

大気中の過飽和域について (II)*

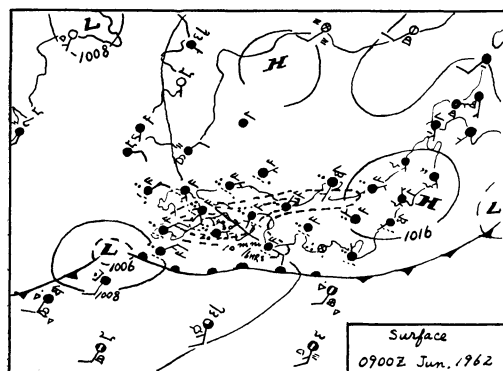
(集中豪雨の部)

光 野

—**

1 はしがき

梅雨時期の豪雨は第1図に示すように、低気圧や前線の付近よりもこれらからかなり離れた所に集中的にしかも線状をなして降るのが特徴である。



第1図 梅雨期の豪雨の天気図
(昭和37年6月9日00Z)

この機構については従来いろいろの説が発表されているが、ある事実は説明し得ても他の事実は等閑に付されていることが多いので、豪雨機構を完全に解明し得たとはいいい難く、従ってどこでどれくらいの雨がふるかということを予報するのは不可能である。

筆者は昭和36年6月予報当番として上番中梅雨初期の北陸地方の集中豪雨に当面したとき、Findeisenの降雨機構が真実であり、集中豪雨にも適用できるならば第1報の着氷の予報に使用した過飽和域が当然豪雨予報にも適用できる筈だし、彼が言及しなかった雨量との関係もある程度究明できるのではないかと考えて、同年6月6日から15日までの陰んで雨の多かった10日間を選んで過飽和域と豪雨との関係を調べたので、ここに「大気中の過飽和域」の第2報として報告する。

* The Supersaturation Area in the Atmosphere (II)

** Hajime Mitsuno, 気象庁予報課
—1963年4月1日受理—

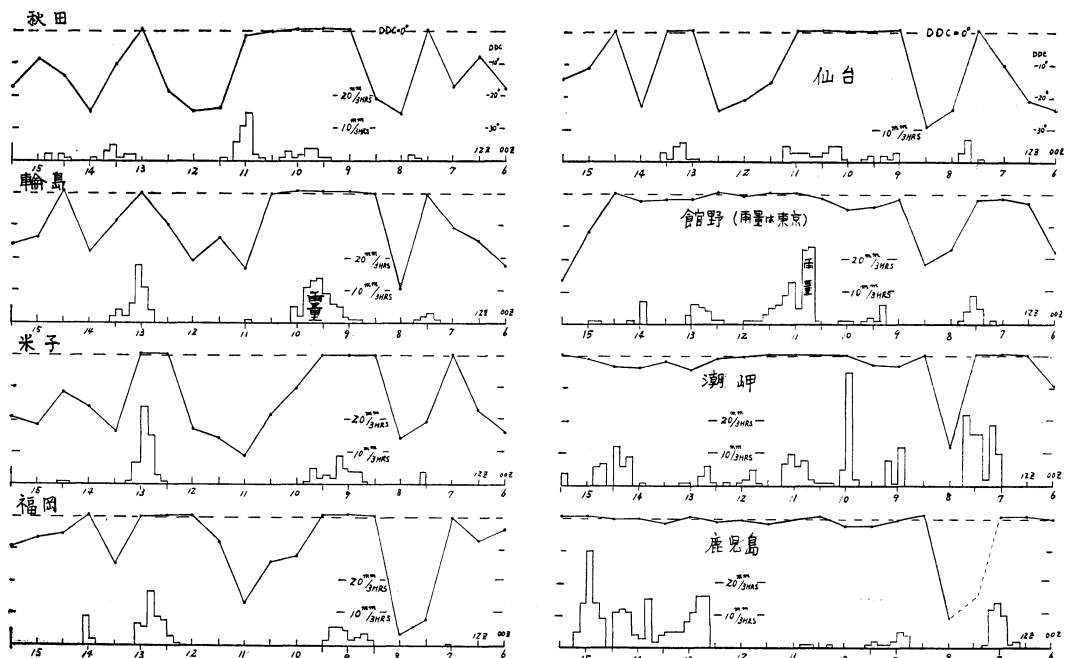
2 DDCの変化と降水

第2図は日本海側の秋田、輪島、米子、福岡の4カ所太平洋側では仙台、館野(降水量は東京)、潮岬、鹿児島(4カ所の00Z, 12Zにおける500mb面のDDC値および3時間降水量の変化を示したものである。

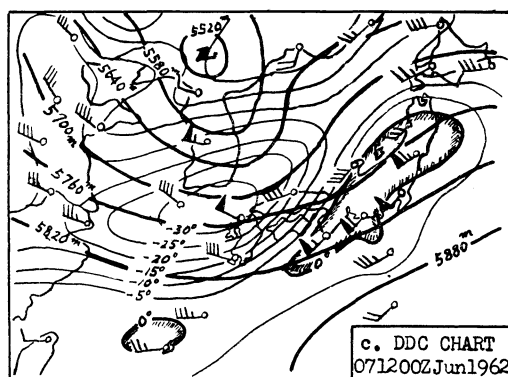
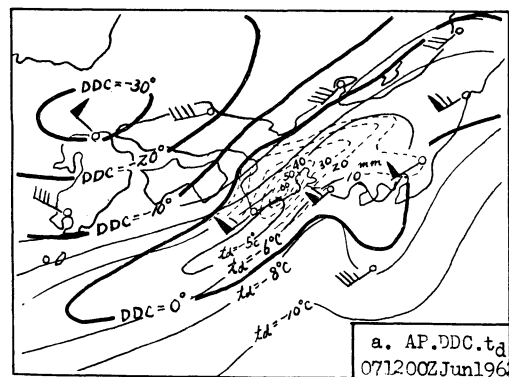
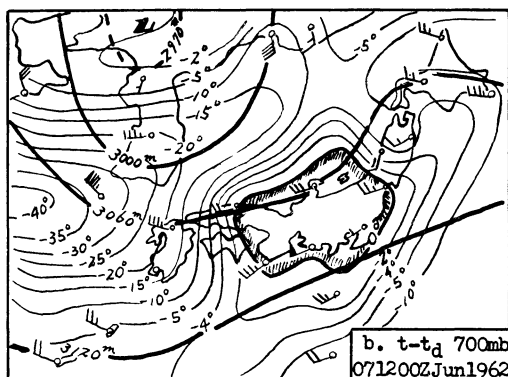
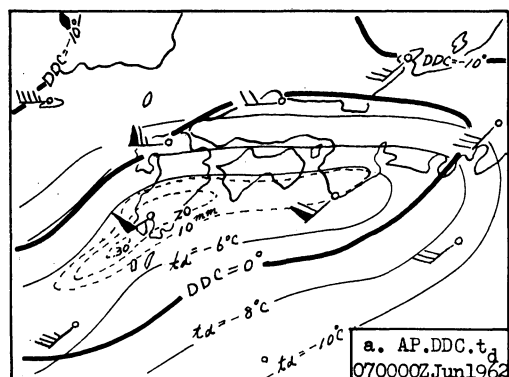
細かに説明するまでもなく図をみて明らかなように、(1)強雨はDDC値が 0° から -20° 以下に大きく変化するとき即ち過飽和と空気が乾燥空気に交替するときに降り易く、(2)時には太平洋側の東京(10~11日)、潮岬(10日)、鹿児島(13日、14日)および日本海側の輪島(9日)でみられるように過飽和域中でも強雨があることと、(3)日本海側や太平洋側の仙台以北ではDDCの変化即ち過飽和不飽和の変化が烈しいのに反して、館野以南の太平洋側では過飽和状態が長期に亘って継続していることである。

(1)と(2)をみると強雨はDDC値と無関係のように思われるが、潮岬に強雨があった9日の場合をも少し詳しくみると、ちょうどこのころ福岡、米子では0912Zから1000Zの間に乾気が進入している。また9日の輪島の強雨も潮岬と同じ状態であり、10日から11日にかけてふった東京の強雨も、1012Zから1100Zにかけて輪島に進入し、1100Zから1112Zの間に仙台に進入した同じ乾気が館野の北方に進入したためであって(1)と(2)を合せて考えると「乾湿両気団の接触面付近の暖気団内に強雨がふる」といえよう。

このことは第3図a(500mb面における過飽和域内の露点温度、降水量分布図)とc(500mb面の広域DDC図)をみればさらに明瞭になる。即ち、8日12Zには満州には低気圧があって気圧の谷が黄海および東支那海の西部をへて台湾に達し、西日本は南西の風が吹走して過飽和域にあったが、上海付近には乾燥気団があって東進していた。この乾気が前記のように福岡、米子に0912~1000Z間に進入すると同時に過飽和域は北の方へ拡大していったので、乾湿両気団の接触面は米子と輪島の間にあってその進入前面に強雨が降り、金沢で6時間に50ミリ、徳



第2図 500mb の DDC と 3時間降水量の変化

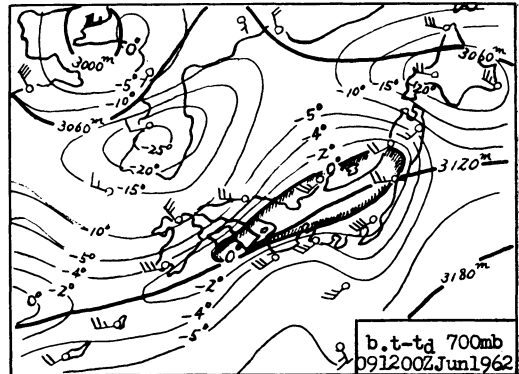
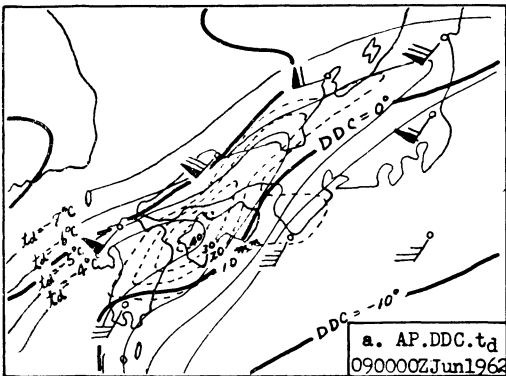
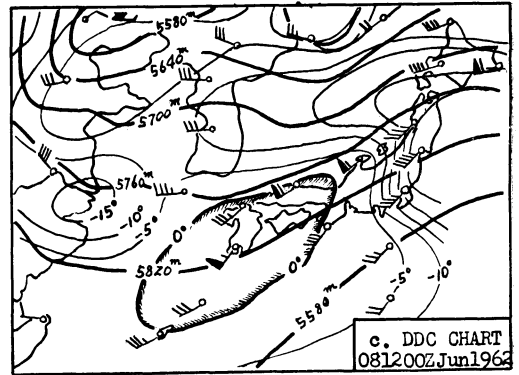
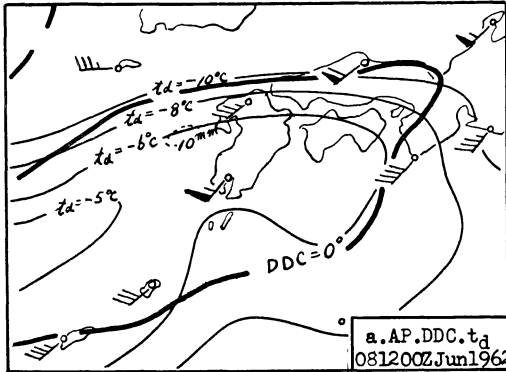
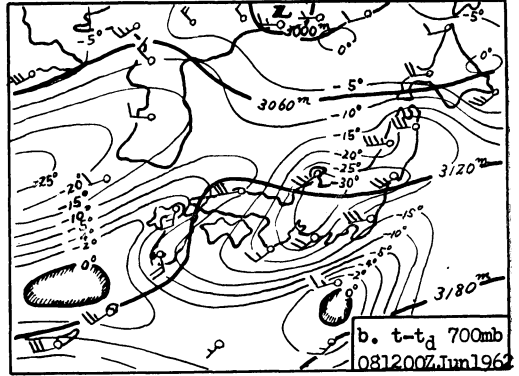
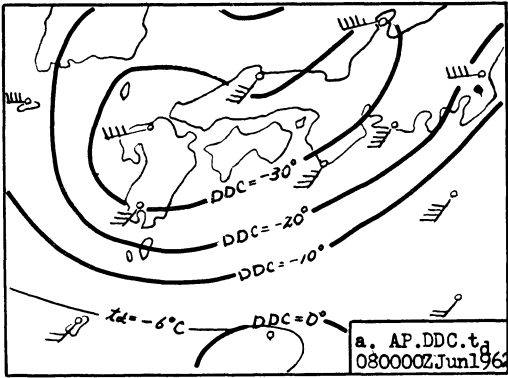


第3図 a. 6時間降水量 500mb の DDC と露点 b. 700mb の飽差図 c. 500mb面の広域 DDC 図

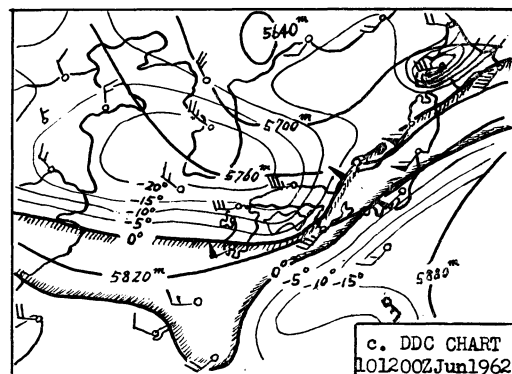
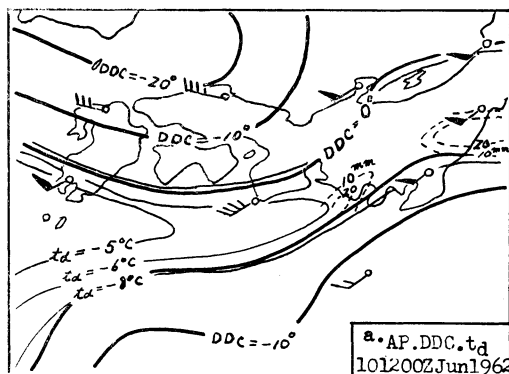
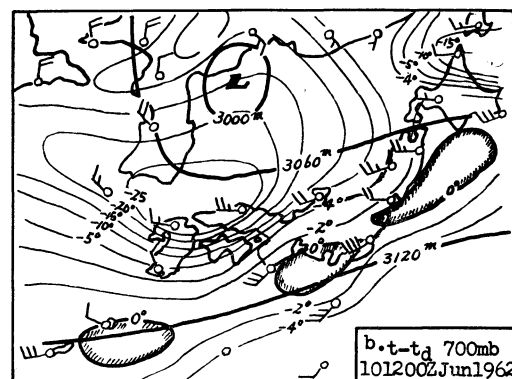
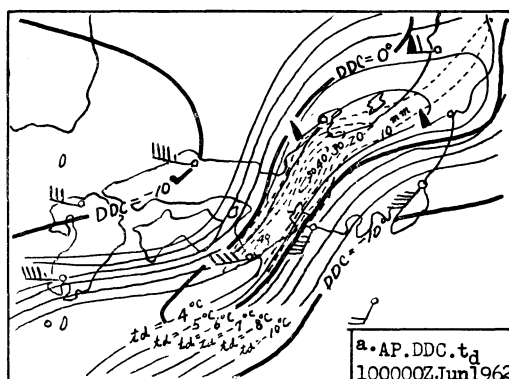
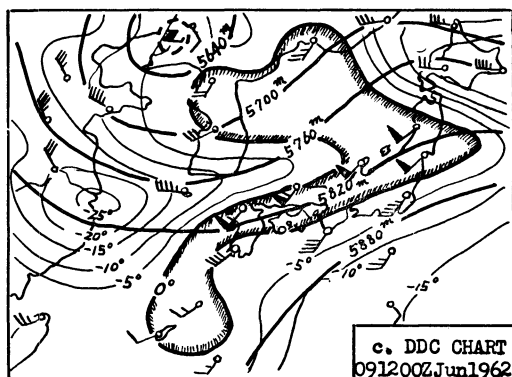
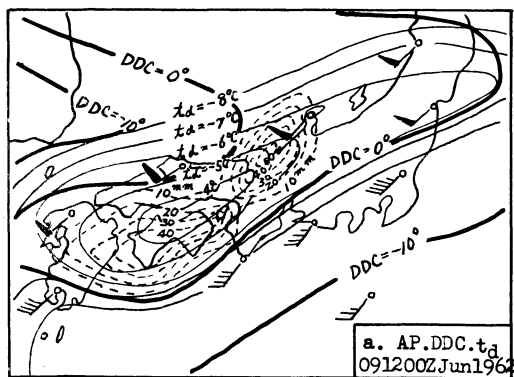
島で40ミリ、輪島、潮岬でも強雨を観測した。

この乾気はその後太平洋側まで南下しないで東進し、輪島に1012~1100 Zの間に、仙台に1100~1112 Zの間に進入しているのが乾湿両気団の接触面は関東北部にありその南側の関東地方では北部で6時間に10~20ミリ南部で20~30ミリの降雨があった。

13日14日の鹿児島島の降雨も大体同様な現象であるので省略し、(3)について考えてみよう。7日の DDC 図でみられるように満州の低気圧から南にのびる気圧の谷は九州と本州の間に存在し西日本一帯は強い乾気に掩われ過飽和域は気圧の谷からかなり離れた近畿以北の本州を掩っている。8日の状況は、前日朝鮮海峡にあった乾気の



第3図 (続)



第3図 (続)

中心は三陸沖に去り、満州の低気圧から南にのびる気圧の谷が上海沖を通っているのはるか東側の西日本は過飽和域となり上海付近は乾気を中心となっている。翌9日には、気圧の谷は東進し、南西風が強くなって過飽和域は北上して拡大したが、乾気は気圧谷線を通り越えて細く過飽和域内に進入し、その前面の過飽和域内で

大雨を降らせたことは前述の通りである。さらに10日には、気圧の谷は東進して本邦の西部を通っており、乾気は中心は朝鮮に、過飽和域は、南西風が強まった東北地方から北海道の東部までのびている。

この乾気は広域の DDC 図で追跡すると蒙古方面から華北または華中をとって南下、東進したものである

が、これが Jet Streak とどのような関係があるかは今後の調査に俟ちたい。なお湿しゅん空気については、概略を第5節に詳細を次稿にのべる。

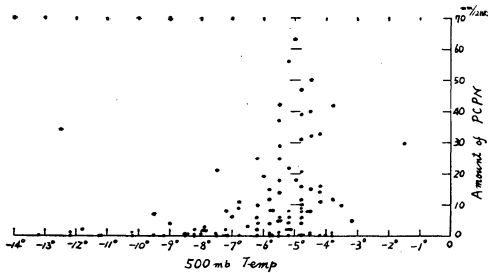
3 過飽和域の温度と降水量

Findeisen の説のように、過冷却水滴が昇華して氷晶となり、これが落下するとき融解して雨になるのであれば、過飽和域の温度が高ければ含有する過冷却水滴の量も多くなるから雨量も多くならなければならない。この場合昇華速度即ち水面に対する飽和蒸気圧と氷面に対する飽和蒸気圧との差を考慮しなければならないが、この

点については後節でふれることにして、6月6日から15日までの10日間の前記8カ所の500mbの温度とその観測時前後6時間即ち12時間雨量とをプロットすると第4図となり -5°C 付近でピークを示す。

さらに豪雨時の大気の状態曲線はかなり高々度まで飽和しているの、前記12時間雨量別、500mb面の温度別に850mb, 700mb面の飽差(= $t-t_d$)をとると下表のようになり、12時間雨量で40mm, 日雨量にして80mm即ち警報の基準に達する場合は850mb, 700mbで飽和しているのはもちろんのこと、500mbでも過飽和でその温度は $-4.5^{\circ}\text{C} \sim -5.5^{\circ}\text{C}$ となっている。また注意報の基準となる20~30ミリの場合でも30ミリ以上では警報基準に大体類似しているが、20~29ミリでもかなり飽和に近い。

5~19ミリでは下層が飽和で500mbで不飽和のこともあるが、この逆の500mbが過飽和、下層の飽差はやや大きくなっている。4ミリ以下では850, 700mbのうちいずれかが飽和かまたはそれに近く500mbでは不飽和のことが多い。1ミリ以下の場合850mb以上は不飽和のことが多く、500mb面の温度も4ミリ以下では一



第4図 500mbの温度と12時間降水量

12時間雨量と温度と飽差

A.P	$\geq 40\text{mm}$					$39 \sim 20\text{mm}$					$19 \sim 10\text{mm}$					$9 \sim 5\text{mm}$					$4 \sim 1\text{mm}$					0									
	T ₅₀₀	D _{DC}	D ₈₅₀	D ₇₀₀	A.P.	T ₅₀₀	D _{DC}	D ₈₅₀	D ₇₀₀	A.P.	T ₅₀₀	D _{DC}	D ₈₅₀	D ₇₀₀	A.P.	T ₅₀₀	D _{DC}	D ₈₅₀	D ₇₀₀	A.P.	T ₅₀₀	D _{DC}	D ₈₅₀	D ₇₀₀	A.P.	T ₅₀₀	D _{DC}	D ₈₅₀	D ₇₀₀						
-1°C																																			
-3°C	-3.8	+0.1	0.3	0.0	4.2						-3.8	-5.5	0.0	0.0	1.2	-3.2	-5.2	0.0	2.0	5		-3.8	-4.9	0.0	2.4	1	-3.8	-3.9	0.0	2.4					
-4°C	-4.5	+0.6	0.6	0.0	5.0	-4.8	+0.2	1.3	0.6	3.9	-4.8	-1.1	1.0	0.0	1.6	-4.8	-2.1	5.7	3.6	9		-4.8	-2.4	1.0	3.7	4	-4.2	-2.4	6.7	2.7					
	-4.8	+0.6	0.0	0.7	4.7	-4.2	0.0	0.3	0.6	3.3	-4.2	0.0	1.0	1.6	1.6	-4.5	-2.1	5.7	3.6	8		-4.8	-1.8	2.0	5.7		-4.8	-1.8	2.0	5.7					
-5°C	-4.5	+0.3	0.0	0.0	4.0	-4.5	+0.1	2.3	0.7	3.2	-4.5	-1.7	1.0	1.0	1.5	-4.5	+0.6	1.7	1.4	8		-4.8	-2.4	1.6	11.4	1	-4.0	-0.5	6.3	0.0					
						-4.8	+0.2	0.6	0.0	3.1	-4.2	-1.7	0.7	0.7	1.4	1.4	-4.8	-0.1	1.0	0.0	8		-4.8	-2.4	0.3	4.3		-4.8	-1.8	0.0	1.4				
-6°C						-4.8	-3.1	0.6	0.6	2.1	-4.8	-1.7	0.7	0.7	1.2	-4.2	-0.3	4.3	2.0	11		-4.8	-1.8	0.3	3.3		-4.2	-1.8	1.7	12.0					
											-4.2	-0.3	4.3	2.0	1.1	-4.2	-3.8	0.7	1.0	1.0		-4.8	-1.8	0.3	3.3		-4.8	-5.1	2.4	10.3					
-7°C											-4.2	-0.3	4.3	2.2		-4.5	+0.6	1.0	0.3	5		-4.8	-5.1	2.4	10.3		-4.8	-6.1	3.0	2.7					
																-4.5	+0.6	1.0	0.3	5		-4.8	-5.1	2.4	10.3		-4.8	-6.1	3.0	2.7					
-8°C																-4.5	+0.6	1.0	0.3	5		-4.8	-5.1	2.4	10.3		-4.8	-6.1	3.0	2.7					
																-4.5	+0.6	1.0	0.3	5		-4.8	-5.1	2.4	10.3		-4.8	-6.1	3.0	2.7					
-9°C																																			
-10°C																																			
-11°C																																			
-12°C																																			
-13°C																																			

3°Cから-13°Cまで広範囲に亘っている。

4 過飽和域とその露点温度及び降水量の分布

このように過飽和域とその温度が降水量に関係があるとすれば、強雨域は過飽和域内にあって降水量分布はある程度過飽和域に相似し、さらに-4.5°C~-5.5°C付近で最大降水量を観測しなければならない。

第3図は調査期間中に現われた梅雨前線豪雨の代表と思われるものを紙面の都合上4日間だけを掲載したものである。図の中でaは500mb面における露点温度、高層観測時前後3時間即ち6時間降水量分布図、bは700mb面の飽差図、cは500mb面の広域DDC図である。a図で温度の代りに露点温度を使ったのは、過飽和域内では飽差が0かまたは非常に小さいからどちらをとってもあまり変わらないが雨量は水蒸気量に関係があるので露点温度を使用した。したがって今後過飽和域内の温度という場合は特に明記しないかぎり、露点温度のことをいうことにする。

さて、各日のa図をみると強雨域は過飽和域内にあって降水量分布は過飽和域の形によく似ており、温度の高い地域で雨量も多くなっている。即ち0700Zでは過飽和域と10ミリ/6HRS線とは形がよく似ており、草垣付近の30ミリ/6HRSの地域は鹿児島、名瀬の温度が-5.9°Cであることから-5.5°Cぐらいと見当づけられる。0712Zでは雨量観測網に比べて高層観測網が粗いため正確にはいえないが、それでも過飽和域に類似した雨量分布図がえられ、潮岬の温度が-5.2°Cであることから、60ミリ/6HRSの雨量があった尾鷲付近の過飽和域の温度は-5°Cぐらいといえよう。

さらに、0812Zに九州西部で始まった次の降雨は0900Zには四国の松山で最大値の40ミリ/6HRSの雨をふらせたが、このときの温度は-4°Cと推定される。また0912Zには舞鶴で50ミリ/6HRS、四国で40ミリ/6HRSの降雨が観測されたが、このときの温度は米子、輪島、潮岬の資料から-4°Cと推定される。ここで第2節で述べたように若狭湾に進入した乾気の前面の暖気内で強雨がふっていることを再確認しておく必要がある。この現象は次の1000Zにも現われており、岐阜では50ミリ/6HRSを観測したときの温度は-4.5°Cと推定される。1012Zは過飽和域の温度が-5.5°Cに下ったため福島や御前崎で20ミリ/6HRSを観測したにすぎないが、1000Zには-4.5°Cに上ったため伊豆半島では40ミリ/6HRSを観測している。

このように過飽和域の温度が-4°C~-5°Cで後面の

乾気の突入が顕著な場合に強雨が降り易いといえよう。

5 700mb面の飽和域

梅雨期には太陽の高度も最高になるので、熱赤道は真夏程ではないがかなり北上し地上及び700mbでは硫黄島、バシー海峡華南の線にあるが500mbでは小笠原諸島から南西諸島をとって華南に達している。このためこの方面ではかなり上空まで水蒸気量が多く、南又は南西の風によって北上する可能性が十分存在している。一方この時季にはJet Streamが北上して南西諸島方面の下層の一般場は南西風となっているので気柱は少し北上しただけですぐ飽和に達するため南西諸島の北部はほとんど常時湿っているのである(詳細は第3報)、従って、顕著な気圧の谷が接近すればその前面の南西風に運ばれた飽和空気が九州四国、本州を掩うようになり、これが豪雨の一因であることは容易に首肯できるであろう。

第3図のb、cはこのような飽和、過飽和空気の北上移動を示したもので、図は重複するので省略したが850mb面も大体同様な傾向が現れている。図をみても明らかのように飽和域は各層共に一致するのではなく、流線の関係でそれぞれ独自の形をとることはいうまでもないが、強雨は、各層が飽和かまたはほとんど飽和している地域でのみ観測されていることは注意しなければならない。即ち第3節でのべたように500mbの過飽和域が700mbの飽和域より大きい(0812Zのb、c)場合もあれば、小さい(0712Zのb、c)場合もあって必ずしも一致しないが、強雨域は両者共通の区域に限られていることが同図からもいえることである。

6 むすび

第3報の豪雨機構の一試案に使用する関係上case studyではあるが本稿の分をまとめてみると、

1. 豪雨の場合は上層も下層も飽和している。
2. // は500mb面の過飽和域の温度は-4°C~-5°Cである。
3. 飽和および過飽和域は顕著な気圧の谷が接近した際に南西諸島方面から南西風に運ばれて北上し、かつ東進する。
4. 乾気(低温のことが多い)は、華北方面から南下したもので気圧の谷線を通り越して谷の前面にある湿じゅん空気に突入し、その接触面付近の過飽和域内で強雨がふる。
5. 氷点下の層が乾燥している場合の降水はその量が少い。