

豪雨の発生条件と地域的分布特性

新潟地方気象台長

二宮 洗 三

1. はしがき

近年、河川改修工事の進捗によって大河川の氾濫は著しく減少しているが、小河川の洪水・土砂崩れ災害などは依然として防災上重要な問題となっている。

降水量とこれら災害の発生は必ずしも一対一に対応するものではないが、豪雨の発生が災害発生の重要な因子であることは事実である。最近の気象予測技術の進歩によって気象注意報・警報の精度は向上しており、防災の立場からは、これらの気象情報を最大限に活用することが大切である。そのためにも、バックグラウンド的知識として豪雨の発生条件や地域的分布特性を理解していただく必要がある。本稿の目的はここにある。

気象学的には豪雨の厳密な定義はないが、大雨警報の対象となるような降水を豪雨と考えてよい。

2. 降水の機構

豪雨の発生条件をのべる前に、一般的な降水の機構をのべる。気圧は高さと共に減少しており、地上で $\sim 1,000\text{mb}$ の気圧は $12,000\text{m}$ 上空では $\sim 200\text{mb}$ に減ずる。気塊がなんらかの原因で上昇すれば外界の気圧の減少に応じて膨張して温度がさがり、未飽和な気塊では、 100m 上昇すると 1°C 気温が低

下する。空気に含まれる水蒸気の最大値(飽和水蒸気量)は温度の関数で温度が低いほど小さな数値である。したがって気塊が上昇し、気温が低下すると空気に含みきれない水蒸気が凝結する。(凝結熱の放出のため飽和気塊の場合、 100m 上昇あたり、 $\sim 0.6^\circ\text{C}$ の気温が低下する。)

凝結した水蒸気が雲粒から降水粒子に成長して地面に落下するまでの過程も複雑で、降水物理(雲物理)と呼ばれる気象学の分野の研究対象であるが、本稿では深く立ち入らないことにする。

以上述べたように、降水は空気の上昇運動によって生ずる。単位時間あたりの降水量(降水強度)は上昇速度と水蒸気量とでさだまる。水蒸気量は気温が高いほど多い。総降水量は降水強度とその継続時間の積である。

下層から気塊が上昇すれば、それを補償するため空気が周囲から流入(収束)する。また下層で収束があれば上昇が生ずる。流体の中では収束と上昇は不可分の現象である。すなわち、降水は収束(上昇)によって生じ、強い降水は強い収束(上昇)によって生じる。

空気の上昇の機構は次の2種類に分類される；(1)気象擾乱にともなうもの、(2)地形性の上昇。気象擾乱とは、例えば低気圧、積乱雲などのように地球大気中に生じる循環系の総

称である。以下、これらについて説明する。

3. 気象擾乱と降水

大気中にはさまざまな気象擾乱があり、それぞれが個有のメカニズムと大きさを持っている。そのメカニズムと大きさによって気象擾乱は分類されている。降水に関連する擾乱を第1表にかかげる。

温帯低気圧は中緯度の大規模擾乱であり、南北の気温差に関係する傾圧不安定の機構によって発生発達する擾乱である。気象衛星雲像にみられるように広範囲（～1,000km）にわたり、また低気圧の寿命も数日におよぶので時間・空間的の総和した降水量は多いが、降水強度は一般に弱い。しかし低気圧中心附近の強い風により地形性降水が大雨をもたらすことも少なくない。場合によっては低気圧のある部分で中規模擾乱が発生し豪雨が発生することもある。

台風は発達した熱帯擾乱であり、降水とともに潜熱の放出に励起された巨大な渦である。中心部分での上昇流や渦状の降水帯（スパイラルバンド）によっても強い降水がもたらされるだけでなく、強い風によって大量の地形性降水をもたらすことが多い。

梅雨期には梅雨前線上で～1,000kmの間隔をおいて発生する小低気圧が大雨をもたらすことがある。この低気圧は通常の温帯低気圧

より小さく、湿潤大気中で発達するメカニズムを持ち、中間規模低気圧として分類されている。その降水は～300kmのひろがりを示すが、ある部分に中規模擾乱が発生して局地的豪雨をもたらすことも少なくない。

雷雨をもたらす積乱雲は積乱スケールの擾乱である。高温・湿潤な気塊がなんらかの原因によって上昇し凝結がはじまると潜熱の放出により、上昇にともなう気温の減少が、～0.6℃/100m程度になることはすでにのべた。もし大気の気温の減率がこれより大きければ上昇する気塊は周囲より相対的に高温（そして低密度）となり浮力を受けてますます上昇をつづけ高い積雲や積乱雲を生ずる。これが積雲・積乱雲の発達の機構である。また、このような発達を生ずる大気の熱的状态を潜在対流不安定状態と云う。このような状態で、潜在不安定を顕在化するためには下層の気塊を上昇させることが必要であり、このため低気圧スケールの上昇流や地形性上昇がきっかけとして働かねばならない。積乱雲の上昇流は一般に大きく激しい降水や降雷をともなうが、そのひろがり～10km程度である（～100kmもある積雲を浮力によって形成することはできない）。また一回の上昇が終れば対流不安定エネルギーを消費しつくすため、それ以上降水が続くことがない。このため単一の積乱雲の継続時間は、たかだか～30分である。

以上説明した、幾つかの気象擾乱のみでは豪雨——～100km以上のひろがり～3時間の継続時間をもつ——の発生は十分に説明され得ない。観測データによれば組織化された数個の積雲・積乱雲の集団（つまり中規模擾乱）の発生が豪雨をひきおこすことを示して

第1表 気象擾乱の分類

	空間的大きさ	ライフタイム
大規模擾乱	数1,000km	数日
中間々	～1,000km	～1日
中々	～100km	数時間
積雲々	数km	～30分
台風	～1,000km	数日

いる。これについては詳しく後述する。

4. 地形性上昇

山地などの地形によって生じる上昇流を地形性上昇と云う。具体的に考えるために、長い山脈に直角にむかう風を想定する。風は地面に沿って流れるため、斜面をのぼる、つまり上昇することになる。他の見方をすれば気流が山地によって阻止され、地形性収束がおき、上昇流を生ずると云ってもよい。以上の二つの説明は内容的に完全に同一である。実際の大気の場合は山地をはい登る気流と迂回する気流が生じ、その割合は流れの熱力学的・力学的特性によって決定される。

地形性上昇にも、大はヒマラヤ山脈の地形性上昇から、小は丘陵による地形性上昇までさまざまなスケールがある。谷などの複雑地形に対しては、当然複雑な上昇流が生ずる。大気が対流安定な状態であれば、単に地形性上昇にともなう降水が発生するだけであるが、潜在不安定な状態にあれば地形性上昇によって不安定が顕在化して激しい対流性降水を生ずる。

地形そのものは固定されているから、地形性上昇がおきるか否か、あるいは継続するかどうか、は風の状況による。例えば台風が日本南岸に停滞する場合には、日本列島の南東斜面に地形性降水がその期間継続する。

5. 豪雨発生の条件

積雲スケールの擾乱（積乱雲など）は激しい対流性降水をもたらすが、一般に対流不安定エネルギーを短時間に消費して終息してしまう。豪雨発生のためには、積乱雲の集団的発生、つまり中規模対流システムの発生が条

件である。

単一の積乱雲は～30分程度の寿命をもつにすぎないから、豪雨の発生のためには、積乱雲をひきつづいて発生させるなんらかの機構が必要である。

積乱雲は対流不安定エネルギーと水蒸気を消費して終息するから、これに抗してエネルギーと水蒸気を補給する機構があれば、次々と積乱雲が発達できる。大規模低気圧、梅雨前線上の中間規模低気圧にともなう上昇流（下層の収束）、強い南風による高温多湿気団の流入はそれらを補給する役割をはたす。このような状況下での対流性降水は熱や運動量の再配分の過程をへて自励的に中規模擾乱を維持する。豪雨が大規模や中間規模低気圧の中心近傍に発現することの多いのはこの理由による。気象衛星雲画像やレーダーで見ると、積乱雲が次々と発生し、あるいは列状に並んで豪雨をもたらしていることが観察される。このような中規模の対流性擾乱は～300km四方の水蒸気を消費しつづいて数時間で終息する。

地形性上昇（地形収束）も、同様にひきつづく積乱雲の発達をひきおこす因子である。台風や低気圧が日本列島南岸に停滞し、高温多湿で対流不安定な気団を日本列島の南～南東斜面に送りこむ場合にしばしば豪雨の発生するのはこのためである。

以上は、かなり広範囲の大雨域のなかの一部分に集中するタイプの豪雨の例である。これに対し、周囲には強い降水域がないのに、ごく局地的に降るタイプの豪雨もある。このような豪雨には次の機構が働いていると考えられる：凝結は上昇流によってもたらされるが、強い降水がおきると、落下する雨滴が空

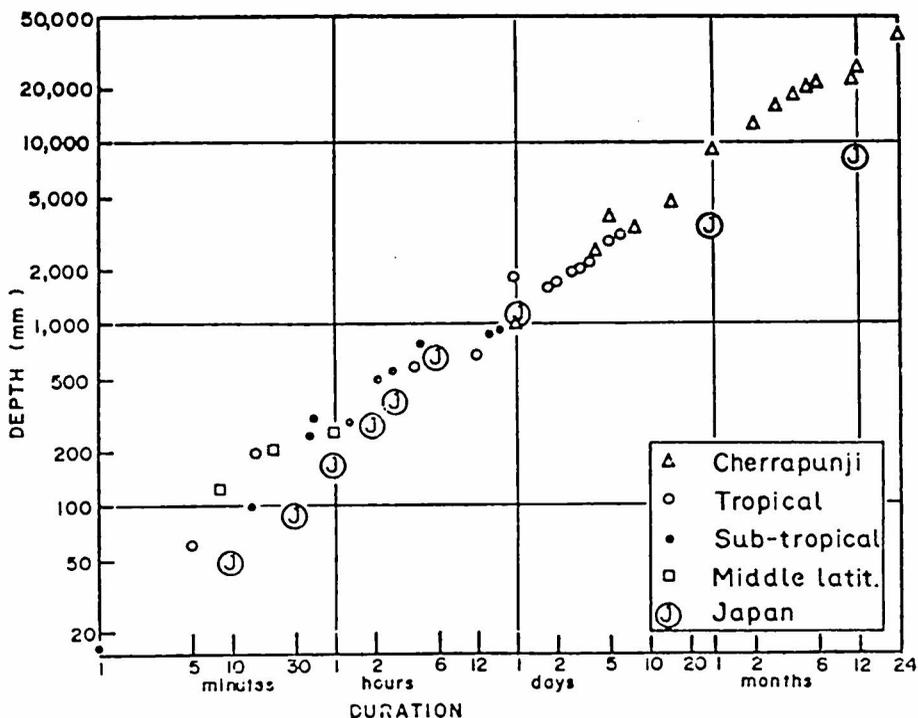
気をひきづり下し、また大気下層が未飽和な場合には雨滴からの蒸発によって冷却され(空気の密度が増加する)、これらの効果によって強い下降流が生じる。雷雨ではこの下降流が一般に顕著であるが、豪雨の場合にもあらわれる。風速・風向の鉛直分布によっては、激しい降水にともなう下降流が周囲の気流と衝突して、新しい収束場をつくることによって、次々と積乱雲を発生させ豪雨をもたらすことがある。特に新しい積乱雲が、次々と古いその後面(進行方向の後)に作られると豪雨域は停滞し、狭い地域に集中した降水がもたらされる。

上述したように、豪雨の発生にはいくつかの条件が同時に満たされ、かつその条件下でのみ作用するいくつかの機構が複合的に働くこ

とが必要である。通常の降水現象はきわめて頻度の高い現象であるのに対し、豪雨が比較的まれにしか発生しないのは、複合的な現象だからである。

6. 豪雨の地域的分布特性

世界各地域それぞれの平均的な降水量を大きく上まわる降水が豪雨である。平均的多雨地域に豪雨がかならずしも多発しないのは、豪雨が特異現象だからである。世界および日本における豪雨の特性をみるため、雨量の極値についての期間-雨量関係を第1図に示す。10分間雨量は個々の積乱雲による降水を代表しており、極値は対流不安定と水蒸気によって規定されている。一時間雨量は中規模擾乱の発達に関係している。1日雨量は大規模擾



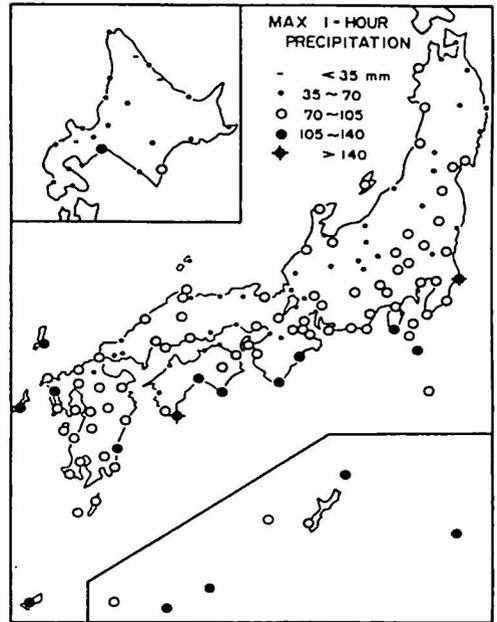
第1図 全世界および日本の雨量極値についての depth-duration の関係 (Jennings (1950) に加筆)

乱（あるいはそれに支配されて引つづき発生した中規模擾乱）の降水を代表している。数日雨量は、地形と停滞した擾乱に関係する。10日～1年間雨量は大規模擾乱の活動を決定する大循環の様相によって規定される。

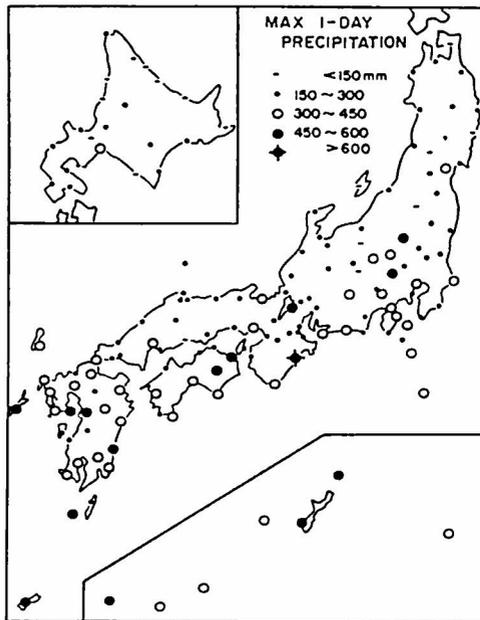
第1図にみるように長時間の極値はインド（アッサム地方）のチェラプンジェで、5～1日雨量の極値は熱帯で、1日～1時間雨量の極値は亜熱帯で発現している。1～30分間の極値は熱帯・亜熱帯・中緯度のいづれでも発現している。これらの事実は次のように説明できる：熱帯では大雨をもたらすに必要な大規模場の条件が長時間持続することがあり、長時間雨量の極値がやすい。積乱雲発達の原因となる対流不安定は中緯度でも発現し、短時間雨量の極値はどこでも出現する。亜熱帯では熱帯海洋性気団が陸上に侵入し、前線・低気圧の活動も活発で中規模擾乱も発達しやすい。このため1～6時間雨量の極値

はこの地域に発現する。

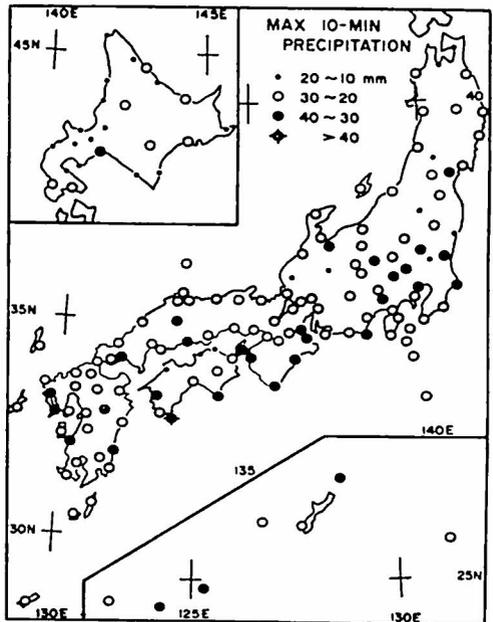
日本の極値と世界のそれを比較すると、1日以上の一週間間の日本の極値は世界のそれに



第2図b 気象官署の1時間雨量極値の分布



第2図a 気象官署の日雨量極値の分布



第2図c 気象官署の10分間雨量極値の分布

はるかにおよばない。30～10分間の極値についても日本の値は世界のそれに比し非常に小さい。ところが1時間～1日雨量の日本の極値は世界のそれにほぼ同等である。すなわち日本の豪雨は亜熱帯の中規模擾乱の特徴をもつ豪雨である。

日本の1日、1時間および10分間降水量の極値の分布図を第2図に示す。1日雨量の極値分布には著しい地域性がみられる。大きな極値は太平洋および東シナ海沿岸に発現しており、強い降水を維持する大規模擾乱や台風の停滞と地形性上昇がこの分布に関係している。1時間雨量極値分布にも南北差と地域性が認められるが、それは1日雨量極値分布におけるほど顕著ではなく東北地方や北海道でも大きな(～100mm/hour)極値があらわれている。10分間雨量極値分布では、南北差はさらに少ない。

一般に降水量には南北差がみとめられるが、短時間に集中する豪雨については南北差が比較的少ないことは注目に値する。換言すれば短時間の強雨は日本列島のどこでも発現する可能性がある。

7. 豪雨の予測技術

一口に気象予測と云っても、いろいろな種類がある。数日～1日(～12時間)事前に行う短期間予測と、1～3時間事前におこなう短時間予測とは、異なった方法によって行われる。

現在、短期間予測で最も重要な方法は「数値予報」である。これは純粋に物理学的な予測方法で、運動方程式や熱力学の式から将来の大気の状態を大型計算機を使用して算出するものである。1989年現在、気象庁は目的に

応じた何種類かの数値予報モデルを使用している。降水予報に最も有用なのはメソモデルであり、その24時間予報により、降水予測も行われる。現在のモデルでは水平分解能はまだ十分ではないが、24時間先の豪雨発生のポテンシャルの有無はかなり正確に予測される。この情報は、防災上の豪雨の予告と云う意味で非常に価値がある。

短時間予報は nowcast と云われる。降水分布とその移動がレーダー、気象衛星、アメダスで観測されればその時間的外挿によって1～3時間後の降水が予測される。この計算処理にも計算機が使用される。

短期間、短時間予測技術は今もなお改善と開発が行われ、より正確な予測精度をもつ予測モデルが期待される。

8. 豪雨防災上の注意点

以上の各節で述べた豪雨の様相から、防災上注意すべき事柄をいくつかまとめた。

(1) 短時間豪雨の地域性

一般に豪雨発生の地域性が印象づけられているが、観測記録からみれば、短時間豪雨の地域性は意外に少ない。短時間豪雨は日本列島のどこでも発現する可能性がある。

(2) 多様の予報

短期間予報は主として数値予報にもとづいてなされる。豪雨に関しての24時間予報はしかしながら、ピンポイントの精度はまだない。ある地域についてのポテンシャル予報的な色彩をもつ。これを理解した上で、防災の準備のための予告的情報として活用すべきである。

これに対し短時間予報は、さらに細かな

予測情報を含む。ただし予測時間は短時間であるので、毎時更新される予測をそのたびに確めなければならない。

(3) 豪雨のくり返し

単一の積乱雲によっては豪雨が発生しないことはくり返しのべた。豪雨ではいくつかの積乱雲がくり返し発生する。換言すれば、降水のピークは何回も出現する。1回のピークの終息をもって豪雨の危険が去ったと判断せず、常に最新の気象情報を確認することが必要である。

(4) 実況重視

予測技術は進歩しつつあるが、まだ完全ではない。予測値をうわまわる降水が発現することもあり得る。現場で（例えば体感でも）異常と思われる降水があれば、予測値にこだわらず、必要な処置をとることが求められる。

参考文献

雨とメソ・システム；二宮洗三（東京堂出版）
防災と気象；宮沢清治（朝倉書店）

