

宮崎県における下層の東よりの風による大雨の解析*

笠 村 幸 男**

要 旨

宮崎県東部では下層(850mb以下)で東よりの風が吹くことによって災害を起すような大雨が発生している。

ケーススタディとして、個々の事例について解析されたものは多いが、九州南東海上の資料の不足から予報則として活用されるものは少ない。

過去にどのようなことが調べられているか、それらを要約し今後の足がかりとしたい。

はじめに

宮崎県沿岸では下層の東よりの風によって大雨が降り災害を起すことが多い。

残念ながら、この種の大雨の予報則はまだ確立されていない。

このことは、九州でも宮崎県の東部というごく一部分に限られた現象であり、さらに日向灘から太平洋上にかけて海上の資料がないことにも原因があるとおもわれる。

しかし、個々の事例については最近10か年ていどのものについて解析されているので、本文ではこれらの解析例をとりまとめて示したい。

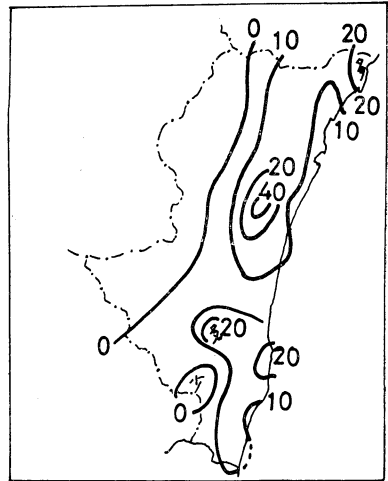
なお、本文ではとくにことわらない限り、下層の東よりの風を単に東よりの風として示すことにする。

1. 下層の東よりの風によって起る大雨の季節と地域

1971年までの11年間に東九州のどこかで日降水量が200mmをこえた東よりの風による大雨は第1表の資料に示すように18例あり、10月(秋)に最も起こりやすいことが分かる。

しかし、日降水量を100mm以上にとると、4月から6月中旬までの期間にもかなり発生しているので、東よりの風による大雨は秋と晩春から梅雨期に起こることが多い。

しかも大雨の出現率分布図をみると第1図から分るように、海岸からおよそ30kmくらいの幅で、南北に伸びる範囲で多くなっている。



第1図 低層の東よりの風による大雨の出現分布図(%)

2. 地上天気図の型

1) 春(5月), 秋(10月)の大雨

地上天気図のモデル的なものを第2図に示したが、寒冷な移動性高気圧が日本海から本州東方海上に去り、その後方で東シナ海、あるいは九州西方海上に低気圧が現われ、東よりの風が吹く気圧配置で大雨が降っている。

降水量の分布は、一例として1966年5月19-23日のものを第3図に示したが、九州山地から西は50mm以下であるに反して、九州東部の沿岸では多雨域となつて300mmをこえる地域がある。

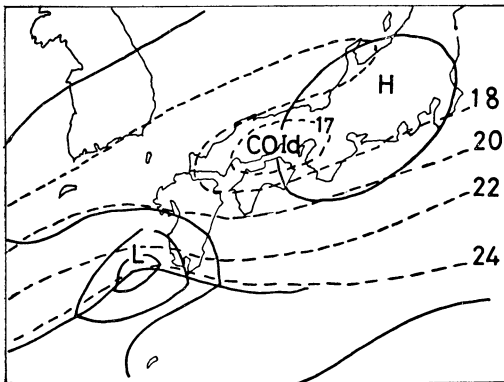
低気圧の経路は九州の南海上を通過(いわゆる北高型)するものが多いが、前線をじょう乱が通過しなくても大雨になる。

* Analysis of rainfalls in the Miyazaki Prefecture Occured by Lower easterly winds

** Y. Kasamura 宮崎地方気象台
——1973年11月27日受理——

第1表 下層の東よりの風による大雨(1961~1971年)

年月日	降水量分布(単位:mm)	最大降水量 mm(地名)
1961 10. 21~22	海岸部に多く150~300 山間部10~20	234(名 貫)
" 10. 25~26	" 300~500 " 100~200	530(坪 谷)
" 11. 16~17	" 150~250 " 100以下	293(延 岡)
" 11. 20~21	" 100~300 " 50以下	324(北河内)
◎1963 9. 9~15	" 400~1,000 " 100~200	1,057(坪 谷)
" 10. 24~25	県北部海岸部で集中豪雨, 全般に10~60	211(延 岡)
1964 10. 16~17	海岸部 50~150 一部で 280 山間部10以下	282(油 津)
1966 5. 19~21	" 150~300 " 50~100	330(三川内)
◎ " 8. 12~16	" 500~1,000 " 100~400	1,036(三川内)
" 10. 6~ 9	青井岳, 尾鈴山付近300~350, その他 100 以下	365(田 野)
1967 9. 27~30	局地的, 県北部は少ない	475(青 島)
1968 5. 10~12	海岸部100~200 山間部30以下	252(三川内)
" 5. 18	" 所々で100~200 " 50 "	205(名 貫)
1969 9. 9~10	" 100以上 " 20 "	277(西 都)
" 10. 19~21	" 200~400 " 100 "	407(市 木)
1970 5. 5~ 7	" 100~400 " 150 "	430(古 江)
◎1971 9. 16~17	" 100~200 " 50 "	260(小丸川)
◎ " 9. 20~22	宮崎, 青島付近最大, 北部および西部小	541(青 島)



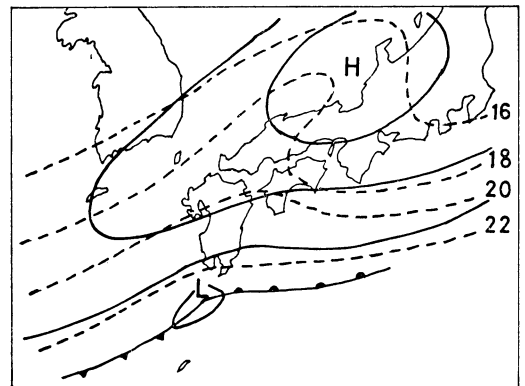
第2.1図 地上気圧分布と等温線(低気圧が日本の南海上を通過)

また、低気圧が対馬海峡を通過し、閉塞点が九州南部を通過する場合もあって、低気圧の前面で東よりの風によるジェットが観測されることが必要条件である。

5月に閉塞点が九州南部を通過した場合の平均日降水量分布は第4図に示すように、海岸地方が多雨域になり、特に県北部に多雨域が集中する傾向がある。

2) 台風(熱低を含む)が沖縄付近を西進する場合。

県下に大雨を降らせた台風は第5図に示す実線の範囲内にあることが示されている。



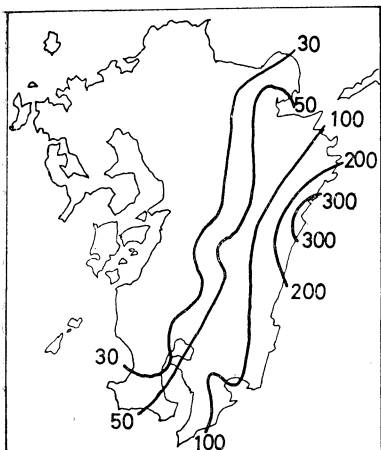
第2.2図 地上気圧分布と等温線(北高型)

九州に上陸あるいは接近して通過する場合には対流圏上層から下層にかけて全層東よりの風になり、日降水量が500mmをこえることも珍らしくない。

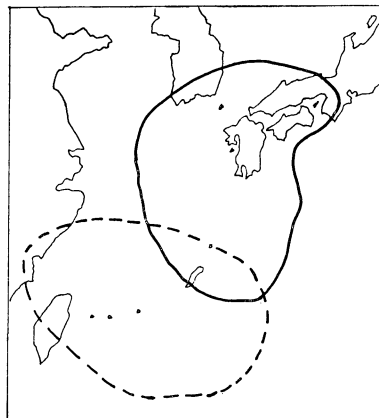
しかし、第5図の台湾東方の領域で点線で示した範囲内に台風がある場合にも(第1表中に◎印を示したもので4例ある)大雨になっている。

このような場合、九州付近にはじょう乱は発生せず、台風が西進して120°E線をこえると雨は止んでいる。

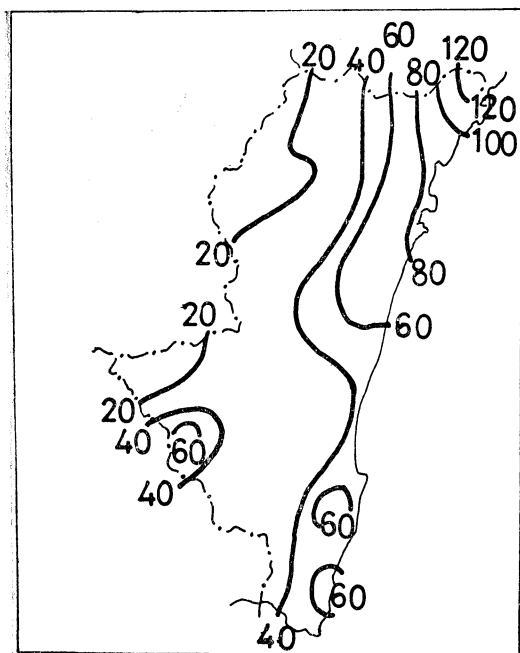
この種の大雨は時間的にも空間的にも集中性が強く、



第3図 1966年5月19～23日の降水量分布図



第5図 大雨を降らせた台風の移動範囲



第4図 閉そく点に発生した低気圧が九州南部を通過したときの平均日降水量分布図（5月）

いわゆるメソ現象であって予報が困難な場合が多い。

このような大雨は対流不安定の解消に伴うもので、対流不安定を起こす原因は高層への寒気移流であるが、宮崎県のこの種の大雨では低層への暖湿気の移流がより主役となっている。

これには水温と気温の差によるものが大きく、海面からの熱と水蒸気の供給が大きく関係しているようであ

る。

さらに、対流不安定を沿岸部で解消させる契機となるものは地形による強制上昇が考えられるが、積雲対流のライフサイクルと移動距離にも関係があるかも分らない。

3. 特長ある上層の温度・湿度および高度分布など

東よりの風によって最も大雨の多い10月について示したい。

この種の大雨の典型的なパターンとしては 900mb の温度分布がとりあげられている。

しかし、ここでは日常の現業面でシノップ解析に用いられている 850, 700, 500mb 面の温度・湿度および高度の平均分布を第6図に示した。

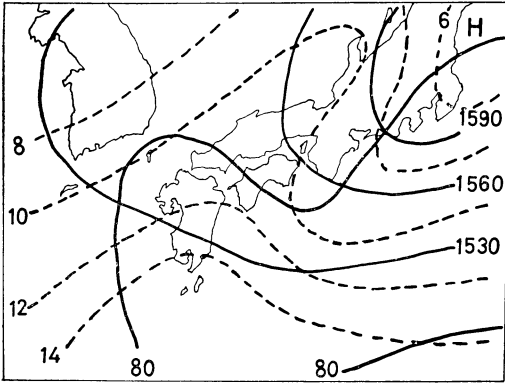
850mb 面におけるパターンでは、本邦南岸ぞいの地域における東よりの風が特長的で、等温線が乙字型となって、三陸沖から本州の南海上にかけての寒気移流が顕著で、南海上では等温線がほぼ東西に走り温度傾度も大きくなっている。

この温度場の特長は東よりの風による大雨に共通したもので、晩春梅雨前期でも云えることである。

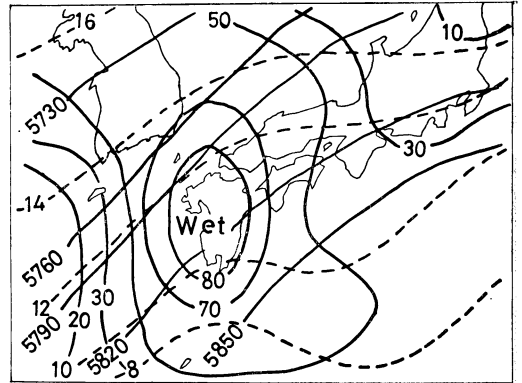
日本海側の暖気は高気圧圏内での沈降と山越えの影響が考えられる。

このような温度場は日本海を東進する高気圧によって形成されるもので、高層天気図からは先行した気圧の谷の後面の寒気が東よりの風によって本州の南海上に移流するような気圧配置になるかどうか予報上のポイントであり、潮岬と鹿児島島の温度差が3～5℃であるときにほとんどの場合に大雨になっている。

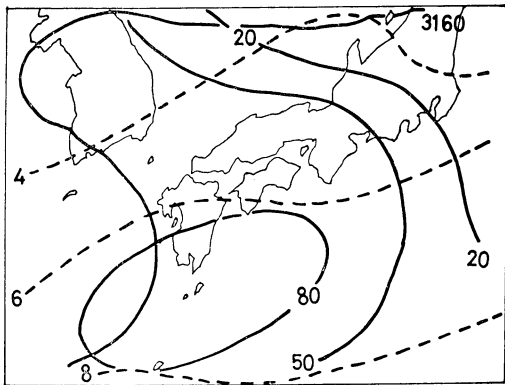
700mb や500mb では等温線もほぼ東西に走り、本邦南岸ぞいの地域での寒気は認められない。



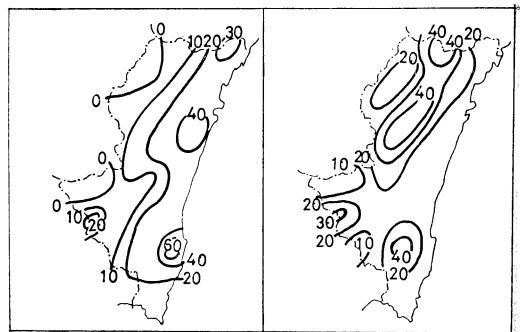
第 6.1 図 10月09時 850mb の高度, 気温, 湿度の平均分布図



第 6.3 図 10月09時 500mb の高度, 気温, 湿度の平均分布図



第 6.2 図 10月09時 700mb の高度, 気温, 湿度の平均分布図



第 7.1 図

第 7.2 図

第 7.1 図 東風(北高型)のときの 100mm 以上の出現率(%)

第 7.2 図 台風前面の東風のときの 100mm 以上の出現率(%)

次に 850mb の湿度分布をみると、日本の南海上から九州にかけては80%以上の湿域で占められているに反して、700, 500mb とともに九州付近のみしか湿域を認めることができない。

九州付近に示された上層まで貫通する湿域が、東よりの風によって宮崎県の東岸一帯で大雨を起こすパターンとおもわれる。

次に、県内のどこかで 100mm 以上の日降水量を観測したものについて、鹿児島島の 850mb 面の風向によって県内の降水量分布に特長があるかどうかを調べてみると、北東象限と南東象限には大差が認められない。

しかし、東成分の風の場合、700mb および500mb の風によって二つに分類すると、降水量分布図にははっきりした差があらわれる。

ア. 850mb では東よりの風で、700, 500mb では南西風になっているが、700mb や 500mb でも東よりの

風であるが風速が 850mb で強く、700, 500mb で弱い[東風(1)].

イ. 850, 700, 500mb の三層とも東よりの風が強い[東風(2)]型に分類される。

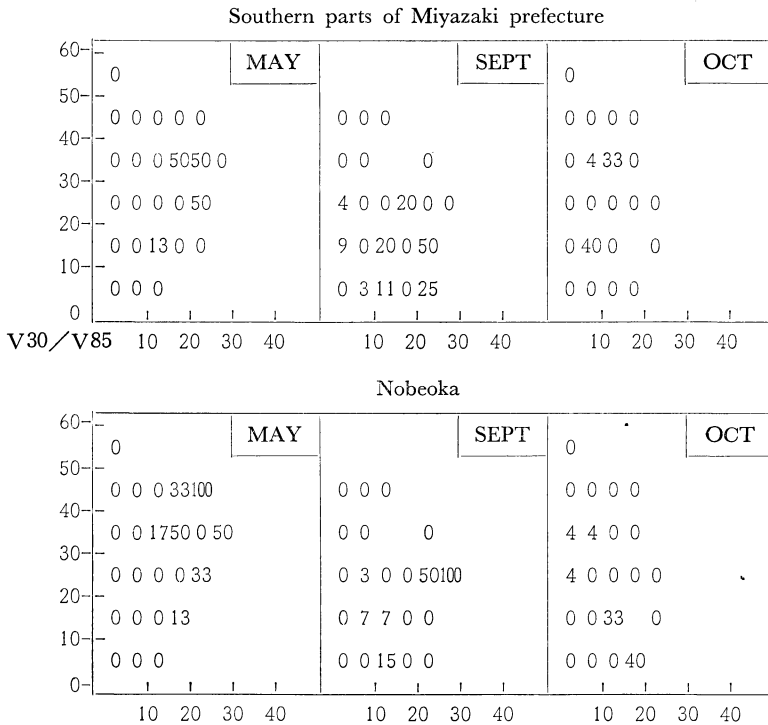
地上天気図の型と対応させると、東風(1)は台風がかなり遠い場合や北高型の気圧配置で、東風(2)は台風の前面になっている。

東風(1)・(2)のとき、各観測点で日降水量が 100mm をこえた回数の出現分布図を第 7 図に示す。第 7.1 図は雨の集中域が海岸地帯にあり予報が困難なものである。

第 7.2 図は多雨域が内陸に入り、中部の山沿い地方に集中している。

第 7.1 図によって示されるものは低層の暖湿気の流入

第2表 鹿児島の850mb と300mb の風速による6時間に25mm 以上の大雨度数(%)



による不安定が海岸部で解消され、上層の南西風で西進がはばまれるが弱い東風のため内陸まで侵入できないことを示しており、後者では上層までの強い東風によって、より内陸まで侵入することをあらわしているものようである。

4. 鹿児島の高層資料の利用

1) 高層風・気温・湿度のパターン

鹿児島の高層風の時間断面図の特長は、900mb 面付近に 25kt 以上の東風のジェットがあって、その上部では東風が次第に弱くなり偏西風にかわって強くなっている。

武田(1971)は数値実験の結果、対流による降水セルのふるまいが一般風の鉛直断面によって3種類の型に分れることを示し、一般風の鉛直シャーの向きがある高さで変わる場合は、その高さに応じて降水セルのふるまいは著しく変わるが、下層の西向きのジェットの高度が適当な範囲にあるときは、新しい上昇気流がもとの上昇気流と同じ側に形成される。つまり長続きする降水セルができると述べている。

1966年5月21日には宮崎県北部の古江で3~8時の間、1974年4月

1時間降水量20mm 以上の強い雨が連続した。

また、1971年9月21日22時~22日7時の9時間に、宮崎市青島では365mm の集中豪雨となった。

これらの例は、対流性の強い雨が数時間も連続し局地的に集中豪雨となり、前記の数値実験の結果を如実に示している。

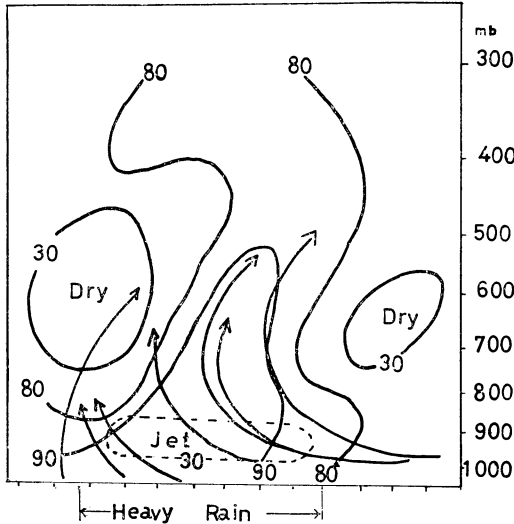
しかし、鹿児島の高層風のこのような鉛直断面は東よりの風による大雨の必要条件ではあるが、大雨が降らない場合もあって十分条件でないとされている。

大雨の発生時前後における高層資料からモデル的に示したものが第8図である。

大雨の発生前には対流圏下層に異常な乾燥域(ときとして10%程度のもの)があらわれているが、800mb 付近に80%の飽和域があらわれるとそこから大雨が発生している。

この飽和域は大雨の止む直前まであらわれ、このころ対流圏中層に乾燥域があらわれることが雨の終りを示すことになっている。

また、大雨発生時には下層では東よりの風であるが、南よりに変わると県北部の延岡以北で大雨になるが、そ



第8図 大雨発生前後における鹿児島高層風向、風速、湿度などのモデルパターン

他の地域の大雨は止んでいる。

なお、大雨時には 900mb 付近で西向きの下層ジェットがあらわれることが特長である。

しかも、対流圏全層に及ぶ80%以上の飽和域が沿岸全域に及ぶ大雨になり、飽和域が下層のみの場合は1971年9月20～22日の青島の集中豪雨のように局地的なものとなり、大雨発生箇所の手前でさらに困難なものとなっている。

2) 下層ジェットと雨量

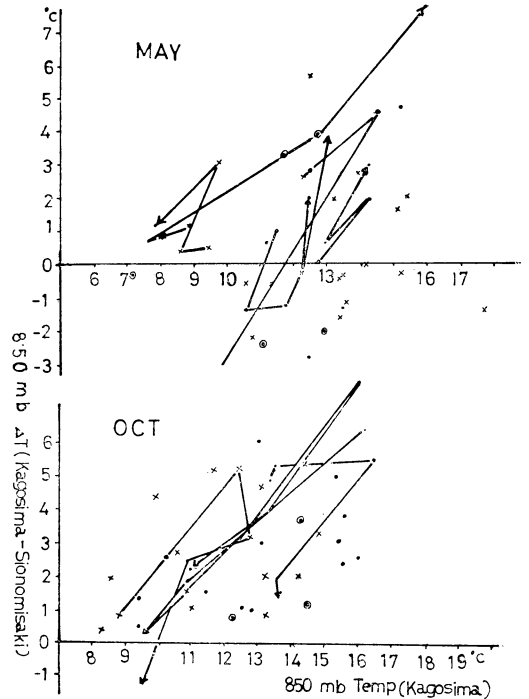
梅雨期間中の大雨は豪雨ワーキンググループの調査によれば、下層ジェットの1度北側との対応が非常によいことが示されている。

下層で東より (45°～135° の間) の風が吹いたとき、鹿児島の 850mb の風速 (VK 85) と 300mb の風速 (VK 30) から平均雨量が 25mm/6hr 以上 (宮崎・油津・都城の3か所) であったときの対応を第2表に示した。なお下段には県北の一地点ではあるが、延岡の降水量が25mm 以上の度数を示した。

季節によるちがいがあっても分らないが、風速の増大につれて降水量の増大していることが分る。

このことは地上の風速でも、2～3m程度で1時間降水量が増大しているが、5mをこえるに従って降水量が多くなり、7m くらいで1時間降水量が5～10mm に達していることが示されている。

3) 850mb 面の鹿児島の気温と鹿児島・潮岬間の気



第9図 850mb の鹿児島の気温と鹿児島・潮岬間の気温と6時間最大降水量との関係

温と6時間最大降水量との関係。

850mb の等温線のパターンは特長的なものであることを示したが、5月と10月の散布図を第9図に示した。

矢印で示したものは比較的に長時間東よりの強風が続いたときの変化を示したものである。

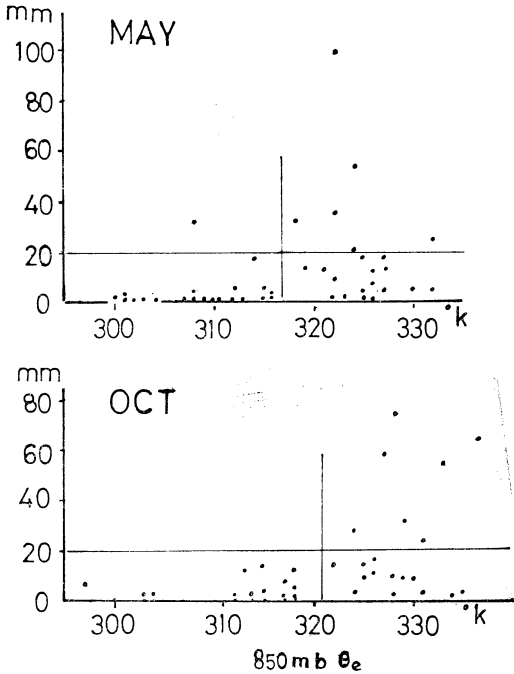
5月は鹿児島の方が低温の場合にも強い雨が降っているが、10月は僅かに1例にすぎず、しかも降水量は 0.0 mm である。5月の方が複雑なことを示している。

また、折線から単位時間あたりの鹿児島の気温変化量と、鹿児島・潮岬間の気温差の変化量を比較すると後者の方が一般に大きく、しかも10月より5月の方がその傾向がさらに強いようである。

すなわち、接近する気団の性格もさることながら、先行した東側の気団の性格の変化を予測することが非常に重要な課題であることを示している。

4) 大雨時の相当温位

5月と10月の鹿児島の 850mb の風と相当温位の関係から 20mm/6hr 以上の降水量についてみると第10図に示すように5・10月とも例外的に低い相当温位でややまとまって雨が降っている場合があるが、5月では317°K、10月では321°K付近に一応の限界がみとめられるようで



第10図 相当温位と6時間に20mm以上の降水量との関係

ある。

850mbの相当温位が330°K以上、混合比が10g以上であれば熱帯気団、320°K以下であれば極気団と云われているが、極気団内であれば少なくとも6時間以内に20mm以上の雨が降ることは極めてまれであると云う常微的な結果を示している。

5月に303°Kで6時間に30.5mmの降水量が1965年5月2日21時に観測されたが(低気圧が種が島付近を急速に発達しながら通過したときのもの)、これは上層の非常に深い谷に対応したいわゆるメイストームの場合であった。

5. 大雨の地域性

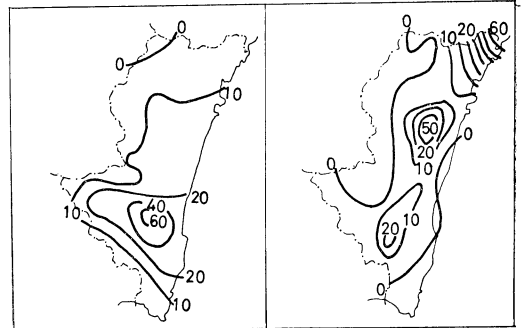
宮崎県東岸の地上風が北東と南東風であったときの例として第11図に1時間降水量の分布を示した。

北東風の例は1966年8月14日07~08時、南東風の例は1966年8月15日18~19時のものである。

北東風と南東風による地形上昇分布図(5km格子)と30mm以上の時間降水量を観測した地域とは、大雨の区域が地形上昇の大きいところと驚くほど一致している。

また、強雨域の風上における延岡・宮崎・足摺岬を頂

1974年4月



第11図 a. 北東風のときの時間雨量分布図(1966年8月14日08時)、b. 南東風のときの時間雨量分布図(1966年8月15日19時)

点とした三角形領域内の地上風の収束・発散と降水量の間には非常によく関係があることが示され、大雨の場合には地上での収束量は $-4 \sim -8 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 程度で示されている。

次に地形効果をみるために、鹿児島島の850mb面の風を参考にして、台風(熱低を含む)は30°N, 131°Eを原点に緯・経度を軸として4象限に分類した。

低気圧については、33°N以南を東進するものを南方通過、33°N以北を北方通過として、この分類により県内のどこかで日降水量が50mm以上あったときの各地の最大1時間降水量を平均したものを第12図に示した。

ア. 台風が第一象限にあって北東風が卓越するときには北川・祝子川流域に強く降り、ついで尾鈴山の北側と青島付近となっている。

イ. 台風が第二象限にあって南東風が強い場合には、中部地帯を南北に連ねる地域で集中する傾向がある。

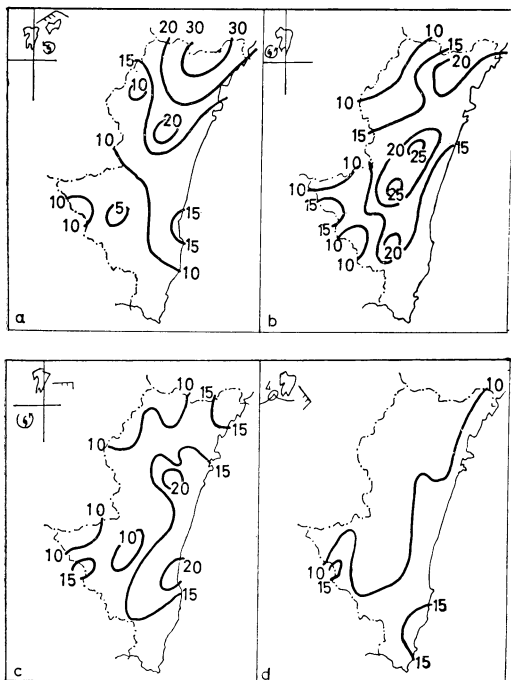
強い台風や、九州の西部を北上する台風では西部の山沿いが最多域の地域となる。

ウ. 台風が第3・4象限および沖縄より南にあって東風が卓越するときには共通して海岸よりに強く降る傾向があり、第4象限のときには北部の海岸で弱いのが特長である。

エ. 低気圧が南方を通過し、南東風が卓越する場合には、海岸よりと高千穂で強く降り、閉塞点低気圧のときは県北の海岸よりに集中している。

6. レーダーエコーの特長

東よりの風による大雨の場合には梅雨末期の集中豪雨や台風の襲来時に較べると、エコー高度の低い場合が多く、10kmをこえることはまれである。



第12図 じょう乱の位置と平均日1最大時間降水量分布図

また、海岸線に平行な線状エコーがあらわれ、しかも海上で次々に発生し、内陸に入ると陸岸から30km くらいところで衰弱するといったセルの盛衰が繰返され、パターンそのものは停帯する傾向が強い。

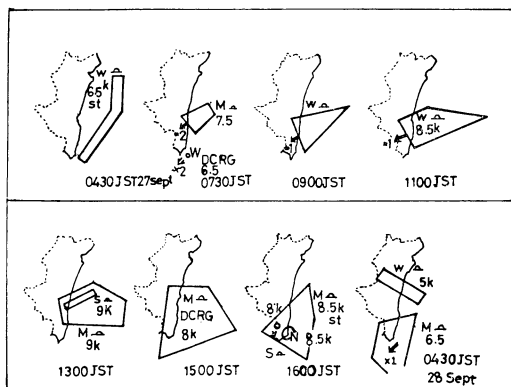
東よりの風による大雨が降り始める前から雨の終了まで観測された種が島のレーダーエコーを第13図に一例として示した。

日向灘に南北に走っている線状エコーがあるが、この当時の種が島のレーダーのシネフィルムを使ってセルの移動を解析してみると、宮崎の東方 50~100km に発生したセルは発達・衰弱を繰返しながら西進し、内陸南部で発達してその後は急速に減衰、分裂して沿岸から50km くらい入りこむと消滅していることが分る。

また、個々の対流セルの寿命は平均して30分以下と云われているが、セルの集合体の寿命は短かいもので約25分、長いもので約4時間と云われている。

梅雨末期の集中豪雨では南西流にほぼ平行な雨域や線状エコーがあらわれるが、東よりの風によるものでは雨域や線状エコーは南北方向になる傾向がある。

この対照的な相異に関しては浅井 (1970) の研究がある。



第13図 レーダーエコーの移動状況 (1967年9月27~28日)

静力学的に不安定な成層をもつ平面平行流が、高さとともにその鉛直シヤーを変える場合の安定性を摂動論にもとづいて調べた結果、次のことが云える。速度断面に曲率のある基本流では性質の異なる二つの型の不安定が発現することがあって、(a)リチャードソン数が大きい場合はシヤーの影響を受けた基本的に熱的不安定な型となり、基本流に平行な方向に波長の長い三次元じょう乱が卓越し、(b)リチャードソン数が小さい場合は成層の影響を受けた慣性不安定のものとなる。これは基本流の速度断面が変曲点を持つ場合にあらわれ、基本流に直角な方向に波長の長いじょう乱が卓越する。

また、Fujita (1967) は気象衛星の写真を用いて、冬季の季節風下の雲のバンドの方向と風の鉛直シヤーの関係を求め、地上から雲頂高度までの鉛直シヤー \bar{S} の大きさによって方向を次の3つに分類している。

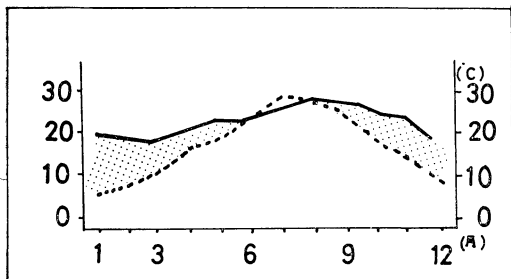
- $0 < \bar{S} < 5 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ セル状の雲
- $5 \times 10^{-3} < \bar{S} < 7 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ 風向に直角
- $\infty > \bar{S} > 7 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ 風向に平行

集中豪雨におけるレーダーエコーにこれらの研究をあてはめてよいかどうか分らないが、梅雨末期の集中豪雨と東よりの風による大雨とを較べると、リチャードソン数も風の鉛直シヤーも、前者が後者より大きいようである。

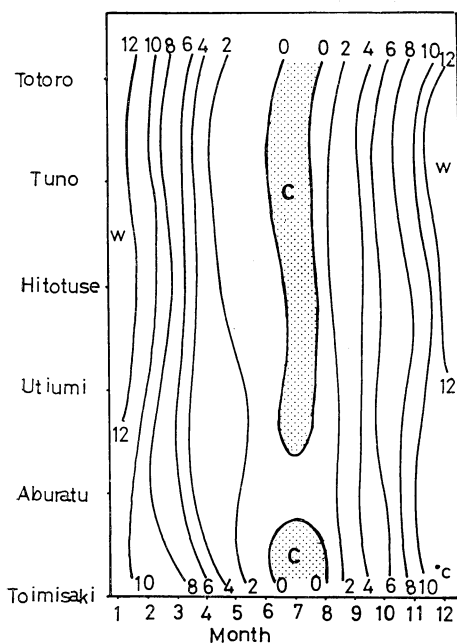
7. 日向灘の水温

1971年の日向灘 (宮崎沖約 50km) における海面水温と宮崎の月平均気温の変化傾向を第14図に示した。

東よりの風による大雨シーズンである4~6月中旬、9~11月は海面水温が宮崎の平均気温より高い期間であり、とくに東よりの風の大雨の場合は日本の南海上に寒気が移流してくるため、日向灘では海・気温差がかなり



第14図 宮崎東方50km の海面水温と宮崎の平均気温



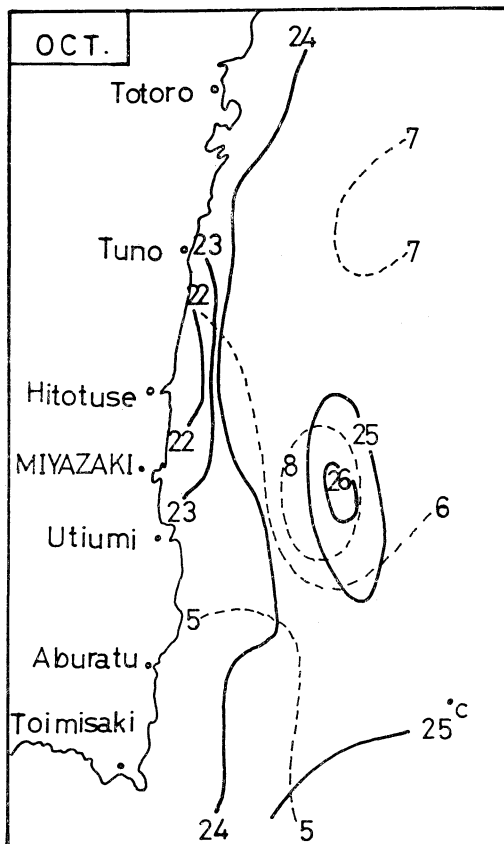
第15図 宮崎県沿岸から40km 沖合の平均表面水温と月平均気温の差の変化

大きくなり風も強いため、海面からの顕熱と水蒸気の補給は活発となって、下層の不安定化に大きく寄与しているものと推論される。

ところで、表面水温と気温との差がどの位のときに大雨が降るかと言ったことについてはよく知られていない。

第15図は宮崎県の沿岸から40km 沖合の平均表面水温と沿岸の各観測点における平均気温との差の分布を示したもので、7月ころ平均気温の方が海面水温より僅かに高くなっているだけで、ほかの月は表面水温の方が高くなっている。

しかも、秋から冬にかけて表面水温が気温よりかなり



第16図 10月の平均表面水温と平均気温との差の分布

高くなっている。

東よりの風による大雨が10月ごろ多いが、このころの海・気温差は6~8°Cであることから、この程度の差が必要条件かも分らない。

5~6月ごろにも大雨が降るが、このころの海・気温差は2°C程度で、これについては黒潮がなんらかの形で日向灘に分枝流として流入し、海・気温差が6°C程度になったときに大雨がふるのかともおもわれるが、これについてはよく分っていない。

ところで、大雨度数の高い10月の表面水温の分布は興味あることであるので、第16図に10月の表面水温の分布と海・気温の差の分布を示した。

宮崎市から東方40~50km 程度の所で異常に表面水温の高い所がある。

しかも、一ツ瀬付近の相対的に冷水のある所も大雨を降らせる地域になんらかの関連があるのかもしれない。

おわりに

下層の東よりの風による大雨については、海上を含めて十分な資料がないため結論の得られていないものが多い。

この現象の解明には、集中豪雨の特別観測で行なったように宮崎東方沖に観測船による海上観測網を展開し、海上、高層、海洋の総合的な観測をすることが必要である。

これにより、宮崎県の盲点となっている東よりの風による大雨予想のための成果が得られるものと期待している。

この結果によっては本文の結論に修正されるものもある。

参考文献には直接間接引用した宮崎県東岸の大雨について関係のあるもののみを年代順に示した。

本文作成にあたり色々ご指導いただいた半沢台長、中村予報官、さらに貴重な資料を提供していただいた県水産試験場の方々に厚く感謝の意を表したい。

文 献

- 笠村幸男, 1961: 局地豪雨の解析—1960年7月27～28日の大分県南部の豪雨—, 研究時報, **13**, No. 10, 794-802.
- 狩生義明・笠村幸男, 1963: 1961年10月26日の低気圧による大分県南部の豪雨, 研究時報, **15**, No. 2, 133-146.
- 山形英雄, 1964: 宮崎県の大雨調査, 西部管区研究会誌25号, 13-18.
- 渡辺忠夫, 1964: 南東風による宮崎県の大雨, 西部管区研究会誌25号, 19-21.
- 内村信行, 1966: 宮崎市における降雨と風との関係について, 福岡管区研究会誌27号, 146-148.
- 黒木義秋, 1967: 昭和41年8月14～15日の宮崎県の集中豪雨, 福岡管区研究会誌28号, 117-120.
- 黒木義秋・鈴木宗徳・原田征男, 1967: 宮崎県の大雨の特性, 福岡管区研究会誌28号, 134-138.
- 菊池経武, 1967: 850mb の資料による宮崎県の雨量予想, 福岡管区研究会誌28号, 138-141.
- 平野博・島村克, 1967: 昭和41年8月14～15日九州東部の大雨について, 福岡管区研究会誌28号, 216-219.
- 黒木義秋, 1968: 昭和42年9月27日の大雨について, 福岡管区研究会誌29号, 95-98.
- 鈴木宗徳, 1968: 昭和43年5月11～12日の宮崎地方の大雨について, 福岡管区研究会誌29号, 101-105.
- 黒木義秋, 1969: 宮崎県の大雨の特性について(第2報) 鹿児島の高層資料との関係, 福岡管区研究会誌30号, 205-207.
- 鈴木宗徳, 1969: 宮崎県の大雨の特性について(第2報) 1時間雨量による考察, 福岡管区研究会誌30号, 208-211.
- 山田三朗, 1970: 宮崎県の降雨機構その1, 福岡管区研究会誌31号, 221-229.
- 鈴木宗徳, 1970: 1970年5月上旬の宮崎県北部海岸地方における大雨解析, 福岡管区研究会誌31号, 231-233.
- 黒木義秋, 1971: 下層偏東風による宮崎県の大雨について, 福岡管区研究会誌31号, 138-139.
- 藤田光義, 1971: 鹿児島の上層と宮崎県の降雨について, 福岡管区研究会誌32号, 140-141.
- 山田三朗・佐々木高綱, 1971: 宮崎県の雨の日変化と降雨機構, 福岡管区研究会誌32号, 150-151.
- 山田三朗, 1971: 収束量と地形および海水温等からみた宮崎県の降雨機構, 福岡管区研究会誌32号, 152-153.
- 糸山真一, 1972: 偏東風による大分県南部の大雨について, 福岡管区研究会誌38号, 14-15.
- 黒木義秋, 1972: 偏東風による大雨の予報, 昭和47年度福岡管内予報技術検討会資料, 1-14.
- 黒木義秋, 1973: 偏東風, 福岡管区気象台要報28号, 32-37.
- 笠村幸男, 1973: 高層風の短時間雨量予想への試み, 昭和47年度全国予報技術検討会資料, 19-23.
- 福岡管区気象台, 1973: 種が島レーダーエコーの観測ノート, 技術解説資料(4), 7.
- 中村理佑, 1973: 偏東風による大雨, 昭和48年度福岡管内予報技術検討会資料.

POLEX-NORTH と -SOUTH についての INFORMAL MEETING のご案内

日 時 5月23日(木)午後6時～
会 場 気象庁内(予定)
参加者 岸保勘三郎(東大)
川口 貞男(極地研究所)

楠 宏(極地研究所)
高野 健三(理化学研究所)
樋口 敬二(名大)
ほか (日本気象学会南極委員会)