

2000 年 9 月に東海地方で発生した豪雨のメソ α スケールの特徴について

鈴木真一*

Meso- α -scale Features of the Tokai Heavy Rainfall in September 2000

Shin-ichi SUZUKI

*Disaster Prevention Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

The synoptic-scale and meso- α -scale features of a period of heavy rainfall in the Tokai district in September 2000 are analyzed using Japan Meteorology Agency Radar AMeDAS data and objective analysis data.

This long-lasting heavy rainfall occurred in an area where the precipitable water amount is over 60 mm. The weather front area was related to upward motion, located at the east-side of a developed disturbance over the Kinki district. This disturbance came from the vicinity of typhoon T0014 in the south of Japan, and was a shallow tropical disturbance before landing on the Japanese islands. There was another disturbance in the middle troposphere, that traveled eastward along the westerly jet. The intensification of the disturbance seems to have occurred by a coupling process of these two disturbances.

Key words : Heavy rainfall, Meso- α -scale disturbance

1. はじめに

2000 年 9 月 11 日から 12 日にかけて、西日本の太平洋側では広い範囲で強い降水がみられた。特に愛知県では名古屋市周辺で記録的な豪雨となり、名古屋地方気象台では 11 日と 12 日の 2 日間で年降水量の 1/3 を越える 567mm の降水がみられた。この通称「東海豪雨」は、多くの極値更新記録を愛知県にもたらした。名古屋地方気象台の観測では日最大降水量 (97.0mm)、日降水量 (428.0mm)、最大 24 時間降水量 (534.4mm) の極値更新記録となり、その他県内のアメダス観測地点では 7 箇所 (名古屋を含む) で 1 時間降水量、9 箇所 (名古屋を含む) で日降水量の極値更新記録となった (名古屋地方気象台, 2000)。

強い降水が発生している 9 月 11 日 21 時 (日本時間) における気象庁による地表天気図を図 1 に示す。日本の南海上には台風 14 号があり、日本列島上には通称「秋雨前線」と呼ばれる停滞前線がある。西日本では激しい降水が見られているが、日本列島上には熱帯低気圧などの顕著な気象擾乱は解析されていない。

本稿では、愛知県を中心に長時間持続した豪雨が、どのような状況のもとで発生したかについて考察する。2 節で降雨の状況についてまとめ、3 節では気象庁の客観解析データを元に、総観規模からメソ α スケールで見られる場の特徴について考察する。

2. 降雨状況

愛知県では県内に 49 箇所の自記雨量計を設置している。この観測から得られた日本時間 9 月 11 日および 12 日の 2 日間に降った全雨量の空間分布を図 2 に示す。降水量の多い帯状の領域が 2 つ見られる。一つは知多半島の付け根付近から北北東方面へ延びる領域で、名古屋市付近では最大で 600mm 以上の降水を記録している。この降雨領域の下で、新川の氾濫などの災害が発生している。もう一つはそれと平行に愛知県東部で見られる領域である。

この降雨観測記録から、名古屋付近の降雨帯を含む 34.8°N から 35.4°N、136.8°E から 137.2°E までの領域で平均した降雨強度と、愛知県東部の降雨帯を含む、

* 独立行政法人 防災科学技術研究所 総合防災研究部門

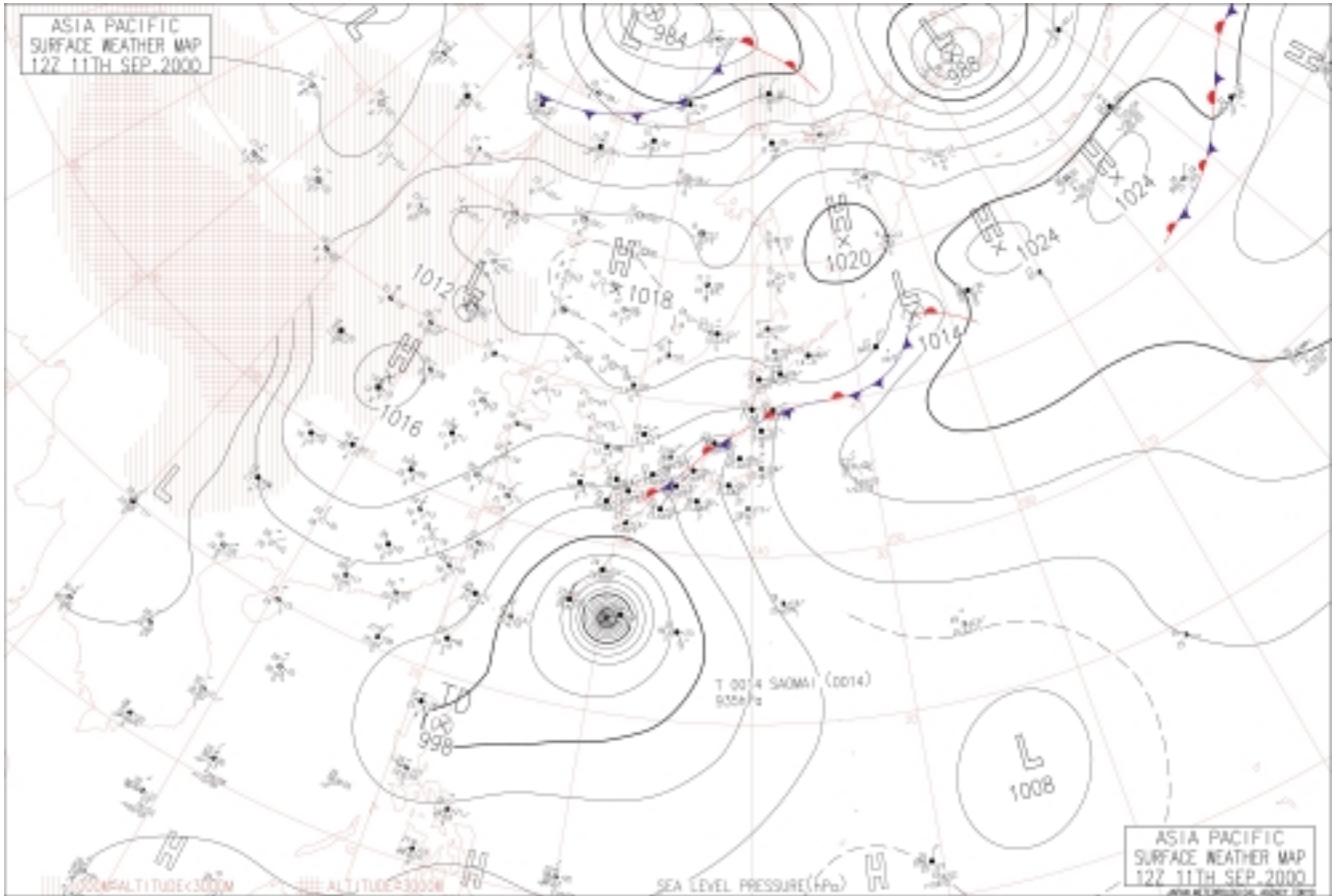


図1 2000年9月11日21時(日本時間)の地上天気図(気象庁, 2000)

Fig. 1 A surface weather chart at 21JST on September 11, 2000 (Japan Meteorological Agency, 2000).

34.8 N から 35.4 N, 137.2 E から 137.6 E まで平均した降雨強度の時系列を図 3 に示す。この図は 10 分間雨量の記録から降雨強度に換算して作成している。愛知県西部では、日本時間 11 日 17 時頃から 12 日 05 時頃まで、時間雨量 10mm 以上の降雨が平均して見られる。また、愛知県東部では日本時間 11 日 21 時頃から 12 日 07 時頃まで強い雨が降っていたことがわかる。この 11 日夕方から 12 日朝にかけての降雨が愛知県内に多くの災害をもたらした。

この時間帯の降雨の様子を、レーダアメダス画像から見てみる。図 4 は、日本時間 11 日 09 時から 12 日 06 時までのレーダアメダス解析雨量を 3 時間毎に図示したものである。11 日 09 時において熊野灘沖にメソスケールの降雨システムがみられ、11 日 12 時頃に紀伊半島から志摩半島へ上陸し、降雨強度が大きくなっている。この降雨システムはこの後も北上して、15 時頃から愛知県と三重県の県境付近にライン状の降雨帯を形成し、愛知県西部ではこの降雨システムが停滞する(18 時, 21 時)。また、21 時には紀伊半島西部から四国南部にかけても降雨帯が形成されている。12 時 00 時には愛知県西部にあった降雨帯はやや東進し、愛知県北東部から岐阜県、長野県の南部に強い降水が見られる。また、愛知県

西部には別の新しい降雨帯が形成されている。12 日 03 時になると、11 日 21 時から 12 日 00 時にかけて紀伊半島西部で見られた降水帯が東進し、愛知県西部の降雨帯とつながり、愛知県西部から紀伊半島東海岸に沿った長い降雨帯を形成する。12 日 06 時には、愛知県上の降雨帯はさらに東進しながら北東から南西へ延びる形になり、このあとは急速に東へ移動している。これに伴い、愛知県の激しい降雨はやんでいる。

図 2 で見られた 2 つの強雨領域は、おおまかにいうと、西側のものは主に 11 日 21 時以前の降雨、東側のものは 12 日 00 時から 03 時にかけての降雨、と時間的に分類することができる。

11 日 09 時以前にも南海上から進んできたメソスケール降雨系は愛知県を通過しているが、これらは停滞せずに通過している。図 5 はレーダアメダス解析雨量を日本時間 10 日 21 時から 11 日 06 時まで 3 時間毎に図示したものである。10 日 21 時には紀伊半島の南、北緯 33 度付近に降雨帯が見られ、これは 11 日 00 時に紀伊半島南岸に到達している。またこの時間には北緯 33 度付近に別の北進する降雨帯がある。この 2 つの降雨帯は 11 日 03 時頃と 06 時頃に三重県から愛知県を通過している。図 3 で 11 日 06 時頃に見られる降雨がこれである。これらは

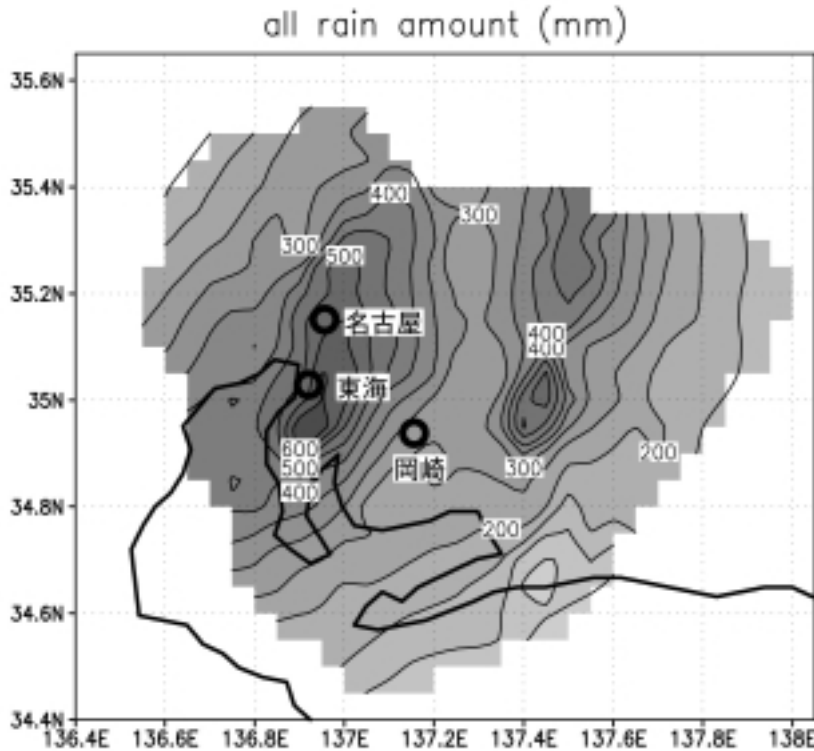


図2 県内49箇所にある愛知県の自記雨量計において、日本時間11、12日の2日間で観測された降雨量。単位はmm

Fig. 2 Spatial distribution of 48-hour rainfall (mm) from 00 JST on September 11, observed by 48 rain stations in Aichi Pref.

停滞せずに通過したことで、11日の降雨ほどの大雨にはなっていないと考えられる。

また、愛知県で災害を引き起こしたこの豪雨時には、愛知県だけでなく、西日本太平洋側の各地で強い雨が見られる(図4, 5)。愛知県内は常に強い降雨帯が持続したことが、他の地域との違いである。今回の愛知県での豪雨は、降雨域の停滞が問題であるといえる。

3. 客観解析から見る豪雨発生状況

ここでは、気象庁の客観解析データを用いて、総観規模からメソ スケールの場の特徴について考察を行なう。

図6は9月10日15時から11日21時までの、気象庁全球客観解析のデータに基づいた850hPa等圧面高度と可降水量を6時間毎に示したものである。11日21時(図6(f))の850hPa等圧面高度をみると、北陸地方にトラフが見られ、その前面にあたる南東側の東海地方に、可降水量60mm以上の領域が存在する。この領域では、等圧線が南南東から北北西に走っており、南風の侵入があることが推察される。この60mm以上の領域は11日03時から熊野灘沖に発生し、このあと四国から紀伊半島、東海地方にわたって停滞している。また、トラフも同時刻から見えるようになり、11日15時から明瞭になっている。

Nakai (2000) は1996年夏期に太平洋で発達したクラ

ウドクラスターと可降水量の関係について調べ、熱帯大気では両者に良い対応が見られることを示している。東海豪雨の発生は、さきに述べたような東海地方における可降水量の増大やトラフの発達と関係があると考えられる。そこでここでは、メソ スケールで見られるこのような場がどのように形成されたのかについて考察を行なう。

図7(a)~(f)に850hPaでの渦度の時間変化を示す。各図で下端中央付近に見えている正渦度の大きな領域は台風である。9月11日21時(図7(f))で北陸周辺にある発達した正渦度擾乱が、図6(f)の気圧の谷に相当する。時間を遡ってこの擾乱を見てみると、1日前の10日21時(図7(b))には台風14号の北側、北緯30度、東経133度付近に等値線の膨らみとして見えている。この正渦度擾乱の高さは500hPa以下であった。この擾乱は台風の縁辺流に移流される形で北上し、11日03時(図7(c))には四国沖にある $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ の閉じた等値線として見えている。11日09時には発達しながら近畿地方へ上陸し、その後更に発達している。

図6を見ると、トラフの発達にしたがってその前面、東側での可降水量が多くなっていることが見てとれる。この領域で可降水量が大きくなっているということは、ここで下層の収束がおきていることを示す。

Holton (1992) は、Qベクトルを用いて、準地衡流方程

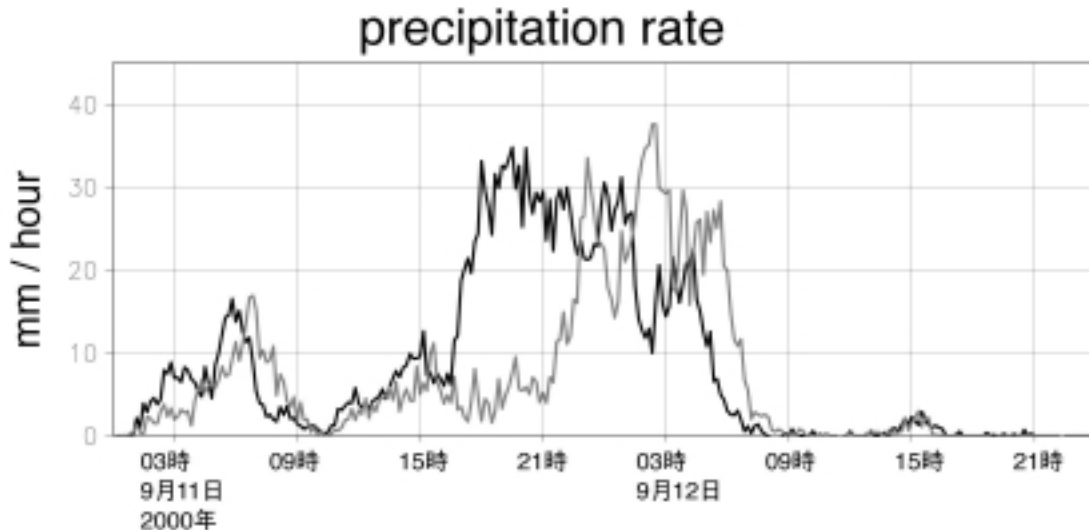


図 3 34.8 N から 35.4 N, 136.8 E から 137.2 E までを平均した降雨強度 (黒線) と同じ緯度帯で 137.2 E から 137.6 E まで平均した降雨強度 (灰色線). 横軸は時間で単位は世界標準時, 縦軸は降雨強度 (mm/hour)

Fig. 3 Observed precipitation rate averaged over the area from 34.8 N to 35.4 N and from 136.8 E to 137.2 E (black line) and the area from 34.8 N to 35.4 N and from 137.2 E to 137.6 E (grey line).

式系の枠組のもとでの鉛直流について述べている．それによれば，地衡流が等温線を横切るような場合，暖気移流となる場では上昇流，寒気移流となる場では下降流となる非地衡流成分が発生する．傾圧帯にトラフがある場合は，トラフの東側では南風となって暖湿な空気が運び込まれ，上昇流となる．

図 8 は 9 月 11 日 09 時における 850hPa での Q ベクトル

$$Q = \left(-\frac{R}{p} \frac{\partial V}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{R}{p} \frac{\partial V}{\partial y} \cdot \nabla T \right) \quad (1)$$

とその発散 (Hoskins *et al.*, 1978; Hoskins and Pedder, 1980; Holton, 1992) を示したものである^{注 1}．ここで R は気体定数, p は気圧, V は水平風, T は気温である．東海地方で Q ベクトルの収束がみられ，これはこの領域が上昇流域となっていることを示している．つまりメソスケールのトラフの発達に伴って，トラフの前面では下層収束が発生しており，その結果，東海地方では南風が強く可降水量の大きい場が形成されている．このように，東海豪雨の発生した環境場の形成には，この擾乱の発達が大きく寄与していると考えられる．

そこで次に，台風の縁辺からやってきた擾乱が，なぜ日本付近で発達したかを考える．

渡辺ら (2000) は，日本上空を東進する対流圏中層の擾乱の通過に伴って，豪雨が発生していることを指摘している．そこで，対流圏中層の擾乱に注目してみる．

図 9 は 11 日 15 時の 500hPa 面での温位と渦度である．

東経 133 度線上の北緯 25 度にある正渦度擾乱は台風 14 号，北緯 48 度にある擾乱は寒冷渦である．この高度では台風と寒冷渦の間に前線帯が存在しており，この前線帯上に正渦度を持った擾乱が東経 130 度付近にあって，東進している．11 日 15 時の 500hPa では，朝鮮半島付近に見られる．この擾乱に伴う正渦度は，11 日 21 時には朝鮮半島から北海道にかけて日本海上に細長く分布し，12 日 09 時には北海道上空に進んでいる．

図 10 はこの時間の東経 130 度における渦位の鉛直断面である．北緯 25 度付近に台風による渦位の極大が見える．北緯 45 度付近では上空の高渦位の下降しているが，これは寒冷渦である．この台風と寒冷渦の間に，1PVU 程度の渦位の大きい領域があり，これは前線帯に沿うように上空ほど北へ傾いている．また，渦位の極大は対流圏中層にあることがわかる．

850hPa 面で見える東海豪雨時の下層渦度の強まりは，この対流圏中層の擾乱 (短波長トラフ) の日本付近の通過に伴って発生している．渡辺その他 (2000) では，この短波長トラフの日本付近への接近と太平洋高気圧の西への張り出しによって，日本付近の傾圧が強まっていると説明されている．

しかし，Takayabu (1991) が述べているような，対流圏下層と中上層の擾乱の結合発達がみられているとも考えられる．図 11 は，11 日 09 時と 15 時において，擾乱の通り道であった北緯 30 度から 40 度までの相対渦度を平均した鉛直断面である．09 時では中層の擾乱は東経 120 度付近に渦位の極大を持ち，下層の擾乱とは分離し

注 1 : Hoskins *et al.* (1978) や Hoskins and Pedder (1980) らの Q ベクトルの導出では f 面上の準地衡流方程式系で論じられている．今回用いているデータは，コリオリパラメータは緯度に依存するモデルで計算された解析データである．

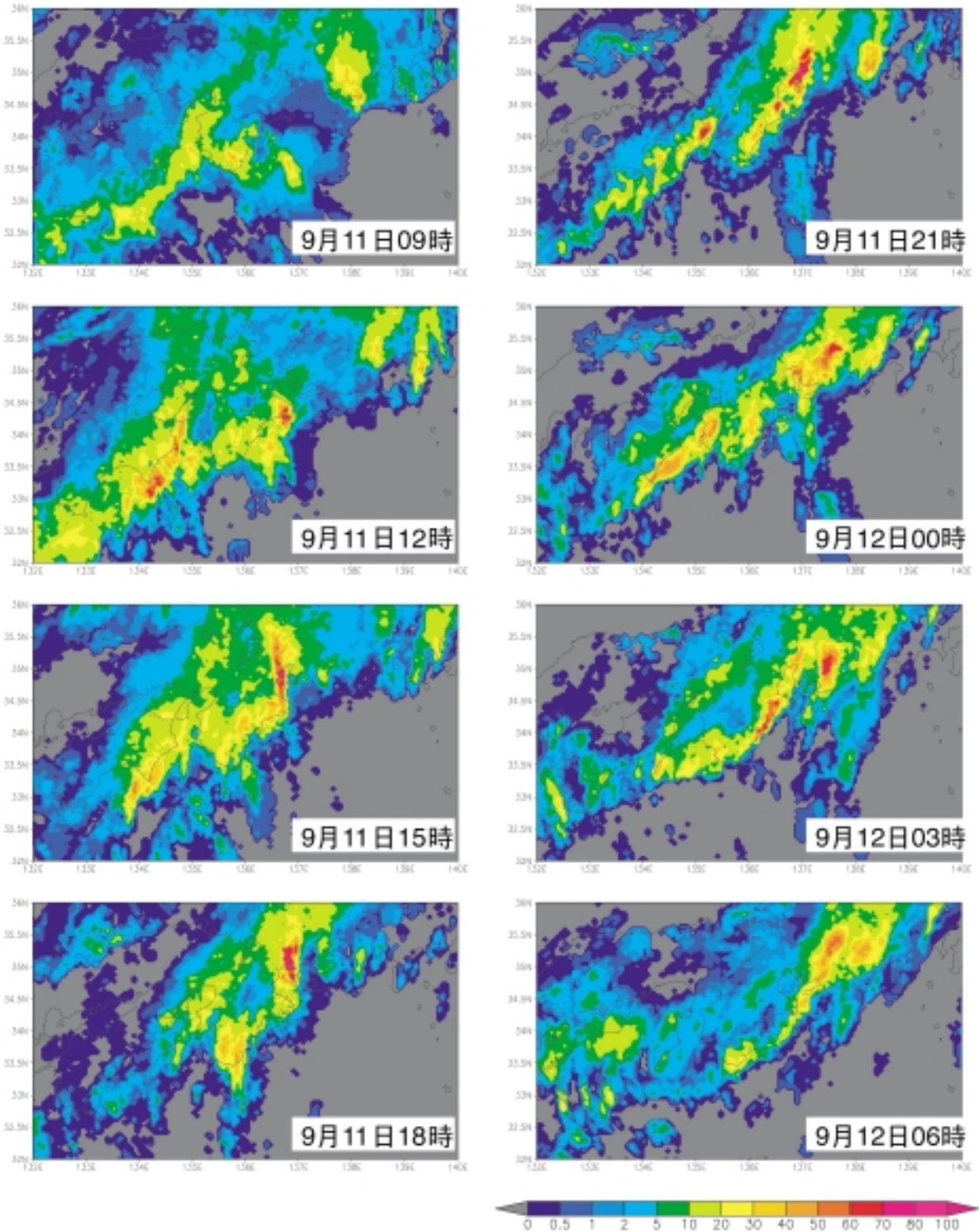


図4 気象庁レーダーアメダス解析値による，中部日本の3時間毎の降雨強度 (mm/hour) .
日本時間11日09時から12日06時まで

Fig. 4 Precipitation rate (mm/hour) of every 3 hours in central Japan. Rader-AMeDAS data
from the Japan Meteorological Agency were used.

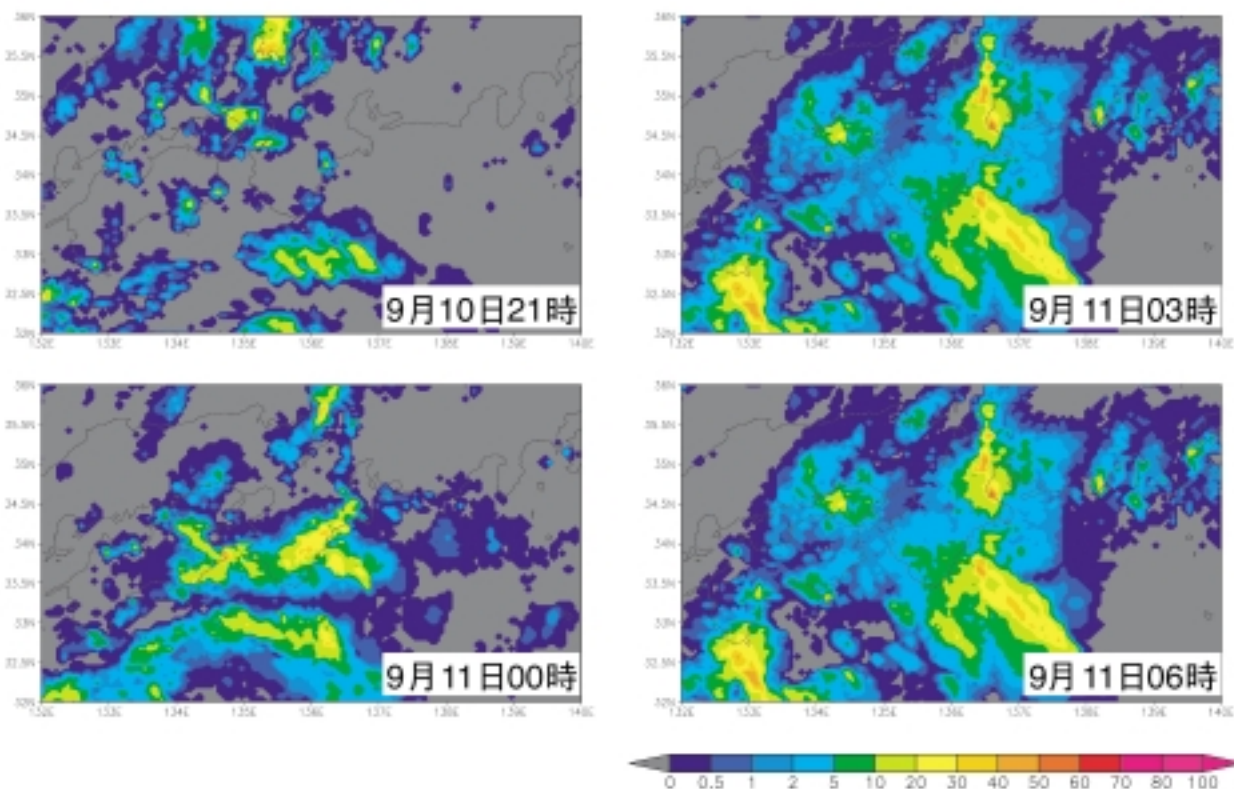


図5 気象庁レーダーアメダス解析値による中部日本の3時間毎の降雨強度 (mm/hour) . 日本時間 10 日 21 時から 11 日 06 時まで
 Fig. 5 Precipitation rate (mm/hour) of every 3 hours in central Japan. Rader-AMeDAS data from the Japan Meteorological Agency were used.

ているが、中層の擾乱が東進するに従い、15 時では擾乱の渦位分布が結合している。このように、豪雨の発生時に台風の縁辺で発生して北上した熱帯性擾乱と対流圏中層の擾乱が日本付近で結合し、発達している様子がみられる。この擾乱の発達に伴い、東海地方で可降水量が増大した。

この結合した擾乱は、この後更に、北にある寒冷渦とも結合して東進している。

前線帯を東進しているこの擾乱は、気象庁全球客観解析データにおいて9日09時頃からはっきりと確認でき、この時刻には北緯34度、東経105度付近にある。図12と図13に、この擾乱の鉛直断面と320Kの等温位面上での渦位を示す。図13を見ると、高緯度にある高渦位の気塊が流れて来て擾乱として独立したのではなく、この場所で高渦位の気塊が発生していることがわかり、この擾乱は非断熱過程によって発生したものと考えられる。9日21時には東経110度から120度付近に到達し、ここで10日21時までほぼ停滞しているが、11日09時には高渦位の気塊の先端部は朝鮮半島付近へ到達し、東進している。

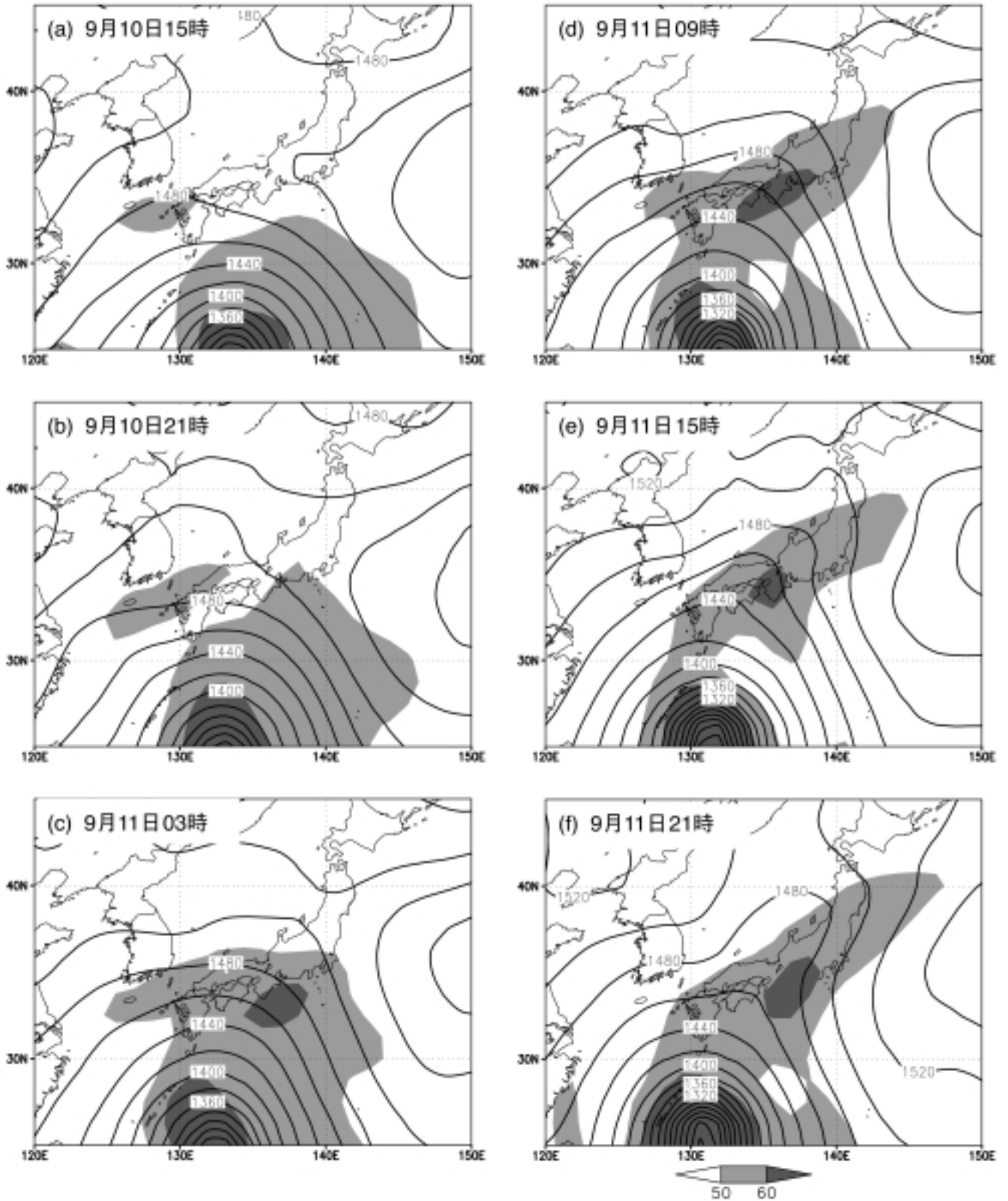


図6 日本時間9月10日15時から9月11日21時までにおける850hPa高度(実線, m)と可降水量(濃淡, mm)

Fig. 6 850 hPa height (contour, m) and precipitable water (shade, mm) from 15JST, Sept.10 to 21JST, Sept.11, 2000.

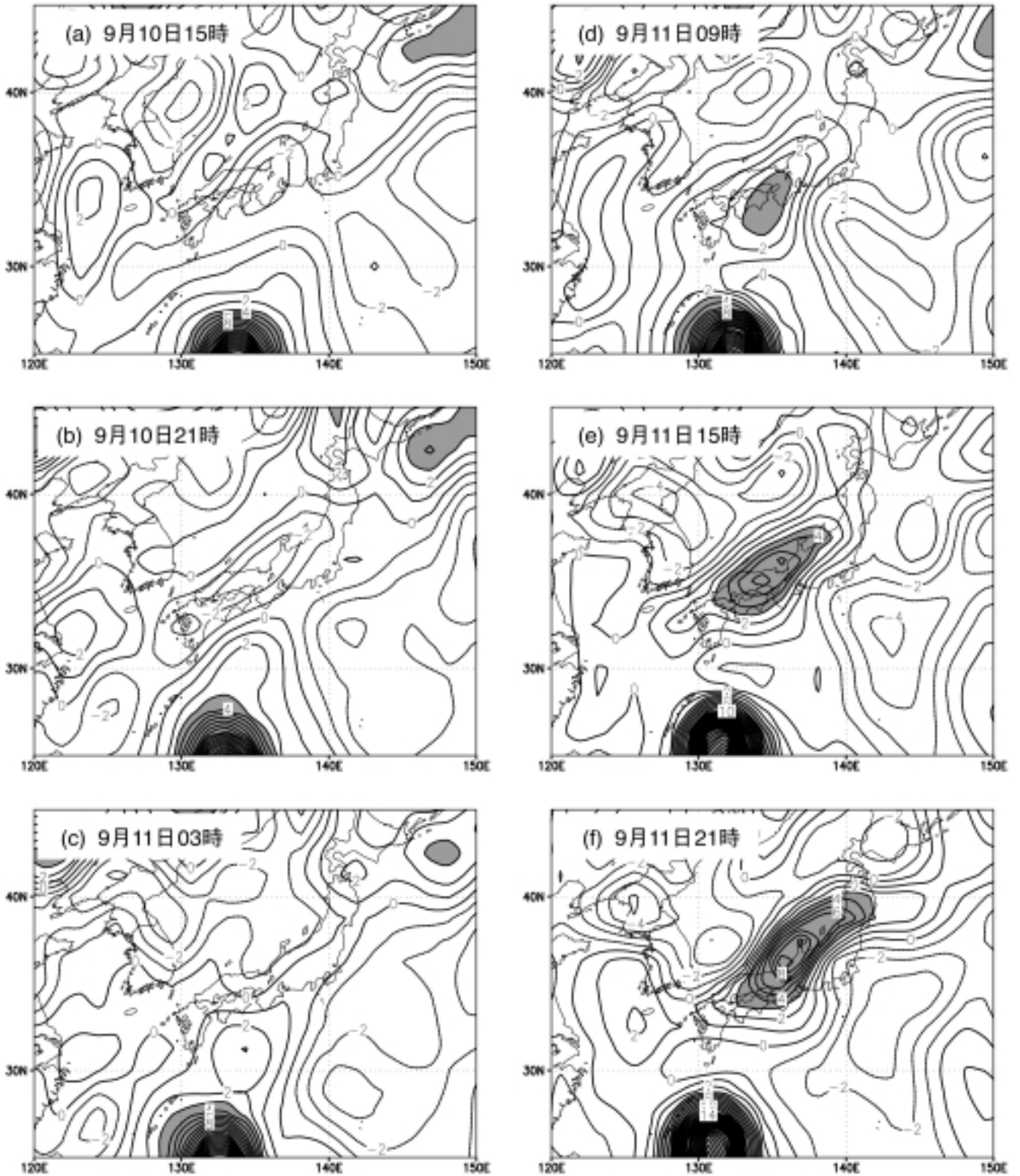


図7 日本時間9月10日15時から6時間おきに9月11日21時までの850hPa面における相対渦度 (10^{-5} s^{-1})。影のついた領域は $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域

Fig. 7 Relative vorticity (10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa from 09JST, Sept. 10, 2000 to 21JST, Sept. 11. Shaded areas have values over $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

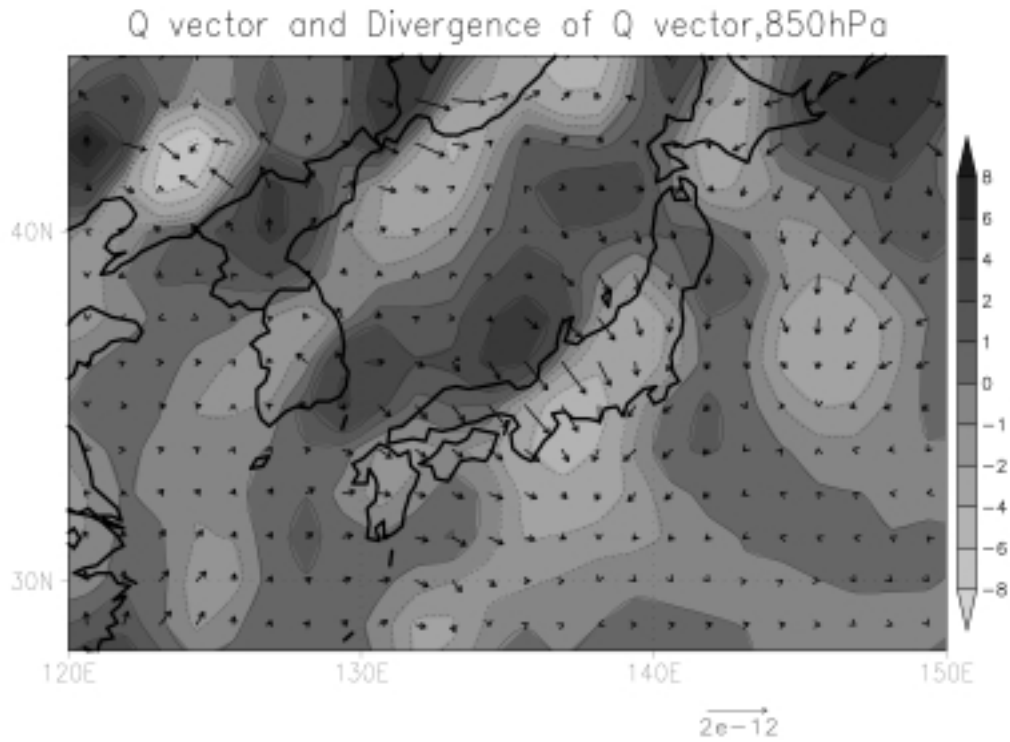


図8 9月11日09時の850hPaにおけるQベクトル(矢印, $[\text{kg m s K}^{-1}]$)とその水平収束(濃淡, $10^{-18} [\text{kg m}^2 \text{s K}^{-1}]$)
 Fig. 8 Q vector (arrows, $[\text{kg m s K}^{-1}]$) and its horizontal divergence (shade, $10^{-18} [\text{kg m}^2 \text{s K}^{-1}]$) at 850 hPa, 09JST, Sept. 11, 2000.

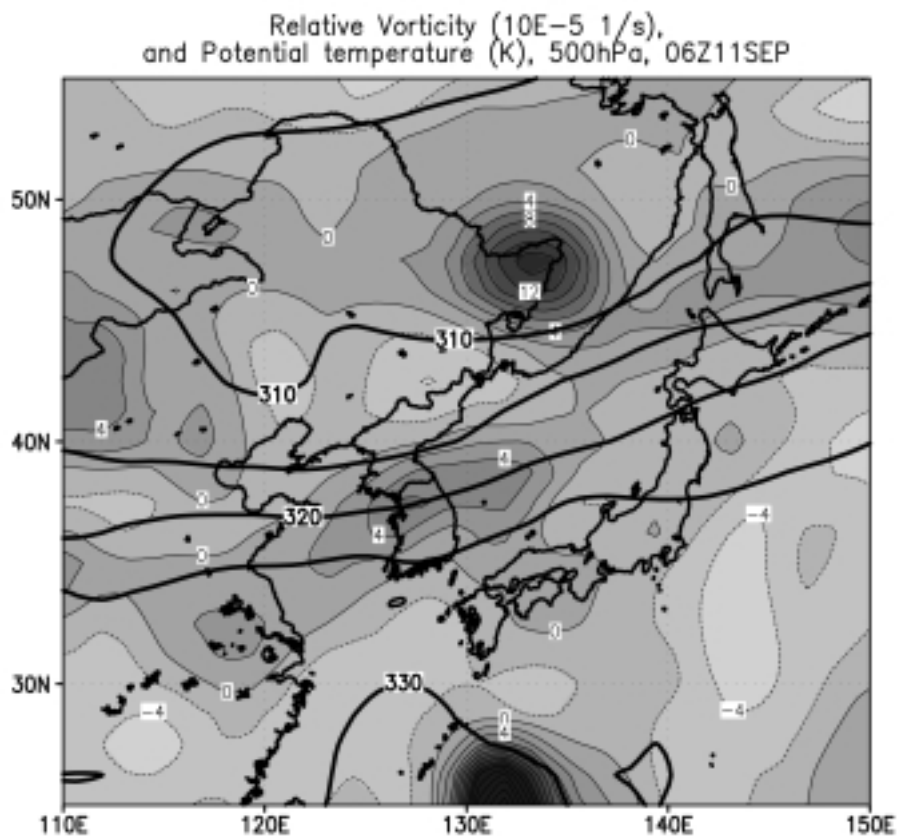


図9 日本時間9月11日15時での500hPaの温位(太線, K)と相対渦度(細線, 10^{-5} s^{-1} , 等値線間隔は $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)
 Fig. 9 Potential temperature (thick line, K) and relative vorticity (thin line, 10^{-5} s^{-1}) at 500 hPa, 15JST, Sept. 11, 2000.

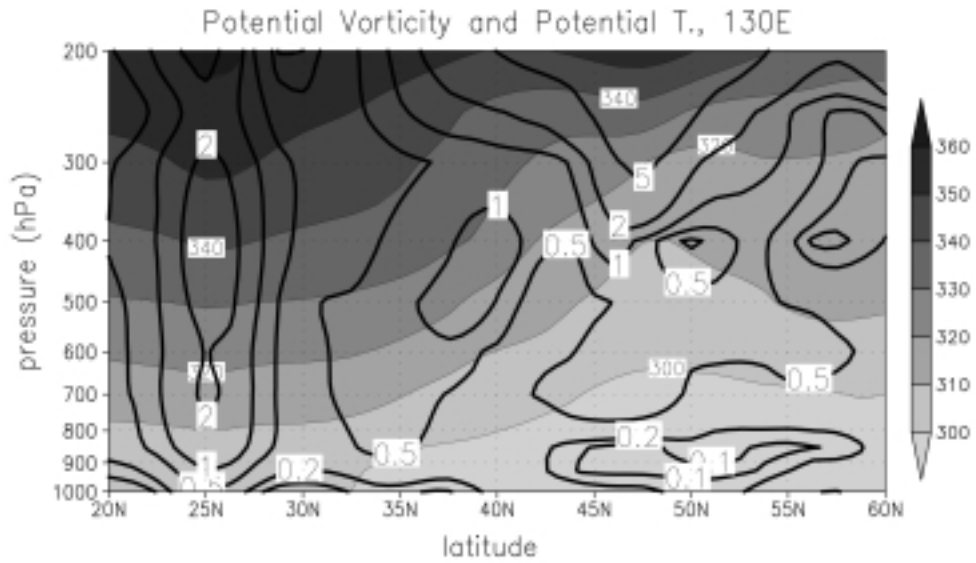


図 10 日本時間 9 月 11 日 15 時での渦位 (太線, $\text{PVU} = 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{K kg}^{-1}$) と、温位 (濃淡, K) の東経 130 度に沿った鉛直断面

Fig. 10 Vertical section of potential vorticity (contour, PVU) and potential temperature (shade, K) along 130 °E at 15JST, Sept. 11, 2000.

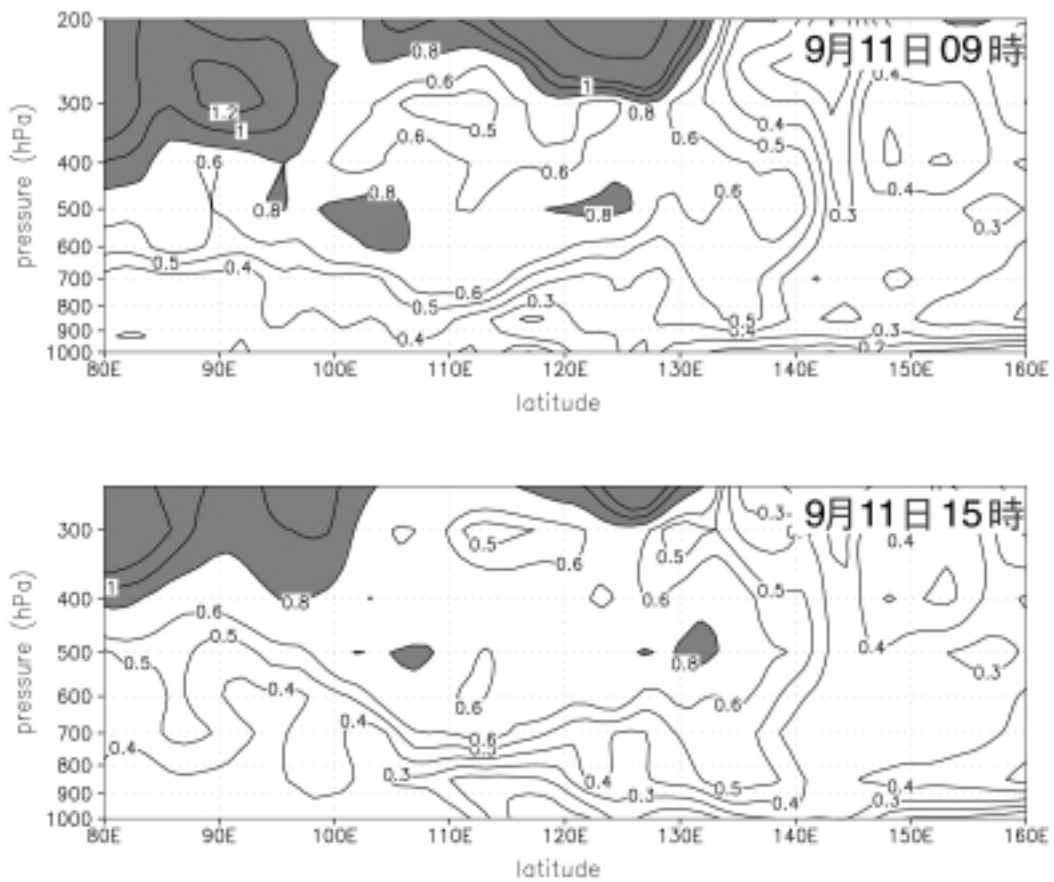


図 11 日本時間 9 月 11 日 09 時 (上) と 15 時 (下) における北緯 30 度から 40 度まで平均した渦位 (PVU) の鉛直断面。灰色の領域は渦位の値が 0.8 PVU 以上の領域

Fig. 11 Vertical section of potential vorticity (PVU) averaged from 30 °N to 40 °N at 09JST, Sept. 11, 2000 (upper) and 15JST (lower).

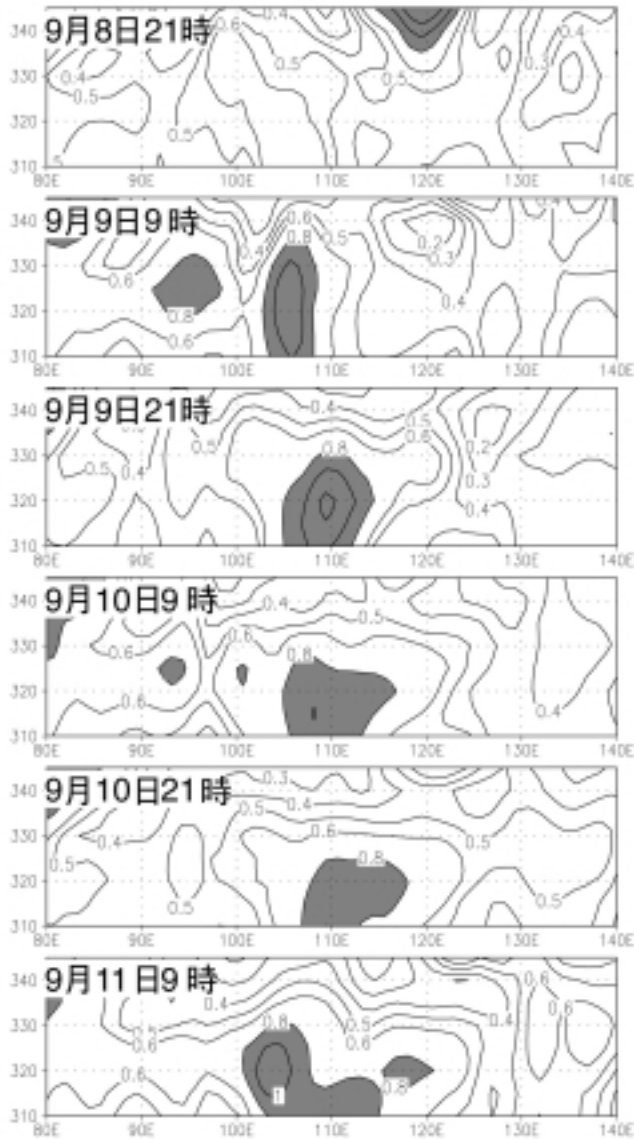


図 12 北緯 30 度から 35 度まで平均された渦位の鉛直分布の時間変化．日本時間 9 月 8 日 21 時から 11 日 09 時までの 12 時間おき．横軸は経度，縦軸は温位で示された鉛直方向．シェードをかけた部分は 0.8 PVU 以上の領域

Fig. 12 Vertical sections of potential vorticity averaged from 35°N to 40°N, from 21JST, Sept. 8, 2000 (top) to 09JST, Sept. 11 (bottom). Shaded areas indicate that the values are over 0.8 PVU.

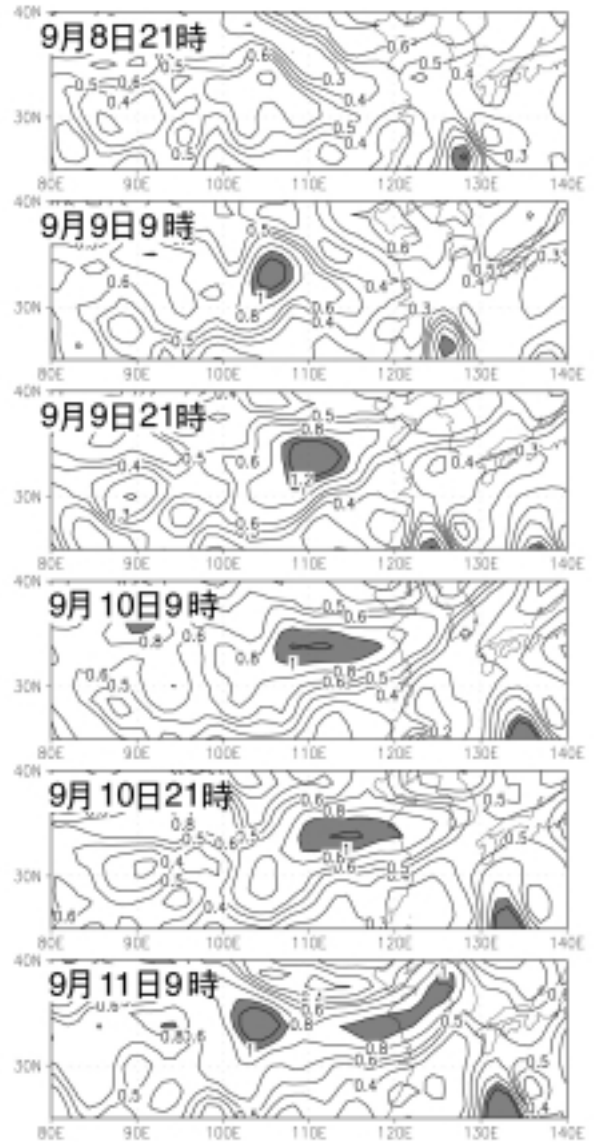


図 13 320K の等温面上での渦位の時間変化．日本時間 9 月 8 日 21 時から 11 日 09 時までの 12 時間おき．シェードをかけた部分は 1.0 PVU 以上の領域

Fig. 13 Potential vorticity on isentropic surface of 320K, from 21JST, Sept. 8, 2000 (top) to 09JST, Sept. 11 (bottom). Shaded areas indicate that the values are over 1.0 PVU.

4. まとめ

2000 年 9 月 11 日から 12 日にかけて発生した東海地方の豪雨について、その環境場の特徴を気象庁の客観解析データにより考察した。

日本の南海上にある台風 14 号の北東部で発生して近畿地方へ到達した熱帯擾乱が、偏西風ジェットに沿って日本付近まで東進してきた対流圏中層の擾乱と結合し、日本列島上で擾乱が発達した。その結果、擾乱の前面にあたる東海地方では下層収束が大きくなり、可降水量が増大していた。この可降水量の増加が、対流活動の持続に寄与していたと考えられる。対流圏中層の擾乱は中華人民共和国四川省付近で非断熱過程によって発生したと考えられ、偏西風ジェットの frontline に沿って東進していた。

謝辞

愛知県の雨量データは愛知県河川課から提供いただきました。名古屋地方気象台の方々には、豪雨時の話を聞かせていただき、また、東海豪雨に関する多くの資料を提供していただきました。特に上村喬予報課長にはいろいろと便宜をはかっていただきました。名古屋大学地球水循環研究センターの坪木和久助教授には、データの編集作業に協力していただきました。

ご協力いただいた皆様に感謝申し上げます。

本報告書におけるデータの図示には Grid Analysis and Display System (GrADS) を用いています。

参考文献

- 1) Holton, J. R. (1992) : An Introduction to Dynamic Meteorology, 3rd ed. Academic Press, 507pp.
- 2) Hoskins, B. J., I. Draghici and H. C. Davies (1978) : A new look at the ω -equation. Quart. J. R. Met. Soc., **104**, 31-38.
- 3) Hoskins, B. J. and M. A. Pedder (1980) : The diagnosis of middle latitude synoptic development. Quart. J. R. Met. Soc., **106**, 707-719.
- 4) 気象庁 (2000) : 気象庁天気図 (CD-ROM)
- 5) 名古屋地方気象台 (2000) : 災害時気象速報「平成 12 年台風 14 号および前線による 9 月 11 日から 12 日にかけての愛知県地方の大雨」。災害時自然現象報告書 2000 年号外, 16pp.
- 6) Nakai, S. (2000) : Regional difference of relation between upper-level cloud area and precipitable water content. The 13th International Conference on Clouds and Precipitation, 14-18 August 2000, Reno, Nevada, USA.
- 7) Takayabu, I. (1991) : "Coupling Development" : An efficient Mechanism for the development of extra-tropical cyclones. J. Meteor. Soc. Japan, **69**, 609-628.
- 8) 渡辺 真二, 窪田 邦晃, 木下 信好, 辻川 才太, 森岩 聡, 中條屋 宏 (2000) : 平成 12 年 9 月 11 日 ~ 12 日の記録的な大雨 - 偏西風帯トラフと亜熱帯擾乱の相互関与による短時間強雨 - . 第 17 回中部支部研究会講演要旨集, No.15, 55-60.

(原稿受理 : 2001 年 10 月 9 日)

要 旨

2000 年 9 月に東海地方で発生した豪雨 (通称「東海豪雨」) の総観規模 ~ メソ スケールの特徴について、気象庁のレーダアメダスと全球客観解析データから調べた。

豪雨は可降水量が 60mm 以上の場所で発生していた。この領域は近畿地方で発達した擾乱の東側の上昇流域にあたる。この擾乱は台風 T0014 の縁辺から日本の南岸へやっており、日本列島へ上陸する前は浅い熱帯性擾乱である。一方、対流圏中層には偏西風ジェットに沿って東進する擾乱があり、この 2 つの擾乱は日本列島上で結合し、発達していた。

キーワード : 豪雨, メソ 擾乱