

種々のスケールの気象現象と水災害*

中 島 暢太郎・後 町 幸 雄

1. ま え が き

1972年に京都大学防災研究所に防災科学資料センターが設立され、災害資料の収集とその解析に貢献することになった。気象現象は多くの自然災害の原因となるものであるが、これには全地球的規模の現象から、局地的、集中的な現象まであり、異った規模の現象は異なった気象的メカニズムによって生成され、またそれによって生ずる災害現象もそれぞれ異なる筈である。ここでは災害資料の収集と解析に当って気象現象のスケールをどのようにして分類すべきかを論じ、また、このような観点から水災害の極値をどのように理解すべきかについても言及した。

1973年4月18日に亡くなられた元京都大学防災研究所長速水頌一郎先生は早くから、東アジアの自然災害は気候変動の観点から総合的に長期的な視野で解明し対策を考える必要があることを力説されて、気候変動研究グループを組織された。この報文においても、出来る限り東アジアの広域を一つの眼で見ることを心がけた。今後さらにこのような研究を進めるためのスタートとしてこの報文を亡き先生の霊前に捧げたい。

2. 種々のスケールの気象現象

水災害は数年、数十年あるいはそれ以上の長周期で変動していることが知られている。ナポレオンの敗北と欧州の大寒波、東アジアの干ばつと中国での民族間の戦争、さらには最近問題視されている地球（特に極地方）寒冷化と世界各地での異常気象の続発との関係というような問題には大気大循環の変動を論じなければならぬ。

よく知られているように、日本の気候にとって、シベリア高気圧、太平洋高気圧、アリューシャン低気圧の消長は重大な要因である。地球上に存在するこのような半定常的な高・低気圧のことをかっけては「大気活動の中心」と名付けて気候変動の指標としていた。

一方、低緯度には貿易風が存在し、南北両半球からの貿易風の収束するところは赤道前線と呼ばれ、熱帯性降雨の集中域となっており、その季節による南北方向の移動は熱帯地方での降雨の年変化の一つの要因となっている。太平洋中・東部では特に著しい。

さらに、アジア大陸の東岸は「モンスーン」の卓越することでは世界的に有名であり、気温年変化の小さい東南アジア各国では、モンスーンの消長がその気候を支配するといっても過言ではない。

以上述べた3種類の現象は、説明上ははっきり区別することが便利であるが、現象は互いに無関係に起るものではない。例えば、冬季日本付近で、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧の相対配置によって生ずる北西モンスーンはその後北東気流に転じて南支那海に入り、日本の日本海岸に大雪を降らせ、台湾北東部、フィリピン北東部に大雨を降らせ、さらにマレー半島東岸にも大雨を降らせる。しかし、これらは必ずしも同時現象ではなく、例えば、シベリア高気圧が中国まで南下するような場合にマレー半島の雨は強くなる。

夏季東アジアで大雨が多くなるような場合には、赤道前線は太平洋西部で著しく北上し、南支那海方面からの南西モンスーンとフィリピン北東方で出合い、また、日本付近の太平洋高気圧は東に退いて、中緯度でも東支那海方面が低圧部となる。

* 昭和47年度防災研究所研究発表会特別講演（1973年2月6日）

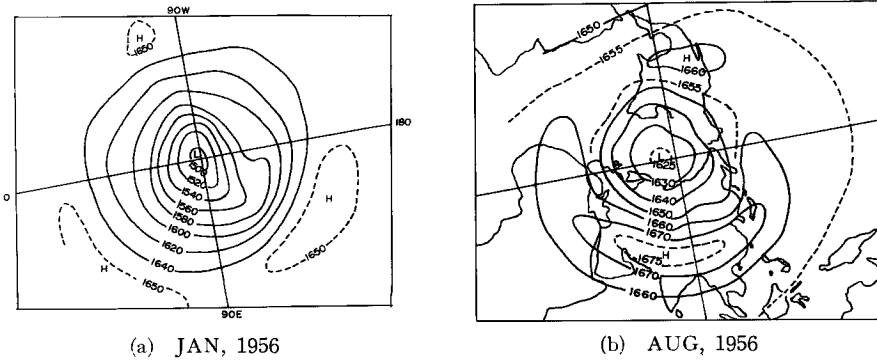


Fig. 1 100 mb 天気図

このように、これら3種類の気象条件は互いに関連し合っ
て東アジアの気候条件を左右するものであるが、古典的
理論によれば、いずれも、大陸と海岸、高緯度と低緯度と
の間の熱的条件の差異に基づくものとして、地表近くに原因
があるものとして説明されて来た。しかし近年高層気象
観測の発達と気象力学の進歩によって、これらはいずれも
対流圏全体あるいは成層圏下部をも含めた大気循環現象
として考える方がより合理的であると考えられるように
なった。

Fig. 1 はベルリン自由大学で作図された、成層圏下部
100mb 月平均天気図である。1956年1月は(a)図に8月は
(b)図に示されている。1月は北極を中心とする大低気圧
性循環が広く北半球をおおっているが、8月になるとこの低気圧性循環は著しく弱まり、特にチベット上空
を中心とする中緯度に広い帯状の高気圧がある。この高気圧は年により、その強さや位置に多少の変動があ
り、これが東南アジアのモンスーンと密接な関係のあることは根山らによって論じられている。

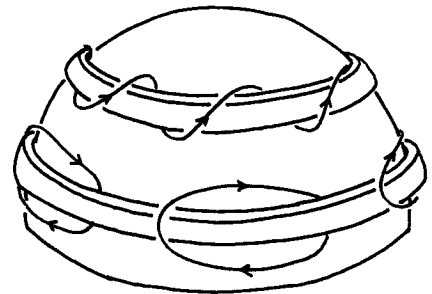


Fig. 2 プラネタリー波と中緯度高圧帯中の空気の軌道モデル

中緯度には「プラネタリー波」と呼ばれる波長数千km以上の超長波があることが知られ、古典理論での「大気活動の中心」にかわって中緯度での気候変動の主役をなすと考えられるようになった。この種の波は

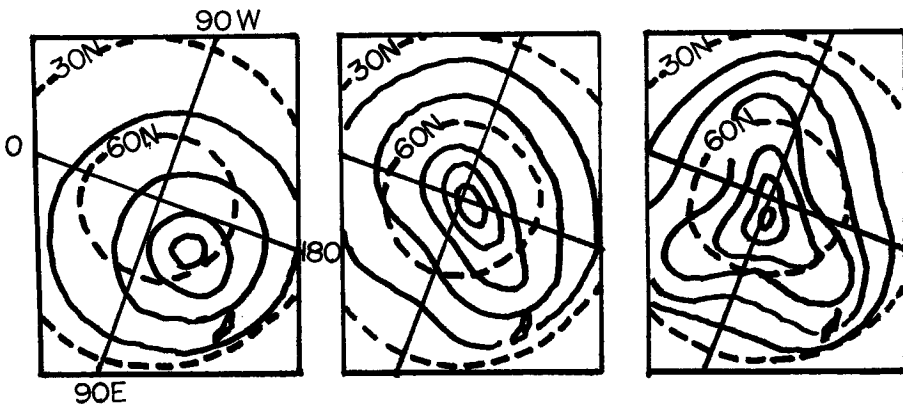


Fig. 3 日本付近が低温になる波数1,2,3のプラネタリー波のモデル

地球だけでなく他の惑星にも見られるもので、回転球面に束縛された流体に特有のものである。コリオリ偏向力の緯度変化が波の性質を定める主役をなして、熱エネルギーは主役とは考えられないので「順圧波」とも呼ばれている。Fig. 2 には中緯度高気圧とこのプラネタリー波の相互関係を Y. Mintz のモデルに従って示した。この波は中緯度偏西風中にあり、平均風速が強いと東進し、波長が大きいと西進して、両者のバランスが保たれると停滞性の波となる。後述のようにこの波の谷が日本付近に南下して来ると日本付近は寒くなる。Fig. 3 には波数 1, 2, 3 の場合の日本付近が寒くなるパターンをモデル的に示した。

このようにプラネタリー波は純運動力学的に生じ熱的原因のものではなく、むしろこの波によって極付近の寒気と低緯度の暖気の接触が生ずるものと考えられる。これは古典的な考え方と反対であるが、低緯度ではやはり熱源が重視されている。ただ昔と異って地表だけでなく三次元的な熱源が考えられるようになった。

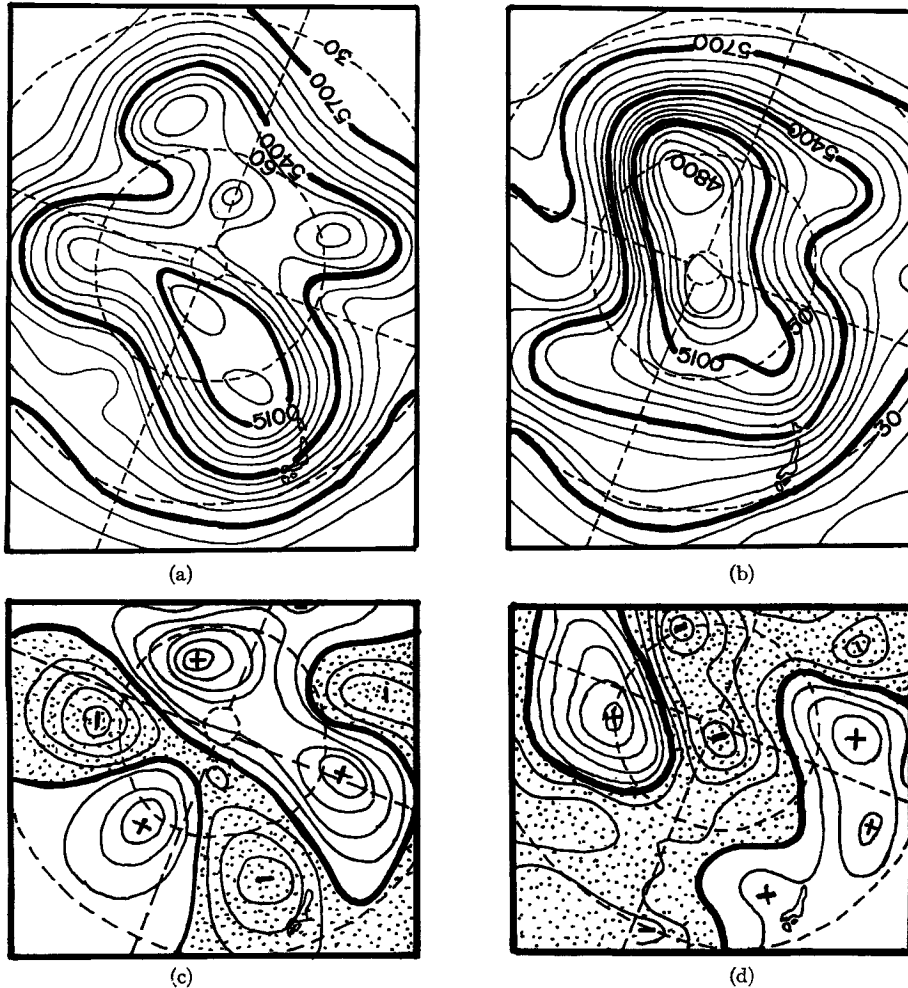


Fig. 4 (a) 1959年の寒冬期間の8日平均（1月9～16日）500mb 天気図
 (b) 1959年の暖冬期間の8日平均（2月10～17日）500mb 天気図
 (c) (a) に対応する平年偏差図（等値線は 30m ごと）
 (d) (b) に対応する平年偏差図

プラネタリー波の生成に伴ってさらに小さいスケールの擾乱が後述のように生ずるが、これらの擾乱によって中緯度上空には西風の運動量が北と南から輸送されて収束することが知られている。この強風帯はジェット気流と呼ばれ、その風速は一時的には 100m/sec をこえるような場合もあるが、一方地表付近では広域の平均風速はきわめて弱い。このように地表から対流圏上部までに強い風の鉛直シアが存在すると、温度風の法則によって、その部分では南北の気温傾度が非常に大きくならねばならぬ。このようなメカニズムから考えて、中緯度上空のジェット気流は前線帯（南北温度勾配集中域）を伴わねばならぬ。したがってプラネタリー波によって西風帯の中心のジェット気流軸が南下するところでは冷めたく、北上するところでは暖かくなる。**Fig. 4** には1959年の寒冬期間（1月9～16日）と暖冬期間（2月10～17日）の8日平均（短い波を消して長波だけを示すための操作）500mb 図を示す。(a) は寒冬、(b) は暖冬の場合で、さらにははっきりさせるため年平均偏差値の分布を (c) (寒冬)、(d) (暖冬) に示す。偏差図では影を施した部分が平年より寒い部分に相当する。

ジェット気流軸はこのように、高緯度の低温部と低緯度の高温部の境界をなし、南北の温度勾配が最も集中しているところであるから、この付近にはまた多量のポテンシャルエネルギーが蓄積される。このようなポテンシャルエネルギーが運動のエネルギーに転換されて（傾圧不安定の解消過程）生ずる波長2～4000km ぐらいの波動は傾圧波と呼ばれる。これは毎日の天気図の主役をなすもので「シノプチック波」とも呼ばれ、対流圏低気圧が発達しつつある時は、地上中心にくらべて上層の波の谷線は後に傾くが、充分低気圧が発達すると、閉じた等圧線の部分の背が高くなり、最低圧部の軸も後方に傾かなくなって発達とまる。

このような傾圧波は発達、減衰をくりかえしながら、超長波のジェット気流軸に沿って東進する。**Fig. 5** はその関係を示したもので、等高線はプラネタリー波のものを、丸印は傾圧波の中心の移動の様子を示す。冬季はこのようにして約1カ月で地球を一周することもある。

上述のような順圧、傾圧の2種の波動発生メカニズムの他に、大気中に波動を起させる力として（不安定化の要因として）、鉛直方向の気温と水蒸気量の勾配に基づく熱的不安定と、風速の水平および鉛直方向のシアによる慣性不安定とがある。

熱的不安定の解消による熱対流は低緯度地方に特に著しいが、中緯度でも冬期の日本海のように暖かい海面上を寒冷乾燥空気が吹送する場合や、夏期、上空に北から冷たい空気が流入して集中豪雨が起るような場合は著しい熱対流が見られる。この場合顕熱だけでなく水蒸気の上方向への輸送とその凝結による潜熱の解放が不安定化に大きく影響する。このような熱の上方向への輸送は一般上昇流によるほか、渦輸送も重要であり、風の鉛直シアは間接的に熱対流の発達に関係が深い。

個々の熱対流の水平スケールは 10km 以下できわめて小さい。**Fig. 6** には1971年7月18日兵庫県西播地区で、きわめてせまい地域に3時間で 200mm ほどの集中豪雨が合った時の対流雲の様子をレーダースケッチ

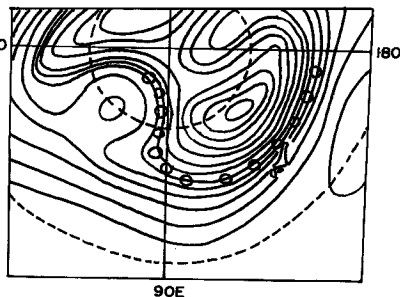


Fig. 5 プラネタリー波中を進行する傾圧波の日々の中心位置

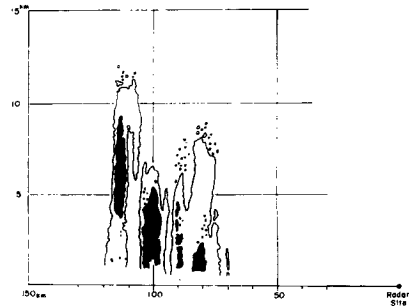


Fig. 6 1971年7月18日14時13分の高安山レーダの RHI エコースケッチ (方位角 280°) 白い部分はエコー強度4, 黒い部分は強度階級6に相当する。

チによって示す。対流雲は18日14時13分に、大阪高安山のレーダー地点から 280° の方向、70~120 km のところに集中している。白い部分はエコー強度階級 4 以上、黒い部分は 6 以上を示している。この図に見られるようにいくつかの熱対流が集って一つの降雨集中域を形成している。

熱対流の研究は最近急速に進められて来たが、簡単そうに見えるこの現象も自然の中ではいろいろな形で生じ総合的に論じることは仲々困難である。熱対流の発生条件は、より大きな規模の気象現象に地形効果加わって準備されているが、一方熱帯の海洋上のような広い海面上の無数の対流雲によって海面から上方へ運ばれるエネルギーはより大規模な気象現象のエネルギー蓄積の重要なプロセスの一つとなっている。

Fig. 7 は建設省の谷本氏の統計によるインドネシアのジャカルタとそのわずか 100 km あまり北にある多雨地ボゴールの時間降水量の 1 日中での配分比を示す図である。ボゴールは山の斜面にあり、日中の地表加熱による午后にピークを持つ雷雨活動が盛であり、一方ジャカルタは海岸近くにあり、夜間熱帯地方の海上で起りやすい雲頂の冷却などによる熱対流と午后発生する雷雨とによる 2 個の降雨ピークを持っている。

熱的安定度はこのように気温と水蒸気の鉛直分布および、その気層に加えられる初期じょう乱の強さによって定められるが、一方シアーはそれ自身は常に不安定力として作用する。この両者が組み合わせられると種々のスケールの不安定波がうまれる。小規模のものとしては、大気中の不連続面に現われる波状雲があり、これは海面上の波のように重力不安定波と呼ばれる典型的なものである。1920年代にノルウェー学派の提唱した低気圧波動論はこの重力波にコリオリ力を加えて、低気圧を極前線の波動として説明したものである。

この個々の熱対流と傾圧波の間に通常 2 種類のスケールの波動が考えられている。まだはっきりと定義されているわけではないが、一つは中間規模じょう乱と呼ばれ、土佐沖低気圧のように主として対流流圏下部

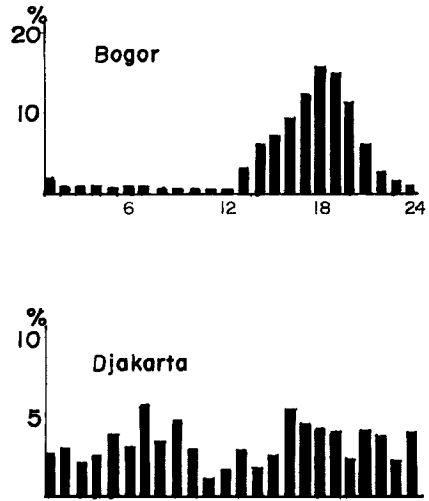


Fig. 7 Indonesia の Bogor と Djakarta の 降水量の時間配分比

Table 1 種々のスケールの気象現象

気象じょう乱の名称	エネルギー源	スケール	それに伴う水災害
プラネタリー波 (起長波) (順圧波)	地球回転の運動エネルギー	波長 数万 km	異常気候・気候変動・ 干ばつ
シノプチック波 (傾圧波)	主として水平温度勾配によるポテンシャルエネルギー	波長 数千 km 周期数日	雨天・晴天の区別
中間規模じょう乱	水平鉛直温度勾配によるポテンシャルエネルギーと他の規模のじょう乱からの運動エネルギーの補給	波長 1000 km 周期 1 日	大雨
メソじょう乱	主として重力波	波長 100 km 周期数時間	集中豪雨
熱対流	鉛直温度(水蒸気)勾配によるポテンシャルエネルギー	波長 1~10 km 周期数十分	土石流などの発生時刻をきめる

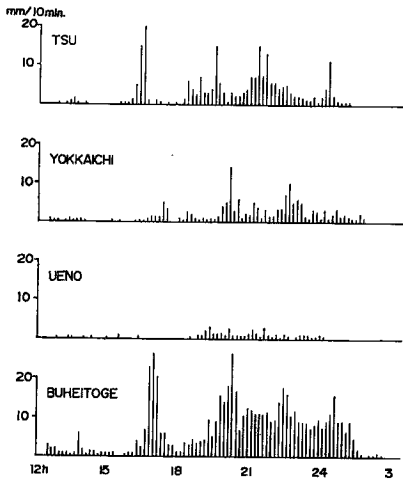


Fig. 8 1971年8月30日の伊勢湾から鈴鹿山系にかけての4地点の10分間降水量変化図

地形の影響については Fig. 7 にジャワ島の雷雨について例を示したが、Fig. 8 には台風が日本に接近した場合の例を示す。これは1971年8月30日に台風7123号が 975 mb の中心示度で15時に足摺岬をかすめて土佐湾に入り、20時頃高知県南国市に上陸、夜半過に播磨灘に抜けた間の、伊勢湾沿岸の津、四日市と内陸部の上野および鈴鹿山頂に近い武平峠の毎10分間降水量の変化図である。海岸地方では台風に伴うレインバンドによる周期的な雨がよく現われているが、内陸部の上野では風下になってほとんど降雨が見られない。一方鈴鹿山頂では周期的な降雨の他に地形性上昇気流による長時間定常的な降雨が加わっている。

3. 降雨の極値について

日本の降水量の記録としては24時間降水量は 1000 mm を少しこえる程度、1時間降水量では 150mm ぐらい、10分間降水量では 40mm ぐらいと考えられる。また日降水量の大きい地域の空間的ひろがりとしては1957年7月25日の諫早豪雨では、日降水量 100mm 以上の面積が約 15000 km²、200 mm 以上が約 6000 km² である。一方豪雨の集中性の記録としては1953年8月15日未明に京都府南部で起った集中豪雨などはその著しい例である。Fig. 9 はその日の京都府内の日降水量分布であるが、6時間ほどの間に 400 mm の雨が集中し、死者、行方不明 336人を出した。100 mm 以上の降水域は京都府全域の 1/10 程度であり、被害地からわずか 30 km しか離れていない京都市内では晴夜で集中豪雨の気配も感ぜられなかったという。

次に防災科学資料センターの「豪雨のスケールと災害との関係」というテーマでのプロジェクトチームで行なっている作業の中間報告結果を述べる。用いた資料は 1955～1965年(11年間)の気象庁発行の「大雨予想資料」および

に活動の中心を持つ波動じょう乱であり、他の一つはさらに規模の小さい、重力波的性格の強いメソじょう乱と呼ばれるものである。傾圧波が数日程度の周期を持ち、日々の天気の違いを支配するものであるのに対して、中間規模じょう乱の方は1日程度、メソじょう乱は数時間周期を持ち、いずれも局地的集中的な烈しい気象現象に対応している。いままで述べて来た種々の気象じょう乱を表をまとめてみると Table 1 のようになる。

このような大気中の種々のじょう乱は、広い海洋上などで発生する場合と複雑な地形のところで発生する場合とでその形態が異なる。チベット山系のような大山系はプラネタリー波の位相の決定に重要であり、日本付近のように大陸の東岸では海陸上での地表からの潜熱の供給の差がシノプチック波や中間規模じょう乱に作用する。さらに日本の太平洋岸での豊後水道や紀伊水道の存在とその間の四国や紀伊半島の山岳の存在はメソじょう乱と組み合わされて水災害のシャープな局地性をもたらす。熱対流は勿論地表条件によって大きく左右される。

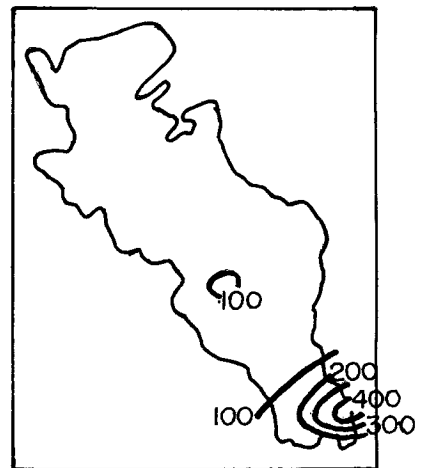


Fig. 9 1953年8月15日南山城集中豪雨の日の京都府の日降水量分布図

1953年近畿南部（有田川）と南山城豪雨（日降水量のみ）である。

この中から近畿地方で9～9時の最大日降水量が200mm以上のものをえらび、50mmの等雨量線で囲まれた地域を一つの降雨域として、その中の100mm以上の部分の面積を測定した。この場合中心が近畿地方にあるものをえらんだが面積の測定はそれより広範囲に東経134°～137°の間の陸地（淡路島を除く）で計った。Fig. 10はその結果であり、縦軸にはその地域の最大日降水量、横軸には100mm以上の降雨域の面積がとってある（対数目盛）。この図を見ると、ばらつきはあるが、最大日降水量が大きい程一般的に面積も増大している。ここで興味深いことは、この図の中の分布の上限が大体直線をなしていることである。すなわち、100mm以上の降雨域の面積のある値に対して、それに相当する日降水量の最大値にある限界があるかも知れないことを暗示している。これは防災対策上重視してもよいことであろう。

Fig. 11はこれと同様なことを1時間降水量に対して行なった結果である。この場合は一つの降雨域は10mmの等雨量線で囲まれる面積を採用した（図の横軸）。10mmという値には強い根拠はないが、その面積が日降水量で100～200mmの等雨量線で囲まれる面積に近いことが経験的にわかっている。縦軸はこの領域内の最大1時間降水量である。サンプルは1時間降水量の値からえらんだものではなく、Fig. 10に採用したもののうちから時間降水量の資料の得られるものだけを採用した。分布の上限については日降水量の場合よりやや不明確である。

Fig. 12は、上に用いた資料を使って、1, 2, 3, 6, 12, 24時間の最大降水量の経過を示したものである。この図で興味深いことは、500mmをこえるような大雨でも12時間以内に降ってしまうことであり、むしろ200mmクラスの雨が長時間にわたって降ることが示されている。

次にもう少し弱い雨（日降水量30mm以上）も含めて京都と那覇を例にとって降雨の集中度を検討する。Fig. 13は、京都で1922年から1970年までの約50年間に降った大雨78例について、横軸に日降水量、縦軸に3時間降水量をとってその集中度を示したものである。京都の場合、大雨時の日降水量の80%以上が3時間以内に降る率は27/78=35%、60%以上が3時間内に集中する率は71/78=91%にも達している。京都の大雨が如何に雷雨性の集中大雨であるかをはっきり示している。このことは鴨川など京都市内河川の洪水対策上留意しなければならない。

Fig. 14は那覇の1961～1970年の10年間の184例について同様の図を作成したものである。この場合は、日降水量の80%以上が3時間以内に集中する割合は42/184=23%、60%以上が集中する割合は83/184=45%で京都にくらべて集中度がはるかに小さい。那覇は京都に較べて30mm/day以上の降水日数ははるかに多く、また日降水量の最大値もはるかに大であるが、一方時間降水量や3時間降水量は京都の方がむしろ大で

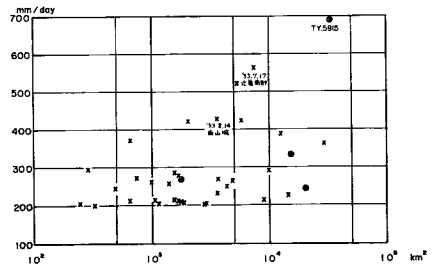


Fig. 10 近畿地方の日降水量200mm以上の大雨の最大日降水量と100mm/day以上の降雨域の面積との関係

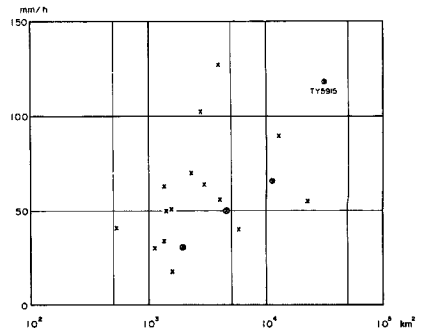


Fig. 11 Fig. 10でえらんだ大雨日の最大時間降水量と10mm/hr以上の降雨域の面積との関係

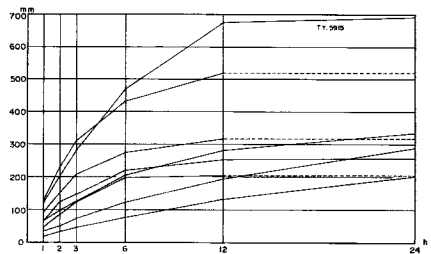


Fig. 12 Fig. 10でえらんだ大雨の1, 2, 3, 6, 12, 24時間降水量の比較図

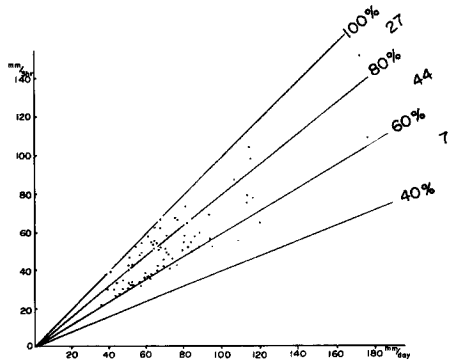


Fig. 13 京都の日降水量 30mm 以上の大雨時の日降水量と3時間降水量との関係

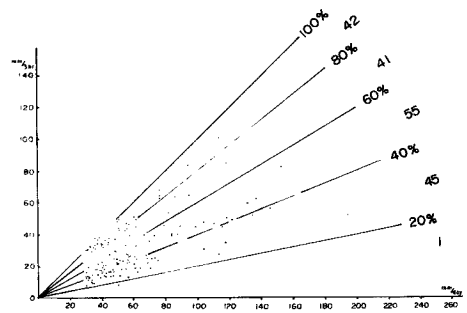


Fig. 14 那覇の Fig. 13 に対応する分布図

ある。北からの寒気と南からの暖気のコントラストが大きくなりやすい、そして雷雨性の雨の多い京都と、一方亜熱帯にあって常に湿った高温の空気におおわれていて、台風、低気圧など各種の大雨要因の多い那覇との降雨特性の差異がこれらの図に示されている。

次に更に短時間の降水量について統計的考察を行なう。フィリピンのマニラの1950年から1967年までの18年間の各月ごとの5, 10, 20, 30, 45, 60, 80, 100, 120, 150, 180, 360, 720分間降水量の最大値表が入手出来たので、これらの資料からさらに18年間の極値表を作成して **Table 2** に示した。この表の右端の年最大値を見ると10分間降水量で 37.6 mm, 1時間降水量で 92.5 mm, 12時間降水量で 284.2 mm というかなり大きな値を示している。この年最大値で例えば180分では 127.0 mm であるが、その1/6の30分の最大値が 76.7 mm と半分よりかなり大きな値を示していることは興味深い。また5月は60分ぐらいまでその最大値が他の月に比べてかなり上位に位置しているのに、2時間以上になると6~9月の雨期より記録が落ちていることも目立つ。すなわち1時間以内の強雨の降る場合と、もっと長時間の多雨の場合とは降雨のメカニズムや種類が異なることを示唆している。

Table 2 マニラの時間間隔別降水量極値表 (1950—1967年)

MONTH DURATION	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	YEAR
5 (MIN)	7.6	5.6	5.1	10.7	15.2	24.6	20.3	19.4	14.7	13.5	9.7	12.0	24.6
10	12.7	6.6	8.4	14.7	26.4	29.7	37.6	34.3	26.4	24.1	16.8	19.2	37.6
15	20.3	6.6	10.7	16.5	36.1	31.0	50.6	45.0	32.0	34.0	19.6	25.2	50.6
20	25.4	6.6	12.2	22.4	43.7	37.1	52.6	56.9	33.8	40.9	21.3	28.8	56.9
30	29.5	6.6	13.5	26.9	58.9	47.0	54.1	76.7	46.5	49.0	23.6	32.5	76.7
45	34.3	11.9	13.5	30.8	69.1	62.2	61.4	85.1	63.0	57.2	34.5	33.8	85.1
60	35.1	11.9	18.5	34.8	82.3	80.3	74.1	92.5	74.4	69.1	44.2	35.6	92.5
80	35.1	11.9	20.3	34.8	84.6	98.6	75.8	97.2	95.0	84.3	48.3	36.6	98.6
100	35.1	11.9	22.4	34.8	85.6	101.1	91.8	97.3	102.4	89.7	55.6	37.1	102.4
120	35.1	11.9	22.4	34.8	86.4	111.0	99.2	97.5	108.0	92.2	61.2	37.1	111.0
150	35.1	11.9	22.4	35.6	86.4	122.9	103.2	103.4	115.3	98.6	81.5	37.1	122.9
180	35.1	11.9	22.4	35.6	92.0	127.0	105.5	118.6	122.7	106.4	86.4	37.1	127.0
360	37.9	11.9	22.4	35.6	128.5	166.9	116.1	210.1	152.9	118.6	123.7	64.8	210.1
720	37.9	22.4	22.4	35.6	164.1	205.7	179.6	284.2	169.4	122.2	128.5	75.7	284.2

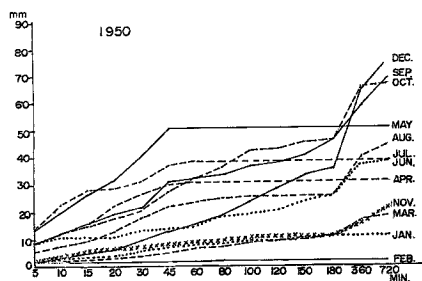


Fig. 15 マニラの1950年の毎月の5分から720分までの種々の時間間隔に対する最大降水量

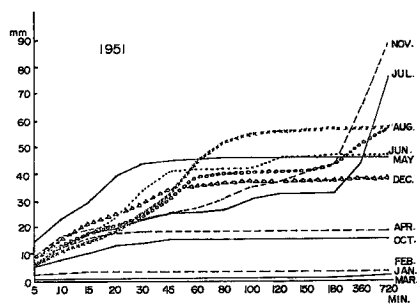


Fig. 16 1951年の Fig. 15 に対応する図

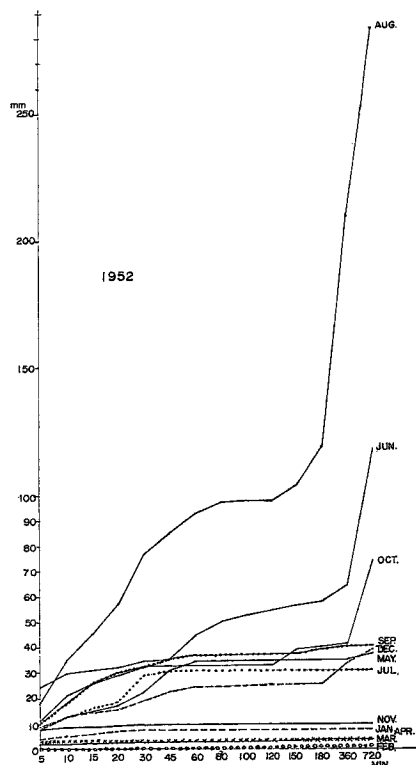


Fig. 17 1952年の Fig. 15 に対応する図

Fig. 15~17 はマニラにおける1950~52年の毎年の月別、時間間隔別最大降水量をグラフにしたものである。これらの図を見て最も興味深いのは、45分ぐらいと180分ぐらいで曲線が平均して折れていることである。いいかえれば45分間の最大降水量と180分間の最大降水量に大差がないことである。しかも1950年も51年も180分ぐらいまでは5月が最大値が大きいくことである。これらの図から、雷雨性の強雨は大体45分ぐらいの寿命を持っていて、3時間降水量ぐらいまではこのような一つの雷雨によって記録がつくられており、それ以上長い期間の雨はまた別のメカニズム（それはいくつかの雷雨を含むものであるかも知れない）によって起されるのではないかということが暗示される。

4. 種々のスケールの気象現象の複合効果と水災害

2.では、水災害を問題にする場合に、その原因となる気象現象のスケールを区別して考えるべきであることを述べたが、一方これらは複合して考えるべきであるという一面も持っている。例えば、ある年の梅雨末期の大雨が各地で頻発するかどうかはその時の大気大循環の様子で議論され、日本付近に長波の谷が停滞して長雨がづくことは水災害の起りやすいポテンシャルを高めることになる。しかしその場合に何時何処で土石流や河川の洪水が起るかということはメソ気象のようなスケールの小さい気象現象がその発火薬となる。以下にいくつかの例をかかげる。

Fig. 18 は1972年7月の島根県浜田と四国の高知、沖縄の那覇、ルソン島のバギオの毎日の日降水量を示したものである。7月5日頃には高知市に近い重藤で集中豪雨による大災害があり、10日頃には島根県を中心として広域の洪水災害があり、その直後には愛知県で集中豪雨による災害が発生した。下旬のはじめには

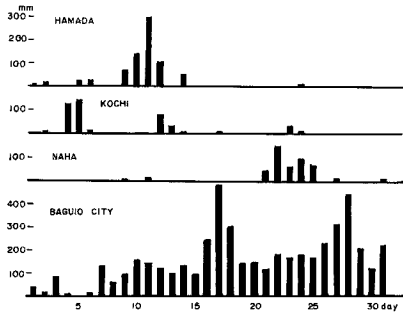


Fig. 18 1972年7月の浜田、高知、那覇、バギオの日降水量変化

気味であるため、この偏西風帯中の波動の峯がルソン島付近に停滞し、南支那海からルソン島へ向う気流が夏のモンスーンと複合して強まり、この頃にルソン島西岸に大雨を降らせた。ここでは示してないが更にルソン島内の降雨分布を見ると、ルソン島の地形がその分布に大きく影響していることがわかる。すなわちルソン島内でもほとんど雨の降っていないところもある。このようにルソン島の大雨で長期間つづくものは台風が直接上陸したためではない。7月7日にルソン島北部を南東から北西へ台風が通過しているが、この時の大雨は2日ぐらいで収まっている。沖縄地方は台風の通過によって7月下旬のはじめに大雨が降っているが、台風による大雨は沖縄地方でも局地性が強い。西日本の大雨は7月上旬に集中しているが、この頃は太平洋高気圧は沖縄や台湾付近にあり、日本は前線が停滞していた。フィリピン付近には台風を伴う赤道前線があり、全般に Fig. 19 のパターンが南にずれたような形であった。この例でわかるように梅雨季から夏にかけての東アジアの大雨災害の発生は互いに密接な関係を持っている。一方それぞれの地点での複雑な地形とメソ気象の発生状況が災害の発生場所と時刻を定めている。

次に冬のモンスーンとマレー半島における大雨の関係を例としてかかげる。Fig. 20 はマレーシアの北東部にある Kota Bharu とマレー半島最南端の Singapore の12月降水量の最近20年あまりの変化図で、実線の方がコタバルで点線がシンガポールである。この図を見ると比較的短周期で逆位相になっているのが目立つ。ともに12月頃が年中でもっとも雨が多く、南支那から来る北東モンスーンによる雨であるが、その風向がいく分北に偏するとシンガポールが、いく分東に偏するとコタバルの方が多雨となる。このようにわずかのモンスーンの風向の差異が大雨の分布に大きな影響を与える。第1節でも述べたように、さらに広範囲の流線パターンを眺めると、冬のシベリア高気圧が中国大陸に南下して来ると南支那海のモンスーンが強まり、その南下が強すぎると大雨域がコタバルより更に南下することになる。このように冬期モンスーンは東アジア全域にひろがる大規模な現象で、中緯度のブラ

沖縄地方に台風が大雨をもたらした。一方この7月から8月上旬にかけてフィリピンのルソン島は記録的な大雨に襲われ、広域かつ長期にわたる大洪水災害を受けた。7月の月降水量は多雨で世界的に有名なバギオで 4774.5 mm、マニラの近くのアパリットでも 2580.3 mm に達した。日本の平均年降水量 1800 mm に比して如何に大雨であったがわかる。マニラ付近では平常値の400%をこえた。

Fig. 19 は1972年7月17日21時の850mb 流線図である。この時は太平洋高気圧の東西軸は日本付近にあり、日本は梅雨明けの天気となっている。3個の台風を連ねる赤道前線は北緯 20° より北にあり、その南には西風が卓越している。ルソン島の北東および北西方向の2個の台風が停滞気味であるため、この偏西風帯中の波動の峯がルソン島付近に停滞し、南支那海からルソン島へ向う気流が夏のモンスーンと複合して強まり、この頃にルソン島西岸に大雨を降らせた。ここでは示してないが更にルソン島内の降雨分布を見ると、ルソン島の地形がその分布に大きく影響していることがわかる。すなわちルソン島内でもほとんど雨の降っていないところもある。このようにルソン島の大雨で長期間つづくものは台風が直接上陸したためではない。7月7日にルソン島北部を南東から北西へ台風が通過しているが、この時の大雨は2日ぐらいで収まっている。沖縄地方は台風の通過によって7月下旬のはじめに大雨が降っているが、台風による大雨は沖縄地方でも局地性が強い。西日本の大雨は7月上旬に集中しているが、この頃は太平洋高気圧は沖縄や台湾付近にあり、日本は前線が停滞していた。フィリピン付近には台風を伴う赤道前線があり、全般に Fig. 19 のパターンが南にずれたような形であった。この例でわかるように梅雨季から夏にかけての東アジアの大雨災害の発生は互いに密接な関係を持っている。一方それぞれの地点での複雑な地形とメソ気象の発生状況が災害の発生場所と時刻を定めている。

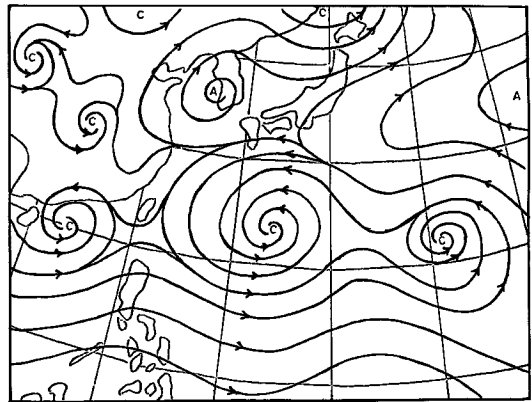


Fig. 19 1972年7月17日21時の東アジア 850mb 流線図

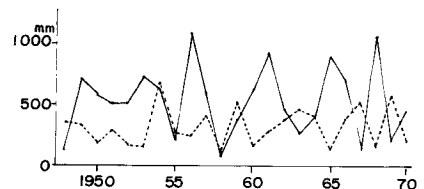


Fig. 20 1948~1970年のマレー半島 Kota Bharu (実線) と Singapore (点線) の12月の月降水量の変化図

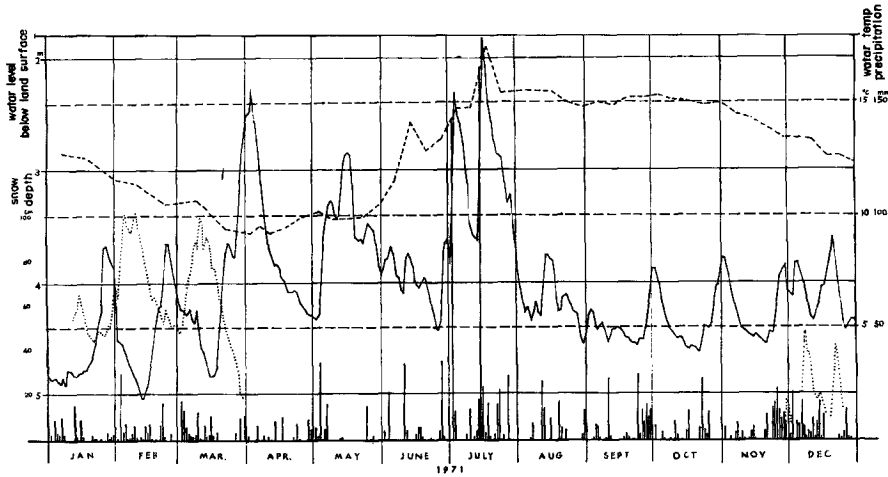


Fig. 21 山形県新庄の1971年毎日の日降水量（棒グラフ），積雪量（点線），地下水位（実線），水温（破線）

ネタリー波とも密接な関係を持つが、マレー半島の大雨域は微妙なモンスーンの構造によってその位置が決定されるのである。

最後に気象現象と種々の水文学量が複雑に関係し合っている例として、防災センター新庄支所で作成された図表を Fig. 21 に転載させて頂く。これは1971年の1年間の降水量，積雪量，水温，地下水位を新庄で測定した結果である。降雨と地下水位の関係，融雪と地下水位の関係，水温と地下水位の関係などが興味深く見られる。

参 考 文 献

- 1) 小笠原和夫：南方気候論，三省堂，1941，pp. 396
- 2) 畠山久尚：アジアの気候，世界気候誌第1巻，古今書院，1964，pp. 577
- 3) Y. Neyama: A Relationship between the 100mb Anticyclone over Asia and the Ogasawara Anticyclone, J. Meteor. Soc. Japan Vol. 43, 1965. pp. 401~406
- 4) C. S. Ramage: Monsoon Meteorology, International Geophysics Series, Vol. 15, Academic Press New York and London, 1971, pp. 296
- 5) 根山芳晴：モンスーン・アジアにおける湿潤分布の季節変動，気象庁研究時報，Vol. 24, No. 10, 1972, pp. 447~456
- 6) 気象庁：観測開始以来の極値と順位，1958