

地点雨量予報技術の現状

昭和 51 年 7 月

建設省土木研究所

地点雨量予報技術の現状
正 誤 表

ページ	行	誤	正	ページ	行	誤	正
2	上から 28	彼の気象学	彼は気象学	99	上から 25	700 -mb	700 mb
5	" 17	メカニズム) 現在の	メカニズム) は現在の	99	表VII-1	700 -mb の温度	700 mb の温度
8	" 11	大陸高気圧。温	大陸高気圧・温	100	図VII-1(c)中	$V \cos \theta \frac{dp}{dx}$	$V \cos \theta \frac{dp}{dx}$
9	" 20	いにしろ, それらは	ににしろ, それらは	101	図VII-2中	上昇速度 ω を	上昇速度 W を
11	" 26	のに感部が	のに感度が	109	上から 19	東側の雨域は	東側の雨域は
14	" 10	対流圏気圧の谷	対流圏・気圧の谷	125	" 4	したがって, 冬	したがって, 各
14	" 18	コリオリカ	コリオリカ	130	" 26	データの表が	データの表か
15	下から 2	冒頭符	冒頭符	134	下から 1	記号 X)	記号 X)
17	" 7	r または σ	r または σ	135	上から 1	雨程度 0	雨程度 0
21	" 4	4.90 5.86	4.90 4.86	149	" 9	9 時に「720	9 時に 5720
31	上から 25	乾燥断熱 (図 II -	乾燥断熱線 (図 II -	149	" 10	= 4.2 gpm	= -4.2 gpm
32	下から 5	まで動かずとも	まで動かさずとも	150	" 8	$\cos \theta$	$\cos \theta$
40	上から 17	積雪中	積雪中	152	" 8	(10) 上昇流 ω 鉛直	(10) 上昇流 ω 鉛直
40	" 18	まだ一部は	まだ一部は	152	" 18	(10) から	(9・11) から
40	" 21	乾燥断熱変化	乾燥断熱変化	153	下から 3	西風の正。	西風は正。
41	" 2	下から出発し	T から出発し	153	" 2	$\cos 45^\circ$	$\cos 45^\circ$
42	" 15	判別するが, これに	判別する。これに	155	" 9	$-\beta/g(\Sigma \bar{\sigma} u \Delta p)$	$-\beta/g \cdot (\Sigma \bar{\sigma} u \Delta p)$
43	" 24	以上に考えて	以上のように考えて	156	" 6	図 IX-7 U = ...	表 IX-7 U = ...
53	" 13	ラジオゾンデ観測	ラジオゾンデで観測	166	上から 24	将来法が	将来性が
58	表 IV-1 中	○	○	167	" 21	0.9 J に該当	0.9 I に該当
	豪雨 No. 11	x x	x } x	172	下から 6	ρ_w	ρ_w
	の成績	x	x }	172	" 4	ρ_w	ρ_w
61	上から 12	$\omega = 353$	$\omega = -353$	172	" 3	ρ_w	ρ_w
61	下から 1	として大胆な	と大胆な	172	" 2	ρ_w	ρ_w
67	上から 11	$\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$	$\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$	173	上から 2	ρ_w	ρ_w
67	" 19	Z_0, Z_1, Z_3, Z_4	Z_0, Z_1, Z_2, Z_3, Z_4	173	" 2	$\frac{de}{dT}$	$\frac{de}{dT}$
79	" 13	表わしている	現われている	173	" 4	$\left(\frac{1}{T} \frac{de}{dT} - \frac{e}{T^2}\right)$	$\left(\frac{1}{T} \frac{de}{dT} - \frac{e}{T^2}\right)$
83	" 5	用もみやすいが	用もしやすいが	174	" 19	$q = \epsilon \ell / [p - (1 - \epsilon) \ell]$	$q = \epsilon e / [p - (1 - \epsilon) e]$
83	" 12	予報はけて	予報はけて	174	" 22	T_v	T_v
88	" 2	広い雨域は	広い雨域は	174	" 23	T_v	T_v
92	図 VI-13(c)	1975, 8月17日9時-18日21時	1975, 8月17日 21時	168	" 6	90 なら 4°C	90 なら 40°C
98	上から 14	Inblow	Inflow	170	" 18	$V_{50} V_{85} \sin \dots$	$\times V_{50} V_{85} \sin \dots$
26	表 II-3	94 94 94 96	94 94 94 94	173	" 8	Smishonian	Smithsonian
152	上から 12	下限において ω ,	下限において ω_1 ,				

序

近年、洪水予報技術の体系化が押し進められてきている。洪水予報は、降雨予測、降雨観測、融雪予測、流出予測、通信技術等々を包含した高度に総合的な技術であるため、いくつかの前提条件ともいえるべき技術上の問題解決を待って初めて体系化の検討が可能となる。

従来から、洪水予報の手法には、気象法、雨量法、水位法という大まかな分類がある。そして、大河川ほど後者の手法が適用し易いので技術的には楽である。しかし、中小河川、なかんづくダム地点などの洪水予報では、予報に許容される時間が短くなる。そのため、これらの流域においては、気象法的な手法に対する要請が強い。土木研究所でも、各種の長期・短期雨量予報技術の現状およびその利用法に関する調査研究を行ってきた。短期の雨量予報については、建設省の現場でもすでに多くの手法が開発されつつある。そこで、ここでひとつ気象の専門家の目で河川流域の雨量予報というものを review してもらったらどうだろうかと考えられるに至った。幸いにして斎藤鍊一博士（前気象庁予報部長、現気象大学校講師）という好個の執筆者を得ることができた。

本書で扱われるものは短期（洪水時）の雨量予報である。斎藤博士御自身に選んで頂いた表題は「地点雨量予報」といういささか耳なれないものであった。これは本文のはじめに述べられているとおり、気象官署の行う予報が本質的に広域予報であるのに対して、本書の視点が、我々ユーザーが必要とする地点予報（Point or local forecast）におかれているからである。この用語ひとつを取り上げても、我々河川技術者と気象官署の予報官との間にひろがるギャップを予想させるに充分である。気象の立場から河川に向けて書かれた本書をもとに現場で実施している予報技術がより一層改良されることを願う次第である。

昭和 51 年 4 月

土 木 研 究 所

河川部長 土 屋 昭 彦

ま え が き

本書は地点雨量予報の考え方と方法を述べ、それについて解説したものである。内容には現在使われている主な方法は述べてあるが、判別関数による方法は省略した。この方法は現在でもほとんど実用にされていないし、この方法が有効と思われる場合でも、散布図による方法が十分代用できると考えたからである。

また本書には気象衛星・レーダー・アメダスによる雨量予報も記述していない。これらは気象の実況を迅速に教えてくれるものであるが、これらを使って雨量予報をする技術はまだ開発されていない。これらから得られる情報は、初めに考えた雨量予報を適時に修正するのに使われる。予報の修正は、初めに考える予報と同等に、あるいは場合によっては、初めの予想以上に重要である。しかし、これらについて記述するには、また本書と同じくらいのページ数を要するかもしれない。地点雨量予報をしようとする者には、これらについてのよい知識を得ることが必要であるが別書によられたい。

1976年2月 斎藤 鍊 一

目 次

まえがき

I. 地点雨量予報の根幹	1
1. 雨量予報	1
2. 地点予報	4
3. 地上天気図	6
4. 雨量予報技術の基幹	8
5. 高層気象と無線模写放送	10
6. 高層気象の理解に必要な知識	14
7. 量的雨量予報	14
II. 大気中の水蒸気量	17
1. 空気中の水蒸気量	17
2. 露点温度・湿数	24
3. 可降水量	27
III. 大気の安定度	31
1. エマグラム・温位	31
2. 飽和断熱膨張	39
3. 大気成層の安定度の判定	41
4. 対流不安定とゾンデ観測の解析	45
5. 安定度指数	48
6. 局地激甚気象警報	50
IV. 安定度に基づく雨量予報	53
1. 対流3条件	53
2. KY指数	55
3. 成層の不安定から生ずる上昇流の速さ	58
V. 上昇流と現象のスケール	63
1. 収束と発散	63
2. うず度	66
3. 力学的雨量予報の歴史	68
4. 現象の規模	70
5. 中規模じょう乱	73
VI. 雨量の数値予報	77
1. RR雨量予報の仕組み	77
2. RR予報の検討	79
3. RR雨量予報に対する考え方とその使い方	83

4. 台風による雨量の数値予報	95
5. ブラックボックス法	96
VII. 地形性降雨	99
1. 空気の上昇の諸原因と地形性上昇	99
2. 地形効果と降雨分布の実例	102
3. 地形性雨量	114
4. 類似法	118
VIII. 散布図による雨量予報（地点統計予報の1）	127
1. 地点統計予報のやり方	127
2. 中国地方の4,5月の雨	134
3. 九州の24時間雨量予報	140
4. 愛知県のひと雨の総雨量予報	141
5. 散布図による雨量予想値の修正	145
IX. 重相関回帰式による雨量予報（地点統計予報の2）	146
1. その意義と実施のための条件	146
2. 揖斐川流域雨量予報	147
3. 重相関法についての結論	166
付録. 1. 高層実況（PART 1）の通報形式	167
2. 温度移流の式の導き方	169
3. 鉛直 p 速度と上昇流の速さ	171
4. Bellamy の方法	172
5. Fulks の雨量計算の理論	172
6. 水蒸気の凝結量を計算するときに使う C_r について	174
参考文献	175
索引	179

I 地点雨量予報の根幹

1. 雨量予報

雨量予報をしたい、雨量予報をしなければならない、そのいずれでもよい、ともかく雨量予報を志す者は、もちろんのことではあるが、雨量予報とはなにかをわきまえているにちがいない。

雨量予報とは雨が将来降るか降らないかを予報することではない。雨が降るということを経験できたうえで、さてでは雨量はなんミリになるかを量的に予報することである。したがって、雨量予報を志すほどの者は、当然雨が降るか降らないかを予報できるような能力を持っていることが前提条件となる。

雨が降るか降らないかを予報する能力というのは、なにも百発百中にならなければならないという意味ではない。もちろん百発百中なんて超能力はこの世には存在しないが、専門の気象屋でなくても、かなりの確率で当てる腕前をもった人は世間には相当いるだろう。風や波浪については、雨の場合とは比較にならないほど予報の達人がいる。それは船乗りである。

船乗りにとっては風と波を、これからの航海の行く手について予想することは命の問題である。命の問題だから、人任せにはできないのである。航海中は毎日天気図にとらめっこしている。いきおい、風と波の予報の達人にならざるをえない。したがって、駆け出しの予報官など足もとにも及ばない。

ただし風と波に関しては、ある船乗りが予報官よりもずっと予報がうまいとしても、雨については、雲について、気温について、湿度について、あるいはまた大気汚染についてなどとなると、総合的には予報官には及ばないだろう。予報官は、たえず総合的な予報に専念しているからである。

このように考えてみると、専念する度合いが大きいほど、ある特定の事柄には達人になるわけである。

雨量予報を志すほどの者は、はずれても結構であるが、必要なデータさえ与えられれば、雨が降るか降らないの予想くらいはできないと話にならない。雨が降るか降らないかは気象台でやってくれる。もし雨が降ると気象台の予報が出たら、卓上計算器をガチャガチャと動かし、数値が出た。この数値が雨量予報の予報値である。というような雨量予報ならだれでもできる。アルバイトの女の子が、雨量予報の達人だということになる。計算が早いからである。

もちろんそのような数値の計算は雨量予報とはいえない。では、ほんとうの雨量予報とはどういうことであろうか。まず第1段としては、雨が降るか降らないか予想をする。これが前提であることは既に述べた。

第2段としては、雨が降ると予想したとき、その雨が小雨か、中雨か、大雨か、特大級の大雨かを予想できることである。実をいうとこれができるもはや第1級の雨量予報者である。以下、雨量を数値で求める雨量予報法をいろいろ述べるが、その数値そのものには大きな意味をもたせるわけにはいかない。現在の雨量予報の技術はそれほど精度のよいものではないからである。ごくあらっぽい予想でよい。大中小の予想が立てられたら第2段は卒業である。

第3段は予報値の修正である。かなりの雨が降ると考えて、雨量予報技術を使ってある種の方法で数値を出し、まずそれを雨量予想値とする。しかし、低気圧でも前線でも生き物である。初めに予想したようには変化してくれない。予想したとおりに変化してくれるならば、あらゆる天気予報がすべ

てあたるはずである。ところが、天気予報がちょいちょいはずれ、時にはまるはずれになることがある。それは低気圧や前線が、予想したようには変化してくれなかったからである。時には予想よりも早く進行することもあるだろう。時には思いもよらず急激に発達することもあるだろう。あるいは予想した進路から大幅にそれることもあるだろう。つまり、時々刻々予想からはずれようはずれようとしているかのようにみえる。したがって、最初に計算した数値をそのまま放置するわけにはいかない。新しいデータの入手を待って、どんどん修正していかなければならない。1回修正したから、もうそれでよいというわけにもいかない。さらに気象状態が変化したら、それに対応した新規の予想をして、2回目の修正をする。このように、低気圧や前線のたえない変化に即応して、雨なし、小雨、中雨、大雨の予想を立ていく。そして、それに適わしい数値を出していく。これが雨量予報なのである。

以上の3か条ができたとき、その人は雨量予報ができたといえる。では、雨量予報をするためには、気象状態が解析でき、その予想ができ、また気象状態の変化に応じてその変化のよってき理由が理解でき、したがってさらに将来への予想が立てられるという能力が必要ということになる。つまりそれは第1級の予報官ということになる。では第1級の予報官でなければ、雨量予報はできないのであろうか。

答えはイエスでもあり、またノーでもある。イエスという意味は、降雨のメカニズム、雨を降らすじょう乱*の発達・衰弱の理論に通じ、しかも豊富な経験をもたなければ本当の雨量予報はできないからである。

ではなぜ答えはノーでもあるのだろうか。それは、まず第一に先に述べた専念の問題である。ここに、専門の予報官ではないが、アマチュアで雨量予報を志している者がいたとする。彼にとって雨量は、船乗りにとっての風と波とに同等である。少々大げさではあるが、命にかかわる問題だとする。彼の目と心はいつも雨量に向けられている。彼は、あらゆる手段で、雨量予報に必要なデータを迅速に入手することををはかっている。データが入手したらすぐそれにとびつく。そして、雨量一本にしばってデータを解析する。そして、日ごろ研究の結果を適用して雨量の予想をたてる。

これは雨の降りそうなどの彼の姿である。では、そうでない日の彼はどうかだろうか。雨量予報に必要な文献を収集し、それを精読し、自らも調査し研究し、自分の担当地域の雨量予報に必要な予報方式を編み出そうとしている。そんな彼にかなう者は誰ひとりいるはずがない。第1級予報官は、やれ風だ、やれ雲だ、やれ波だと、彼の頭は忙しくかけめぐっているのである。彼の気象学、気象技術に関しては、アマ雨量予報者の比較にならないほど精通しているかもしれない。しかしながら、こと雨量予報という点に関しては、アマ雨量予報者に頭をさげることになるだろう。

それだけではない。アマ雨量予報者の断然有利な点は、彼の関心は担当する地域だけに集中しているからである。担当地域は400km²の地域かもしれない、あるいはそれよりやゝ大きいかもしれない、あるいはまたある一点つまり自分の頭上に降ってくる雨だけかもしれない。そのどの場合でも同じことである。とにかく、広い面のあちこちに降る雨は考えなくてもよい。面が広いと、その面内のある

* 低気圧・前線・雷雨・たつ巻などなんでもよい、すべて悪天候を起こし強風をもたらす原因となるものをひっくるめてじょう乱という。いちいち、“低気圧、前線など”といわず、ひとくちに、“じょう乱”というてしまえばよいので便利な語である。英語で disturbance である。

部分では大雨が降り、ある部分ではまったく降らないことがある。そんな予報は難しくもあり、また自分の出した予報が当たったかはずれたかの事後の検証もなかなかできにくい。アマ予報者はそんな心配はない。彼の場合には、雨が降るか降らないか、降ったらなんミリかである。びたりと当るか、はずれるかである。

一般に、広い面積についての予報を、術語として固まっているわけではないが、広域予報という。それに対して、アマ雨量予報者の場合のように、狭い面積あるいは一点にしばられた予報を地点予報 (Point Forecast) あるいは局地予報という。飛行機の運航には、特定の飛行場の霧や低い雲の雲底の予報が絶対必要であるが、それを飛行場予報というが、飛行場予報も地点予報の一種である。

アマ雨量予報者の担当は地点予報である。専門の予報官で地点予報に専念しているものは非常に少ない。航空関係の予報官でも飛行場予報に専念しているわけではない。飛行機がとんでいく道筋である航空路予報もしなければならない。また、場合によっては航空会社の定期便以外の測量のための飛行機などにもサービスしなければならない。そんなときは、航空路からはずれた地域の予報をしなければならない。つまり、航空予報官は地点予報に専念しているわけではない。気象庁に所属している予報官で地点予報に専念しているものはひとりもないといってよいだろう。地点予報を必要とするものは多いが、そのなかには港湾予報がある。ある港湾で大きな突堤を造ろうとする。それにはケーソンを運ばなければならないが、絶対欠かすことのできないのはその港湾の波の予報である。港湾建設業者はその場合には、民間気象サービス会社に依頼する。気象会社は社員を現場へ派遣し、社員は現場に駐在して波予報にあたる。これはひとつの例にすぎないが、地点予報を必要とする作業は非常に多く、民間気象会社はその収入の半分くらいは地点予報サービスで得ている。

われわれのアマ雨量予報者は、気象会社の予報担当社員よりも有利である。予報社員の方は、ある期間ある港湾の予報サービスを担当しても、それが終われば会社の都合で、こんどはA市の大気汚染予報をやってくれということになる。

気象庁の予報官は、大まかにわけて分担は三つにわけられる。まず気象庁本庁の予報官は全国予報に当る。その場合、予報対象地域は陸上だけでなく海域も含む。海域は国際的に取決められており広大な面積である。次は予報中枢の予報官である。日本の全域を10に分けて、全国には10か所の予報中枢 (正確にいうと地方予報中枢) がある。予報中枢の予報官の担当は、たとえば北海道全域、あるいは東北地方6県といったように広い面積であり、なお海域も含む。たとえば新潟地方気象台の担当海域は秋田県から山形、新潟、富山、石川県にわたる日本海の海上が担当海域になっている。第三は各府県にある地方気象台の予報官である。この予報官の担当がいちばん狭い面積であるが、それでも県全体の予報をしなければならない。もしその県が海に接するときは、沿岸20海里以内の海域の予報もしなければならない。

このようにみえてくると、専門の予報官の担当はいちばん面積の小さい区域でもずいぶん広い。県によっては、陸上だけ考えても、海岸あり、平野あり、山間部あり、山岳もある。福島県などは、相馬・いわきのある浜通り地方があり、阿武隈山地を越えると福島・郡山のある中通り地方がある。その奥には、奥羽山脉を越えると会津若松のある会津盆地がある。これらの地方の天気はそれぞれ違っている。

2. 地 点 予 報

土地それぞれによって天気の影響がある。福島³の3地方はそれぞれ特有の天気になりやすい。そのような地域ごとの天気の影響というのは、いろいろな気象的要因がはたらいて作り出す総合的な結果である。

たとえばある地点で、ある季節に、低気圧が四国沖を通過して東海地方の沿岸にそってやってくると大雨が降りやすいという癖があったとする。こういう癖は、あるいは海岸に沿って起こりやすい気流の収束がはたらいているかもしれない。あるいは、内陸の奥にある中央山脈の切れ目による湿った気流の通りやすい道筋が関係するかもしれない。あるいはまた、その土地の傾斜が効いて、空気の地形上昇が起こりやすいのかもしれない。そのような個々の原因の追究と説明はなかなか難しく、専門の気象屋でも本腰を入れてなん年もかからないと説明できることではない。しかしながら、このような時に大雨になりやすいということは、いくつかの気象要因のからみ合った総合的な結果を描き出していることを示している。つまり、その土地以外では現われ難い特有な気象状態を作り出しているのであって、地点予報に成功するためには、そのような天気の影響に習熟することが先決である。

昔からどこにも天気予報の名人ともいふべき人がいて、これから間もなく起こる天気については、気象台の予報よりもよくあてる。では、このような天気を知る名人は何からヒントをえているのであろうか。古くさい言葉であるが、“観天望氣”という言葉があり、こういう人は観天望氣をするのである。もっとぐだいていえば、“雲のたたずまい”を見るのであり、さらに近代的な表現でいえば、大気⁴の透明度や雲の形、種類、その進行を観察して判断するのである。ただし、これから24時間後の予報ということになると、名人よりも気象台の予報の方により信頼が置けるのであるが、名人はいずれにしてもその土地の天気の影響を利用しているのである。その名人はその土地でこそ名人であるが、よその土地へ連れて行って予報しろといっても当座はまったくだめである。

その土地特有の気象に習熟することはなにより強みである。ことその土地の気象に関しては天下第一人者となれる。つまり、アマ雨量予報者は、地点雨量予報に関しては天下第一人者になれる環境条件にあるわけである。

府県の地方気象台の予報官に電話で、“いま私はB町にいますのですが、雨はなん時ごろ降り出して、総雨量はなんミリになるでしょうか”ときいたとする。予報官は、県全体としては気を配っているが、特にB町のごとに集中しているわけではない。予報官は当惑であろうが、そこは予報官という職責上のこともあり、なんとか返事をしてくれるだろう。そして、その予報がはずれたからといって、はずれの程度にもよるが、あまり責任を追求するという訳にもいかない。もしB町の雨量について、それが営業上大きな問題だったら、金を払って気象サービス会社に依頼するしかない。気象会社はそのためにあり、またそれが商売だからである。要するに地点雨量は予報官の専心するところではないからである。

しかし、一般的にいうと、広域予報の方が地点予報より楽だといえよう。たとえば、全国予報中枢（気象庁本庁）の予報官が、“西日本は相当雨が強く降るところがあるから注意する必要がある。”という予報を出したとしよう。ところが、ある西日本の住民が、まったく雨が降らなかったからといって文句はつけられない。西日本のどこかでは大雨が降っているかもしれないからである。予報中枢の場合も同様で、たとえば東北6県が対象だから、降るところがあったり降らないところがあっても差

支えない。

府県担当の予報官になると、それよりかなりきつくなる。予報のあたりはずれがかなり明確になるからである。しかし広い県内のことであるから、“所によっては雨が降るでしょう”という予報も出せる。所によってだから、B町で降ってC村で降らなくてもよいわけである。しかし、府県担当予報官の場合は、予報がはずれた場合の世間の風当りはいちばん強いわけだから、予報官のなかではいちばん難しい部類の予報を担当していることになる。府県予報官は責任の重い仕事をしているわけだが、優秀な府県予報官がいると抜てきされて予報中枢へ引張られる。予報中枢で経験の深い優秀な予報官はまた昇進して気象庁本庁へ転任する、といった傾向がある。しかしこれは気象事業に限ったわけではないからこの問題はここまでにして、とにかく末端ほどシビアな予報に携っているのが現状であろう。

ところがアマ雨量予報者の担当は、府県予報官よりもっとシビアである。所により、などという表現は禁句である。彼が出した予報には、イエスカノーの判定が冷酷なくらいはっきりと下される。これが地点予報の最大の特徴である。

それに加えてもうひとつある。それは対流現象ということで、本書には初めから終りまでこれがついてまわる。あとから詳しく述べるが、日本の暖候期の局地的な強い雨は、その多くが対流現象によって起こる。しかもこの対流現象が、どんな原因で、いつ、どんなところに、どんな規模で起こるのか(つまり対流現象のメカニズム)現在の気象学ではつかめていないのである。メカニズムがつかめていないから予報する理論もない。理論もないが、また理論の空白を埋める経験的技術も開発されていない。対流性の雨はいまの気象学・気象技術の盲点である。

しかもわがアマ雨量予報者は、その盲点となるところに直接ぶつかなければならない。ドン・キホーテにも似た勇猛心が必要なわけである。

昭和50年度電力気象全国大会のシンポジウムのために、気象庁越智主任予報官が“ダムの運用に関連した雨量予報の現状と問題点について”という報文で、“集中豪雨予報業務対策のひとつとして、1時間雨量および3時間雨量による大雨注意報・警報基準を定め、従来の24時間雨量による基準と同格のものとして扱っている。ここで問題となるのは、基準値をこえた大きな1時間雨量が、(地域雨量観測網AME-DASのシステムを通じて、府県地方気象台に情報として)入ってきた場合、それが一過性の雷雨であるか、または集中豪雨に発達するものであるかの判定が必要であるが、これも将来開発すべき課題である”(カッコ内は筆者が書き加えた)と書いている。つまり、府県気象台にアメダスのシステムを通じて、各地の1時間雨量がどんどん即時性をもって入電してきても、現在の技術ではそれが集中豪雨にまで発達するかどうかの判定ができないということである。

アメダスによる各地雨量が入電しても現状がそうだとしたら、アメダス雨量もない地点雨量予報者は、集中豪雨性の大雨に対してはまったくの無力だということになる。

しかし、あとから述べるが集中豪雨は、地点雨量の場合めったに起こるものではない。だが、また起こる可能性もある。世界中のだれもがまだ解決していないこの難問を、いつ爆発するかかわらない火山の麓に住む気持でかえながら、地点雨量予報者は雨量予報に取組まなければならない。

しかし、ここにぜひひと言書き加えておくことがある。それは、問題が難しければ難しいほど達人になるチャンスが多い、ということである。

3. 地上天気図

テレビには日になん回か天気図が写し出され、そしてそれらには簡単な解説が加えられる。それを見たり聞いたりするだけで、極東の気象状態もわかり、これからの変化もある程度予想される。しかしテレビは先の番組へ移り、われわれの脳裏には教え込まれた知識が残像として残るだけである。われわれは、自分で考えることをしていないのである。雨量予報をするということは、教えられて手足を動かすことではない。自分で考えるということである。

自分で考えるためには、考える材料が手元になければならない。その材料の基本になるのは天気図である。天気図（正確には地上天気図）は新聞にのっている。しかし新聞が配達される時刻には、気象状況はずっと先まで進行してしまっている。新聞の天気図は、切抜いて保管しそれを整理して利用すれば、予報のための基礎資料を作る材料になる。しかし、天気変化が早いときには、即座に間に合わない。

山登りをする人や、漁船に乗って海上にいる人たちの中には、ラジオの気象通報を聞いて自分で天気図を書いている人が多い。こういう人たちは、自分の命に関係があるからである。ラジオで天気図を書きながら、また書いてしまってからそれを眺めて、自分で考え、そして自分で天気予報をしている。

雨量予報をしようと思うほどの者は、少くとも自分でラジオ天気図くらい書ける能力をもっているべきではない。天気図を書くということは、あぶり出しの絵図をあぶり出すということではない。天気図を書きながら、書いている段階ですでに予報の作業過程に入っているのである。その証拠には、他人の書いた天気図を眺めて天気予報をする予報官はひとりもない。もちろん、気圧、風、天気など各地の気象状況のプロットは助手にってもらうこともあろう。しかし、等圧線、等温線、前線などはかならず自分で描画する。

天気図それ自体は本来客観的なものであって、もし10の万能の神がそろうて天気図を書いたら、まったく同じ図が10枚できるはずである。ところが、人間が10人あつまって天気図を書くと、10枚全部違ったものができ上る。上手な天気図とへたな天気図ができる。

上手な天気図というのは、線をきれいにひいてある天気図ではない。いちばん客観的な真実に近い線がひかれている天気図である。予報官は天気図を書きながら、客観的な真実を求めているのである。そして、その真実が語ろうとするものがなんであるかを汲みとろうとしている。そして、真実を正確に汲みとったとき、次の発展の姿も浮び出てくる。現在の真実も知らずして、将来への予想ができるはずがないからである。

天気図を書くことを天気図解析と呼んでいる。天気図解析の上手な人、つまり客観的な真実に近い天気図を書ける人は、では上手な予報者であろうか。ところがそうではないのである。たいへん上手な解析ができるのだが、予報はへたな人はいくらでもいる。では解析者と予報者はどこがちがうのだろうか。

予報の上手な人は、等圧線をひいたり、前線を描いたりしながら、実は各地の実況すなわち、気圧・気温・風向・風速・天気などを注意深く眺めて、それらからいろいろな情報を集めているのである。そして、集めた情報から、水平的に鉛直的に、つまり3次元的に気象状態を解剖して立体的な大気の状態を頭の中に作りあげつゝあるのである。そして、前の天気図を書いた時からの、大気の状態の変化を頭の中に描いているのである。もしなにか急激な変化が起きていることがわかれば、前の天気図

の時の予報は修正しなければならない。前に考えたよりも、雨が早く降り出すかもしれない。あるいは、前に考えていたよりも雨量が多くなるかもしれない。上手な予報者は、このようにして変化の速度を考慮して、上手に外挿する。

天気予報は大へんむずかしいように思うかもしれない。事実、むずかしいのであるが、天気予報の基礎となる第一歩は、実は外挿なのである。過去から現状までの変化が、将来にも延長されると考えるのが、まず天気予報の基本で、これができれば相当以上の腕前の予報官といえる。

このような外挿を適確に行うためには、天気図にプロットされた各地の実況や船舶からの実況から、できるだけ多くの情報を得なければならない。多くの情報をうるためには、基礎となる知識がなければならない。また、情報を汲みとる訓練が必要である。同じプロットされた天気図の素材を与えて、2人の者に解析させ天気図を書かせたとする。Aはあるいは上手な解析図を書くかもしれない。しかし彼が得た情報量が貧弱であり、また推理的な能力も乏しい場合は、彼の出した予報はあてにならない。Bの書いた天気図は重要な点は正しく解析されていても、要点以外のところは粗雑で、でき上った天気図はAの天気図にかなわないかもしれない。しかし、Bはその間に豊富な情報を描画しながら得ているならば、彼の予報の方がずっとよいにきまっている。

だから、Bの場合の天気図は保管用のきれいな天気図ではないかもしれない。Bが天気図を書く目的は予報をしたいからであって、天気図はいわば予報をするまでの道具で、予報を出したあとは消耗品のように考えていいかもしれない。しかし、天気図を書く態度は、実はBの方が正しいのである。

筆者はかつてソ連の気象局つまり日本の気象庁に相当する組織を見学したことがある。そこでは現業用に書いた天気図はまったくの消耗品であった。保管用・調査用の天気図作成のためには、また別の1課があって、数十人のおもに女の職員が、また実況のプロットをやり直していた。つまり、天気図は同じ時刻・同じ種類のものを二つづつ作っているのである。つまり、現業用天気図はまさに予報用なのである。

筆者が時々うける質問のひとつは、天気予報を気象庁から出すときは、合議制で相談して出すのですか、というのである。筆者が合議制ではなく当番の予報官が個人の判断で出すのです、と答えると、質問者はたぶん、テレビのなにかの番組のとき、気象庁で大きなテーブルを取り囲んで10人くらいの予報官がたぐさんの図を眺めたり指さしたりしている光景を見て、合議しているのかなと考えたにちがいない。

実は、そのような予報官の会合を会報と慣習的に呼んでいるが、合議しているのではなく、予報の担当者に情報を提供しているのである。予報担当者は地上天気図を書く。書きながら情報を集め、気象の立体像を脳裏に描き、気象の変化の速度・加速度を計算してきている。しかしこれだけでは十分ではない。電算機による数値予報の予想図の説明もきく、気象衛星資料からの情報も聞く、高層天気図の解析者からは高層状態およびその変化を聞く。こうして、地上天気図の解析から得た情報に、さらに、地上天気図だけでは得られなかった情報をつみ重ねて、判断をし予報を出す。テーブルのまわりに集った予報官たちは、地上天気図をもちろん眺めてはいるが、自分で書いたわけではない。したがって、予報担当官が地上天気図を書きながら得た情報量ほど持っていない。情報量の少い者が予報についてワイワイいっても、なんにもならない。いちばん情報量を持っている担当者に万事を任せるのである。

4. 雨量予報技術の基幹

中学や高校でも地学の教育のために、天気図を作る実習をやっているところが相当多い。その目的は、天気図とはどんなもので、なんのために作るかを理解させるためである。雨量予報のために天気図を書くのは、その目的がちがう。予報のために必要な情報を汲みとるための天気図である。

目的はちがっても、天気図を書くためにはどうしても知っていなければならない基礎知識が必要である。中学や高校で教えられる基礎知識を、以下40あまりの術語で書き並べてみる。これらの単語について、正確な定義を下すことができなくてもよい。単語を読んだとき、それから思い浮ぶ概念がかなりはっきりしたものだと考えられるならそれでよい。もちろん、単語を読んだとき浮ぶ概念の量が豊富でしかも正確ならば、それにこしたことはないが、それはその人の勉強と能力によることである。そこで、——— 高気圧・低気圧・前線・等圧線・ラジオ気象通報・気圧配置・風向・風力・天気・16方位・風速・気圧傾度・日本式天気図記号・国際式天気図記号・移動性高気圧・大陸高気圧・温暖前線・寒冷前線・海風・陸風・季節風・気圧・上昇気流・下降気流・太平洋高気圧・北東貿易風・断熱膨張・露点（露点温度）・フェーン・シベリア大陸気団・揚子江気団・オホーツク海気団・小笠原気団（北太平洋気団）・閉そく前線・積乱雲・雄大積雲・停滞前線・台湾坊主・梅雨・南高北低・台風・熱帯低気圧・西高東低・偏西風・梅雨前線 ———

以上の単語は、実は、気象協会発行の“わかりやすい天気図の話”という小冊子に出てきた単語を、初めの方から出てきた順に並べただけである。しかし、以上が天気図を書くための最小限の知識とみてよからう。したがって、雨量予報をしようと思うほどの人には、以上の用語に今さら説明の必要はあるまい。

さて、地上天気図を書き、十分な素養と豊富な経験をつみ、それに専門の気象庁から出される予報を参考にしてそれを加味し、そして最終的に自らの手で地点予報を出す。もしこれらができたとしたら、目的とする雨量予報のなん%できたことになるだろうか。

正確な評価は下せるものではない。しかし筆者は、もし上記のことができるようになったら雨量予報の75%はできるようになったとしてよい。ではなぜ75%という評価が出てくるかを説明しよう。

まず第一は、地点大雨の予想を立て、それに対処できるように人員、器材等万端の準備を整えられるようになる。もちろん、集中豪雨のときなど気象庁でも予報ができないことがある。しかしそれに対しても、気象状態を正確に把握していれば、刻々の実況を気象台から入手して対処できる。気象台でも、けっして自ら出した予報に確信を持っているわけではない。気象台の予報官は、実は大雨が降りそうになったとき、びくびくしているのである。いつ自分の担当の府県に大雨が降り出すか、うの目たかの目で実況を追跡しているのである。幸いにして気象台には、レーダー観測所から送られてくる毎時のレーダースケッチ図がある。また毎時入手するアメダスの雨量観測値がある。レーダーとアメダスを、両手に持った武器として大雨に立ち向っているのである。したがって、もし必要になったら、気象台から、レーダーとアメダスによるデータを提供してもらえばよい。

気象台の予報官でもいつも大雨の予想ができるわけではない。大雨を予想していなかったのに、担当地域のどこかに信じ難いような大雨が降っていることがアメダス雨量報でわかってがく然とすることがある。だいたいにおいて集中豪雨というのは、そういう性質のものである。そんなとき、予報官は、関係する官署などに早速連絡をとって、できるだけ早急に必要な情報を収集する。そしてそれを

また必要とする個所に予想を加えて伝達する。地点雨量予報者が熱心に気象状態を追ひ、地方気象台とふだんから緊密な連絡をとっていれば、このようなときも必要な情報をうる事ができる。

第二には、予報とはどんなものか、そのやり方、精度など身をもって体験し理解できるようになる。予報と実況とはかなりくい違ひのが実状であるが、なぜそのような違ひがでるかわかる。したがって、気象台の予報を全面的に信用してしまうというような愚をおかすことはない。また反対に、気象台の予報を頭から否定してかかるような愚をおかすこともない。気象台がなぜそのような予報を出したか、そのいわれも納得できる。しかしそれは府県予報であり、自分の対象とする地点予報ではない。自分の目的は地点予報であるから、気象台の予報を、自分が出す予報の参考にするだけである。

また、気象台予報のはずれた場合、なぜはずれたかの理由もわかる。気象台でも予報がやさしい時と、予報がむずかしい時もある。気象台予報は、“あすは予報がむずかしく、あまり確信はもてません。しかし、予報を出すのが任務ですから出しますが、あまりあてにしては困りますが、……”などと前置きをして予報を出すことはない。自信があっても自信がなくても同じような予報である。地点雨量予報者は、その間の事情を十分わきまえて気象台予報を利用する。つまり、気象台予報を批判しながら、それを使えるようになる。

第三には、むだな努力をしないですむようになる。雨量予報には、気象状態の解析としょう乱の予想が基本であるとわかっているから、それに全力をあげることができる。末端技術に走る必要がないのである。

たとえばある重相関回帰式を作って、それに数値を入れ計算し、そして数字が出て、これで雨量予報ができたなど考えるような考え方にはならない。あとから詳しく述べるように重相関法にしるにしろ、それらはすべて雨量予報の補助である。それらは雨量予報の精度をさらに一歩進める手段にすぎない。すでに、75%雨量予報ができていて、それをもう少し進歩させたいために採り入れる技術である。初めから雨量予報技術が0%であって、重相関式を計算したから80%になるはずがない。まず必要なことは、75%技術をマスターすることである。

以上述べたように、雨量予報のためには、山登りの者と同じように、まず地上天気図を書きながら、75%地点雨量ができる技術を習得することである。そのためには、一般気象知識を勉強し天気図に対する理解力を深めなければならない。それは、本書によらず、適当な参考書によってもらいたい。

(巻末参照)。

では本書の目的はなんであろうか。それは75%雨量予報者を80%雨量予報者、85%雨量予報者にレベルアップする手助けになるために書かれたものである。いうまでもないが、本書を読めば80%予報者になれるわけではない。80%予報者になるかならないかはそのひと個人にかかわることである。本書がどうこうするわけにはいかない。

しかし、ここに75%予報者がいて、80%予報者になりたいと思うとき、それに対する道しるべが必要である。本書の役割はまさにその道しるべである。道しるべを読んで先へ進むかどうかは彼の意志次第である。

しかし、0のものを50%にすることは可能である。50%から75%になるのには、努力がいる。しかし不可能ではない。75%を80%にするのには、それまでの努力の2倍はかかる。80%を85%にするにはなお10倍の努力がいる。だが地点雨量予報の達人を目指す者には、それだけの努力はすでに覚悟し

ているにちがいない。

5. 高層気象と無線模写放送

さて、地上天気図を書き、十分な素養と豊富な経験をもって対処すれば、80%雨量予報はできるだろうか。

残念ながら、答えはノーである。地上天気図からだけでは絶対に雨量予報はできないのである。非常に特例というかもしれないが、ひとつの顕著な例で示そう。

昭和47年（1972）9月11日3時の地上天気図を見よう。この天気図を見て、北陸地方の天気はどうかと聞かれたら、多少でも気象の心得のある者は、“前線も遠く太平洋上に去ったし、大陸から高気圧が張り出してきている。どこもかしこも快晴または晴の天気になっている。まず今夜からあすいっぱい、天気は上々でしょうな”と答えるにちがいない。ところがである。この天気図の時刻には富山県の県北の新潟県に近い朝日町では、まさに集中豪雨が始まったところである。

朝日町役場の雨量記録表にみるとおり、夜中から午前8時までに170mmの大雨が降り、がけくずれや浸水家屋の被害が出ている。

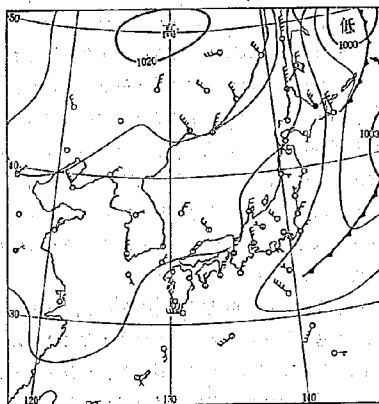


図 I - 1 昭和47年（1972）9月11日
3時の地上天気図

表 I - 1 47年9月11日毎時雨量表

0～1時	3.0mm
1～2	2.0
2～3	13.0
3～4	12.0
4～5	36.0
5～6	38.0
6～7	27.0
7～8	38.5

富山県朝日町役場

前の晩から11日の朝までの12時間雨量分布図をみると、極端に限られた地域に集中して雨が降っている。これが集中豪雨の特徴であるが、この例のように地上天気図には雨の片鱗すらうかがえないような場合は、めずらしいといえはそれとおりでである。

しかし、上の例は事実である。考えてみれば、雨

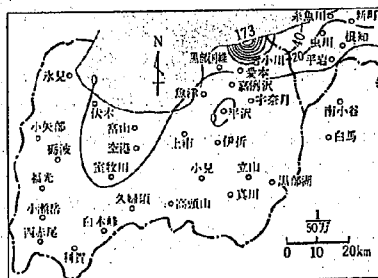


図 I - 2 12時間雨量分布図（富山県）
昭和47年9月10日23時～11日09時

は上空で作られるのであるから、高層の気象状態が、雨を作りやすい状態か否かで決定されるのは当然である。高層気象状態を観測しているのは、現在（昭和50年）全国に18か所ある高層気象観測所であって、高層の風向・風速・気圧・気温・湿度が観測要素である。ところが、これらの観測された要素の値をみただけでは、雨が作られやすいのかどうかは直接にはわからない。空気中の水蒸気量や低気圧のうずの強さや上昇気流の速さなどを、以上の観測値を素材にして計算しないと、雨が作られるかどうかはわからない。それらは、電算機で計算されて放送はされるが、それには時間がかかる。それよりも地上気象観測の実況には雲と降水、特に雲の種類や降水の種類（つまり、霧雨、雨、しゅう雨の区別など）やその強さが含まれており、間接的ではあるが、手取り早く高層が雨を作りやすいかどうかを知らせてくれる。まず地上天気図を書いて、高層の気象状態も推定するのが早道で、予報官が地上天気図を書き、高層天気図の解析官は、予報者の補助の役割にまわるのはそのためである。

以上のように、地上天気図はある程度高層の気象状態も反映しており、高層気象と地上気象とは深い結びつきがある。しかし、地上天気図だけでは、なんとしても、高層気象状態までは表わせない。地上天気図では同じような気圧配置でも、高層の気象状況ががらりと違っている場合がいくらでもある。高層気象を知るためには、地上天気図に加えて高層天気図がどうしても必要である。

雨量予報をやろうとすると、高層気象資料を入手することが必要となるが、もちろんラジオの気象通報ではやっていない。それには気象無線放送JMGを受信するか、あるいは気象無線模写放送を受信しなければならない。気象無線放送JMGを受信するには、電信符号を受信できる技術が必要であるが、* 模写放送受信にはそのような特殊技術はいらない。

模写放送のことは英語ではファクシミリ(Facsimili)というが、これを簡略化してFAXという言葉で、気象無線模写放送のことを意味するのが普通である。現在では、気象が自分の仕事に大きな関係をもつような場合は、FAXを受信して利用している者が多い。気象台や測候所ではもちろんFAXを受信しているが、日本の船舶でもFAXを受信している船が多い。**

ファクシミリ放送は、国際的に統一した規格で行われ、協同係数576、送査線密度3.77、回転数60、120rpm、面の大きさ45×55cmであるから、受信者は、協同係数と回転数を合せておけば、容易に受信できる。FAXは誰が受信してもかまわないが、場所によっては受信用のアンテナを張るのに感部がわるい場合は、かなり経費がかかるかもしれない。

気象庁がFAX放送を始めたのは昭和33年であるが、その放送内容は初めの頃とはすっかり変わっている。初めの頃に気象庁で作成していなかったが、その後新しい電算機の導入や気象衛星受信などで作成できるようになった新しいプロダクトを次々と加えていったからである。

またFAXで放送される内容は季節でも変わる。たとえば雷雨や大雨に関係が深い安定度指数の分布図は夏だけ放送される。FAX放送スケジュールの例を表I-2に示す。このように1日に40種類ぐらいの図が放送されるので、利用者はその中から選択して必要とする図だけを受信する。

* 現在日本で放送されている気象無線放送には、JMB、JMC、JMG、JMIがある。このうち、JMB、JMCは手動送信であるから、受信にはモールス符号解読の技術を要する。JMG、JMIは50ボー（375字/分）で、ラジオテレタイプ受信ができるが、受信施設には数百万円を要する。

** 昭和50年8月1日現在で、一般船舶では1000トン以上のものの56%、漁船では100トン以上のものの29%がFAX受信装置をそなえている。

3622.5
7305
9970
13597
18220
22770

KH₂

表 I - 2 JMH (第1気象無線模写通報)

1975. 3. 18

I	Z	10	20	30	40	50
09	00	1853の再送 FXJP 702 FSJP FXJP 502 FXJP (12)	1811の再送 FUJP 852 FXJP 702 FUJP 502 AXJP (12)	35	48 富士山レーダー (00)	54 電波予報 (00)
10	01	04 10 N.H. 500mb Z, C AUXN 50 (12)	30 N.H. 500mb Z, C 48hr 予想 FUXN 504 (12)	48		
11	02	N.H. 500mb 経緯度, 長波合成 AXN 2 (12)	20 N.H. 500mb 経緯度平均偏差 AXN 1 (12)	38 国内電天予報 FBJP (21)	48 N.H. 500mb 5日平均高 CUXN 4 (12)	
12	03	皮, 変化 2)	05			
13	04	アジア地上 ASAS (00)	20 MANAM	25	49 全般季節 4748	アジア700mb AUAS 70
14	05	予報50R.P. (00)	09 10 FEAS 4) テストチャート	25 気象衛星	4748	アジア700mb AUAS 70
15	06	Z, T 08 アジア300mb Z, T, V AUAS 30 (00)	25 アジア500mb Z, T, データ AUAS 50 (00)	44 アジア地上24hr 予想 FAS (00)		
16	07	02 05 700mbの24hr F型 AXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 AXJP 502	16 700mbの24hr F型 地上24hr F型 FXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 FXJP 502	34 850mb Z, T, V 24hr F型 FXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 FXJP 502	52 アジア850mb AUAS 85	
17	08	Z, T, データ 10 外洋波浪 (00)	28 アジア700mb 経度 AUAS 70 (00)	45 富士山レーダー (05)	58	
18	09	アジア700mb Z, T 24hr 予想 FUAS 702 (00)	20 アジア500mb Z, T, V 24hr 予想 FUAS 502 (00)	38 アジア300mb Z, T, V 24hr 予想 FUAS 302 (00)	56	
19	10	アジア地上 ASAS (06)	20 10日平均月平均 海面100m 水深 海水温 海面 水深 A B 海面 E	35 全般週間予報 60 R.P.M. 2)	58	
20	11	北半球地上 ASXN (12)	20 N.H. 500mb 平均平均高度 CUXN 100 CUXN 100 CSJP 100 CSJP 100 CSJP 100	40 月平均気温偏差 月降水量 月日照率 CSJP 100 CSJP 100 CSJP 100	54	
21	12	月経深さ N.H. 月平均地上気圧 CSJP 100 CSXN 100 CSXN 100	20 N.H. 月平均500mb 高度 CUXN 200 CUXN 200	40 富士山レーダー (夏季) (12)	54	
22	13		30 テストチャート	41		
23	14					
00	15					
01	16	アジア地上 ASAS (12)	20			
02	17		25 1600の再送 ASAS (12)	45 アジア700mb Z, T AUAS 70 (12)		
03	18	アジア300mb Z, T, V AUAS 30 (12)	21 24 アジア500mb Z, T, データ AUAS 50 (12)	44 700mbの24hr 予想 AXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 AXJP 502	53 700mbの24hr 予想 FXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 FXJP 502	
04	19	地上24hr 予想 II FSJP 24hr 降水予想 (12) FXJP	29 850mb Z, T, V 24hr F型 FXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 FXJP 502	29 アジア850mb Z, T, データ AUAS 85 (12)	47 地上実況 SMJP (18)	
05	20	05 アジア700mb 経度 AXAS 70 (12)	23 富士山レーダー (夏季) (1920)	35 全般週間予報 1035の再送 60 R.P.M.	59	
06	21	アジア700mb Z, T 24hr 予想 FUAS 702 (12)	20 アジア500mb Z, T, V 24hr 予想 FUAS 502 (12)	38 アジア300mb Z, T, V 24hr 予想 FUAS 302 (12)	56	
07	22	アジア地上 ASAS (18)	20 アジア500mb Z, C 48hr 予想 FUAS 504 (12)	38	55 1745の	
08	23	再送 AUAS 70 (12)	15 1929の再送 AUAS 85 (12)	33 1824の再送 AUAS 50 (12)	51 1844の再送 AXJP 702 500mb Z, T, V 24hr 予想 AXJP 502	(12)
I	Z	10	20	30	40	50

- 位相番号 A: CSNP⁵⁾ 1) 20日, 21日 8) 2日, 7日, 12日, 17日, 22日, 27日 (日曜は順延)
(2分) B: CSNP⁶⁾ 2) 月曜, 木曜 9) 29日, 半年の2月1日 (日曜, 休日順延)
C: SNJP⁷⁾ 3) 8日, 18日, 28日 10) 6箇ノリ, MANAMで予告
D: SXNP⁸⁾ 4) 7日, 27日 (日曜, 休日順延) 11) 6日 (日曜, 休日順延)
終了番号 E: SOJP⁹⁾ 5) 4日, 14日, 24日 (日曜, 休日順延) 12) 8日 (日曜, 休日順延)
(15秒) 6) 9日 (日曜, 休日順延)
7) 19日 (日曜, 休日順延)

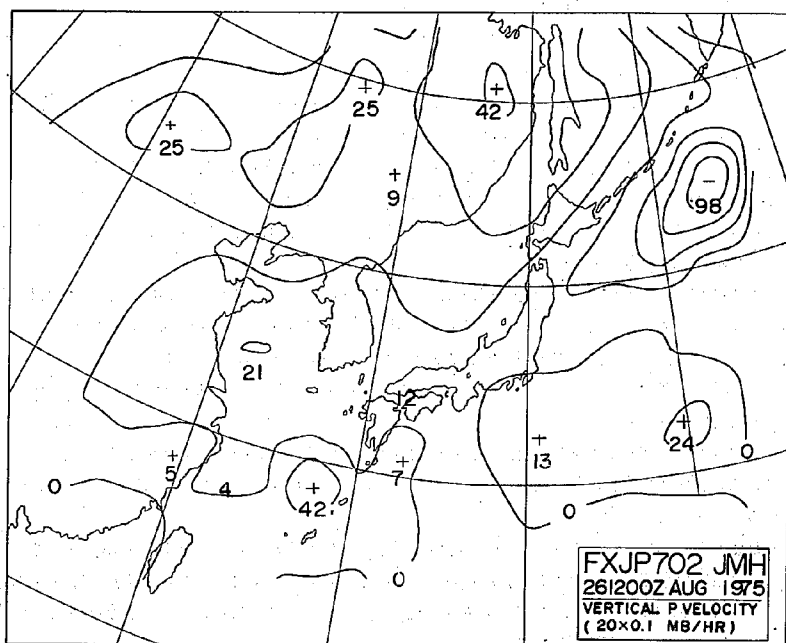


図 I - 3 FAX 送画図の例

FAXで放送された図を任意に1枚ぬきとって図で示そう。このように図の片すみには、図の種類、地域、日付、時刻、局名などが表示されている。この図の場合は、FX (予想図)、JP (地域は日本)、702 (700 mb 面24時間予想)、JMH (放送は気象庁による)、261200Z (26日グリニジ時12時を初期値にしたもの)、AUG (8月)、1975 (年号)、VERTICAL P-VELOCITY (鉛直P-速度)、 $20 \times 0.1 \text{ MB/HR}$ (0.1 mb/時を20倍した数値で表わしてある)の図である。この図をみると、千島東方に強い上昇気流域が予想され、日本列島から黄海にかけては弱いながらも東西に上昇域になろうと予想している。これが、翌日27日の700 mbの12 Z (日本時で21時)の状況を予想した図である。

このように、FAXを受信して、その内容を知り、またその図の意味するところを知るためには、適当な解説書が必要である。

FAXの一般的解説書としては、気象庁関係者の部内用のものはもちろんあるが、それ以外のものとしては、“気象模写放送図の解説、FAXの利用法”、昭和48年海洋気象学会編、日本気象協会発行97ページしかないようである。それで、同書のページを追いながら高層気象の理解に必要な知識、およびもっと気象現象を理解するために欠くべからざる知識はなんであるかを考えていこう。

6. 高層気象の理解に必要な知識

前述のパンフレットの第1章はFAXの一般解説である。第2章に低気圧の予想で、低気圧の発生、発達、進行速度の予想に高層天気図の使い方のルールが25書かれている。高層天気図はもちろん、このような低気圧の動静の予想にいちばん多く使われるが、雨量予報の場合は、そのような使い方のほかに、水蒸気量、上昇速度、不安定度などを高層天気図から読取ることが必要である。それらについては、後でいろいろな角度からくりかえし述べるであろう。さて、前と同様に、第2章に出てくる単語を現われた順に並べるが、これらの術語については以下本書では解説はしない。すでに理解されているものとして記述するので、もし理解が不十分と思われたときは、巻末の気象の本のなかの適当なものを選んで読んでもらいたい。

— 不安定線・熱帯収束帯・等圧面天気図・対流圏気圧の谷・気圧の谷の軸・気圧の尾根・気圧の尾根の軸・流線・偏東風・副低気圧・等高度線・気象衛星・モザイク図・凍雨・雨水・みぞれ・スコール・スコール線・高積雲・高層雲・絹雲・乱層雲・層積雲・層雲・前線波動・ボイスバレットの法則・外挿法・暖域・高層低気圧・ジェット気流・日本海低気圧・暴風半径・突風・たつ巻・収束・発散・湿舌・収束線 —

以上のうちアンダーラインした用語は、特に雨量予報に関係が深いので、あとから別に解説しよう。

第3章台風の進路予想には、主として航海者のために台風進路予想法がたいへん詳しく書いてある。この章に出てくる単語は、

— 数値予報・台風の転向点・一般流・尾根線・一般場・コリオリカ（偏向力）・迷走台風 — である。

第4章台風の発達と衰弱の予想で特に新しい用語はない。第5章台風による波浪の予想の用語は省く。第6章気象衛星図の見方では、FAXで送られるモザイク図を掲げ、雲とじょう乱の関係を説明しているが、新しい用語は特にない。

第7章北半球天気図の利用法。一週間程度の予報では週間予報の考え方が説明してある。用語としては、以下のものが出てくる。これらの術語は、その意味をよく知って北半球天気図を使いこなすことができれば、それにこしたことはないが、アマチュア予報者としてそこまで要求しなくてもよいと思われる。

— (偏西風波動の)短波、長波、天気のベース、東西指数、南北指数、高指数型、低指数型、ブロッキング、空間平均天気図、亜熱帯ジェット気流、寒帯(前線)ジェット気流、ブロッキング高気圧、切離低気圧、切離高気圧、寒冷低気圧、(偏西風波動)の波数 —

第8章地上予想天気図と数値予報天気図では、気象庁で作成した予想天気図と、電算機による数値予報の見方が簡単に述べられており、これに関連した術語は雨量予報にも関係が深いので知っておく必要がある。それらは— 相対うず度、鉛直P速度・暖気移流、湿数(気温と露点の差)、混合比 —

アンダーラインの語は、本書でも特に説明しよう。

7. 量的雨量予報

地上天気図を自ら書き、FAXを受信して高層資料をこなして自ら地点雨量予報ができるようになったならば、彼は既に80%雨量予報者である。それまでに達するには一般的な気象知識をかなり深く習得する必要がある。しかしそこまで達しても、それでもまだ彼は満足しないかもしれない。なお85

多予報者に、あるいは90多予報者になりたいと思うであろう。本書の以下の部分の役割は、そういう人の手助けになるのを目的として書かれたものである。したがって、80多雨量予報者を望む者は、以上述べたことをよく理解して、まずそのレベルまで達することが前提である。

さて、以下本書で中心的に述べようとすることは、量的雨量予報法である。たとえば、今日の9時からあす9時までの24時間になんミリの雨量があるかを数量的に、数字で出す技術の解説である。

80多雨量予報者には、雨量は、小・中・大・特大の4階級には既に予報できているだろう。しかし、それだけでもよいけれども、なんミリという数字で表現できたらなおベターである。それをやる技術を解説するのが本書である。

ただしはっきりと知らなければならないことは、数字で示せたからそれは正確であるということではない。ただ単に数字で示したということなのである。それはなぜだろうか。

量的雨量予報法で雨量を数字で出すということは、現在のような不安定な経済状態の下で、ある品物の製作に当り、その製品に仮りの定価をつけることと同等である。とにかく製作に当るのであるから、たとえ仮りでもよいから値段がいくら表示しておく必要がある。ただし、その値段は改訂を前提としているのであって、材料費の変動、人件費の変動、市場の見透しによってどう変るかわからない。

量的雨量予報法ではじき出した数字はまさに、仮定価である。改訂を前提としているのである。もちろん、じょう乱の予想がみごとに適中して、今後24時間に実況が予想通りに進展すれば、定価つまり予想雨量値は改訂する必要はない。ところが、実際には全予報者がよく知っているとおり、気象は生き物であって、24時間予想どおりに進行することはほとんどない。このことを十分わきまえていながらも、あえて数字で示そうとするのが量的雨量予報法である。

そこでひとつ疑問が生ずる。量的雨量予報法が仮定価をつける技術ならば、24時間雨量でなく、12時間雨量、いやもっと好ましいのは6時間雨量を量的雨量予報で次々と出していけばよいではないか。数字で示された雨量が、次々と追い打ちをかけて改訂されていけば、それで万事OKではないか、ということである。

たしかにその通りであって、それができれば申し分ないのだが、それができないのである。その理由は、量的雨量予報による予想値を更新するには、新しい高層観測データが必要である。現在高層気象観測では9時（グリニジ0時）と21時（グリニジ12時）と、1日に2回しか観測をしていない。したがって更新するとしても12時おきにしかできない。

また、仮りに12時間で予想値を更新しようすると、高層観測のデータをできるだけ早期に入手しなければならない。生の観測値でよいから早期にゾンデデータを入手しようすると、現在気象官署間に通じている専用テレタイプ回線によるほかない。気象庁では、アデス（ADESS）と呼ばれる電算機利用のシステムによって、全国の気象官署から送られる気象観測値を選りわけ編集して、テレタイプ回線を通じて地方気象官へ還元放送している。これをLTT（Local Teletypeの略）といっているが、地方気象台ではこれによって比較的早期に（近くのゾンデ観測所の観測値は1時間半くらい後に、遠くのもの2時間から2時間半後に）入手できる。気象官署以外のものが高層観測値を早期に入手するには、気象無線放送のうちJMGの骨頭符による放送を受信し解読しなければならない。それには無線符号解読の技術を要し、しかもLTTよりもずっと遅れる。

FAXによって高層データを受信できないか。不可能とはいわないがFAXで放送されるのは解析図・予想図であって、高層データを材料にしてでき上った製品を放送しているのであって、とうてい量的雨量予報の更新には間に合わない。

したがって気象官署以外のものが量的雨量予報を行うとすれば、24時間予想値を出すしかない。もしそれを気象状態の変化に応じて更新しようと思う場合は、ラジオまたはFAXを利用して得た新しい情報にもとづいて、経験的に予想値を修正するしかない。つまり更新は實際上困難であって、実行可能なのは修正であろう。

では24時間の予想雨量値をうる方法は以下述べられる方法を参考にして自らの地点のための方法を開発したとして、最も必要があると思われる3時間～6時間雨量を量的に予報する方法はないだろうか。

このような今後数時間の雨量を予想する方法を短時間雨量予報というが、その方法はごく近くにラジオゾンデ観測所があり、そのデータがLTT等により早期に入手できたときに有効と思われる不安定性雨量予想法（後述）くらいしかない。その他は、レーダーとアメダスの利用しかない。

しかしながら、レーダーは後に詳しくのべるように現状と過去から現在までの状況しか教えてくれない。アメダスは既に降った雨量しか教えない。レーダーとアメダスのデータを利用して、今後数時間の雨量を予測する方法はないだろうか。残念ながらまだない。その技術をなんとか研究開発しようとしているのが現状である。

以上述べたことを総合し、以下は24時間雨量予報法を主体とし、そのための高層資料はFAXから採るものと考えて話を進めよう。

Ⅱ 大気中の水蒸気量

1. 空気中の水蒸気量

自ら雨量予報をするためにも、また他人の出した雨量予報を理解するためにも、あるいはさらに雨量予報に関する文献を読んで自ら新しい技術を開発するためにも、一般の気象知識のほかに、特に空気中の水蒸気量についての知識が必要である。水蒸気が雨の製造元だからである。

空気中の水蒸気量の表わし方にはいろいろあって、たいへん混乱しやすいので順を追って説明しよう。

一般に水蒸気を含んだ空気を湿潤空気と呼ぶが、湿潤空気に含まれる水蒸気量はどのように測ることができるだろうか。いちばん手取り早いと考えられるのは、空気のサンプルをたとえば1 m³採集して、それを容器の中で低温まで冷やしてしまい、含まれた水蒸気を全部水にしてしまう。そしてその水を取り出して重さを測ればよい。その水分がたとえば10 grあれば、空気のサンプル1 m³あたり含まれている水蒸気は10 grであると表わせばよいように思われる。しかし、この表わし方は意味がない。なぜなら、空気は容器の大きさ次第で1 m³にもなるし、10 m³にもなる。正しい方法は、湿潤空気全体の目方を測り、それがかりに1.2 kgあったなら、湿潤空気1.2 kgについて10 gr、あるいは、湿潤空気1 kgにつき8.33 grであるといえよ。このような水蒸気量の表わし方を湿潤空気の比湿と呼んでおり、この場合は比湿8.33 gr・kg⁻¹であると書き表わす。

湿潤空気から水蒸気を除いてしまうと、窒素や酸素などの混合気体が残るはずである。これを乾燥空気と呼んでいる。したがって、乾燥空気という言葉は、乾いた空気という意味ではなく、湿潤空気から水分を取り除いた残りの部分をいう。上の例では、1 m³が1.2 kgの湿潤空気は、1.190 kgの乾燥空気と10 grの水分とからなっている。

湿潤空気中の水蒸気量の多少を表わすには、比湿のほかに混合比がある。混合比は、水蒸気量の乾燥空気量に対する比である。上例では混合比は、10 gr: 1.190 kg あるいは10/1.190 = 8.40 だから、混合比は8.40 gr・kg⁻¹である。

比湿と混合比は同じようなものであるが、どちらもひんぱんに使われている。値もだいたい近く、上例では比湿は8.3 gr・kg⁻¹、混合比は8.4 gr・kg⁻¹であり、実用上はどちらを使っても同じことである。理論計算には比湿が使われることが多く、予報などの実用には混合比が使われることが多い。

比湿や混合比の値は夏と冬で大きく違い、冬にシベリアから流れてくる冷たい乾燥した空気では1 gr・kg⁻¹に満たないことがあるが、夏に南の海上から流れてくる暖かく湿った空気では15 gr・kg⁻¹をこえることもある。

比湿は普通qという記号で表わすが、混合比の表わし方は人によってさまざまで、rまたはσなどが多く使われる。比湿や混合比は水蒸気量の表わし方としては簡明直截だが、実際に大気中でその値を直接測定することはむずかしい。そこで実際には間接的に計算して求めている。それを説明しよう。

いうまでもなく、水蒸気は水が気体になったもので、無味無色無臭で窒素ガスや酸素ガスと混っても区別できない。乾燥空気は主として窒素ガスと酸素ガスの混ったものであり、湿潤空気はその乾燥空気にさらに水蒸気が混ったものである。われわれが気圧といっているのは、実は(乾燥空気の圧力) + (水蒸気の及ぼす圧力) であって、全圧力とも呼ばれる。

水蒸気の及ぼす圧力は、単位はmbで測り、水蒸気圧あるいは単に蒸気圧と呼ばれ、普通は記号eで表わされる。

われわれが観測する気圧も単位はmbで測り、記号はpで表わされ、地上気圧の標準値は1013mbである。この気圧pは、実は乾燥空気による圧力p-eと蒸気圧eの和である。

さて気体については気体の状態式(ボイル・シャルルの法則)が成立し

$$\text{気体の圧力の強さ} = \frac{R^*}{m} \cdot \rho T \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 1)$$

である。ただし、 R^* は普遍気体定数で、 $R^* = 8.31 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kmol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 、mは気体の分子量、 ρ は気体の密度、Tは絶対温度である。この式から、

$$\text{乾燥空気の及ぼす圧力 } p - e = \frac{R^*}{\text{乾燥空気の分子量}} \times \text{乾燥空気の密度} \times T$$

$$\text{蒸気圧 } e = \frac{R^*}{\text{水蒸気の分子量}} \times \text{水蒸気の密度} \times T$$

である。この空気サンプルの混合比 σ は $\sigma = (\text{水蒸気の質量}) / (\text{乾燥空気の質量}) = (\text{水蒸気の密度}) / (\text{乾燥空気の密度})$ であるから、上式から

$$\sigma = \frac{\text{水蒸気の分子量}}{\text{乾燥空気の分子量}} \times \frac{e}{p - e}$$

となる。水蒸気の分子量はつまり水の分子量であり、(水の分子量)/(乾燥空気の分子量)は0.622という数値になり、普通 ϵ で表わす。したがって、

$$\sigma = \epsilon \frac{e}{p - e}, \text{ ただし } \epsilon = 0.622 \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 2)$$

混合比 σ は直接測定しなくても、気圧pと蒸気圧eの観測値から(2・2)で計算できる。ところで、蒸気圧eは季節でちがうが、その値の大きいころの例として東京の6月でも約20mbである。それに対し気圧pは1000mbに近い値でeよりずっと大きいので、 σ は(2・2)でなくとも、

$$\text{混合比 } \sigma = \epsilon \frac{e}{p}, \text{ ただし } \epsilon = 0.622 \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 3)$$

で計算しても実用上は十分である。比湿qも $\epsilon e / p$ で計算して十分である。たとえば観測の結果、気圧1005mb、蒸気圧13.4mbならば、混合比も比湿も $(0.622 \times 13.4) / 1005 = 0.0083$ だから、8.3 gr・kg⁻¹である。

空気が最大限に水蒸気を含んでおり、それ以上水蒸気を送りこめば、水や氷になってしまうような状態を飽和しているという。地上では気温20℃だと混合比が15 gr・kg⁻¹くらいで飽和する。30℃だと混合比28 gr・kg⁻¹くらいで飽和し、20℃のときのおよそ2倍の水蒸気を含みうる。しかし、このような飽和の状態にあるときの混合比を飽和混合比と呼ぶが、それは気温だけでは決まらず、気圧も関係する。飽和混合比を表で示そう。

現在、空気は飽和していないが、飽和からどれだけ距っているか、それを示すには、現在の混合比と、現在の気温・気圧に対する飽和混合比との比をとればよい。これが実は湿っぽさを示す最もポピュラーな示数である相対湿度なのである。相対湿度をRとすると、

$$R = \frac{\text{現在の混合比}}{\text{もしも飽和したときの混合比}} \times 100 \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 4)$$

表Ⅱ-1 水面上の飽和混合比 ($\text{gr} \cdot \text{kg}^{-1}$) その1

気 温 (°C)	気 圧 (mb)				
	1050	1000	850	700	500
-50	0.03789	0.03977	0.04674	0.05672	0.07931
-48	0.04753	0.04989	0.05865	0.07116	0.0951
-46	0.05936	0.06231	0.07325	0.08887	0.1243
-44	0.07383	0.07775	0.09111	0.11061	0.1546
-42	0.09141	0.09595	0.1128	0.1369	0.1914
-40	0.1127	0.1183	0.1390	0.1687	0.2360
-38	0.1384	0.1453	0.1708	0.2073	0.2899
-36	0.1693	0.1777	0.2090	0.2536	0.3547
-34	0.2063	0.2166	0.2546	0.3090	0.4322
-32	0.2505	0.2630	0.3092	0.3752	0.5249
-30	0.3031	0.3182	0.3742	0.4540	0.6352
-28	0.3655	0.3837	0.4511	0.5475	0.7659
-26	0.4392	0.4610	0.5421	0.6579	0.9206
-24	0.5260	0.5522	0.6403	0.7881	1.103
-22	0.6280	0.6593	0.7753	0.9400	1.317
-20	0.7474	0.7847	0.9227	1.120	1.568
-18	0.8868	0.9310	1.095	1.329	1.861
-16	1.049	1.102	1.295	1.593	2.202
-14	1.238	1.300	1.529	1.856	2.599
-12	1.456	1.529	1.798	2.183	3.059
-10	1.708	1.794	2.110	2.562	3.590
-8	1.999	2.099	2.469	2.999	4.203
-6	2.333	2.450	2.883	3.501	4.909
-4	2.717	2.852	3.356	4.078	5.720
-2	3.155	3.313	3.899	4.738	6.648
0	3.656	3.839	4.519	5.492	7.710
2	4.226	4.439	5.225	6.353	8.923
4	4.875	5.120	6.029	7.332	10.30
6	5.612	5.894	6.942	8.444	11.88
8	6.446	6.771	7.976	9.706	13.66
10	7.389	7.762	9.146	11.13	15.69
12	8.454	8.882	10.47	12.75	17.99
14	9.654	10.14	11.96	14.58	20.59
16	11.01	11.56	13.64	16.63	23.52
18	12.52	13.16	15.53	18.95	26.84
20	14.23	14.95	17.66	21.56	30.59
22	16.14	16.96	20.04	24.49	34.81
24	18.28	19.21	22.72	27.79	39.58
26	20.67	21.73	25.71	31.49	44.96
28	23.34	24.55	29.07	35.63	51.02
30	26.32	27.69	32.82	40.29	57.86
32	29.65	31.21	37.02	45.51	65.59
34	33.37	35.13	41.72	51.37	74.32
36	37.51	39.50	46.97	57.94	84.19
38	42.12	44.38	52.84	65.32	95.38
40	47.27	49.81	59.41	73.61	
42	53.00	55.88	66.77	82.94	
44	59.39	62.65	75.00	93.44	
46	66.52	70.21	84.22	105.8	
48	74.48	78.66	94.59	118.7	

表 II - 1 水面上の飽和混合比 ($\text{gr} \cdot \text{kg}^{-1}$) その2

気 温 ($^{\circ}\text{C}$)	気 圧 (mb)			
	400	300	200	100
-50	0.09909	0.1320	0.1980	0.3958
-48	0.1243	0.1657	0.2484	0.4967
-46	0.1553	0.2070	0.3103	0.6205
-44	0.1931	0.2574	0.3860	0.7720
-42	0.2391	0.3187	0.4779	0.9561
-40	0.2948	0.3930	0.5893	1.179
-38	0.3622	0.4828	0.7241	1.449
-36	0.4432	0.5908	0.8860	1.774
-34	0.5401	0.7199	1.080	2.163
-32	0.6559	0.8744	1.312	2.628
-30	0.7938	1.058	1.588	3.183
-28	0.9573	1.276	1.916	3.841
-26	1.151	1.534	2.303	4.621
-24	1.378	1.838	2.760	5.542
-22	1.646	2.196	3.298	6.628
-20	1.960	2.615	3.929	7.903
-18	2.327	3.104	4.666	9.399
-16	2.754	3.675	5.527	11.15
-14	3.251	4.340	6.529	13.19
-12	3.826	5.110	7.693	15.57
-10	4.492	6.001	9.042	18.34
-8	5.261	7.031	10.60	21.56
-6	6.146	8.218	12.40	25.30
-4	7.163	9.584	14.48	29.64
-2	8.329	11.15	16.87	34.67

気温 20°C 、混合比 $10 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ のとき、気圧 1000 mb として、飽和混合比は表から $15 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ であるから、 $R = (10 \times 10) / 15 = 67\%$ である。

ところが、混合比の式 (2・3) を適用すると、 $\sigma = \epsilon e / p$ だから

$$\text{相対湿度 } R = \epsilon \times \frac{\text{現在の蒸気圧 } e}{\text{気圧 } p} \bigg/ \epsilon \times \frac{\text{飽和したときの蒸気圧 } e_s}{\text{気圧 } p} \quad \text{から,}$$

$$R = \frac{e}{e_s} \times 100 \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 5)$$

これが中学や高校で習う相対湿度の式であるが、いきなり蒸気圧 e を飽和蒸気圧 e_s で割って湿度だと教えらるるので、蒸気圧でおさえられるのでむし暑いのかしら、などととんちんかんな考え方をしてしまう。

表 II - 2 (a) 水の飽和蒸気圧表(過冷却)

温度 (°C)	温 度 10 分 数									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
-50	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
-49	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06
-48	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07
-47	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
-46	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
-45	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10
-44	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11
-43	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
-42	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14
-41	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
-40	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17
-39	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19
-38	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21
-37	0.26	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
-36	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26
-35	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29
-34	0.35	0.34	0.34	0.34	0.33	0.33	0.33	0.32	0.32	0.32
-33	0.38	0.38	0.37	0.37	0.37	0.36	0.36	0.36	0.35	0.35
-32	0.42	0.42	0.41	0.41	0.41	0.40	0.40	0.39	0.39	0.39
-31	0.46	0.46	0.45	0.45	0.45	0.44	0.44	0.43	0.43	0.42
-30	0.51	0.50	0.50	0.49	0.49	0.49	0.48	0.48	0.47	0.47
-29	0.56	0.55	0.55	0.54	0.54	0.53	0.53	0.52	0.52	0.51
-28	0.61	0.61	0.60	0.60	0.59	0.59	0.58	0.58	0.57	0.56
-27	0.67	0.67	0.66	0.65	0.65	0.64	0.64	0.63	0.63	0.62
-26	0.74	0.73	0.72	0.72	0.71	0.70	0.70	0.69	0.69	0.68
-25	0.81	0.80	0.79	0.79	0.78	0.77	0.76	0.76	0.75	0.74
-24	0.88	0.88	0.87	0.86	0.85	0.84	0.84	0.83	0.82	0.81
-23	0.97	0.96	0.95	0.94	0.93	0.92	0.92	0.91	0.90	0.89
-22	1.05	1.04	1.04	1.03	1.02	1.01	1.00	0.99	0.98	0.97
-21	1.15	1.14	1.13	1.12	1.11	1.10	1.09	1.08	1.07	1.06
-20	1.25	1.24	1.23	1.22	1.21	1.20	1.19	1.18	1.17	1.16
-19	1.37	1.35	1.34	1.33	1.32	1.31	1.30	1.29	1.28	1.27
-18	1.49	1.48	1.46	1.45	1.44	1.43	1.41	1.40	1.39	1.38
-17	1.62	1.61	1.59	1.58	1.57	1.55	1.54	1.53	1.51	1.50
-16	1.76	1.75	1.73	1.72	1.70	1.69	1.67	1.66	1.65	1.63
-15	1.91	1.90	1.88	1.87	1.85	1.83	1.82	1.80	1.79	1.77
-14	2.08	2.06	2.04	2.03	2.01	1.99	1.98	1.96	1.94	1.93
-13	2.25	2.23	2.22	2.20	2.18	2.16	2.14	2.13	2.11	2.09
-12	2.44	2.42	2.40	2.38	2.36	2.34	2.33	2.31	2.29	2.27
-11	2.64	2.62	2.60	2.58	2.56	2.54	2.52	2.50	2.48	2.46
-10	2.86	2.84	2.82	2.80	2.77	2.75	2.73	2.71	2.69	2.67
-9	3.10	3.07	3.05	3.03	3.00	2.98	2.95	2.93	2.91	2.89
-8	3.35	3.32	3.30	3.27	3.25	3.22	3.20	3.17	3.15	3.12
-7	3.62	3.59	3.56	3.53	3.51	3.48	3.45	3.43	3.40	3.37
-6	3.91	3.88	3.85	3.82	3.79	3.76	3.73	3.70	3.67	3.65
-5	4.21	4.18	4.15	4.12	4.09	4.06	4.03	4.00	3.97	3.94
-4	4.54	4.51	4.48	4.44	4.41	4.38	4.34	4.31	4.28	4.25
-3	4.90	4.86	4.83	4.79	4.75	4.72	4.68	4.65	4.61	4.58
-2	5.28	5.24	5.20	5.16	5.12	5.08	5.05	5.01	4.97	4.93
-1	5.68	5.64	5.60	5.55	5.51	5.47	5.43	5.39	5.35	5.31
0	6.11	6.06	6.02	5.98	5.93	5.89	5.85	5.80	5.76	5.72

表 II - 2 (b) 水の飽和蒸気圧表

温度 (°C)	温 度 10 分 数									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
0	6.11	6.15	6.20	6.24	6.29	6.33	6.38	6.43	6.47	6.52
1	6.57	6.61	6.66	6.71	6.76	6.81	6.86	6.90	6.95	7.00
2	7.05	7.10	7.16	7.21	7.26	7.31	7.36	7.42	7.47	7.52
3	7.57	7.63	7.68	7.74	7.79	7.85	7.90	7.96	8.02	8.07
4	8.13	8.19	8.24	8.30	8.26	8.42	8.48	8.54	8.60	8.66
5	8.72	8.78	8.84	8.90	8.96	9.03	9.09	9.15	9.22	9.28
6	9.35	9.41	9.48	9.54	9.61	9.67	9.74	9.81	9.88	9.94
7	10.01	10.08	10.15	10.22	10.29	10.36	10.43	10.50	10.58	10.65
8	10.72	10.79	10.87	10.94	11.02	11.09	11.17	11.24	11.32	11.40
9	11.47	11.55	11.63	11.71	11.79	11.87	11.95	12.03	12.11	12.19
10	12.27	12.35	12.44	12.52	12.60	12.69	12.77	12.86	12.94	13.03
11	13.12	13.21	13.29	13.38	13.47	13.56	13.65	13.74	13.83	13.92
12	14.02	14.11	14.20	14.30	14.39	14.49	14.58	14.68	14.77	14.87
13	14.97	15.07	15.16	15.26	15.36	15.46	15.57	15.67	15.77	15.87
14	15.98	16.08	16.18	16.29	16.40	16.50	16.61	16.72	16.82	16.93
15	17.04	17.15	17.26	17.37	17.49	17.66	17.71	17.83	17.94	18.06
16	18.17	18.29	18.41	18.52	18.64	18.76	18.83	19.00	19.12	19.24
17	19.37	19.49	19.61	19.74	19.86	19.99	20.11	20.24	20.37	20.50
18	20.63	20.76	20.89	21.02	21.15	21.29	21.42	21.55	21.69	21.83
19	21.96	22.10	22.24	22.38	22.52	22.66	22.80	22.94	23.08	23.23
20	23.37	23.52	23.66	23.81	23.96	24.10	24.25	24.40	24.55	24.71
21	24.86	25.01	25.17	25.32	25.48	25.63	25.79	25.95	26.11	26.27
22	26.43	26.59	26.75	26.92	27.08	27.25	27.41	27.58	27.75	27.91
23	28.08	28.25	28.43	28.60	28.77	28.95	29.12	29.30	29.47	29.65
24	29.83	30.01	30.19	30.37	30.55	30.74	30.92	31.11	31.29	31.48
25	31.67	31.86	32.05	32.24	32.43	32.62	32.82	33.01	33.21	33.41
26	33.61	33.81	34.01	34.21	34.41	34.61	34.82	35.02	35.23	35.44
27	35.65	35.86	36.07	36.28	36.49	36.71	36.92	37.14	37.36	37.57
28	37.79	38.01	38.24	38.46	38.68	38.91	39.14	39.36	39.59	39.82
29	40.05	40.28	40.52	40.75	40.99	41.23	41.46	41.70	41.94	42.18
30	42.43	42.67	42.92	43.16	43.41	43.66	43.91	44.16	44.42	44.67
31	44.92	45.18	45.44	45.70	45.96	46.22	46.48	46.75	47.01	47.28
32	47.55	47.82	48.09	48.36	48.63	48.91	49.19	49.46	49.74	50.02
33	50.30	50.59	50.87	51.16	51.44	51.73	52.02	52.31	52.61	52.90
34	53.20	53.49	53.79	54.09	54.39	54.70	55.00	55.31	55.61	55.92
35	56.23	56.55	56.86	57.17	57.49	57.81	58.13	58.45	58.77	59.09
36	59.42	59.75	60.07	60.40	60.74	61.07	61.40	61.74	62.08	62.42
37	62.76	63.10	63.45	63.79	64.14	64.49	64.84	65.19	65.55	65.90
38	66.26	66.62	66.98	67.34	67.71	68.07	68.44	68.81	69.18	69.56
39	69.93	70.31	70.68	71.06	71.45	71.83	72.22	72.60	72.99	73.38
40	73.77	74.17	74.56	74.96	75.36	75.76	76.17	76.57	76.98	77.39
41	77.80	78.21	78.63	79.04	79.46	79.88	80.30	80.73	81.15	81.58
42	82.01	82.44	82.88	83.31	83.75	84.19	84.63	85.03	85.52	85.97
43	86.42	86.87	87.32	87.78	88.24	88.70	89.16	89.62	90.09	90.56
44	91.03	91.50	91.98	92.45	92.93	93.41	93.90	94.38	94.87	95.36
45	95.85	96.34	96.84	97.34	97.84	98.34	98.85	99.35	99.86	100.38
46	100.89	101.41	101.92	102.45	102.97	103.49	104.02	104.55	105.08	105.62
47	106.15	106.69	107.24	107.78	108.33	108.87	109.43	109.98	110.54	111.09
48	111.65	112.22	112.78	113.35	113.92	114.49	115.07	115.65	116.23	116.81
49	117.40	117.98	118.57	119.17	119.76	120.36	120.96	121.57	122.17	122.78
50	123.39	124.00	124.62	125.24	125.86	126.48	127.11	127.74	128.37	129.01

表 II - 2 (c) 氷の飽和蒸気圧表

温度 (°C)	温度 10 分 数									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
- 0	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb	mb
- 1	6.11	6.06	6.01	5.96	5.91	5.86	5.81	5.76	5.72	5.67
- 2	5.62	5.58	5.53	5.48	5.44	5.39	5.35	5.30	5.26	5.22
- 3	5.17	5.13	5.09	5.04	5.00	4.96	4.92	4.88	4.84	4.80
- 4	4.76	4.72	4.68	4.64	4.60	4.56	4.52	4.48	4.45	4.41
- 5	4.37	4.33	4.30	4.26	4.23	4.19	4.15	4.12	4.08	4.05
- 6	4.01	3.98	3.95	3.91	3.88	3.85	3.81	3.78	3.75	3.72
- 7	3.68	3.65	3.62	3.59	3.56	3.53	3.50	3.47	3.44	3.41
- 8	3.38	3.35	3.32	3.29	3.26	3.24	3.21	3.18	3.15	3.12
- 9	3.10	3.07	3.04	3.02	2.99	2.96	2.94	2.91	2.89	2.86
-10	2.84	2.81	2.79	2.76	2.74	2.71	2.69	2.67	2.64	2.62
-11	2.60	2.57	2.55	2.53	2.51	2.48	2.46	2.44	2.42	2.40
-12	2.38	2.35	2.33	2.31	2.29	2.27	2.25	2.23	2.21	2.19
-13	2.17	2.15	2.13	2.11	2.09	2.08	2.06	2.04	2.02	2.00
-14	1.98	1.97	1.95	1.93	1.91	1.90	1.88	1.86	1.84	1.83
-15	1.81	1.79	1.78	1.76	1.75	1.73	1.71	1.70	1.68	1.67
-16	1.65	1.64	1.62	1.61	1.59	1.58	1.56	1.55	1.53	1.52
-17	1.51	1.49	1.48	1.46	1.45	1.44	1.42	1.41	1.40	1.38
-18	1.37	1.36	1.35	1.33	1.32	1.31	1.30	1.28	1.27	1.26
-19	1.25	1.24	1.23	1.21	1.20	1.19	1.18	1.17	1.16	1.15
-20	1.14	1.12	1.11	1.10	1.09	1.08	1.07	1.06	1.05	1.04
-21	1.03	1.02	1.01	1.00	0.99	0.98	0.97	0.96	0.96	0.95
-22	0.94	0.93	0.92	0.91	0.90	0.89	0.88	0.88	0.87	0.86
-23	0.85	0.84	0.83	0.83	0.82	0.81	0.80	0.79	0.79	0.78
-24	0.77	0.76	0.76	0.75	0.74	0.73	0.73	0.72	0.71	0.71
-25	0.70	0.69	0.69	0.68	0.67	0.67	0.66	0.65	0.65	0.64
-26	0.63	0.63	0.62	0.61	0.61	0.60	0.60	0.59	0.58	0.58
-27	0.57	0.57	0.56	0.56	0.55	0.54	0.54	0.53	0.53	0.52
-28	0.52	0.51	0.51	0.50	0.50	0.49	0.49	0.48	0.48	0.47
-29	0.47	0.46	0.46	0.45	0.45	0.44	0.44	0.43	0.43	0.43
-30	0.42	0.42	0.41	0.41	0.40	0.40	0.40	0.39	0.39	0.38
-31	0.38	0.38	0.37	0.37	0.36	0.36	0.36	0.35	0.35	0.35
-32	0.34	0.34	0.34	0.33	0.33	0.33	0.32	0.32	0.31	0.31
-33	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28
-34	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26	0.26	0.25	0.25
-35	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.23	0.23
-36	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.20
-37	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18
-38	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16
-39	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
-40	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13
-41	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
-42	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10
-43	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09
-44	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08
-45	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
-46	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
-47	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
-48	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
-49	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
-50	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04

水蒸気が水面に接し、水蒸気から水面にとびこむ分子の数と、水面から水蒸気中へとび出す分子の数とが等しく、平衡にあるときの蒸気圧が、(水面に対する)飽和蒸気圧である。温度が 0°C 以下で水蒸気が氷の面に接して飽和しているときの蒸気圧は、(水面に対する)飽和蒸気圧で、 0°C 以下で(水面に対する)飽和蒸気圧とわずかに異なる。飽和蒸気圧は温度だけの関数でその値を表に示す。

氷点以上の温度の場合は、飽和蒸気圧の値が必要なときは、もちろん水の飽和蒸気圧を使えばよい。氷点以下の場合、問題によっては水の飽和蒸気圧を使ったり、あるいは氷の飽和蒸気圧を使ったりする。しかし、氷点以下で凝結してできた雲の粒は、 -5°C くらいまでは過冷却水滴のことが普通で、以下温度が下がると氷晶もまじるが、 -20°C くらいまで過冷却水滴の雲が観測されている。それで、現在では凝結や雨の問題を取扱うときは、 0°C 以下でも水の飽和蒸気圧を使うことが多い。

2. 露点温度・湿数

よくみかけた金属板を水平に置き、それを下側から冷やすと、金属がある温度まで下がったとき、金属面には細かい露が結ぶ。そのときの温度を露点または露点温度といい、記号 T_d で表わす。 d はDew-point temperatureの d である。露点を知るには、上記の金属面の上方から光を当てておき、その反射光が弱ったときの温度を測ればよい。

上の装置で金属面に露が結ぶのは、面に接している空気が飽和したからである。つまり現在の気温に対しては空気は不飽和であっても、その蒸気圧は、低温の金属面の温度では飽和蒸気圧に該当したわけである。現在気温 17.6°C 、蒸気圧 13.4 mb とする。表Ⅱ-2で 13.4 mb が飽和蒸気圧になる温度を探す。これは 11.3°C で、これが露点で低温にした金属面はこの温度だったわけである。

気温と蒸気圧からは露点を得られ、また反対に、気温と露点がわかれば蒸気圧を知るのも簡単である。たとえば、気温 15.0°C 、露点 9.6°C なら表Ⅱ-2により、 9.6°C に対する飽和蒸気圧は 12.0 mb と知られ、これが現在の蒸気圧そのものである。気温と蒸気圧がわかれば、相対湿度もすぐ計算でき、上の場合は、表Ⅱ-2により 15.0°C に該当する飽和蒸気圧は 17.0 mb だから、相対湿度は $(100 \times 12.0) / 17.0 = 71, 71\%$ である。

このように、蒸気圧・相対湿度・露点はすべて親類どうしであり、それらのひとつがわかれば、他は気温の値と表Ⅱ-2で求められる。

気象観測では、通風乾湿計で乾球の温度と湿球の温度を讀取り、それに気圧の観測値を使い、適当な表*によって蒸気圧を求めるのが普通である。露点計で露点を測るのは、金属面に露が結ぶ判定方法が技術的にむずかしく、普通には行われていない。

さて、もし空気が飽和していたら、現在の蒸気圧が同時に飽和蒸気圧であり、露点は気温と同じである。気温を T とすると $T = T_d$ である。空気が不飽和のときは、 $T - T_d$ は 0 でなく、飽和から遠ざかって乾燥するほど値は大きくなる。 $T - T_d$ (気温マイナス露点)のことを最近では湿数と呼ぶようになったが、湿数は相対湿度と同じように、空気の乾燥の度合を示すのに使われる。

天気図には T_d あるいは、 $T - T_d$ の値が記入されている。たとえば印刷天気図**をみると、地上

*表としてはたとえば気象庁編：地上気象常用表

**月刊印刷天気図，気象庁編集，気象協会発行

天気図の場合は図Ⅱ-1に示すように、地点円の左上に記入されている数字が気温、左下に記入されている数字が露点である。それに反して、高層天気図の場合は、図Ⅱ-2に見るように、地点円の左上の数字は同じく気温であるが、左下に記入されている記号DDに該当するのは湿数である。地上と高層で記入されているものが別物であることを注意しなければならない。

各国の気象センター間では、お互にデータの交換が高速で通信によって行われる。そのため万国共通の通報型式が定められており、各国の国内でもだいたい国際通報型式によっている。この通報型式では、空気中の水蒸気量を知らせるのに露点温度が使われている。印刷天気図にもTdあるいはT - Tdが記入されているのはそのためである。露点が蒸気圧・相対湿度・比湿・混合比などよりも気象通報に好まれて使われるのは次の理由による。

記入型式

$\begin{array}{c} \text{ff} \\ \text{dd} \text{ TT } C_n \text{ PPP} \\ \text{VV } w w \text{ } \odot \text{ } \pm p p a \\ \text{TT } C_n \text{ M } W \\ P = P_0 / H_0 \cdot H_0 \text{ } D_0 \text{ RR} \\ d_0 d_0 / P_0 / H_0 \cdot H_0 \end{array}$

記入例

(47662) 80518 50616 98715 6562/
12812 71213 13007

$\begin{array}{c} 15 \swarrow \nearrow 987 \\ 50 \bullet -12 \searrow \\ 12 \text{ } 6 \text{ } \\ 6 \text{ } \\ 12 \end{array}$

図Ⅱ-1 地上実況気象報

記入型式

高層実況気象報記入例

TTA/52001 47590 85470 12256 27019 70066 01321 25535

$\begin{array}{c} \text{fff} \\ \text{dd} \\ \text{TT } T_0 \\ \text{hh} \\ \text{DD} \end{array}$

$\begin{array}{c} 12.2 \\ 6.0 \end{array}$

850 mb.

$\begin{array}{c} -1.3 \\ 065 \\ 2.1 \end{array}$

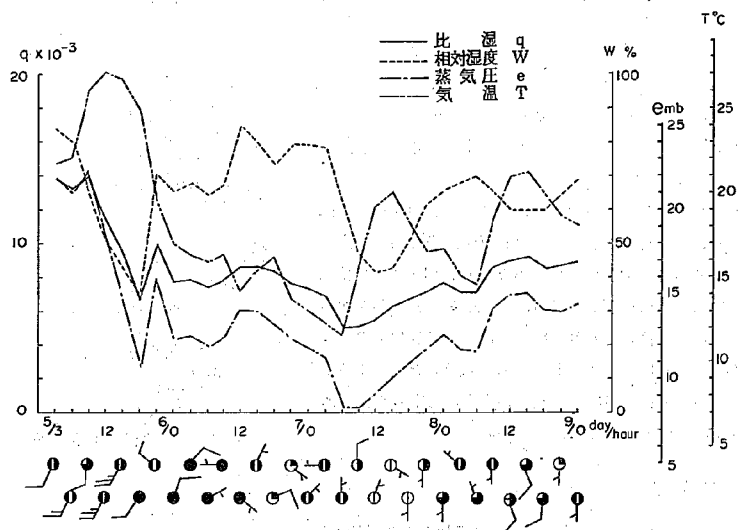
700 mb.

図Ⅱ-2

まず、相対湿度は水蒸気量だけでなく、気温の値に大きく左右され、気温と逆の変化をする。図は東京の4日間の気象変化であるが、気温が下がると相対湿度は高くなり、気温が上がると低くなるのがよくわかる。その点、比湿と蒸気圧はほとんど平行に変化し、気温に左右されて変動していない。

蒸気圧は露点と同じ性格のものだが、蒸気圧を知っても、空気の乾湿の度合はすぐにはわからない。露点Tdはこの点、Tと見比べると湿数T - Tdで乾湿の度合がすぐわかる。表は湿数と相対湿度の関係であるが、湿数1℃は約湿度94%に、湿数2℃は湿度88%にというように、ほぼ相対湿度と同じ性格をもち、便利である。湿数が5℃以内だと空気は湿っぽく、5℃から10℃はやや乾いた空気、10℃以上だと非常に乾燥していると、すぐわかる。

空気が地表で暖められたり、あるいは冷やされたりすると、相対湿度はすぐ変化してしまう。蒸気圧e、混合比r、比湿q、露点温度Tdは、空気に水蒸気の凝結が起きたり、あるいは水が蒸発して水蒸気がふえたりしない限り、地表の影響などで温度が変わっても変化しない。このような性質の量は、



図Ⅱ-3: 東京1975年5月5～8日の気温・水蒸気量の変化

表Ⅱ-3 湿数と相対湿度(%)の表

T T - Td (°C)	T (°C)			
	15	20	25	30
1	9.4	9.4	9.4	9.6
2	8.8	8.8	8.9	8.9
3	8.2	8.3	8.3	8.4
4	7.7	7.8	7.9	7.9
5	7.2	7.3	7.4	7.5

気温変化に対して保存性がある (conservative である) という。Td は保存性があり、馴れてくると便利な量である。

しかし、この露点温度も、あとから述べる乾燥断熱膨張の場合は、混合比や比湿にかなわない。混合比や比湿は不変であるが、露点温度はその場合、値はわずかが変わってしまう。これについてはあとから調べよう。

雨の材料となる高層の水蒸気量は、ラジオゾンデによって測られる。ゾンデの形式は国によって異なるが、わが国では水蒸気量の測定に使われているのは毛髪湿度計である。毛髪の長さは相対湿度が

0%から100%に変わる間に2.5%伸びる。この性質を利用して、特別な毛髪を特殊処理したものを感部にして測るので、ゾンデで測定される水蒸気量の気象要素は相対湿度である。現地の高層観測所では、相対湿度から露点温度を計算し、水蒸気を表わす要素としては、湿数 $T - T_d$ を気象庁へ通報する。

ラジオゾンデによる湿度資料を調べると、時々奇異に感ずることがある。それは、ゾンデが雲の中を上昇したことがわかっており、したがってその際の空気は飽和しており、相対湿度は100%のはずである。ところがそんな時、ゾンデのデータでは100%より低い湿度を示すことが多い。この傾向は雲の温度が低いときほど顕著で、時には80%そこそこの値しか示さない。そのわけはよくはわかっていないが、多分雲の中でも飽和しているところ飽和していない部分があり、毛髪湿度計はその平均値を示しているのかもしれない。いずれにせよ、雨量予報の場合には高層資料に限っては、相対湿度が100%以下たとえば80%でも、飽和しているとして計算することが多い。

3. 可 降 水 量

高層観測資料の早期入手の方法はFAX, より早期入手は気象無線放送JMG, もっとも早期入手するためにはLTTしかないことは既に述べた。雨量予報調査や技術開発のための過去資料は、数か月遅れになるが、上高層気象月報*と印刷天気図の裏刷りから入手できる。上高層気象月報から得られる水蒸気量の資料は相対湿度である。印刷天気図に裏刷りされているデータは、日本および外国から高速度通信によって入手した高層気象通報をADESSによって編集したものを、そのまゝ印刷してあるから、気象通報式そのまゝの型式である。水蒸気に関する量としてはしたがって湿数が報じられている。

天気図裏刷りのDaily Weather Report (Radiosonde and Rawinsonde Data) は、符号化

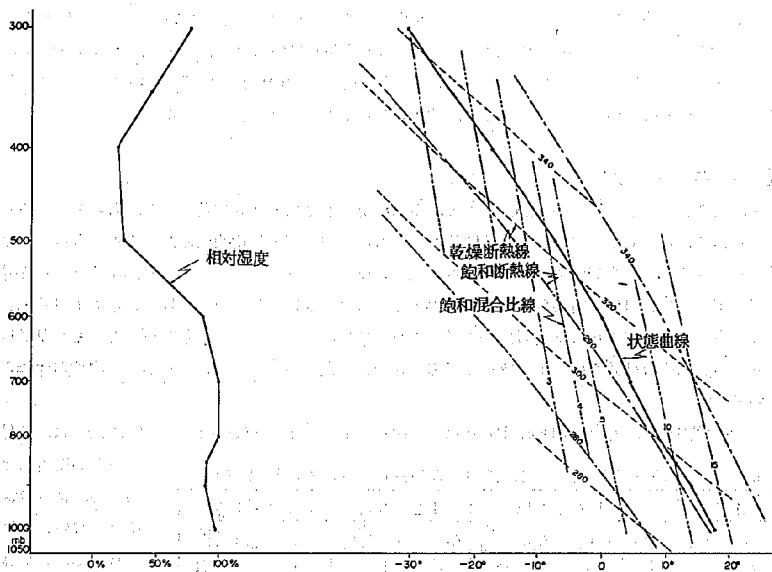
表Ⅱ-4 1975年5月17, 18日の館野(茨城県)における高層観測値

17日9時			17日21時			18日9時			18日21時		
気圧	気温	相対湿度	気圧	気温	相対湿度	気圧	気温	相対湿度	気圧	気温	相対湿度
p	t	R	p	t	R	p	t	R	p	t	R
mb	°C	%	mb	°C	%	mb	°C	%	mb	°C	%
1000.2	17.9	98	1001.3	13.8	93	1009.3	17.2	41	1007.0	17.9	74
1000	17.9	98	1000	14.2	91	1000	16.3	43	1000	17.9	73
900	14.1	90	900	11.9	77	900	10.2	47	900	12.7	78
850	11.5	90	850	8.2	85	850	12.3	17	850	11.4	45
800	8.7	100	800	9.5	39	800	11.2	6	800	10.0	30
700	4.3	100	700	3.4	18	700	4.1	2	700	2.0	38
600	0.1	86	600	-5.5	5	600	-3.8	4	600	-5.8	32
500	-7.2	23	500	-15.6	2	500	-11.1	18	500	-10.5	99
400	-17.4	20	400	-20.8	2	400	-19.1	64	400	-18.2	29
350	-23.4	46	350	-28.1	2	350	-26.1	58	350	-25.9	46
300	-30.7	75	300	-37.4	-	300	-33.9	-	300	-35.3	-

された高層実況であるから、符号の意味を知らないときと解読できないし、また解読に馴れないとたいへん時間がかかる。高層実況の通報型式の解読は付録に示す。さて、上高層気象月報を見ると、表Ⅱ-4のような高層データが得られる。このようなデータを図

* 気象庁編集、日本気象協会販売。日本および日本付近の高層気象資料を月ごとにまとめて発行するもの。内容は、指定気圧面高度の気象要素(ジオポテンシャル・気温・湿度・風向・風速)、気温と湿度の特異点の値と境界面、風の特異点の値、パイロットバルーンの資料、ロケットゾンデの資料である。

で示して、高層気象状態を明らかにするためには、断熱図と呼ばれるあらかじめ多くの補助線がひかれた図を使うのが便利である。断熱図にはいろいろな種類があるが、わが国でいちばん多く使われているのは、その中でもエマグラム*である。エマグラムは横軸に気温 t (°C) をとり、縦軸には気圧 p (mb) の対数 $\log p$ をとってある。またエマグラム上には補助の線として、乾燥断熱線・飽和断熱線・飽和混合比線の3種類の線があらかじめ印刷されている。エマグラムの使い方については後にまた説明するが、表Ⅱ-4のうち、大気の状態が高かった17日9時のデータをエマグラムに記入した図を掲げる。図の左方にプロットされているのは相対湿度の変化である。気圧と気温の関係を示す



図Ⅱ-4 1975年5月17日9時の館野エマグラム

プロットされた線を状態曲線というが、図の状態曲線は地上から700mbの高さまではその傾きは飽和断熱線に近く、相対湿度も90~100%で高く、この間は上昇気流のため雲を生じ雨を降らせていることがわかる。600mbから上の方では相対湿度も低くなり、状態曲線も飽和断熱線からどんどん離れ曲線の傾斜も小さく、下降気流があるため安定なことがわかる。

さて、このような高層気象のデータをみて、雨に結びつけて考えられることは、もしも上空にある空気中の水蒸気を全部水にして降らせるとしたら降雨量としてなんミリになるか、ということである。このような水蒸気が全部雨になったと仮定した時の雨量を可降水量 (Precipitable water の訳) という。

可降水量が大きければ上空の水蒸気が多く、雨が降る可能性が大きく、可降水量が小さければ、大

* エマグラムは日本気象協会で販売されている。

雨が降る可能性は小さいと考えられ、その意味では便利な指数 (Index) である。可降水量の計算式を導いてみよう。

図 II-5 のような空気柱の体積は $1 \text{ (cd)} \times \Delta Z \text{ (m)}$
 $= 10^{-4} \Delta Z \text{ m}^3$ であり、この空気柱の密度を $\rho \text{ (kg} \cdot \text{m}^{-3})$
 とすると、空気柱の質量は $10^{-4} \rho \Delta Z \text{ (kg)}$ である。

一般に高さ ΔZ と気圧との間には

$$\Delta p = \rho g \Delta Z \quad (2 \cdot 6)$$

の関係があり、この式を静力学の式と呼んでいる。(2・6)

式を適用するときは両辺の単位系をそろえなければならない。

Δp を mb で表わした数値を使うと、 $1 \text{ mb} = 10^{-2} \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$
 であるから、MKS系では左辺は $10^2 \Delta p \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ である。右
 辺の g は重力加速度で、は $9.8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-2}$ であるから、

$$10^2 \Delta p = \rho g \Delta Z \quad (2 \cdot 7)$$

$10 \text{ N} \cdot \text{kg}^{-1}$ としてよい。したがって、 $\rho \Delta Z = 10 \Delta p$

($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) となる。したがって空気柱の質量は $10^{-3} \Delta p \text{ (kg)}$ である。
 いまこの気柱の混合比を $\sigma \text{ (gr} \cdot \text{kg}^{-1})$ とすると、気柱に含まれる水蒸気量は $10^{-3} \sigma \Delta p \text{ (gr)}$
 である。この水蒸気が全部凝結して水になると断面積 1 cd の筒の中で、高さは $10^{-3} \sigma \Delta p \text{ (cm)}$ にな
 るはずである。したがって可降水量は (mm) で表わすと、10倍して $10^{-2} \sigma \Delta p \text{ (mm)}$ である。

実際に可降水量 W を計算するには、大気をいくつかの層に分け、各層について

$$P = 0.010 \times \sigma \Delta p \quad (2 \cdot 7)$$

で P を計算し、あ

とで P を加え合

$W = \sum P$ を求める。

その際、 σ として

は、層の底部の σ

と頂部の σ を平均

した $\bar{\sigma}$ を使えばよ

い。

たとえば表 II-4

の中の18日21時の

データから可降水

量 W を計算した例

を表 II-5 に示す。

まず、表 II-2 に

より気温 t に対す

る飽和蒸気圧 e_s

を求め、それに相

対湿度 R を乗じて

表 II-5 可降水量の計算
 館野 1975 年 5 月 18 日 21 時

気圧 p mb	気温 t °C	相対 湿度 R %	飽和 蒸気圧 e_s mb	蒸気圧 e mb	混合比 σ $\text{gr} \cdot \text{kg}^{-1}$	平均 混合比 $\bar{\sigma}$ $\text{gr} \cdot \text{kg}^{-1}$	気圧差 Δp mb	$\bar{\sigma} \Delta p$
1007.0	17.9	74	20.5	15.2	9.4	9.4	7	66
1000	17.9	73	20.5	15.0	9.3	8.6	100	860
900	12.7	78	14.7	11.5	7.9	6.2	50	310
850	11.4	45	13.5	6.1	4.5	3.7	50	185
800	10.0	30	12.3	3.7	2.9	2.7	100	270
700	2.0	38	7.1	2.7	2.4	1.9	100	190
600	-5.8	32	4.0	1.3	1.3	2.4	100	240
500	-10.5	99	2.8	2.8	3.5	2.1	100	210
400	-18.2	29	1.5	0.4	0.6	0.6	100	60
350	-25.9	46	0.7	0.3	0.5			
300	-35.3	-	-	-	-			

$$\sum \bar{\sigma} \Delta p = 2391$$

$$W \text{ (可降水量)} = 2.4 \text{ mm}$$

蒸気圧 e を計算する。 e と気圧 p から (2・3) 式により σ を求める。これから平均混合比 $\bar{\sigma}$ を求め、 Δp を乗じ、最後に $\bar{\sigma} \Delta p$ に 0.01 を乗ずれば W が得られる。

ちなみに表Ⅱ-4に掲げた4回のゾンデ観測値のそれぞれについて W を求めると表Ⅱ-6のようになり、かなり変動が大きな量であることがわかる。ことに17日9

時は376mmという大きな値を示しているが、17日9時から18日9時までに実際に館野に降った雨は0mmである。

このように、可降水量は直接雨量とはならない。頭上にあった空気も時間とともに流れ去り、また新しい空気が頭上にやってくる。可降水量をなんとか雨量と結びつけ、雨量予報に利用しようとする試みは、1940年代にアメリカの水文気象学者によって初期の雨量予報法として盛んに試みられた。たとえば、ある地域の上空へ流入する空気の可降水量と流出する空気の可降水量との差を有効可降水量となえ、これと降水量とを関連させようと試みた。

また、長方形の面積の上空に流れとむさし引き可降水量の増加分を水蒸気貯留量 Storage と呼んで、これを計算する式 Storage Equation を作り、これを雨量予報に利用しようとも試みた。わが国でも、石原健二・野口敏正は1955年に北九州の面積雨量と水蒸気貯留量とを比較した。¹²⁾ 両者の間には平行性があり、傾向としては合ったが、雨量の実測値の方がいつでも多く、時には貯留量の2倍近くを示した。

そのほか、巻末文献にみるとおり、可降水量を雨量と結びつける試みは多いが、後でまた述べるように、雨量を支配するのは大気中の水蒸気量と上昇気流の速さである。上昇気流を推定することなしに、可降水量をいろいろと細工しても雨量予報はできない。そのため対流圏全体の可降水量で雨量予報をしようとする試みは次第に影をひそめた。現在の雨量予報の主流の考え方は、上昇気流を推定し、その上昇気流が存在する層の部分可降水量 P を使おうとする。つまり、可降水量だけで雨量を推定しようせず、可降水量を雨量予報のためのひとつの重要な基本資料とする考え方である。

表Ⅱ-6 館野 1975年5月17, 18日の可降水量 W (mm)

17日		18日	
9時	21時	9時	21時
376	20	97	24

Ⅲ 大気の安定度

1. エマグラム・温位

雨量を支配するのは、大気中の水蒸気量と上昇気流の強さである。低気圧や前線のようなじょう乱による上昇気流は現在の数値予報である程度予想できるようになった。したがって水蒸気量の予想ができれば、雨量予報は数値予報のプロダクトを使って可能であろう。この考え方にしたがって24時間雨量予報をしているのが、後に述べるRR予報と呼ばれている方法である。RR予報は10月ごろから翌年5月ごろまで、いわゆる寒候期にはある程度の成績をあげる。しかし6月～9月の暖候期には特に、RR予想値をはるかに上まわる雨量が観測されることが多い。その理由はあとで詳しく述べるが、要するに大気中に対流が起こるからである。

対流というのは、上層にあった空気が下層に下がり、下層にあった空気が上層に上がり、上層と下層がひっくり返って、空気が入れ替わる現象をいう。対流が起こりやすいか、起こりにくいかは、大気の安定度が支配する。対流圏の下部の空気が暖かくて湿っており、その上方に冷たい乾いた空気があるときは不安定で対流が起こりやすい。逆に下層が冷たく上層が比較的暖かならば、大気は安定で対流は起こらない。

つまり、予想外の大雨が降るかどうかには大気の安定度が大いに関係する。したがって雨量予報を考える者にとっては安定度についての知識は欠かすことはできない。

さて、あるゾンデ観測所である時刻に観測した高層データがあったとする。そのデータから、この観測所上空の大気状態の安定度を知るのには、たゞデータを眺めただけではわからない。データを断熱図、たとえばエマグラムにプロットしてみるしかない。どうしてもエマグラムについての基本知識も必要である。

空気塊（縦、横が数百mのかたまりを想像すればよい）が、周囲の空気と熱のやりとりなしに上昇して膨張するのが断熱膨張である。対流の場合は、実際の大气中の変化は断熱変化と考えてよい。断熱膨張でも、空気が飽和のまゝでいるときを、乾燥断熱膨張と呼び、このときは空気塊が100m上昇につき1℃温度が下がる（乾燥断熱減率）ことはよく知られている。

エマグラム上では、空気塊が乾燥断熱膨張するときは、乾燥断熱（図Ⅱ-4参照）に沿って、あるいは乾燥断熱線と平行に動く。

断熱膨張でも、空気が飽和に達し、上昇膨張のあいだ凝結が起こるときは飽和断熱膨張（あるいは湿潤断熱膨張）と呼ばれる。上昇中の温度下降の度合（飽和断熱減率）は、気圧・気温で異なるが、0.5℃/100mくらいの値のことが多い。飽和断熱減率を表Ⅲ-1に示す。

エマグラム上では、空気塊が飽和断熱膨張するときは、飽和断熱線に沿って、あるいはそれに平行に動く。

さて、空気塊のあるサンプルはエマグラム上の1点で示される。たとえば、気圧980mb、気温12℃のサンプルは図Ⅲ-1でA点である。図では、等飽和混合比線は鎖線がかかれていたが、その9 gr.kg⁻¹の線がA点を通っている。これをチェックしてみると、気圧980mb、気温12℃に対する飽和混合比は、表Ⅱ-1によるか、あるいは表Ⅱ-2から飽和蒸気圧14.0mbを求めて（2.3）式で計算し、8.9 gr.kg⁻¹であることが知られる。

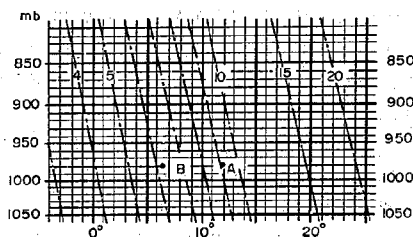
さて、この空気サンプルは 980 mb、12℃、で相対湿度70%だったとしよう。すると、われわれの空気塊の混合比は(2.4)式から、 $8.9 \times 0.7 = 6.2 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ である。この空気サンプルを等圧の下で冷やすとする。つまり、エマグラム上でAから横軸に平行に左方へずらす。その間混合比 $6.2 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ に変化はないが、B点に達すると、 $6.2 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ が飽和混合比になる。B点で飽和に達したわけで、これが露点である。Bの温度を読むと6.6℃で、これが露点温度である。以上から、A点で気圧・気温をB点で露点を示し、AとBで空気の状態がわかる。

980 mb、12℃の空気を乾燥断熱膨張させて 900 mb まで上昇させると、図Ⅲ-2のA'点に達する。この時気温は5℃になる。一般に、空気を乾燥断熱的に1000 mb レベルまで動かしたときに、その空気がとると考えられる温度を温位 θ という。Aの空気を 1000 mb まで押し下げ乾燥断熱収縮させると、A₀点にきて、温度は14℃になる。したがって、サンプルAの空気の温位は14℃である。あるいは絶対温度で示すと、273°を加え287°K(287度ケルビンと読む)である。図から明らかなように、A'の空気の温位も同じく14℃(あるいは287°K)である。つまり、空気を乾燥断熱変化する間じゅう、その温位は不変である。したがって、乾燥断熱線は同時に等温位線であり、エマグラムでは図Ⅲ-2にも示すように、乾燥断熱線に温位の値を記入してある。サンプルの温位を知るには、1000 mb まで動かずとも温位の値を読取ればよい。

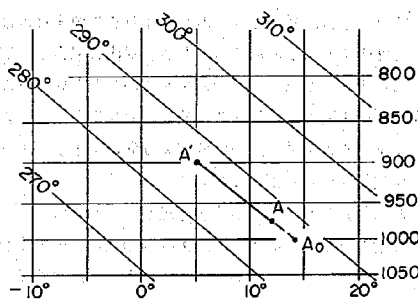
空気の混合比・露点は気温変化に対して保存性があったと同じように、空気の温位は乾燥断熱変化に対して保存性がある。図Ⅲ-3のQ点の空気は、Pから流れてきたものか、Rからきたものか？ただし、雲は発生していないから乾燥断熱変化である。これを判定するには、エマグラム上で各点の

表Ⅲ-1 高さによる飽和断熱減率の変化(℃/100 m)

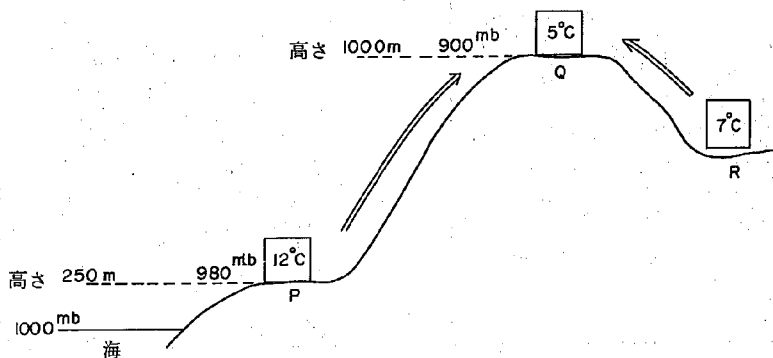
気 圧 (mb)	温 度 ℃					
	-60°	-40°	-20°	0°	20°	40°
1000	0.97	0.95	0.86	0.66	0.44	0.32
800	0.97	0.94	0.83	0.61	0.40	0.29
600	0.97	0.93	0.79	0.56	0.36	0.27
400	0.97	0.91	0.73	0.48	0.31	0.24
200	0.96	0.86	0.60	0.36	0.25	0.20
100	0.94	0.77	0.46	0.27	0.21	0.16



図Ⅲ-1



図Ⅲ-2



図Ⅲ-3

空気の温位を読取ればよい。図の場合、P点の空気、Q点の空気ともに温位は14°Cである。もしR点の空気の温位がこれと著しく違えば、Q点の空気はPからきたものと知れる。

混合比・温位は、ともに乾燥断熱変化に対して不変だから気団解析に有力なパラメータである。

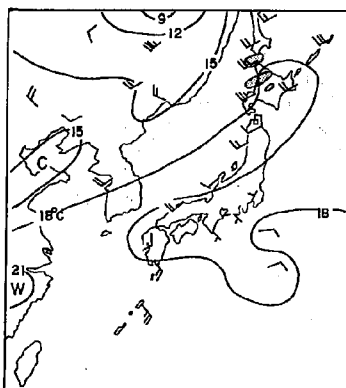
高層天気図のうち850 mb 面天気図は、前線解析や気団解析に特に重要である。このような等圧面天気図上にひかれた等温線について考えると、その線上の点はすべて同一気圧(850 mb)、同一気温であり、エマグラム上では同一の一点で表わされる。したがって同一温位である。つまり、等圧面天気図上の等温線は同時に等温位線になっているので、気団解析には改めて等温位線を書き加える必要はない。

大雨が降るときの条件としては、対流圏下部の700 mb、850 mb の高さ*に暖かく湿った空気が流れこんでいることが重要である。500 mb から上は水蒸気量も少いので、その水蒸気量は大雨にはあまり関係しない。

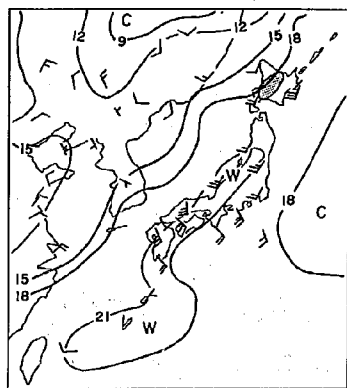
850 mb 面で気団解析をして、暖気団が流入しているかどうかをみるには温度をみればよいのであって、以前から850 mb の温度が15°C以上になると大雨が起こるとというのが経験則になっている。特に、850 mb で18°Cは非常に高温な気団がはいってきていることを意味し、大雨の可能性が大きくなる。雨量予報者にとって、850 mb の温度は非常に関心を持つところで、島田守家⁷⁾は台風によるものを除いて、近年における代表的な前線性的大雨を21例挙げて解析している。それらの各場合の850 mb 面の気温を図Ⅲ-4に一覧する。これら各図での15°線、18°線の走向は今後の大雨予想の際のよい参考になるだろう。

なお、大雨予想には湿舌が手掛りになるということが、以前から日本(およびアメリカ)の気象屋

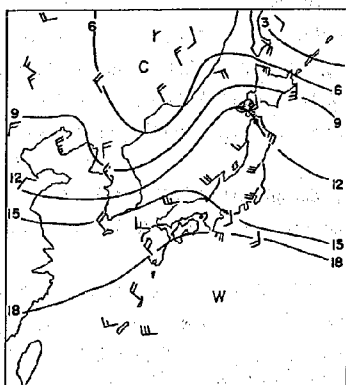
* 高さを示すのに、このように気圧の値でいうことが多い。850 mb は約1500 m、700 mb は約3000 m、500 mb は約5500 m の高さとして記憶しておくといよい。もし高度を mb でなく、m で表わしたいときはラプラスの公式(理科年表にもある)によればよい。



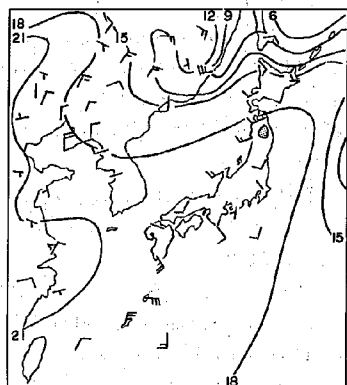
(1) 1965年8月18日21時
北海道北部の大雨



(2) 1966年8月19日21時
北海道中部の大雨



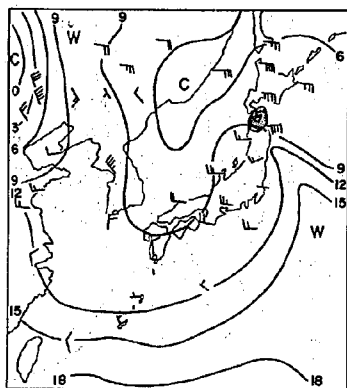
(3) 1963年9月16日09時
北海道奥尻島と渡島半島の大雨



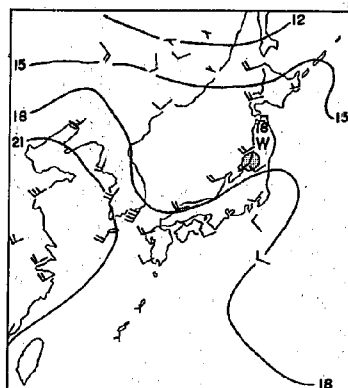
(4) 1966年8月12日21時
青森・秋田県境の大雨

図Ⅲ-4 近年の代表的な前線性大雨時の850 mb 気温分布(その1)(図中陰影部は豪雨地域)

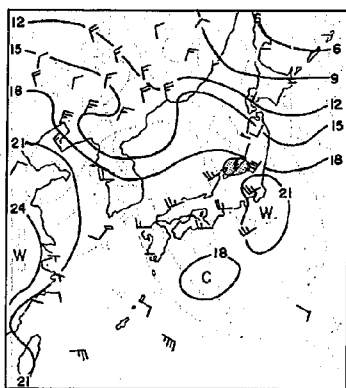
でよくいわれてきた。湿舌とはどんなものか、その非常に顕著なサンプルを図Ⅲ-5に掲げる。これは小倉士郎⁷⁾による解析例であるが、このように湿舌は等圧面天気図上で湿数が 2°C 以下、また 4°C 以下の部分に陰影をつけ、それが舌状に北の方へ伸びている部分をいう。予報の実務家には、500 mb, 700 mb, 850 mb で湿舌を追跡して大雨を予想することを試みているものもある。しかしかならず



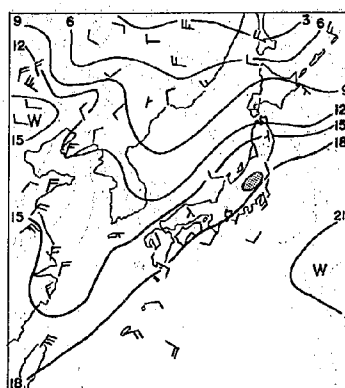
(5) 1966年10月13日21時
青森県の大雨



(6) 1959年7月22日09時
山形県荒沢ダムの大雨



(7) 1967年8月28日21時
羽越水害大雨

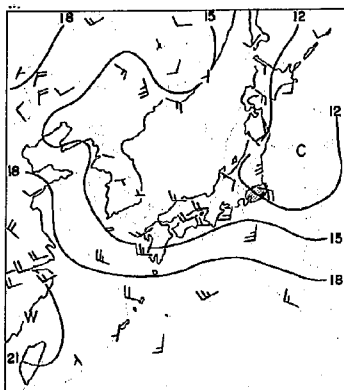


(8) 1966年9月11日21時
北関東の大雨

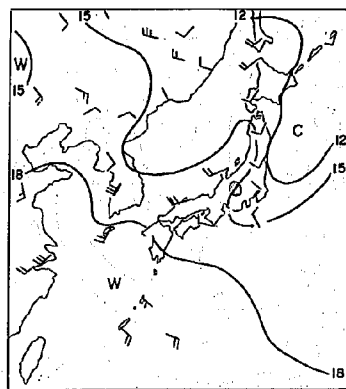
図Ⅲ-4 近年の代表的な前線性大雨時の850 mb 気温分布(その2)(図中陰影部は豪雨地域)

しも成功していない。また、湿舌が大雨と関係するかどうかにも疑問をもつ学者もあり、現在では湿舌は以前ほど大雨予報に有力視されていない。

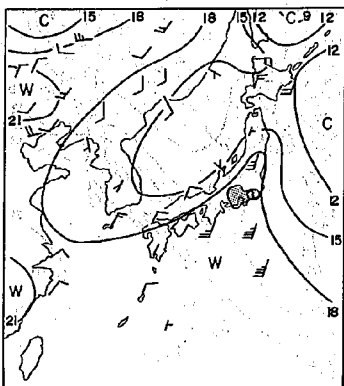
湿舌は、湿数の値の小さいところとしているが、湿数は表Ⅰ-3にも示したとおり、相対湿度と同意義であり、湿数が小さいということはかならずしも水蒸気量の多少を示すものでなく、むしろ上昇気



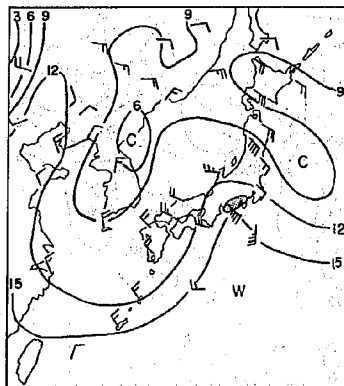
(9) 1970年7月1日09時
房総半島の大雨



(10) 1966年6月24日21時
長野県南西部の大雨



(11) 1961年6月27日21時
天竜川の大雨

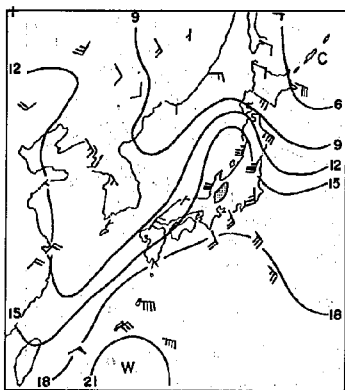


(12) 1966年10月12日21時
愛知県東部の大雨

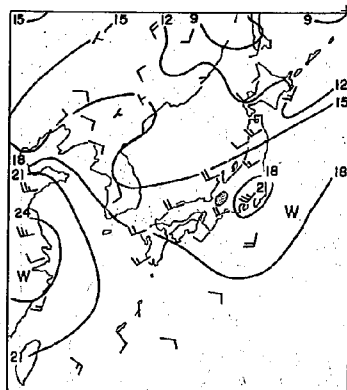
図Ⅲ-4 近年の代表的な前線性大雨時の850 mb 気温分布(その3)(図中陰影部は豪雨地域)

流が起っていることを示すと解釈すべきである。したがって、湿舌は湿数の小さい領域とすることにも疑問がある。

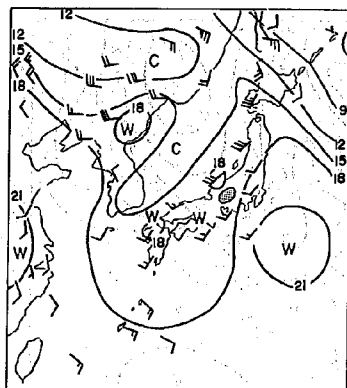
気団解析で水蒸気量の判定には湿数よりも混合比が有力である。しかし、天気図ではすぐに混合比を計算して分布を見ることができないのですぐに湿数を使ったが。露点は混合比の代用になりそうだ



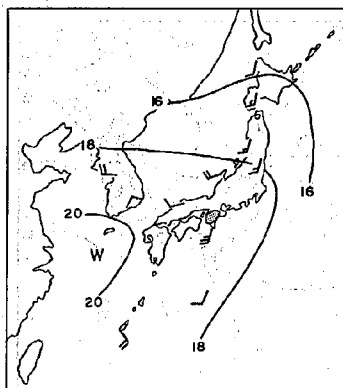
(13) 1965年9月14日21時
岐阜・福井県境の西谷村大雨



(14) 1969年8月1日21時
京都・大津の大雨



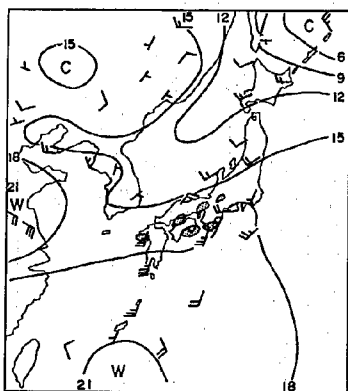
(15) 1968年8月17日21時
飛騨川地方の大雨



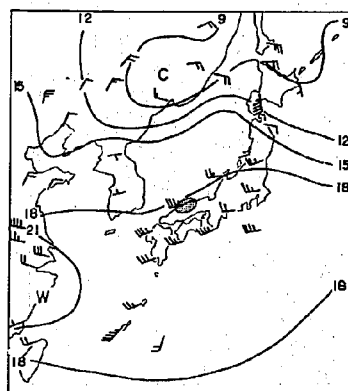
(16) 1953年7月18日00時
紀伊半島の大雨

図III-4 近年の代表的な前線性大雨時の850 mb 気温分布(その4)(图中陰影部は豪雨地域)

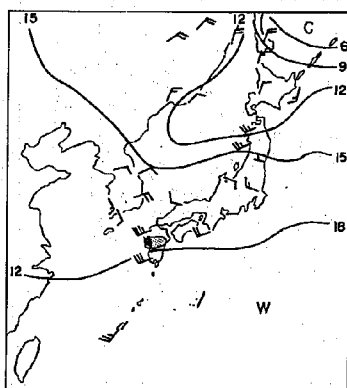
が、後にわかるように、露点は断熱変化に対して保存性がない。このように、高層天気図では、温位はすぐわかって、混合比を知ることができないのは、高層天気図のもつひとつの弱味である。



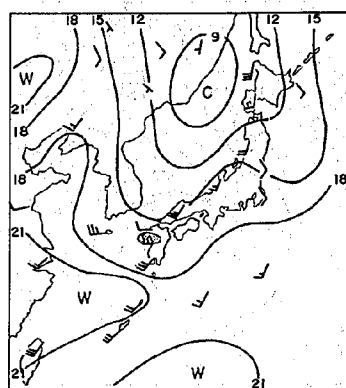
(17) 1967年7月9日09時
西日本の大雨



(18) 1964年7月18日09時
山陰の大雨

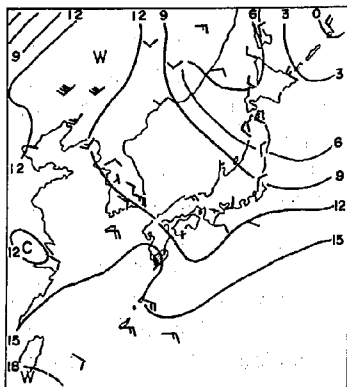


(19) 1953年6月26日12時
九州中部の大雨

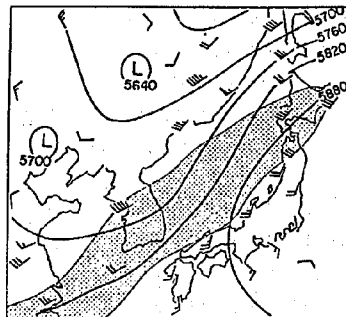


(20) 1957年7月25日21時
諫早の大雨

図Ⅲ-4 近年の代表的な前線性大雨時の850mb 気温分布(その5)(图中陰影部は豪雨地域)



図III-4 近年の代表的な前線性大雨時の
850 mb 気温分布 (その6)
(图中陰影部は豪雨地域)

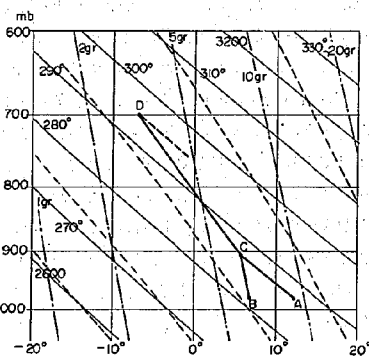


図III-5 500 mb, 陰影は $T - T_d$
2℃以下
1966年8月19日21時

2. 飽和断熱膨張

図III-6にみるように、エマグラム上で、980 mb, 12℃, 70 % (したがって混合比 6.2 gr. kg^{-1}) の空気塊Aを乾燥断熱膨張させる。それがC点で飽和になったとすれば、C点は 6.2 gr. kg^{-1} の等飽和混合比線上にしなければならない。つまり、C点は、Aを通る乾燥断熱線とB(露点)を通る等飽和混合比線との交点として決められる。C点の高度を凝結高度*という。

エマグラム上で読取ると、C点の高度は904 mb, 気温は 5.6°C



実線は等圧線,
等温線, 乾燥断
熱線
破線は飽和断熱
線
鎖線は飽和混合
比線

図III-6

*このほかにも別の定義による意味の異なる凝結高度が二つあり、それぞれ違った点になるので、それらと区別するためには、本文の凝結高度を特に持上げ凝結高度 lifting condensation level (LCL) などともいう。

である。

さて、空気塊をC点をこえてさらに持ち上げると、飽和断熱線に沿って上昇をつづけ、805 mb で0℃になり、700 mb では-7℃になって図のD点に達する。この時の混合比を等飽和混合比線から読み取ると、3.2 gr.kg⁻¹である。A点をスタートしたときの混合比は6.2 gr.kg⁻¹であったから、3.0 gr.kg⁻¹の水蒸気が凝結して水滴または氷になったことがわかる。

もしも、これらの水滴あるいは氷晶が、D点において空気塊中に混っているならば、D点から逆に押し下げ断熱圧縮すると、変化はまったく逆のコースをたどり、C点に逆戻りし、さらにA点にもどる。この変化は可逆断熱変化である。

ところが、上昇して飽和断熱膨張する際に、凝結で生じた水滴や氷晶を、できるとすぐ雨や雪として降らせてしまうことも考えられる。そのような変化は不可逆で、偽断熱膨張と呼んでいる。偽断熱変化の場合は、D点では空気は飽和はしているが、水滴も氷晶も含まないので、以後断熱圧縮すると、乾燥断熱線に沿って図の破線のように下がっていく。もし、元の気圧980 mb まで下がると、破線を延長して読取ると20.1℃になり、スタートのA点より8.1℃昇温することになる。また、その時の相対湿度は容易に計算でき21%であるが、A点の湿度70%に比べ非常に乾燥することがわかる。詳しく述べることは避けるが、フェーン現象は上述の考え方で説明されている。

実際に大気中で空気の上昇で雨ができる際の変化は、可逆断熱変化と偽断熱変化の間中であると考えられている。たとえば、積雪中で凝結によって水滴や氷晶ができると、その一部は上昇気流に伴って運ばれるが、まだ一部は落下するからである。

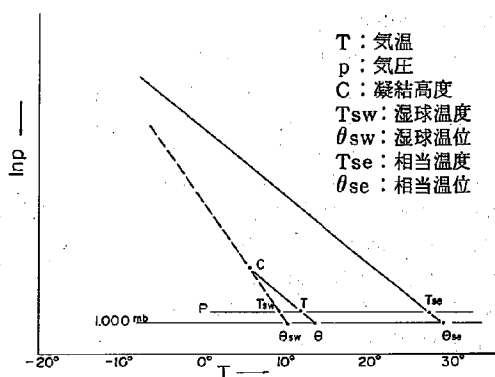
雨量予報の文献を読むと、湿球温位とか相当温位とかいう言葉に遭遇することがあるので、これらを説明しておこう。

図Ⅲ-6で空氣が乾燥断熱膨脹をし、AとCとの間にある間は、温位 θ は287°Kで変らない。しかし、C点を過ぎて飽和断熱膨脹になると温位 θ の値はどんどん大きくなる。飽和断熱膨脹をしても値が変らない量はないか。この要求にこたえるために考え出されたのが湿球温位や相当温位である。

980 mb, 12℃, 相対湿度70%の空氣塊は、図Ⅲ-7ではT点で表わされている。この空氣塊の湿球温位 θ_{sw} は、次のようにして求める。Tから凝結高度Cまで持ち上げ、Cから逆に飽和断熱圧縮(図では破線)で下げてくる。そして1000 mb まで達したときの温度10.2℃が湿球温位*である。Tが乾燥断熱変化をしてT'C間にあっても、Cをこえて飽和断熱変化をしても θ_{sw} の点は動かず、一定の値を保つことが図からわかる。このように湿球温位 θ_{sw} は非常に保存性の強い量であるから、気団解析には温位よりもすぐれている。また、空氣が飽和断熱線上を動いても、 θ_{sw} の値は一定であるから、飽和断熱線は同時に等湿球温位線である。エマグラムには、飽和断熱線には湿球温位の値が°K単位で記入してあるから、凝結高度Cがきまれば、空氣の湿球温位は簡単に図上で読み取ることができる。

* 正しくは偽湿球温位である。本文と違う定義による湿球温位もあるが、両者の値はほとんど違わない。また、日本のある気象学者が、十分承知の上で、この偽湿球温位を相当温位と本で書いたことがある。それ以来、この偽湿球温位を誤って相当温位という人が相当いるので、論文を読むとき注意を要する。

相当温位 θ_{se} は次のように求める。図Ⅲ-7で、下から出発し、Cから上は飽和断熱線に沿って偽断熱膨張をさせ、生じた水滴や氷晶はすべてふり捨てて上昇させる。水蒸気が全部凝結して空気塊から失われた無限大のところから、こんどは乾燥断熱線に沿って気圧 1000 mb まで押し下げる。その時の温度が相当温位 * θ_{se} である。相当温位は計算によるか表を使わないと、エマグラム上では正確には求められない**。相当温位も非常に保存性が強い量で気団解析に使われる。



図Ⅲ-7

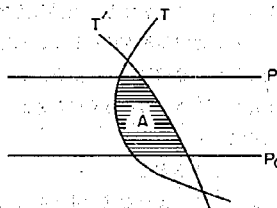
3. 大気成層の安定度の判定

大気の安定度を断熱図で判断するために、まず下記の(1)~(4)は既知であるとして、それ以下は Petterssen³⁾に従い、雨量予報に関係深い部分だけを述べることにする。

(1) 高さによって気温が変る割合を気温減率 γ といい、 $\gamma = -\frac{dT}{dZ}$ (T 気温, Z 高さ) で定義される。長年の各地の平均では γ は 100 m につき約 0.65°C 。あるひとつのゾンデ観測では、 γ は高さによって変化し、等温層や逆転層も現れる。 γ はふつうは乾燥断熱減率 γ_d ($= 1^\circ\text{C}/100\text{ m}$) より小さいが、夏の日射が強いとき地面のごく近くで $\gamma > \gamma_d$ になることがある。

(2) ある一塊の空気塊が大気中に埋め込まれた状態で、空気塊の温度 T' が周囲の大気の温度 T より高ければ、浮力により上昇の加速度をうけ、 T' が T より低ければ下降の加速度をうける。その際、どこまで空気塊が鉛直に移動するかは、主として周囲の大気の気温減率によって決まる。

(3) エマグラム上で図Ⅲ-8にみるように、空気塊が周囲より高温 ($T' > T$) で、気圧 p_0 から気圧 p のレベルへ移動するとき、面積 A は正とし、空気塊が持つ運動エネルギーの増加は面積 A に比例する。もし $T' < T$ ならば移動によって運動エネルギーを失う。



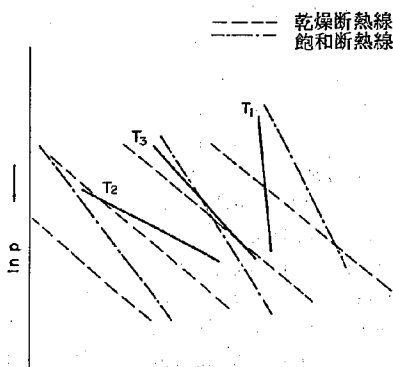
T' は空気塊の温度, T は周囲の温度

図Ⅲ-8

* 正しくは偽相当温位である。別の定義による相当温位は偽相当温位とは少し値がちがう。

** 表は Smithsonian Meteorological Tables の中にあるが、その表で本文の例を計算すると、 $\theta_{se} = 304.8^\circ\text{K}$ になる。ただし、表で計算するのはややめんどうである。ロスビー図という断熱図の一種を使うと θ_{se} は簡単に図上で読取れる。

(4) 局所的な安定度判別は次のように行なう。乾燥断熱減率を γ_d 、飽和断熱減率を γ_s とすると、 $\gamma < \gamma_s$ 。つまり図Ⅲ-9の T_1 の傾斜のとき空気が飽和不飽和のいかにかわらず、成層は安定であって、絶対安定という。もし $\gamma > \gamma_d$ 、つまり T_2 の傾斜なら、不飽和でも飽和でも不安定で絶対不安定という。中間の $\gamma_d > \gamma > \gamma_s$ のとき、つまり T_3 の場合は、空気が飽和している時は不安定で、不飽和のときは安定であって、条件付不安定という。



図Ⅲ-9 絶対安定 T_1 、絶対不安定 T_2 、および条件付不安定 T_3 を示す気温-高さの図

さて、上述の(4)は状態曲線のうちの一部分の安定・不安定の判別に使われるが、厚い気層については上述の(3)の考え方を使得判別するが、これについて述べよう。

1. 絶対安定

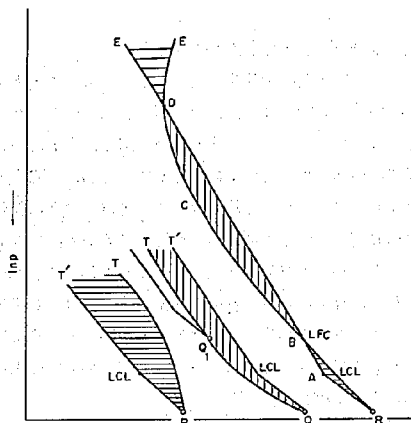
図Ⅲ-10の左端のような状態曲線の場合。P点に不飽和空気塊があるとすると、乾燥断熱的に持ち上げ凝結高度LCLまで上昇し、以後飽和断熱線 T' に沿って動く。この間、空気塊は周囲より低温で、図Ⅲ-8に示した面積は負であり、空気塊の運動エネルギーは減少する。空気塊は運動エネルギーがゼロになる高さまでしか上昇しえない。

もしPの空気塊が飽和していれば、Pを通る飽和断熱線に沿って動き、負の面積は不飽和のときより小さくはなるが、成層は安定である。

2. 絶対不安定

図の中央のような状態曲線の場合。Q点に不飽和空気塊があり上方へわずかに動く

と、乾燥断熱線に沿って動く。すると周囲より高温になり、上向きの加速度をうける。状態曲線と空気塊曲線との間の面積は正であり、空気塊の運動エネルギーは最初のレベルから離れるほど増加する。もしQの空気塊が飽和しているときは、正の面積は不飽和の場合より大きい。したがって、面積の大きさは水蒸気の含有量によって大いに左右されるわけである。また、この関係は、考える空気塊の位置がちがえば、また違ってくる。たとえ



図Ⅲ-10 絶対安定P、絶対不安定Q、および条件付不安定Rを示す。負の面積はPにある空気塊の場合。正の面積はQにある空気塊の場合。下部が負で上部が正の面積はRにある空気塊の場合。

ば、 Q_1 にある空気塊が図のように上昇しても、その際の面積は負である。

3. 条件付不安定

図の右端のような場合。R点の不飽和空気塊が持上げられたと考える。空気塊を示す点は乾燥断熱的にAまで動き、そこから飽和断熱線に沿って進む。Bレベル以下では、面積は負であり、空気塊がRからBまでの気層を通り抜けるためには、それに相当するエネルギーを与えなければならない。

レベルBでは、空気塊は周囲とつり合いにある。もしBをこえてわずかでも動かすと、空気塊は周囲より高温になり、ますます加速されて上昇していく。Bを自由対流高度(LFC)*と呼ぶ。この高度より上では、空気塊の運動エネルギーは、正の面積に比例して増し、Dのレベルに達したとき最大の運動エネルギーを持つ。空気塊がDのレベルより上にあがると、運動エネルギーは消費される。

移動する空気塊に關する負の面積と正の面積の大きさをNとPとする。すると、上述の分類は次のようにまとめられる。

a. 絶対安定

図Ⅲ-10の左端に示すように $N > 0$ で $P = 0$ が特徴。

b. 絶対不安定

図の真中に示すように、 $N = 0$ で $P > 0$ が特徴。

c. 条件付不安定

図の右端、 $N > 0$ で $P > 0$ が特徴。図で示したケースでは、 $P > N$ である。このような場合には、空気塊が負の面積のところを切り抜けると、 $(P - N)$ のエネルギー量が対流に利用されることになる。もしもR点で空気塊の水蒸気量が少なかったり、周囲の大気の気温減率が小さかったりすると、負の面積が正の面積より多くなり、利用されるエネルギーはなくなるが、その場合でもやはり条件付不安定である。しかし、R点の空気塊の乾燥度が大きく周囲の気温減率がさらに小さくなると、Aを通る飽和断熱線が状態曲線と交わらなくなる。そのときは、正の面積はなくなるので、成層状態は安定になる。

以上に考えてきた空気塊が上昇するという理論は、非現実的な観は免れないが、予報上に役立つことが実証されてきた。特に、持上げ凝結高度(LCL)と自由対流高度(LFC)における $(T - T_a)$ と $(T - T_c)$ の値は役に立つ。また正の面積と負の面積(PとN)も役に立つ。

さて、ここで図Ⅲ-11にみるように、地表近くに安定な気層を考えよう。気温分布は日出時の状態を表わすと考えればよい。空気塊が断熱上昇してもその水蒸気量が変らないとすると、持上げ凝結高度LCLで飽和し、状態曲線ABの左方には大きな負の面積があることになる。そこで日が高くに上がり、地表の空気が熱せられると、下層には断熱(あるいは断熱に近い)気温減率が形成されるだろう。地表気温が T_c の値に達した時には、持ち上げ凝結高度はB点にまで上がってしまうことになる。すると、持ち上げ凝結高度は自由対流高度に一致し、もはや負の面積はなくなる。ただし空気中に蒸発はなく露点温度は変化しないと考える。露点の日変化は気温の日変化よりずっと小さいので、気温が T_c に達する少し前に負の面積は解消されてしまうと考えてよい。

* LFCはlevel of free convectionの頭文字。

温度 T_c は対流温度、B のレベルは対流凝結高度 CCL * と呼ばれる。

図中の面積 $A'BA$ は、レベル B 以下の層に乾燥断率減率が形成されるために、B 以下の単位断面積の気柱に供給しなければならない熱量の概算値を示す。温度 T_c と面積 $A'BA$ は、日中の加熱によって対流が生ずるかどうかの予報には、かなり重要な値である。

以上の考え方は、すべて、空気塊が上昇するとき周囲の空気を乱さないし、また周囲の空気とも混らないと考えての上の立論である。このような考えで、大気の成層の安定・不安定を考えるのをパーセル法 ** と呼んでいる。

ところが実際には、空気塊が上昇したら、周囲の大気中にはそれを補償する下降流がかならず生ずるはずである。そのような効果を考慮に入れるために、図 III - 12 のように水平な空気の板を考

え、この板の中で上昇流のところもあり、下降流のところもあるとする。そして、この板のうち、上昇流によって占められる面積を A' 、下降流によって占められる面積を A とする。面積 A' 、 A の割合によって、今まで考えてきたパーセル法の安定、不安定、条件付不安定の判定が、どのように修正されなければならないかを論ずるのをスライス法 *** という。

パーセル法では、 $T < T_d$ で絶対安定、 $T > T_d$ で絶対不安定 $T_d > T > T_s$ で条件付不安定である。スライス法では、絶対安定、絶対不安定のときには、面積 A' 、 A の割合はあまり関係ないが、条件付不安定のときこれが関係してくる。

結論だけを述べると、 A' / A が 0.5 以下、つまり、上昇域が全域の 1/3 以下のときに不安定となり、判定式は $T_d > T > T_s$ でなく、

$$T > \frac{A' T_d + A T_s}{A' + A} \quad \dots\dots\dots (3.1)$$

のとき条件付不安定となる。つまりスライス法では T_d と T_s を A' と A を重みとして平均値を求め、 T がその平均値をこえるかどうか判定の基準となる。

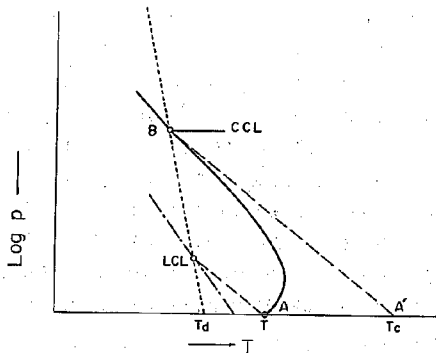


図 III - 11 対流温度 T_c と対流凝結高度 CCL の定義を示す図

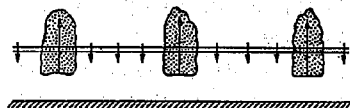


図 III - 12

* CCL は convection condensation level の頭文字。

** Parcel method である。空気塊は parcel of air であるから、このように呼ぶ。

*** Slice method. 空気の板、つまり空気の薄片は slice of air だから、このようにいう。

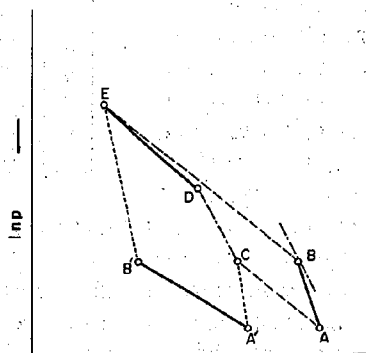
4. 対流不安定とゾンデ観測の解析

ある気層を全体として持上げると、気層が飽和したときに、安定な状態から不安定な状態に変わることがある。図Ⅲ-13でABを気層の初期の温度分布とし、A'B'を露点温度分布としよう。すると、Aの凝結高度はC、Bの凝結高度はEである。もし気層を全体として持上げると（たとえば前線に沿う上昇滑走運動の場合）、気層の底は乾燥断熱線ACに沿い、またその先は飽和断熱線CEに沿って冷却するが、気層の頂部は乾燥断熱線BEに沿って冷却するだろう。したがって、気層が全層にわたって飽和した時点には、温度分布はDE線で示されることになる。このとき図のようにE点がCD線よりも左側にあると、飽和に達した気層の気温減率は飽和断熱減率より大きくなり不安定になったことがわかる。Ⅲ-2節で述べた偽湿球温位の定義から、EがCDより左にあるということは、Bの偽湿球温位がAの偽湿球温位よりも低かったことを意味する。この場合のように、気層の偽湿球温位が高さとともに減少しているときは、初め安定でも上昇して飽和すると不安定になるので、対流不安定であると呼ばれる。

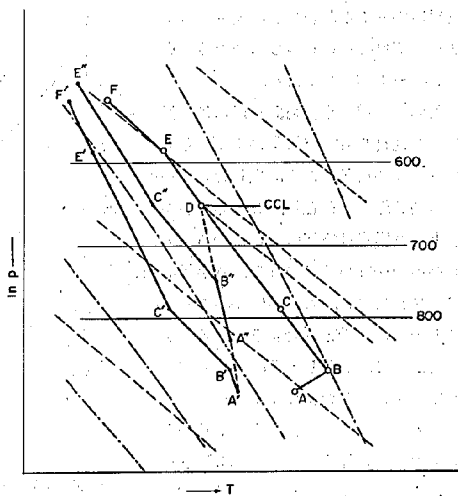
対流不安定は熱帯気団でことに暖候期にしばしば起こる。そのような気団が、低気圧による大規模な鉛直運動に関与すると、前線性の雲層から雷雨を伴う対流雲がそそり立つことが多い。そのような雷雨は、普通広範囲にわたって起こる。

さて次には、以上述べてきた知識をもとにして、ゾンデ観測結果を解析する例を示す。以下に示す観測は早朝に行われたものであって、いずれの場合も地表近くには浅い逆転がある。

図Ⅲ-14は条件付不安定だが、安定型の場合である。解析結果は表Ⅲ-2に示す。表中 T_d は、表Ⅱ-2を使い T に対する e_s を求め、 $e_s \times R$ で e を計算し、 e が飽和蒸気圧となる値が



図Ⅲ-13 対流不安定を示す。ABは気温、A'B'は露点温度。飽和にまで上昇すると温度分布はDEで示すようになり、 $T > T_s$ となる。



図Ⅲ-14 安定型の条件付不安定の例

T_d でまた表Ⅱ-2でひけばよい。偽湿球温度 θ_{sw} はⅢ-2節で述べた要領でエマグラムから求める。また T_c はエマグラムで図Ⅲ-11の要領で求める。表の θ_{sw} の値をみると、BC層だけは対流不安定だが、その他の層は対流

安定であり、そのBC層も比較的乾燥している。したがって、前線性の上昇運動が起こっても、たいした対流は起きそうにもない。

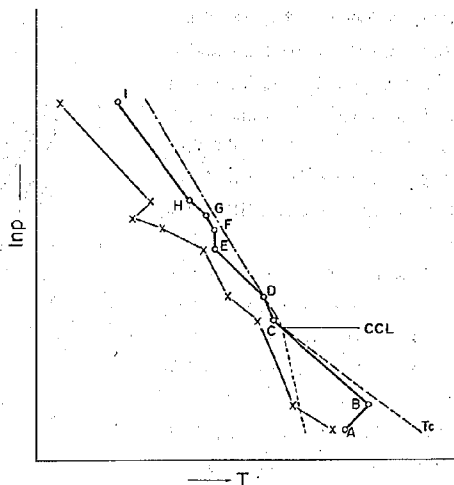
地表に接する気層を除いては、図にみるように $T > T_c$ で成層は条件付不安定ではある。しかし乾燥しているために対流は起らないだろう。図でも示したように、点Aの対流凝結高度CCLは約650mbにある。これに対応する対流温度 T_c は途方もなく大きな値で、この厚い層の負の面積を解消するには莫大な熱量を要する。したがって、日中に暖まっても対流雲は生じないと確信をもって断定できる。以上は地表に接した層に關した負の面積であるが、さらに上層の気層についての安定性は、同様にB点、C点等の対流凝結高度CCLを考えればよい。それには、状態曲線ABCEFGと、露点をつらねた線A'B'C'E'F'から、Aの持上げ凝結高度(LCL)A'、BのそれB'等を求め、A'B'C'E'F'線をつくる。この線を特性曲線と呼ぶこともあるが、この線から、さらにB点、C点の対流凝結高度CCLを求める。

すると、それらにもそれぞれ負の面積が対応することがわかる。表Ⅲ-2にはそれぞれのCCLから求めたB、Cの $T_c - T$ が示してある。

次の例へ進もう。図Ⅲ-15には、異なった性質をもつ気層がいくつかみられる。夜間冷却のために生じた強い逆転が地表近くに存在し、この地表層から上では露点は急速に減じている。太陽が地面を暖めるにつれて、A点は右方へずれていき、この浅い湿った気層はその上の気層と混合するであろう。したがって、CCLと T_c を計算するには、図に示したように平均値を使う方が妥当である。解析結果は表Ⅲ-3に示す。表にみるとおり、約670mbより下方では全層を通じて対流不安定である。この対流不安定層の厚いこと

表Ⅲ-2 Cheyenne, 7月25日, 1935

点	p, mb	T, °C	R, %	T_d , °C	θ_{sw} , °C	$T_c - T$
A	915	18	65	11.3	17.5	18+
B	880	22	47	10.2	20.0	11+
C	787	16	42	3.0	18.5	7+
E	586	2	52	-6.7	19.5	
F	535	-5	72	-9.4	19.6	



図Ⅲ-15 日変化による気温上昇でも前線による上昇でも、その結果として激しい対流が発達するの好条件な例。

と湿度が高いことから、わずかな前線性上昇があっても、かなり強い対流を起こすと考えられる。

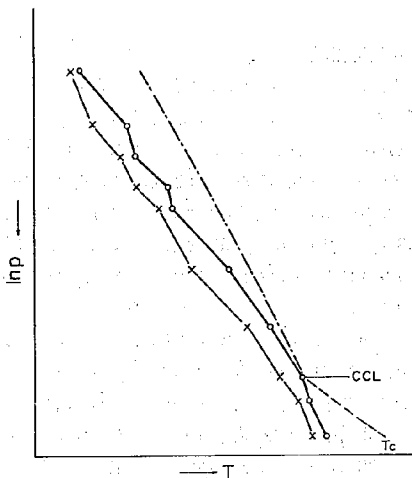
図Ⅲ-15からは、B以下の比較的浅い層は気温の日変化で多少温度があがれば、A点を右方へずらせて、負の面積は解消し、CCLまで達する対流が生ずることが推察できる。そうすると、この層から上では、図にみるように正の面積は非常に大きいので、気温が T_c に近づくやいなや激しい対流が起こることが予想される。

典型的な雷雨の状況を図Ⅲ-16に、観測の解析結果を表Ⅲ-4に示す。600 mb より下方では成層は対流不安定であることがわかる。全気柱の相対湿度は高く(平均84%)、50 mb 以下の持ち上げで気柱を飽和させることができる。この状況は前線上昇で雷雨発生に非常に好条件になっている。

図から対流凝結高度は約910 mb にあることがわかる。このレベルより上には、大きな正の面積が存在する。地表温度を T_c まで上げるのに要する熱量はそんなに大きくないので、この状態は日変化による加熱でも雷雨を発生させる条件をそなえている。この図のケースでは、午後に並程度の雷雨が起こり、そのあと夜に激しい寒冷前線雷雨が起きた。

表Ⅲ-3 Murfreesboro, 7月24日, 1935

点	p, mb	T, °C	R, %	T_d , °C	θ_{sw} , °C	$T_c - T$
A	994	23	91	21.5	22.0	9
B	950	26	56	16.5	21.5	2
C	808	14	90	12.4	21.0	0
D	775	13	74	8.5	20.0	
E	708	7	92	5.8	20.0	
F	682	7	63	0.4	19.0	
G	668	6	52	-3.0	18.0	
H	647	4	72	-0.7	19.0	
I	537	-5	60	-11.7	18.0	



図Ⅲ-16 雷雨発生に好条件の場合

表Ⅲ-4 Norfolk, 7月25日, 1935.

レベル	p, mb	T, °C	R, %	T _d , °C	θ _{sw} , °C	T _c - T
A	1017	26	89	24.1	25.5	7.0
B	950	24	93	22.8	25.0	2.5
C	907	23	84	20.2	25.0	0.0
D	825	19	83	16.1	23.5	
E	740	14	73	9.3	22.0	
F	660	7	89	5.3	21.5	
G	635	6.5	76	2.7	21.5	
H	600	2.5	86	0.9	21.0	
I	565	1.5	75	-2.5	21.5	
J	510	-4.5	93	-5.4	22.0	

5. 安定度指数

気団の安定度の解析のためには、なにか安定度を表わす指数を考え、その指数の分布を示す補助天気図を作ると便利である。そのような指数としていちばん広く使われているのはおそらく、1953年に Showalter の提案した安定度指数であろう。以下、これを SSI で表わすことにしよう*。SSI は、500 mb での実測気温と、850 mb にある空気塊が持ち上げ凝結高度まで乾燥断熱でそれからは飽和断熱で 500 mb まで持ち上げられたとして計算してえられる温度との差である。

SSI を計算するには、まず表Ⅲ-5 によって、850 mb の気温 T と湿数 ($T - T_d$) から空気塊が 500 mb に持ち上げられた時の温度 T' を求め、これを 500 mb の気温 T₅₀ から減じ T₅₀ - T' を計算すればよい。

アメリカでは、経験上、指数が 3°C 以下のときしゅう雨の可能性あり、0°C 以下のとき雷雨の可能性あり、-3°C 以下のとき激しい雷雨が起る可能性あり、-6°C 以下だとトルネードの心配ありとされている。日本では、3°C 以下の時雷雨の可能性、0°C 以下の時激しい雷雨の可能性、-3°C 以下に激しい大雷雨または集中豪雨の可能性ありとされている。

普通は指数が 3°C をこえる地域では、激しい対流の心配はない。

注意すべきことは、安定度指数は、850 mb と 500 mb の間に前線面や逆転があるときは、大気の安定度を示す指数とはならない。

また、川添信房は夏の雷雨期には、850 mb が常に飽和していると仮定して求めた Showalter 安定度指数が有効であると述べている (1967)。これを SSI* で表わすと、SSI* は 850 mb の気温から飽和断熱線に沿って 500 mb まで持ち上げるときの温度を T₅₀ から減ずれば求まる。

* SSI は Showalter Stability Index の頭文字をとったもの。

表Ⅲ-5 850 mb の気温Tと湿数(T-T_d)から空気塊が500 mb まで持上げられたときの温度を求める表 (単位: °C, 負号を省く)

		850 mb 湿数°C																														
		0	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	22	24	26	28	
850 mb 温度 °C	-15	49	49	49	49	49	49	49	49	49	49	50	50	50	50	50	50	50	50	50	51	51	51	51	51	51	51	51	51	51	51	
	-14	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	49	49	49	49	49	49	49	49	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	
	-13	46	47	47	47	47	47	47	47	47	47	48	48	48	48	48	48	48	48	49	49	49	49	49	49	49	49	49	49	49	49	
	-12	45	46	46	46	46	46	46	46	46	46	47	47	47	47	47	47	47	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	
	-11	44	44	44	44	45	45	45	45	45	45	45	46	46	46	46	46	46	46	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	
	-10	43	43	43	43	44	44	44	44	44	44	44	45	45	45	45	45	45	45	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46
	-9	42	42	42	42	42	43	43	43	43	43	43	44	44	44	44	44	44	44	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45
	-8	41	41	41	41	41	41	42	42	42	42	42	42	43	43	43	43	43	43	44	44	44	44	44	44	44	44	44	44	44	44	44
	-7	39	40	40	40	40	40	40	41	41	41	41	41	41	42	42	42	42	42	43	43	43	43	43	43	43	43	43	43	43	43	43
	-6	38	38	39	39	39	39	39	39	39	40	40	40	40	41	41	41	41	41	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42
	-5	37	37	37	38	38	38	38	38	38	39	39	39	39	40	40	40	40	40	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41
	-4	36	36	36	36	37	37	37	37	37	37	37	38	38	38	38	39	39	39	39	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
	-3	34	35	35	35	35	35	36	36	36	36	36	37	37	37	37	38	38	38	38	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39
	-2	33	33	33	34	34	34	34	35	35	35	35	36	36	36	36	37	37	37	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38
	-1	32	32	32	32	33	33	33	33	34	34	34	34	35	35	35	36	36	36	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37
	0	30	31	31	31	31	32	32	32	32	33	33	33	34	34	34	34	35	35	35	36	36	36	36	37	37	37	37	37	37	37	37
	1	29	29	29	30	30	30	31	31	31	31	31	32	32	32	32	33	33	33	34	34	34	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
	2	28	28	28	28	29	29	29	29	29	29	29	30	30	30	30	31	31	31	32	32	32	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33
	3	26	26	27	27	27	27	27	27	27	27	27	28	28	28	28	29	29	29	30	30	30	31	31	31	31	31	31	31	31	31	31
	4	24	25	25	26	26	26	26	26	26	26	26	27	27	27	27	28	28	28	29	29	29	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
5	23	23	24	24	24	24	25	25	25	25	25	26	26	26	26	27	27	27	28	28	28	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	
6	21	22	22	23	23	23	24	24	24	24	25	25	25	25	26	26	26	27	27	27	28	28	28	29	29	29	29	29	29	29	29	
7	20	20	21	21	21	21	22	22	22	22	23	23	23	23	24	24	24	25	25	25	26	26	26	27	27	27	27	27	27	27	27	
8	18	19	19	20	20	20	20	21	21	21	22	22	22	22	23	23	23	24	24	24	25	25	25	26	26	26	26	26	26	26	26	
9	17	17	18	18	18	19	19	19	19	20	20	20	21	21	21	22	22	22	23	23	23	24	24	24	25	25	25	25	25	25	25	
10	15	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20	21	21	21	22	22	22	23	23	23	24	24	24	24	24	24	24	
11	14	14	15	15	15	16	16	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20	21	21	21	22	22	22	22	22	22	22	
12	12	13	13	13	14	14	14	14	14	15	15	15	16	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20	20	20	20	20	
13	11	11	12	12	12	13	13	13	13	14	14	14	15	15	15	16	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	19	19	19	19	
14	9	10	10	10	11	11	11	11	11	12	12	12	13	13	13	14	14	14	15	15	15	16	16	16	17	17	17	17	17	17	17	
15	7	8	8	8	9	9	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	12	13	13	13	14	14	14	15	15	15	15	15	15	15	
16	6	6	7	7	8	8	8	8	8	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	12	13	13	13	14	14	14	14	14	14	14	
17	4	5	5	6	6	6	6	6	6	7	7	7	8	8	8	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	12	12	12	12	12	
18	3	3	4	4	4	5	5	5	5	6	6	6	7	7	7	8	8	8	9	9	9	10	10	10	11	11	11	11	11	11	11	
19	1	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	7	8	8	8	9	9	9	9	9	9	9	
20	0	0	1	1	2	2	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	7	8	8	8	8	8	8	8	

6. 局地激甚気象警報

アメリカでは標題のような警報が発表されるのは、雷雨のため、破壊的な突風、ひょう、自由大気タービュレンス*、またはトルネード**が発生しそうな場合である。警報は以上の異変の6時間から12時間前に発表され、約6時間の適用時間がある。

対流が起こりそうな気象状態は一般に広い範囲にわたっているが、局地激甚気象警報に該当するような地域は普通かなり狭く、通常30,000平方マイル(80,000 km^2)から50,000平方マイル(130,000 km^2)のオーダーである。

Petterssenは上のような局地激甚気象警報の出し方の技術を述べている。アメリカの局地激甚気象はわが国の局地激甚気象とは質的にはちがうけれども、その考え方の大部分はそのまま日本の集中豪雨の予報技術にも適用できると考えられる。集中豪雨も雷を伴い非常に強い対流現象であって、その点ではアメリカの局地激甚気象とまったく同じである。

まず、Petterssenは局地激甚気象に先立ってみられる典型的な状態は、厚い気層にわたって顕著な条件付不安定および対流不安定が存在することだという。ただし、そのような不安定の存在は必要条件ではあるが、十分条件ではない。そのような不安定は下記に述べるいくつかのプロセスがはたらくと、実際に対流活動となって発現する。以下のプロセスのうち、いくつかのものが、あるいはすべてのものが、同じ方向に関与したとき、もっとも激烈な気象にまで発達する可能性がある。

1. ゾンデ観測の解析

ゾンデ観測はⅢ-4節に述べた原則で解析すればよい。ただし、持上げ凝結高度(LCL)、自由対流高度(LFC)、正の面積等は、湿った下層の気層を平均した状態から出発して計算しなければならない。

また便宜的には、LFCから上の正の面積はいわゆる持上げ指数(LI)で代用してもよい***。LIは、500 mbの気温から、空気塊がLFCから500 mbまで飽和断熱的に持上げられたときにとる温度を引いた値である。この指数LIはⅢ-5節に述べたSSIと同じようなものである。

2. 予想状態曲線

上述の解析がすむと、LI(あるいはSSI)の分布から、雷雨が起こるのに好条件の地域が範囲はかなりの広さにわたるけれども決定される。したがって、それから先はその地域に集中的な調査をすればよい。そして次の手順は、局地激甚気象の可能性のありそうな地域について次のような諸因子がはたらくとして、予想状態曲線を作って予報する。このようにPetterssenは述べて、以下に記すように対流活動を旺盛にする諸因子を挙げている。

われわれに関係深いのはPetterssenの挙げる諸因子の方にある。わが国の集中豪雨の地域は簡単にLIあるいはSSIでは決められない。SSIが6℃から8℃で、雷雨も発生しそうな地域に大雨が降る。

島田守家⁷⁾の調査によれば、大雨はSSIの高い値つまり安定域と、SSIの低い値つまり不安定

* 航空機災害にいちばん関係がある。

** アメリカあるいはオーストラリアに発生する非常に強いたつ巻を、こう名付けている。

*** 持上げ指数LIはLifted indexの頭文字。

域の境界で指数の等値線がこんだ地域に起こることが多いとしている。したがって、簡単にLIあるいはSSIの分布をみて、ここに集中豪雨がありそうだと決められないが、安定度指数SSIが集中豪雨の地域と関係が深いことは後から述べるKY指数法でSSIを使って、かなりよい成績を収めていることからわかる。

しかし、Petterssenが以下指摘する状態曲線の様相を変化させるいくつかの気象因子には大いに興味もあるし、またそれらの考え方は後から述べるいろいろな雨量予報法にもいろいろ違った形で現われてくる。

諸因子としては、(a) 局地的加熱あるいは冷却、(b) 低気圧の発達に関連した収束と前線性上昇、(c) 水蒸気の移流、(d) 層別移流による気温減率の変化である。

さて、以下少し難解な点もあると思うが、一応Petterssenの叙述に従い、それに少し書き加えて述べておこう。本書のあとの方で、必要な事項についてはくり返して解説するので、かならずしも以下の所論を完全に理解しなくてもよい。

a. 局地的加熱

局地的加熱（あるいは冷却）の効果は、大気の下層の温度が日変化することで、Ⅲ-3節に述べたやり方で、その効果を評価すればよい。トルネードは気温が日変化の最大に達した時刻よりあとで発達する傾向が強い。しかし、日本の大雨の場合は、この(a)項の局地的加熱の効果はほとんど関係しない。

b. 収束と前線性上昇

局地激甚気象は熱帯外低気圧（温帯低気圧ともいう）が発達するときに、それに関連して起こることが多い。低気圧発達に関連した下層の収束と前線性の上昇によって、暖域の空気の対流不安定が実際の対流となって実現し、それが顕著なときは、激甚気象にまでなる。特に重要なことは、上層の冷たい谷の前方で正のうず度の移流域が、下層の前線系に近づき、前線の前方の暖気移流の域の上空にやってくるかどうかを決定することである。

c. 水蒸気の移流

経験によれば、激しい雷雨（特にトルネードに伴う）は、最下層に水蒸気が強く移流する地域に発達する傾向が顕著である。そのような移流があると、湿潤層から上の対流不安定度が増すようになることは明らかである。水蒸気の移流は、最下層（たとえば850 mbより下）の平均混合比の分布図を作り、これを風の解析図（たとえば傾度風のレベルで）に重ねてみれば、容易に求められる。

d. 層別温度移流

激甚気流が発生する大部分の場合は、（下層で）強い暖気移流があり、それが高さとともに弱まったり、あるいは、中部対流圏と上部対流圏でわずかながら寒気移流に変っているような地域に起こる。温度移流Aは

$$A = -\mathbf{V} \cdot \nabla T \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

と書くことができる。移流は、風が高温から低温に吹けば正（暖気）であり、低温から高温に吹けば負（寒気）である。移流の鉛直方向の変化は

$$\frac{\partial A}{\partial Z} = -\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial Z} \cdot \nabla T - \mathbf{V} \cdot \nabla \frac{\partial T}{\partial Z} \quad \dots\dots\dots (3.3)$$

で表わされる。

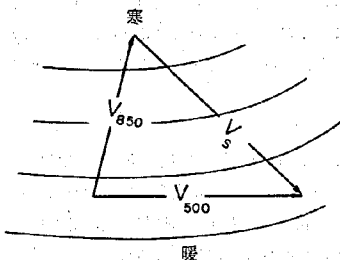
厳密さを要するものでなければ、鉛直傾度を 500 mb の値と 850 mb の値の差でおきかえ、 V と T はその中間のレベル、たとえば 700 mb の値を使えばよい。そうすれば、上記の式は

$$\Delta A = -(V_{500} - V_{850}) \cdot \nabla T_{700} - V_{700} \cdot \nabla (T_{500} - T_{850}) \quad \dots\dots\dots (3.4)$$

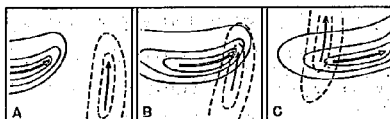
と書くことができる。

右辺の項は二つとも、普通の総観解析で容易に求めることができる。われわれに特に興味があるのは、 ΔA が負でその数値が大きい場合である。700 mb の風が、気温減率の急なところから緩いところへ吹くときは、右辺のあとの方の項は ΔA を負にする効果をもつ。右辺の初めの方の項は、シャーによる移流の効果を表わし、シャーベクトル ($V_{500} - V_{850}$) が 700 mb レベルでの低温から高温へ吹くときに、 ΔA を負にするようにはたらく。その例を図Ⅲ-17 に示す。

観測によれば、 ΔA が負で値の最大が起る場所は、低いレベルで強い狭い南風の気流（下層ジェット）の上方に、強い狭い気流（中層の、たとえば 500 mb のジェット）が重なったところであり、また、トルネードが起りやすいのは、両ジェットが交わり出すところである。典型的なトルネードに先立つ状況と、トルネードの最中の状況を模式的に図Ⅲ-18 に示す。下層ジェットは水蒸気移流の舌状部であり、* 上層のジェットは乾燥空気移流の舌状部であるため、水蒸気の減率も気温の減率も層別移流のために増加する。このような移流が、日変化による加熱、前線性上昇、あるいは一般的に収束などによってさらに加勢されると、激甚気象が起りやすくなる。



図Ⅲ-17 層別温度移流の説明



図Ⅲ-18 激しい雷雨が起りそうときの高層ジェット（二重矢）と下層ジェット（一重矢）の組合せを示す模図。

* 日本の大雷雨の解析では、下層ジェットが、はたして水蒸気を移流するものかどうか、疑問視されている。

Ⅳ 安定度に基づく雨量予報

1. 対流3条件

Ⅲ-6節で、アメリカの局地激甚気象を起こす条件として、Petterssen は(1)大気的不安定性、(2)局地的加熱、(3)低気圧や前線による上昇流、(4)氷蒸気の移流、(5)層別温度移流などを挙げていることを述べた。このうち局地的加熱は日本の大雨については考慮外においてよからう。低気圧や前線による上昇流は、Ⅰ-5節に挙げた朝日町集中豪雨のような極端な例外を除けば、大雨はほとんどの場合が低気圧や前線に伴って起っているため、当然のこととして考慮外におく。

そうすると、大雨が起こす対流が生ずる条件としては、(1)大気的不安定性、(2)氷蒸気の移流、(3)層別温度移流が残ってくる。これらの条件を予報の現場で手取り早く判断する方法はないだろうか。浅野芳・山崎孝治・竜田浅生¹⁴⁾は上記の3条件の略式現場的判定法を提唱し、対流3条件と呼んでいる。それを説明しよう。

まず第一に説明しなければならないのは、ゾンデ観測結果はどれだけの地域にわたって何時間くらい有効なきめ手として使うことができるか、ということである。ラジオゾンデ観測しても、頭上の空気はどんどん流れていってしまう。そして、別の地点にあった空気がどんどん変質しながら流れてくる。したがって対流を考える場合、その地点で観測したゾンデ観測結果は、長時間は使えないのは明白である。経験によると、対流による雨を考える時には、3時間は有効、6時間は無理だ、というのが予報官のだいたい一致した考えである。

かりに空気が10 m/secの風で流れているとしよう。頭上の気柱が、どの高さも一様に流れることはありえないが、一応概算のために、一様に流れるとしよう。そうすると、3時間で100 km流れ、6時間では200 km流れる。つまり、ゾンデ観測結果はだいたい半径150 kmくらいの気柱を代表していると考えられるくらいが妥当である。現在、ゾンデ観測点は陸上では、およそ300 kmの間隔で分布しており、それはWMO(世界気象機関)の勧告に従っているもので、ゾンデ観測網はその密度は必要な最小限の要求に沿ったものといえよう。

ただし問題点が多い。まず第一には、利用しようと思うゾンデ観測点がかりに150 kmにあっても、そこから空気が流れてくるために山越えをしなければならない場合は、観測結果は対流の問題には使えない。山越えの上昇流で不安定な空気は対流を起こし変質してしまうからである。第二には、ゾンデの観測は1日に2回しか行われなくても、対流の問題にはたいへん不満足である。少くとも1日4回、6時間間隔の観測値が欲しいが、経費の点からそれが不可能である。

さて、以上の点を念頭において、3条件の問題に立戻ろう。まず、大気的不安定性を考えるにはⅢ-4節に述べた手法に従って解析するのがいちばんよい。しかし、それを簡略化するため、夏期間* FAXで放送されているShowalterの安定度指数SSIの分布図を使う。SSIについてはⅢ-6節で述べたように、島田守家の批判もあるが、浅野らは大雨警報が出されるような大雨の地域では、経験的に、 $SSI \leq 1.5^\circ\text{C}$ 、ただし6月には $SSI \leq 3^\circ\text{C}$ 、5月には $SSI \leq 4^\circ\text{C}$ であるとしている。

* FAXでSSI分布図が放送される期間は、5月中旬から8月下旬(あるいは9月上旬)までの夏期間である。

まずこれで、安定度から大雨の地点をしぼる。

第二は、水蒸気の移流である。大気下層にどれだけ水蒸気が流入するかは、非常に重要ではあるが、なかなか計算が手間どってむずかしい。そこで、浅野らは、水蒸気の移流でなく、現に頭上にある水蒸気量で満足しようとする。それには可降水量が最適であるが、それも手間どるので、850 mb 面の水蒸気だけを考える。それには850 mb の混合比を考えるべきであるが、それも計算に手間どるので、850 mb の湿数 $(T - T_d)$ で代用する。湿数はⅢ-1節で述べたように、相対湿度と同意義でかならずしも適当ではないが、ただ湿数は高層気況報で通報され、しかも高層天気図にプロットされFAXでも放送されているので、いちばん手とり早い。浅野らは、 $(T - T_d)_{85} \leq 3^\circ\text{C}$ を大雨の可能域の第二の判定条件とする。

第三は層別温度移流である。下層に暖気移流が、上層に寒気移流があれば、大気の成層は不安定化して、対流が起りやすくなる。これを計算するのがいちばんよいが、計算は簡単でない。そこで、浅野らは、層別温度移流のかわりに、単に850 mb から500 mb までの気層の温度移流（これをかりにTAとしよう）を考える。つまり $\frac{\partial(TA)}{\partial Z}$ のかわりにTAそのもので代用するわけである。500 mb での風速（ノット）を V_{50} で、風向を β_{50} （角度）とし、850 mb の風速を V_{85} 、風向を β_{85} （角度）とすると*、TAは次の式で計算される。

$$TA = 0.015 \times 10^{-5} V_{50} V_{85} \sin(\beta_{50} - \beta_{85}) \quad ^\circ\text{C} \cdot \text{sec}^{-1} \quad \dots\dots\dots (4.1)$$

またTAを求めるためのノモグラフも作られている**

浅野らは、 $TA \geq 2 \times 10^{-5} \quad ^\circ\text{C} \cdot \text{sec}^{-1}$ になると活発な対流が起こるとしている。

いままで述べた対流3条件を再度まとめると、

- (1) $SSI \leq 1.5^\circ\text{C}$ 、ただし6月は $SSI \leq 3^\circ\text{C}$ 、5月は $SSI \leq 4^\circ\text{C}$
- (2) $(T - T_d)_{85} \leq 3^\circ\text{C}$
- (3) $TA \geq 2 \times 10^{-5} \quad ^\circ\text{C} \cdot \text{sec}^{-1}$

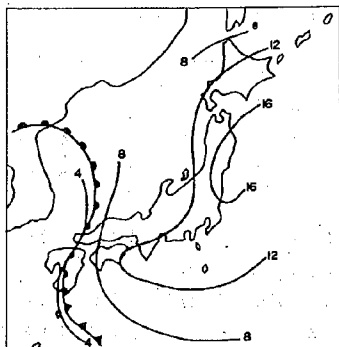
であって、浅野らは昭和48年5月以降の大雨が発生したいくつかの例について検証し、大雨予測に十分使えるとしている。その実際の方法は、大雨が発生すると思われる直前の高層資料から上記のSSI、 $T - T_d$ 、TAを地図上にプロットし、判定基準をあてはめ、多くの場合には上記3条件のすべてを満たすような地域に大雨が降ると予想する。そして、この予想に基づいて大雨警報を出したとすると、その適中率は80%以上であるとしている。

浅野らの検討した事例のうちの1例として、昭和48年5月8日の長崎と四国の大雨の場合を紹介しよう。この大雨は黄海南部から日本海西部に進んだ998 mb の低気圧の暖域に降った雨で、8日早朝長崎を中心に強く降り、長崎では1時間雨量の最大67 mmを記録し、総雨量は208 mmに達した。このときの予想資料として7日21時について、SSI、 $(T - T_d)_{85}$ 、TAの値の分布を図Ⅳ-1, 2, 3に示す。

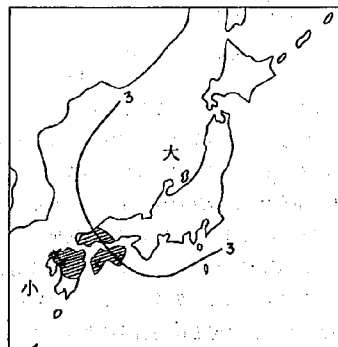
図Ⅳ-1はSSIを示したもので、西日本の安定度はわるく、ことに九州西部でSSIが小さい。図Ⅳ-2は $(T - T_d)_{85}$ が 3°C の線を示したもので、中国西部、四国西部、九州全域に湿った空気が

* 付録1にあるように風向は 5° 単位で通報されている。

** この式の導き方およびTAを求めるノモグラフは付録2に示す。



図Ⅳ-1 昭和48年5月7日21時, 安定度指数 SSI の分布と前線の位置

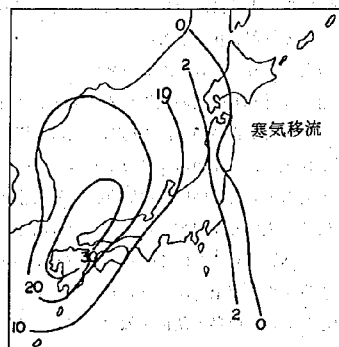


図Ⅳ-2 昭和48年5月7日21時, 湿数 ($T - T_d$)₈₅ が 3°C の線, 陰影は8日に大雨が降った地域, ×印は短時間雨量が特に多かった地点,
大雨最盛期 { 長崎 8日3~7時
高知 8日7~17時

はいっている。図Ⅳ-3は温度移流を示したもので、中国地方西部から北九州にかけて暖気移流が顕著である。これらを総合すると、九州北部に大雨の可能性が考えられる。ただし四国の雨は図Ⅳ-2の註にあるように8日7時以後で、7日21時の高層資料は使えなくなっている。

浅野らによる対流条件の判定は以上のような方法によるもので、直接雨量を予報するものではないから、雨量予報とはいえないが、大雨の可能性のある地域を手早く見つけ出そうとするものである。判定の方法は現場的で手間と時間をかけないことを考慮しているので、完璧を期するというやり方ではないが、それでもある程度大雨可能地域の検出には役立つ。

安定度としては、断熱図によって対流凝結高度 CCL を決定し、CCL から上方の正の面積を算出する。水蒸気の移流を、水蒸気貯留量として計算する。温度移流でなく、層別温度移流を計算する。もしそのようにして対流3条件を決めたならば、浅野らによる判定はもっと改良されるだろうが、まだわが国の大雨について、そのような調査はない。



図Ⅳ-3 昭和48年5月7日21時, 温度移流 ($10^{-5} \cdot ^{\circ}\text{C} \cdot \text{sec}^{-1}$) の分布

2. KY 指数

前節に述べた浅野ら3人のうちのひとりの山崎孝治¹⁵⁾は、対流3条件として大雨の判定に使った TA ($10^{-5} \cdot ^{\circ}\text{C} \cdot \text{sec}^{-1}$ 単位), SSI ($^{\circ}\text{C}$ 単位), ($T - T_d$)₈₅ ($^{\circ}\text{C}$ 単位) をまとめてひとつの指数

で表わすことを考え、自らの名前のイニシャルをとってKY指数と呼んだ。それは

$$KY \text{ 指数} = \frac{TA - SSI}{1 + (T - T_d)_{85}} \dots\dots\dots (4.2)$$

である。ただし、 $TA < SSI$ の場合には、KY 指数の値は0とする。

この指数は大雨の発生の可能性が大きいときに、その値が大きくなるように三つの指数を組合せたものである。ただし式からもわかるように、ただ数値だけを組合せたもので、TAとSSIは次元も異なっており、物理的な意味はまったくない。

実際の大雨の事例について調べた結果で、KY 指数が1以上は大雨の注意が必要であり、2以上は大雨の可能性がかなり高く、5以上だと大雨が確実に起こりそうだ、という。

昭和49年(1974)7月6～8日のいわゆる七夕豪雨の際のKY 指数の分布を、図Ⅳ-4に示す。この大雨は台風8号と梅雨前線による豪雨で、台風と大雨による死者・行方不明が全国で106名にのぼった時のもので、KY 指数の値の大きい地域が、西日本から次第に関東まで移動している。大雨の地域もやはり西日本から静岡を経て、関東に移った。このようにKY 指数は比較的大雨地域をよく表現はしているが、この場合はKY 指数で予報できるとはいい難く、大雨とはほぼ同時現象的にKY 指数が大きくなっているようである。

ただし、いつも同時現象だというわけではなく、予報に十分役立つ場合も多く、昭和49年の21の豪雨について、山崎自身がKY 指数で大雨の可能性を予報したとして、その成績がどのようになるかを調べた。それが表Ⅳ-1である。

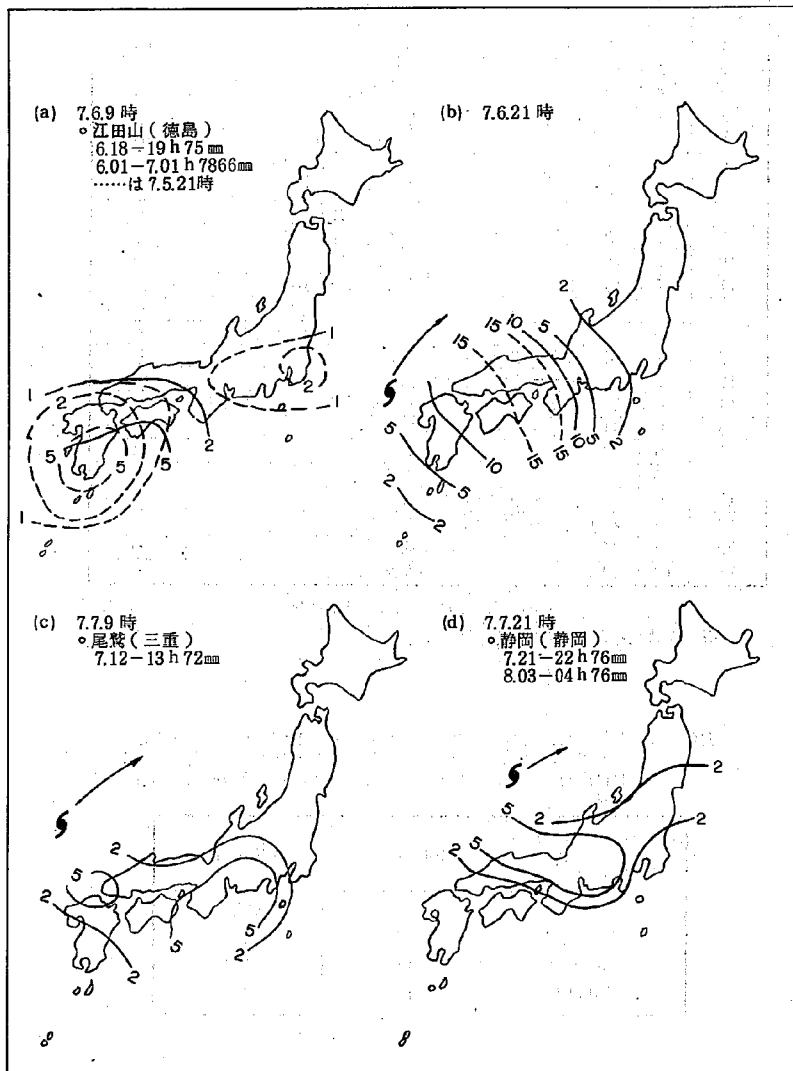
この表によると、KY 指数が2以下で、しかもその地域に豪雨が起ったのは、7月15～18日の九州豪雨、8月23日早朝の岐阜県での雷雨、9月22日夜～23日朝の九州南部の豪雨、以上の3例だけであった。KY 指数が豪雨の起こる前に5以上を示し、したがって豪雨予想に非常に役立つと思われる例が10例で、全体のほぼ半分であった。その他の8例は、KY 指数が2～5で大雨の可能性を示しても確実に大雨とはいいい難い例と、KY 指数が5以上の値を示しても、それが大雨の起こる前ではなく、時期が大雨と同時にあって、予想方法としては不十分であった場合である。

また遠藤光衛ら¹⁶⁾は1970～1973年の4年間で、山形・秋田・青森の3県内のいずれかの地点が日雨量100mm以上を示した43件について、KY 指数がどんな値になるかを調べてみた。ただしKY 指数としては、輪島・秋田・仙合のゾンデ資料から、それぞれの地点のKY 指数を求め、その三者のなかでいちばん大きい値をKY 指数とした。その結果は表Ⅳ-2にみるように、43件中35件(81%)がKY 指数は1.5以上の値になっている。

しかし、KY 指数が大きい値になると、大雨のピークが同時現象では役に立たないので、ゾンデの資料が入手できた時刻から大雨のピークが現われるまでの時間を予報のための有効時間とみて、上記の35件について有効時間を調べたところ、

4 時間未満	1 件
5 ～ 9 時間	22 件
10 ～ 15 時間	7 件

で、43 件の大雨のうち30 件(70%)はKY 指数が大雨の生起の可能性の目安となるので、KY 指数はかなりよい方法であると述べている。



図Ⅳ-4 1974年7月6～8日 七夕豪雨(台風8号と梅雨前線)の際のKY指数分布

表Ⅳ-1 昭和49年の主な豪雨についてのKY指数の成績

豪雨No	月	日 ~ 日	豪 雨 地 域	成 績
1	4	7 ~ 8	九州	◎
2	5	18	福江	△
3	6	4	四国南部	○
4	6	5 (朝)	東海	○
5	6	13	奄美大島	◎
6	6	13 ~ 14	北海道 (浦河・帯広)	△
7	7	6 (夜)	小豆島, 淡路島 (台8号)	○
8	7	7 (夜)	静岡県 (台8号)	◎
9	7	8 (朝)	横須賀 (台8号)	△
10	7	10	富山, 石川県	◎
11	7	15 ~ 18	九州 15 ~ 16	○
			16 (夕方)	× ×
			17 (夜) ~ 18	×
12	7	24 (夜) ~ 25 (朝)	東海	◎
13	7	31 (夜) ~ 8.1 (未明)	山形県	○
14	8	23 (早朝)	三重県 (北伊勢), 岐阜県	×
15	8	31 (夕方) ~ 9.1	関東西部	◎
16	9	7	北陸	◎
17	9	8 ~ 9	大分県	○
18	9	9 (夜) ~ 10 (朝)	青森県	◎
19	9	22 (夜) ~ 23 (朝)	九州南部	×
20	9	24	仙台	◎
21	12	10 (朝)	九州南部	◎

※ 成績記号説明

- ◎ 極めて良好 (K.Y.I. ≥ 5)
- 良 好
- △ タイミング不良
- × 不 適

表Ⅳ-2 KY指数と山形・秋田・青森県の大雨 (1970 ~ 1973) 件数
 KY指数は秋田・仙台・輪島の3地点の値のうちの最大
 Rは上記3県のどこかで大雨が降ったときの、その地点での日
 雨量

K Y 指 数	R mm	
	100 ~ 199	200 以上
0.0	4	なし
0.1 ~ 1.4	3	1
1.5 ~ 4.9	18	3
5.0 以上	10	4

3. 成層の不安定から生ずる上昇流の速さ

Ⅲ-3節で述べたように、条件付不安定の成層の中を飽和空気塊が上昇するとき、飽和断熱線と状

態曲線の間の正の面積Aは、空気塊の運動エネルギーの増加に比例する。

エマグラムには、図の右端の方に図Ⅳ-5に示すように、1 gr の空気塊に1 Joule のエネルギーを与えるとき、どれだけの面積になるか示してある。この面積はエマグラム（予報天気図用紙第801号）上で1330 mm²である*。そこで、もしゾンデ観測結果をこのエマグラム上で解析して、対流凝結高度CCLから上の正の面積を、透明方眼紙を使って測り、なんmm²あるかを数えれば1gr の空気塊がCCLから対流のため上昇するときのエネルギーが得られる。かりに正の面積がx mm²あったとすると、空気塊の

うるエネルギーは $\frac{x}{1330} \text{ Joule} \cdot \text{gr}^{-1}$ あるいは $\frac{10^3 x}{1330} \text{ Joule} \cdot \text{kg}^{-1}$ である。

これだけのエネルギーを得た時の上昇速度はどれほどになるだろうか。

かりに空気塊がCCLにあったときの上昇速度をゼロとし、正の面積を通り抜けたときの上昇速度をwとすれば、運動エネルギーの増加分は $\frac{1}{2} w^2$ である。したがって

$$\frac{1}{2} w^2 = \frac{10^3 x}{1330} \quad (\text{MKS単位}) \quad \dots\dots\dots (4.3)$$

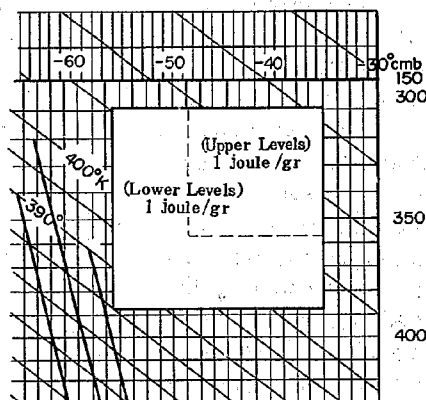
これから

$$w = \sqrt{\frac{2 \times 10^3 x}{1330}} = 1.23 \sqrt{x} \quad (\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}) \quad \dots\dots\dots (4.4)$$

高層解析をすると、x=400くらいのことが時折ある。そのような場合の1例を図Ⅳ-6に示す。x=400として計算するとw=25 m・sec⁻¹となるが、積乱雲内の上昇流は25 m・sec⁻¹をこえることがあることが観測されている。

このようにエネルギー計算から納得のいく数字が得られるが、このような上昇流は、たとえば図Ⅲ-12の模式図に示したひとつの積乱雲での上昇流である。

あとで述べるように地上で観測される雨量は積乱雲の集団による降雨の総合効果である。したがって上昇流の速さから雨量予報に結びつけるには、気塊の個々の上昇を考えるパーセル法でなく、総合的效果を考えるスライス法で考える必要がある。スライス法もⅢ-3節で述べたJ. ピアークネスの考え方は安定度判定に役立つことを主眼としている。スライス法で上昇流の速さがどのようになるかの問題は難かしく、まだ確立した理論はない。



図Ⅳ-5 エマグラムでエネルギーを示す面積

* このことを断熱図の scale factor が $\frac{1}{13.3} \text{ Joule} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ であるという。

桜庭信一(1952)¹⁷⁾は理想化したモデルを考え、スライス法によって放出されるエネルギーを計算した。それを紹介しよう。

図Ⅳ-7のように、厚さ h の鉛直気柱を考え、下方の飽和した2-気塊と、上方の不飽和の1-気塊から成っているとす。2-気塊の減率は飽和断熱減率 γ_s よりも大きく、したがって相当温位(あるいは湿球温位)は上にいくほど小さく、2-気塊が全体として上昇すると対流不安定が起るとする。

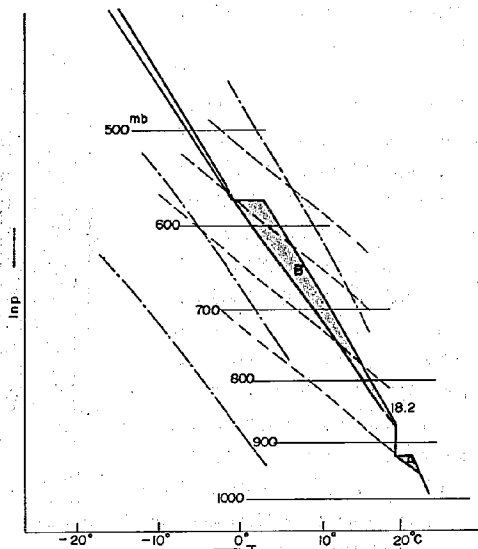
さて、対流が起り、2-気塊は上昇して気柱の上部を占めて図の2'の状況になり、その代りに前に2-気塊のあった空間へ、1-気塊が下降してきて、図の1'の状況になるとする。このように気層のてん倒が1と2の間で起こるだけでなく、2-気塊も上昇して対流不安定になるので、2-気塊内でも上下がてん倒するでしょう。

そのような気層のてん倒が行われた場合に放出されるエネルギーが、すべて上昇流の速さになるとして、上昇流を求めたのが表Ⅳ-3および表Ⅳ-4である。

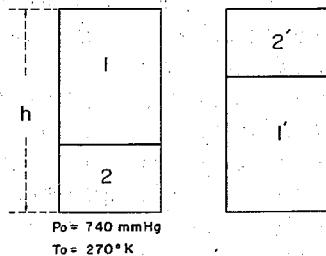
表中 M_1, M_2 はそれぞれ1-気塊と2-気塊の質量である。表Ⅳ-3の場合は $h = 3000\text{ m}$ とし、飽和断熱減率 γ_s は $\gamma_s = \frac{1}{2}\gamma_d$ と仮定している。左端の欄の減率とあるのは、不飽和の1-気塊のてん倒前の減率を意味する。

表Ⅳ-4の場合は $h = 6000\text{ m}$ 、 $\gamma_s = \frac{2}{3}\gamma_s$ と仮定した場合である。この結果をみると、不飽和の1-気塊の減率が大きいほど放出されるエネルギー

は大きく、 M_2 が大つまり対流不安定層2-気塊が厚いほどエネルギーが多く、もっともな結果といえる。ただし、このようにして得た上昇流の値はパーセル法から得た値より一般に小さいのも当然であ



図Ⅳ-6 1975年7月4日09時、ハ丈島ゾンデ観測のエマグラム。
実線は状態曲線と露点温度線。570 mb 以下の下層では両者は一致し、飽和している。気層は条件付不安定で対流不安定。正の面積のとり方に問題はあるが、仮りに図のA部とB部の面積を合計すると330 mm。
図の scale factorは $\frac{1}{13.3} \text{ Joule} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。



図Ⅳ-7 対流不安定エネルギー計算のためのモデル

表Ⅳ-3 $h = 3000 \text{ m}$, $\gamma_s = \frac{1}{2} \gamma_d$
とした時の対流不安定エ
ネルギー

減 率	$\frac{M_2}{M_1} = 1$ の場合	$\frac{M_2}{M_1} = \frac{1}{3}$ の場合
γ_d	$8.3 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$	$2.6 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$
$\frac{5}{6} \gamma_d$	6.8 "	2.2 "
$\frac{3}{4} \gamma_d$	5.7 "	1.9 "
$\frac{2}{3} \gamma_d$	—	2.2 "

表Ⅳ-4 $h = 6000 \text{ m}$, $\gamma_s = \frac{2}{3} \gamma_d$ とした時の対流不
安定エネルギー

減 率	$\frac{M_2}{M_1} = 1$ の場合	$\frac{M_2}{M_1} = \frac{1}{3}$ の場合	$\frac{M_2}{M_1} = \frac{1}{4}$ の場合
γ_d	$13.6 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$	$5.1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$	$3.8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$
$\frac{5}{6} \gamma_d$	> 9.1 "	3.4 "	2.4 "
$\frac{3}{4} \gamma_d$	負	負	1.8 "

ろうが、不飽和層の減率 γ_s より大きいときでも場合によるとエネルギー値が負となり、気層は上向きの対流運動に対して安定という思い掛けないことも起こる。

しかしこの表で注目すべきことは、対流が起こらないこともあるが、いったん起これば数 $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の上昇流になるのであって、数 $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ という値はないということである。つまり、スライス法で計算してみても、対流の上昇流は非常に強いということである。

あとからまた詳しく述べるが、力学的雨量予報法では雨量を凝結率と鉛直 P 速度 ω から計算するのが普通である。上昇速度 w ($\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$) から ω ($\text{mb} \cdot \text{hr}^{-1}$) を求めるには、地上付近では

$$\omega = -4.59 w \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

また 1000 ~ 500 mb の層については

$$\omega = -3.53 w \quad \dots\dots\dots (4.6)$$

から換算できる*。

桜庭のスライス法でいちばん小さい上昇流として、かりに $1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ を見積っても $\omega = 353 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ という非常に大きな値となり、大気中の水蒸気量にもよるが、数百 $\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の雨量になってしまう。

もちろん桜庭の理論計算は理想化されたモデルで行われているので、実際の大气中では完全な空気のでん倒是起こりえず、したがって放出される対流不安定エネルギーはずっと小さいにちがいない。しかし、そのエネルギー量を、したがって上昇流の値を推定できるような理論はまだできていないので、直接対流による上昇流の速さを求め、それに凝結率を乗じて雨量予報をすることはできない。ただし、断熱図で正の面積を計算し、それに適当な係数を乗じて上昇流を求め、それを使って短時間雨量予報をすることは可能であろう。ただし、係数は実際に観測された雨量に合うように経験的に決めるしかないであろう。

この方向で実際に対流性の雨量予報を実施しているのは、野口和則^{18), 19)}で、野口はパーセル法で計算されるエネルギーの 1/100、上昇流の速度にして 1/10 が、スライス法の考え方から妥当であるとして大胆な仮定をして、上昇流の速度に凝結率を乗じて雨量予報をしている。ただし、野口の計算

* この換算式は付録 3 で述べる。

には若干思い違いがあるようである*。

*野口は上昇速度 w はエマグラム上の正の面積 E から $w = \sqrt{E}$ で求められ、したがって x mm の面積は、エマグラムの scale factor が $\frac{1}{13.3} \text{ Joule} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ であるから

$$w = \frac{\sqrt{10^3}}{1330} x = 0.024 x \text{ (m} \cdot \text{sec}^{-1} \text{)}$$

であるとし、1 mm の面積は $w = 0.024 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ に相当するとする。そしてスライス法を適用するとし、その 1/10 の上昇流を有効と見積り、 $w = 0.0024 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ 、これを $\omega \text{ (mb} \cdot \text{hr}^{-1}) = -3.6 w \text{ (cm} \cdot \text{sec}^{-1})$ の式で鉛直 p 速度に直すと、1 mm の面積が

$$\omega = 0.86 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1} \approx 1 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$$

に相当するとし、これを根拠にして時間雨量 $\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ と予想している。

しかしこれは思い違いで、 $w = \sqrt{E}$ ならば

$$w = \sqrt{\frac{10^3 x}{1330}} = 0.87 \sqrt{x} \text{ (m/sec)}$$

したがって、1 mm の面積は $0.87 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ 。その 1/10 を有効上昇流とすれば、 $0.087 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ で、1 mm の面積は $31 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ でなければならない。

V. 上昇流と現象のスケール

1. 収束と発散

I-6節で約束したとおり収束と発散について述べる。上昇気流が生ずる大きな原因のひとつが収束であって、低気圧に吹きこむ風のように、ある中心に向って空気が集まることを収束という。V-1図の左上の場合である。ただし、ある幅をもった帯状部に空気が流れこむのも収束で、図の上段の中央の場合である。また、差引きとして流れこむ量の方が多い図の右上の場合も収束である。

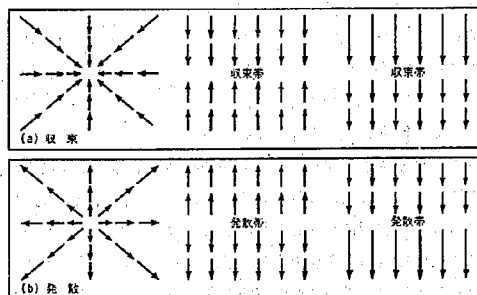
空気の収束が地面の近くで起きたときは、集まった空気はいき場がないので、V-2図の左のように上昇せざるをえない。こうして収束のために上昇気流が起こる。

収束の反対が発散で、空間のある部分から差引き流れ出る空気量が多い場合をいい、V-1図の下段に示す。発散が大気下層で起こると、図V-2の右のように、空気の下降運動が起こり、断熱収縮のため空気は昇温し、雲があっても水滴は蒸発するので雲は消散する。

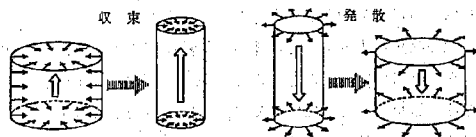
低気圧の領域は収束域で雲や雨が多く、高気圧の領域では発散のため晴れる。天気図で高気圧・低気圧の移動を考えるのは、おもに収束域と発散域を予想するためである。

収束や発散の量は、断面積 A 、高さ h の気柱 (図V-3) を考えたとき、 $D = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt}$ で表わす。つまり気柱の断面積が単位時間に広がる (あるいは縮まる) 割合で、 $D > 0$ ならば面積が広がる方で発散であり、 $D < 0$ ならば収束である。 D の値は低気圧の場合負で、 $1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1} \sim 4 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ で比較的小さな値であるが、これはたいへん興味深い。 $1 \times 10^{-5} \sim 4 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ では実感がわかないが、計算すれば容易にわかるように、収束でもとの面積の半分に縮まる時間、発散で面積が倍になる時間が6時間から1日の間ということを意味する (図V-4)。

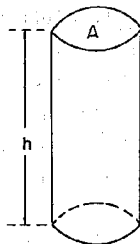
ただし、たつまきや発達中の台風などでは D は 10^{-4} sec^{-1} あるいはそれ以上になる。つまり断面積の収束が半分になるのに2時間にもかからない。



図V-1 水平方向の大気の収束 (上図) と発散 (下図)



図V-2 収束による上昇気流と、発散による下降気流 (地表付近)



図V-3 気柱

Dの値を各地のレーウィンによる風の観測値から計算して求めることができる。その方法でいちばん簡単なのは、固定した3点を結ぶ三角形の面に、差引き流れ込む（あるいは流れ出る）空気量Dを計算する方法で、ベラミ（Beramy）の方法と呼ばれ、広く用いられているが、正確なDの値を得ることはむずかしい。しかしDの概略値が得られるので役立つ*。

収束Dが得られると上昇気流の

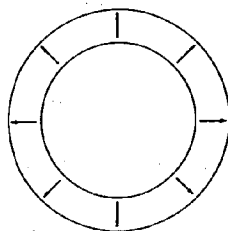
速さが計算できる。図V-5で気層の底面上昇速度wならば、wの増加Δwは容易に計算できる。したがって、大気各層におけるDと、地面における空気の上昇速度がわかれば、各層における上昇気流の速度が求まる。後述するように、数値予報を利用したRR雨量予報はこの方法から雨量計算をするが、それ以外ではDを各層で求めることは困難である。しかし重要なことは、収束があるかぎり、もし下面で上昇運動していると、上面ではさらに上昇速度が大きくなることである。

以上の収束と上昇気流の考え方で抵抗を感じるのは、圧縮すればタイヤに詰めることもできる空気を、あたかも水のように非圧縮性流体のように考えていることである。しかし現在の気象学では、現象の規模が大きく、たとえば低気圧や高気圧の規模になると、空気の運動は非圧縮性の流体と考えてよく、ただ現象の規模が非常に小さいと圧縮性を考慮しなければならぬ。その極端は音波で、空気の疎密つまり圧縮性が原因で起こる。

さて、雨の原因は空気の上昇運動によるが、空気が大規模に強制上昇をうけるのは、(1)前線による、(2)低気圧による、(3)地形の影響によるの三つがおもである。前線（温暖前線、寒冷前線、閉そく前線、停滞前線）による空気の上昇運動については、既知のことと思われるので、(2)と(3)について述べよう。まず、(2)の低気圧による空気の上昇は、その原因はもっぱら上に述べた収束によるのであって、それを理解するために、低気圧（もちろん熱帯外低気圧）の構造をFleagle（1948）の研究にしたがって図V-6に示す。よく知られているとおり、発達中の低気圧の気圧の谷は上空ほど西に傾いている。ただし、この図で注目すべきは収束と発散で、低気圧域の上空では対流圏のはゞ下半分では収束で、対流圏のなかばから上は発散になっている。しかも発散域は圏界面をこえて成層圏にひろがっている。高気圧域の上空では事情はちょうど反対で、対流圏の下半部は発散で、その上は成層圏まで収束域になっている。

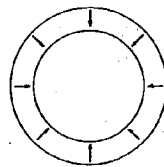
ある気層が収束をうけると、頂部では底部よりもさらに上昇速度は増すのであるから、低気圧上空の収束と発散の境目（これを非発散高度と呼び、約5～6kmの高さにある）では上昇速度は最大にな

* 求め方は付録4参照。



発散, $D > 0$

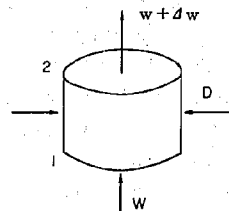
高気圧で面積が2倍に広がるのに6時間～1日



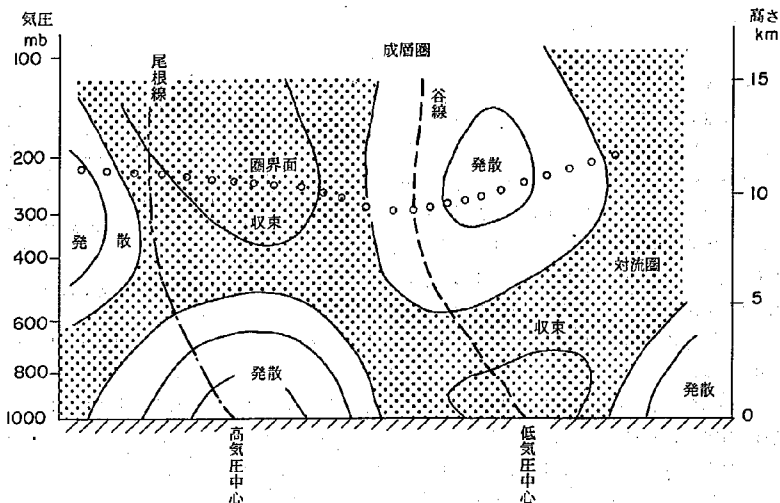
収束, $D < 0$

低気圧で面積が半分に縮むのに6時間～1日

図V-4 発散と収束



図V-5 収束と上昇流



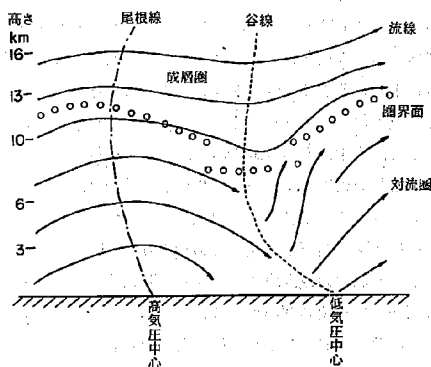
図V-6 谷線・尾根線と収束（陰影部）・発散の関係（東西断面）
鉛直距離は水平のスケールの200倍で描いてある。

る。図V-6に基いて気流の流れを描いた模式図が図V-7である。図から、谷線から下流のつぎの尾根線にいたる間では、全対流圏から下部成層圏にわたって広汎な上昇気流の領域があることがわかり、低気圧によって雨が降る理由も納得される。

しかし低気圧のように水平の範囲が広い、つまり大規模なうずの場合には、上昇気流の強さは決して大きいものではなく、普通 $1 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ か $2 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ をこえることはない。非常に強い低気圧（もちろん熱帯外の）でも上昇気流の速度は $50 \text{ cm} \cdot \text{sec}$ がせいぜいである。と

ころが、雷雨やたつ巻のようなメソスケールの現象では、上昇速度は $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ をこえることはひん繁に起こり、時には $30 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ あるいはそれ以上にも達することさえあるが、それについては後に述べる。

いずれにせよ、雨量予報のためには、前線や低気圧による上昇速度を予想することが、先決問題と考えられるが、現在では数値予報によって24時間後の上昇速度が計算され、鉛直 p 速度 ω 、で示さ

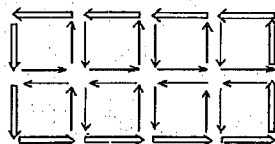


図V-7 西風の流線を示す図。図V-6に基いて作ったもの。

れ、 ω の予想分布図がFAXで放送されている*。

2. うず度

地上天気図で低気圧の強さを示すには、中心示度なんmbで表わす。しかしこのような表現法はもちろん高層天気図では通用しない。低気圧の強さを表わすいちばんよい方法は、低気圧はうずであるから、うずの強さで示すことである。図V-8で見るように、うず（二重矢）の内部で互に相殺する流れを考えれば、うずが強いということは、うずの内部で空気の各部分が速い速度で回転しているということである。したがって低気圧の強さは、低気圧域内の各部分での空気の回転量で表わすことができる。

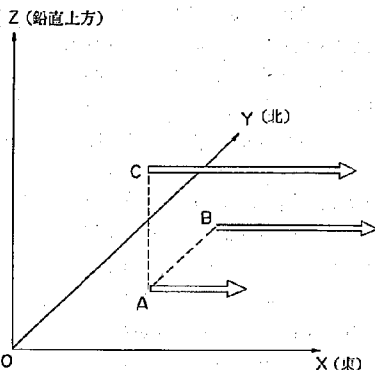


図V-8 うず度と循環

空気の回転量は、単位時間当りの回転の角度の2倍で表わすのが普通でこれをうず度 ζ （ツェータ、英語読みではジータ）といい、反時計回りの場合を正とする。したがって北半球で低気圧性の回転のうず度は正、高気圧性の回転は負である。天気図に示される ζ の値は、地球上に固定した座標系からみたうず度であるから ζ を相対うず度という。

ζ はどのような式で表わされるか考えよう。天気図で表わすときには、座標系としては、局地座標系を採用しているのであって、自分のいる地表上の位置を原点に東の方にx軸を、北の方にy軸を、鉛直上方にz軸あるいはp軸をとる。図V-9のような座標系で、図には西風のベクトルが三つ描いてあるが、A点とB点では西風の強さが違う。このようなとき風の水平シャーがあるという。またA点と上空のC点でも強さが違い、このようなとき風の鉛直シャーがあるという。

さて、水平面内の運動を考え、局地座標系で、空気の速度つまり風速の東向き成分をu、北向き成分をvとする。空気素分として図V-10に示す四角形を考え、その辺を dx 、 dy とし、これが角速度 Ω で回転するとしよう。したがって単位時間ののちには図に示すように角度 Ω （ラジアン）だけ回転している。回転するということは、A点の北向き成分vよりもB点の北向き成分が大きくなり $v + dy \cdot \Omega$ ということである。この風のシャーによって生ずる回転を棒の回転で示すと、単位時間ののちには図(b)のようになる。図から明らかなよう



図V-9 局地座標系と風のシャー

* FAXでは ω は $2 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ ごとの等値線をひいて示してある。それが $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ でどれほどの上昇流になるかは付録3で換算できる。

に, $\tan \Omega = \frac{dv}{dx}$ である。極限をとると, $\Omega = \frac{\partial v}{\partial x}$ となる。ただし, 偏微分の形にしたのは, 風の北向き成分 v は, 東西方向にも値が変化し x の関数でもあり, また南北方向でも値が変化するので y の関数でもあるが, いまは v の東西方向の変化だけに着目する意味である。同じように図(c)から東向き成分 u のシャーによつては, $\Omega = -\frac{\partial u}{\partial y}$ がえられる。この両者を合せたものがうず度で,

$$\zeta = 2\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (5.1)$$

となる。

(5.1) 式の微分を差分にし $\zeta = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$ の形にしてみても, 天気図で ζ を計算することは容易ではないが, 地衡風の式を使うと, ζ を計算しやすい形に直せる。高層の風はほぼ地衡風に近いので, 地衡風の等圧面上の式

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y}, \quad v = \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (5.2)$$

を使って ζ を書きかえる。ただし, g は重力加速度 ($9.8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-2}$), f はコリオリパラメータで $f = 2\omega \sin \varphi$ (ω は地球自転角速度で 7.3×10^{-5} ラジアン $\cdot \text{sec}^{-1}$, φ は緯度), Z は等圧面の高度である。(5.1) と (5.2) から

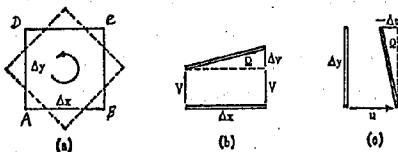
$$\zeta = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} \right) \quad (5.3)$$

(5.3) 式を, 図V-11のような格子間隔 d の格子点の高度 Z_0, Z_1, Z_2, Z_3, Z_4 を使って0点のうず度 ζ_0 を差分で表わすと,

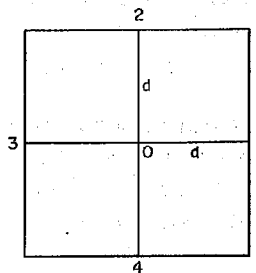
$$\zeta_0 = \frac{g}{f} \cdot \frac{1}{d^2} (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4 - 4Z_0) \quad (5.4)$$

で容易に計算でき, また図式方法によつても求められる。(5.4) 式からみて, 0点の高度 Z_0 があまりよりも低く低気圧ならば ζ_0 は正のうず度となり, 北半球で反時計回りのうずが巻くことがわかる。

うず度の大きさは, 高層天気図にみる偏西風の長波では 10^{-5} sec^{-1} のオーダーで, FAXでは $2 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ほどの等値線で示してある。高層天気図 (500 mb) では, 寒気がひとつのまとまりになって寒冷低気圧として西の方から移動してくることがよく見られる。このようなとき, 寒気の移動と正のうず度域の移動とはほぼ対応するが, うず度の方が保存性が強いので, 追跡するのに有利である。そのようなとき, 正のうず度域は, 平均流に流されて移動していくことがわかる。



図V-10 うず度の説明



図V-11 格子点

500 mb 面でのうず度の分布は天気予報にしたがって雨の予報に重要である。詳しくは天気予報の本を読むほかないが、二三重要な事柄だけを書き並べておく。

(1) 下層の収束は、上層 500 mb のうず度移流と下層の温度移流で決まる。

(2) 500 mb で谷線の下流にあって、正のうず度移流の大きい地域では、下層では収束のため上昇流となる。

(3) 下層(たとえば 700~850 mb)の層厚予想図からみて暖気移流が大きい地域では、下層は収束のため上昇流となる。

(4) 初期値の正のうず度の域と、FAXによる24時間予想による正のうず度域とを、500 mb 天気図で重ねてみて、うず度の発生をチェックし、低気圧の発生を予想する。

(5) 500 mb の正のうず度の中心と地上低気圧の中心を、重ねた天気図上で調べる。うず管が上流に傾けば低気圧は発達、下流に傾けば衰弱、真直ならば発達は停止する。

(6) うず度の 0 の線は強風軸を示し、下層の前線帯に対応する。

(7) 寒気核の追跡に使い、谷の盛衰の目安とする。

などである。

3. 力学的雨量予報の歴史

ラジオゾンデによって大気の大気・気圧・水蒸気量はわかる。したがって上昇流の速度をなんらかの方法で予想し、それから、凝結する水蒸気量を求め、それが雨量として地上に落下するとして雨量予報をする。これは雨量予報の正攻法ともいえる方法で、力学的雨量予報と呼ぼう。そして、以下力学的雨量予報の歴史を簡単にたどってみよう。

今から 40 年前 1935 年にアメリカの Fuls²⁰⁾ は上昇流の速度が与えられれば、1 時間雨量を読取ることのできるノモグラフを作った。それを図 V-12 に示す。^{*}この図は厚さ 100 m、上昇速度 $1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の飽和気層からの雨量強度を $\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ で求めるもので、図の右上方へ傾いているのが等雨量強度線。図の左上方へ傾いている線は飽和断熱線。もし上昇速度がたとえば $3 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ ならば図から得た値を 3 倍すればよいし、厚さ 1 km の気層からの雨量強度を求めたいなら、図から得た値を 10 倍すればよい。

Fuls とほとんど同じ時期に、高橋喜彦も少し違った角度からだが、Fuls と内容はまったく同じ理論式を導き、表を作っている。

さて、ここまでは 40 年前からできていたものの、問題は上昇速度 w をどうして求めるかにあった。

上昇気流計算法としていろいろな方法が提唱されたが、大別すると、(1)連続方程式を用いる方法、(2)断熱変化による方法、(3)うず度方程式を用いる方法、の三つに大別される。

(1)の連続方程式を使う方法は、Panofsky²²⁾ が kinematic method と呼んだものであるが、結局は収束量を計算しなければならない。収束量の計算には、(a)風の北分、東分による方法、(b)風の流線による方法、(c) Bellamy の方法、(d)前者を改良した Graham の方法などある。実際にレーウィ

^{*}この図を作るための理論式は付録 5 に述べてある。

ンによる風の実測値を使い、Bellamy の方法で収束量を求め、それとFulksによるグラフから雨量を計算し、それらを実測雨量と比較したのは、Thompson and Collins (1953) であって²³⁾、もちろんケーススタディであって実際の予報を行なったわけではない。しかし、初めて上昇気流の速さから雨量計算をした点では、力学的雨量予報の元祖といってよからう。

(2)の断熱変化を仮定して上昇速度を計算する方法はParronofsky のいう adiabatic method で、この系統の研究に有住直介や増田善信の方法もあるが、雨量計算までには利用されなかった。

(3)の地衡風うず度から上昇流の速さを求める方法は、た

いへん手数をくうため、Collins と Kuhn (1954) は、雨の降る降らないの決定に使うことは試みたが、雨量計算までには至らなかった。

上述した上昇流計算法はいずれも労力が多く、しかも誤差や主観的要素が多く、雨量計算までできたとしても実用には遠いものであった。ところが当時1950年代は、微分を差分にして方程式を書直し、格子点で数値計算を行なういわゆる数値予報の方法がようやく軌道に乗り出した頃であった。

駒林・都田・相原・真鍋・加藤ら東京大学のメンバー(1955)は3層モデルによって、水蒸気の輸送を予想し、温度変化を考えて、飽和をこえた過剰の水蒸気は雨になるとして、数値予報による雨の量的予報の可能性を調べた。²⁴⁾ 北アメリカ大陸を選び、計算は図式方法によった。計算値と観測値は地域的にも雨量でもかなりよく合ったので、将来雨量予報を数値予報でやれる可能性があるという研究をした。

この研究とはほとんど同時に、アメリカではSmagorinsky and Collins (1955) が電算機を使って計算雨量と実測雨量の比較を行った。²⁵⁾ これが電算機使用による雨量数値予報の元祖ともいえるであろう。彼等も3層モデルを使って計算したが、そのケーススタディでは、雨の降り始め降り終りは満足のできる程度の予報ができ、雨量もアメリカ北部ではまずまずの成績であるが、ただアメリカ南部の気温の高いところでは計算雨量は実測雨量よりずっと少かった。

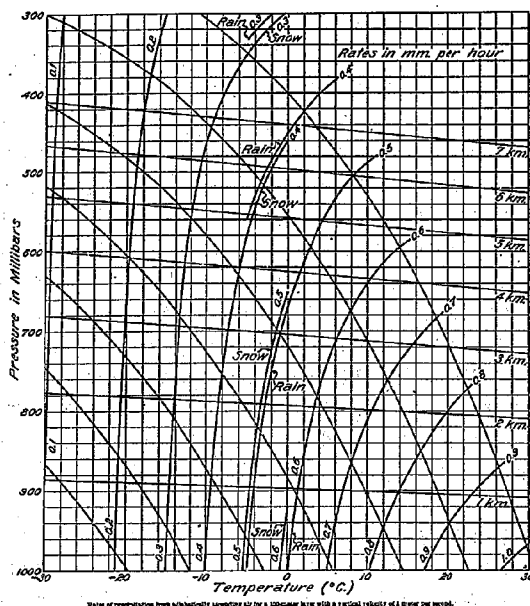


図 V-12 厚さ 100 m, 上昇速度 $1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の気層が断熱上昇するときの 1 時間雨量

その後10年間に、力学的雨量予報に関して研究が進み、数多くの論文が発表された。そして、数値予報によらず現場で天気図で図式に上昇流の速度を求める技法も進んだ。それは層厚移流とうず度移流の図を組合せて ω を求める方法であるが、それに可降水量を図式に決める法などを合せて、Harley (1965) は天気図が与えられた時、その初期値から6時間雨量を予想する方法を発表した。²⁶⁾ その成績をみると、実測雨量が計算雨量よりやや上まわるが、非常によい結果を得ている。ただし、それは低気圧や前線など総観スケールのじょう乱による降雨であって、不安定性にもとづく対流性の雨が降ると、実測雨量は計算雨量よりはるかに多い値を示した。

数値予報も三層モデルから多層モデルに進み、潜熱の放出の効果も組み入れて雨量計算をされるようになった。その結果によると、数値予報で気圧系の予想がうまくいったときは予想雨量と実際の雨量は36時間雨量でもその大きさは合う。しかし、たとえば寒冷前線に沿った激しい対流性の降雨は予想できない。このことはたとえば Danard (1966) の論文を読むとわかる。²⁷⁾

現在わが国では数値予報による雨量予報をRR予報と称し、毎日ルーチンに24時間予想雨量を放送している。これについては後から詳しく述べるが、現在のRR予報でも対流性の雨の予報はできない。

なぜ不安定性に基因する対流を予報できないのであろうか。それを理解するためには、気象現象の規模について知る必要がある。

4. 現象の規模

風や雨などの天気現象は、大なり小なり大気中の波とうずが原因になって起こる。波やうず、つまりじょう乱には、いろいろな大きさのものがある。代表的なうずは高気圧・低気圧である。これらは、天気図上で最も手ごろな大きさに表現でき、またそのふるまいもよくわかる。

天気図で高低気圧の動静を調べることは、たとえば映画のフィルムの一コマひとコマを並べてみるようなもので、一枚の図に同時に起こった現象をひとめでわかるように描きこまれている。そのため、天気図による研究法を総観法といい、天気図のことを総観図ともいう。この呼称法にしたがって、高気圧や低気圧は総観規模の現象であるという。この規模のじょう乱は、低気圧のようなうずの場合はその直径が、1000 kmのオーダーである。

ところが、雷雨群や集中豪雨はその規模がひとけた小さく、100 kmから200 kmくらいで、普通の天気図上では現れてこない。このような規模を中規模(メソスケール)と呼んでいる。

それよりもまたひとけた小さいのが積雲規模である。空気のあわが周囲よりも軽いために上昇し、凝結高度に達して生ずるのが積雲で、小さいものは直径500 mくらいから、大きいものは数kmある。これが積雲規模で、われわれは日常空を仰ぐと積雲を見ることができ、この意味で、積雲規模とは、人間が空を見てその大きさを確認できる程度の大きさと思えばよい。

以上の関係を、多少はばな数字は思い切りよくラウンドナンバーにして示すと、表V-1のようになる。表にみるとおり、現象の規模が大きいくほど、水平のスケールが鉛直のスケールに比して非常に大きくなる。もともと大気の厚さは地球の大きさに比べて非常にうすく、地球を半径10cmのフットボールにたとえると、大気的全質量の4/5は0.5 mmのごく薄い層の中にはいつている。したがって、大気の運動を全体として眺めれば、たらいの底にうすく水を張って、その運動をみているようなもので、水平方向の運動が卓越し、鉛直方向の運動は大いに制限をうけるのは当然である。このような見

表 V-1 現象のスケールと特性

スケールの名称	水平方向の スケール km	鉛直方向の スケール km	うず度	対応する気象現象
			水平発散	
総観規模	10,000	10	~1	超長波
	1,000	10	>1	移動性低気圧
中規模	100	10	~1	集中豪雨, 前線, 不安定線
	10	10	~1	積乱雲 台風レインバンド, 雷雨群
積雲規模	1	1	~1	積雲

方をしているのが、総観規模の現象のとらえ方である。

しかし、もしもたらいの底を暖めてやると、中の水にはあわが立ってくる。そのあわの運動を眺めているのが、中規模や積雲規模の現象の見方である。人間は全地球上にひろがって住んでいるが、ひとりひとりの個人に直接関係している範囲はせいぜい数十kmくらいのものにすぎない。したがって人間生活に直接つながりをもつ雨は、たらい全体の水の動きではなく、たらいの中にあわ、つまり中規模や積雲規模のものである。総観スケールで降る雨は、直接頭上に落ちる雨を意味するものではなく、中規模以下の現象で降る雨が、雨の実体なのである。

さて、一般にうず度は収束に関係し、収束があるとうず度は増す。収束量は低気圧では V-1 節に述べたように 10^{-5}sec^{-1} のオーダーであるが、低気圧の中心部ではうず度はそれよりひとけた大きく 10^{-4}sec^{-1} のオーダーである。そのため総観規模ではうず度は収束発散の影響を受けることが少なく保存性が高い。うず度の保存性を利用して寒冷低気圧を追跡することも V-2 節に述べた。

ところが、中規模じょう乱では、収束の大きさは低気圧よりひとけた大で、 10^{-4}sec^{-1} のオーダーである。したがってうずは容易に発生し、また容易に消滅する。このことから、総観規模と中規模では、じょう乱が発生してから消滅するまでの時間、すなわち現象の寿命も当然違うはずである。

図 V-13 には現象のスケールを横軸に、その寿命を縦軸に、両者とも対数目盛でプロットしてあるが、だいたい直線上に並ぶ。規模の小さい現象は寿命も短かいことは、雨量予報の場合非常に重要である。たとえば日雨量を考えるとときには、天気図上で総観スケールの低気圧・台風・前線などを対象にして、その運動と

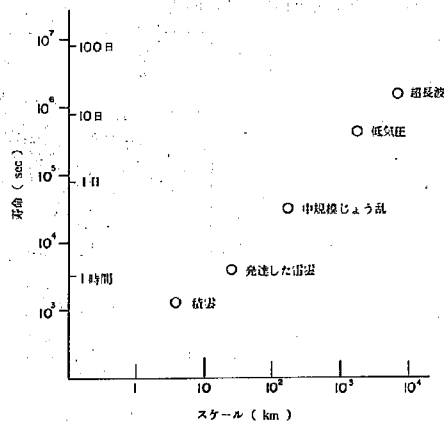
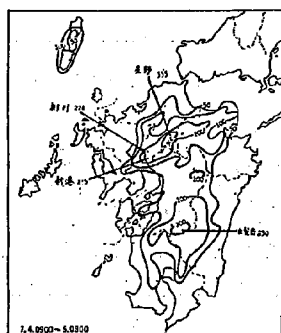
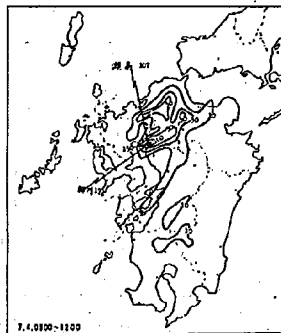


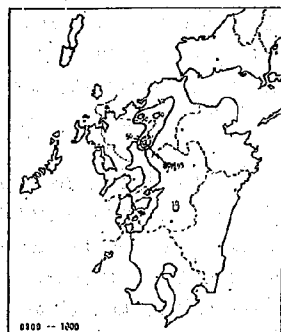
図 V-13 気象現象のスケールと寿命



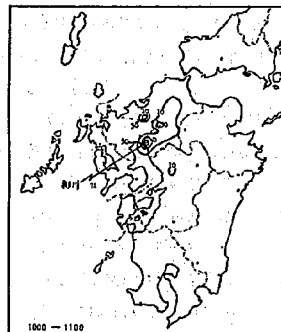
(a) 4日9時～5日9時の日雨量



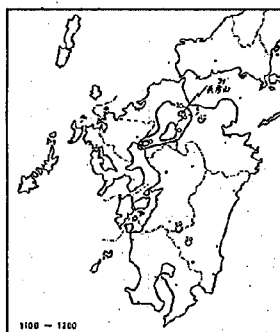
(b) 4日9時～12時の3時間雨量



(c) 4日9時～10時の1時間雨量



(d) 4日10時～11時の1時間雨量



(e) 4日11時～12時の1時間雨量

図V-14 昭和47年7月4日の柳川豪雨の雨量

発達を追跡することが妥当であるが、1時間雨量あるいは数時間雨量の場合は決して十分ではない。烈しい雨を降らず集中豪雨や雷雨群のような中規模スケールの現象は、天気図上に現われただけではなく、総観スケール現象をたとえば12時間間隔で追っているあいだに、それは発生し、そしてまた消滅してしまうからである。

このことを実際の雨量分布からみるとしよう。図V-14は昭和47年7月豪雨いわゆる47・7豪雨のうちその前期に現われた柳川豪雨当時の雨量分布である。²⁸⁾ 図(a)は4日9時から5日9時までの日雨量分布である。この図では等雨量線の最少値は50mmととめてあるが、九州全土に雨が降っている。また、同じ時間に四国にも雨が降り、特に高知県は豪雨で、高知県天坪(繁藤)では5日未明6時に降雨のピークがあり、そのため大規模な山崩れが発生し61名が死亡した。どのような広い範囲の雨は、もちろん総観規模の収束・発散に支配されているのであって、天気図解析による予報あるいは数値予報によって判断する外ない。

(a)図に示された24時間雨量のうち、特に4日9時~12時までの3時間雨量分布を示したのが(b)図である。この図では、九州南部にあった日雨量200mmをこえる雨域は現われず、九州北部の雨域だけがみられ、雨域のスケールは約100kmに縮小している。あとからもまた述べるように、大雨時の日雨量分布図はこの例のように、スケールがせいぜい100kmで寿命数時間の中規模降雨群による総合的結果として生ずるのであって、日雨量に示された雨域の全域に降雨が同時に起きているのではないことは、いうまでもない。

図(c)、(d)、(e)は図(b)の3時間雨量をさらに細分し、各1時間の雨量分布を示したものである。これらの図をみると、雨域はさらに縮小し、スケールは約10kmで表V-1からみて、積乱雲のなん個かの集合体であるとみられる。つまり、中規模降雨群と称したものは、さらにその構造は積乱雲集合体のなん個かから構成されていると考えられる。

また、表V-1をみると、この積乱雲集合体も、個々の積乱雲はスケール1kmであるから、また、なん個かの積乱雲が構成メンバーであると考えられる。

では、中規模じょう乱ははたしてそのような構造になっているのか、次節でみることにしよう。

5. 中規模じょう乱

図V-15は昭和42年7月豪雨の際の、相つぐ1時間雨量分布図であるが、この場合には1時間雨量にも中規模降雨域がいくつか現れており、それらは直径100kmより小さいが、100~200kmの間隔で配列しているように見える。この雨量分布図から、思い切った模図を描いてみると、図V-16のようになり、総観規模の低気圧・前線などのじょう乱と中規模じょう乱とはなんらかの結びつきで関連していると考えられる。しかし、そのからくりは現在の気象学ではわかっていない。

では中規模じょう乱とはなんであろうか。小低気圧なのであろうか。松本誠一らの研究の結果によると、このようなじょう乱のあるところは、周囲よりも気圧が低く、その意味で小低気圧といえるのであって、これをメソ低気圧と呼んでいる。しかし、その気圧は周囲よりもわずか1mb程度低いだけであって、ルーチンの気象観測網にはひっかからない。このメソ低気圧について、松本や二宮洗三が実際のデータから計算した結果では、収束量は 10^{-4} sec^{-1} のオーダーで、表V-1にも示したようにうず度と同じオーダーである。このように収束量の大きい点が、総観規模のじょう乱と違うところ

で、強い上昇気流、したがって激しい雨も、この収束に基因している。

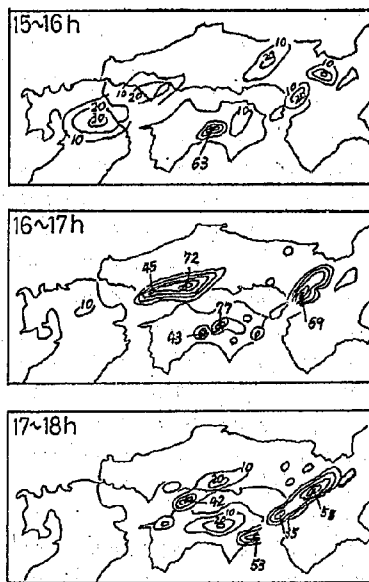
さて、3時間雨量分布図、また時には1時間雨量分布図によって中規模雨域が浮彫りされて現れてくる。では、さらに短時間を取り10分間雨量の分布図を描けば、中規模雨域の微細構造がみられるが、残念ながら早回し雨量計の雨量観測網は密でないでそのような図を作れない。

そこで、ある一地点の早回し雨量計による記録をみることにする。図V-17はその一例であって、図では大まかにみて周期3時間の降雨の山が2個みられる。中規模じょう乱の間隔は100~200kmで、その移動速度は $50 \sim 100 \text{ km} \cdot \text{hr}^{-1}$ である。かりに、中規模じょう乱の相互の間隔として200kmを、移動速度として $70 \text{ km} \cdot \text{hr}^{-1}$ をとると、 $200/70 \approx 3$ で、約3時間おきに中規模じょう乱が地点雨量変化に現われるわけで、図V-17の二つの山はともに中規模じょう乱を表わすと判断される。図の場合は山が二つであるが、一般に大雨のときの雨量自記紙をみると、4個くらいの山がみられ、つまり大雨時の地点雨量は、4個くらいの中規模降雨域による雨量の総和を表わすことが多い。

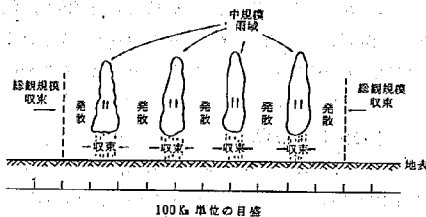
また図V-17にもどってみよう。ひとつの中規模じょう乱による雨も、図にみるとおり6~7個の針のようにとがった烈しいしゅう雨の集まりから構成され、それらの針は10分から20分の周期で変動している。この針のようなどしゃ降り

は、そのひとつひとつが積乱雲からの降雨と考えられる。したがって、中規模降雨域はいくつかの積乱雲から構成されているとみてよく、先に図V-16では、中規模じょう乱をそれぞれひとつの雲で示したのであるが、実はひとつの雲ではなく積乱雲の群としなければならない。

そこで、あるひとつの中規模じょう乱を取り出し、その姿をモデル的に描くと図V-18のようになる。中規模じょう乱が、もし図示したように $60 \text{ km} \cdot \text{hr}^{-1}$ の進行速度で移動したとすると、ある地点の上空には1時間に3個か4個の積乱雲が去来し、その度にどしゃ降りになるわけで、まさに図V-17にみた早回し雨量計記録のような雨量変化を示すことになる。



図V-15 昭和42年7月豪雨のときの1時間雨量(中島・後町による)



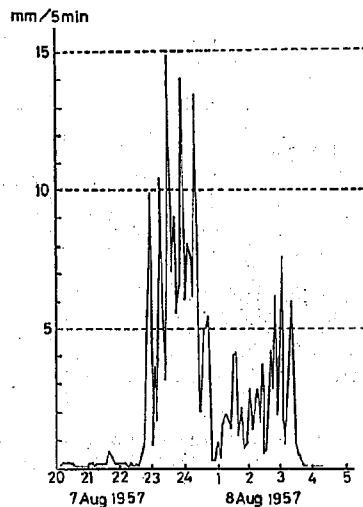
図V-16 総観規模と中規模じょう乱

図V-18に示した個々の積乱雲を対流細胞という言葉で呼ぶことがある。図のモデルでは、中規模じょう乱は6個の対流細胞からなる。これら積乱雲のところでは強い上昇気流があるが、それらの上昇気流の区域が占める全面積は、中規模じょう乱全体の占める面積の5~10%くらいに当たるとされている。

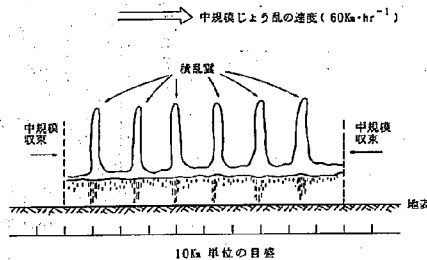
雨量予報上問題となるのは、個々の積乱雲よりも、むしろその集合体である中規模降雨域である。中規模降雨域には移動性のものと停滞性のものがある。昭和42年7月豪雨について松本誠一が解析した例を図V-19に示す。図(a)は移動性の中規模降雨域が九州から近畿まで達した例で、7時間続いた強力な中規模じょう乱であり、移動中その勢力は消長したが、勢力の強くなったところに頭上にきた地点では大雨になり災害が起きた。図の(b)は停滞性のもので、9時間もほとんど同じところに停滞し神戸に大雨を降らせた。

降雨域の大きさと寿命とも関係があり、図V-20にみるように、大きな降雨域ほど寿命が長く、大気中の諸現象の規模と寿命の法則が中規模降雨域についてもあてはまる。

さて、以上大雨の基本的な単位は対流による雨であることを知り、また対流の集合体である中規模じょう乱についてもいくつかの事実を知ることができたが、それらの運動や消長についての法則については、現在の気象学はまったく答えることができない。つまり、対流が関与する大雨のメカニズムおよび予報法はまだできていない。このことを念頭において、次の数値予報によるRR雨量予報を読む必要がある。



図V-17 早畑自記雨量計の記録例(多治見市目山町)(細井による)



図V-18 中規模を構成する積乱雲のモデル図

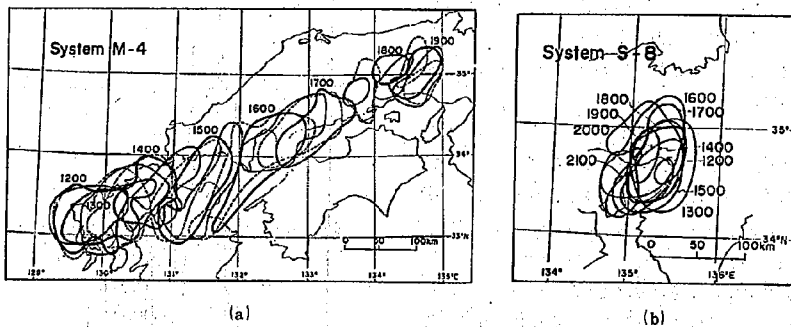


図 V-19 昭和42年7月豪雨のときの移動性a)と停滞性b)の中規模降雨域
(a)は20分毎の雨量分布の合成図, (b)1時間雨量分布の合成図(松本による)

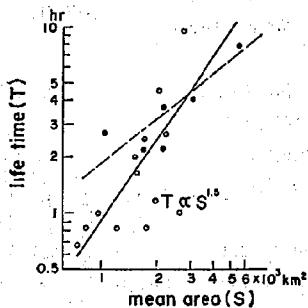


図 V-20 降雨面積と寿命(松本による)

VI 雨量の数値予報

1. RR雨量予報の仕組み

電算機による数値予報では、各格子点における鉛直 p 速度 ω の初期値も予想値も計算される。この ω を利用する力学的雨量予報をわが国では RR 雨量予報と呼んでいる。

わが国で初めて電算機による数値予報が行われるようになったのは昭和34年（1959）のことで、IBM 704 型電算機が気象庁で使われた。それから約10年間は、低気圧・高気圧の動きをいかにして数値予報するかで懸命であった。昭和42年（1967年）には初めて国産電算機 HITAC 5020F/20 が数値予報に使われるようになった。その後モデルも改良され、バランス風方程式による予報が行われるようになったが、アジア地区に対しては格子間隔 305 km が使われた。RR 予報も昭和47年ごろから試みられたが放送されるには至らなかった。

昭和48年（1973）10月からは、さらに高性能の電算機 HITAC 8800/8700 システムが使われるようになり、それとともに格子間隔を以前の約半分の 182 km にし、モデルもプリミティブ方程式を使って計算するようになった。この新しいモデルを 6 層ファイン・メッシュのプリミティブモデルと呼んでいる。6 層というのは、図 VI-1 に示してあるとおり、破壊と破壊の間がひとつの層で、層の境では気温 T 、比湿 q 、鉛直 p 速度 ω が計算され、各層の中央部では風速 V と高度 Z が計算される。

このモデルで24時間後まで毎時の上記の値が各格子点で求まる。そこで各層の ω の値を使って、空気を断熱上昇させ温度変化を計算する。その層が初め不飽和であっても、温度が変化すると過飽和になるかもしれない。そのときは過飽和分の水蒸

気は雨になったとして大気から取り出して計算機に記憶させておく。あるいはまたその層が初めから飽和していたならば、後から述べるように ω に、 p と T の関数 Cr を乗じて $Cr \omega$ で凝結量を求め、これも計算機に記憶しておく。この操作をあるひとつの格子点に施したとき、24時間の凝結量を総計すると、それが格子点での24時間雨量になるとする。この操作を全格子点に行くと、24時間雨量の分布が得られる。それを図にして昭和48年（1973）10月から F A X 放送で毎日放送している。

この F A X 放送を受信して利用する場合に、どのように雨量計算するか、知っていた方がよい事柄が二三あるのでまずそれを述べる。

数値予報では空気の上昇速度は鉛直 p 速度 ω で表わす。^{*} そのため凝結量を計算するには Fults の式でなく、 ω を使うのにつどうのよい式を求める必要がある。そこで、飽和した空気 1 kg が上昇速度 $-\omega$ ($\text{mb} \cdot \text{sec}^{-1}$) で上昇するとき、その空気中に 1 sec の間に凝結する水蒸気量を $Cr \omega$ (gr) と

^{*} ω については付録3参照

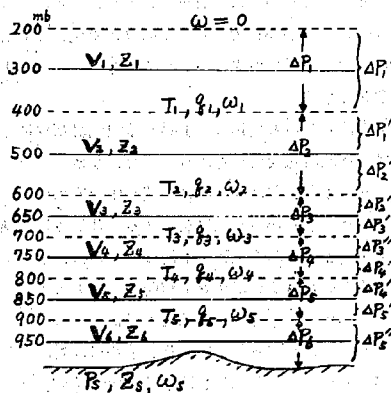


図 VI-1. 6 層モデルの層のとり方

表VI-1. 飽和空気からの凝結量 ($-Cr\phi$) の計算に用いる Cr の表

表の値は $Cr \times 1000$ の値を示してある。

単位は $gr. kg^{-1} \cdot mb^{-1}$

T (C) P (MB)	-45	-40	-35	-30	-25	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25	30
1,000				1.66	2.44	3.49	4.84	6.52	8.48	10.67	13.00	15.35	17.64	19.81	21.80	23.60
950				1.83	2.69	3.84	5.31	7.13	9.24	11.59	14.06	16.54	18.95	21.20	23.27	25.14
900				2.04	2.98	4.24	5.86	7.83	10.11	12.63	15.26	17.88	20.41	22.76	24.91	26.85
850				2.27	3.32	4.71	6.49	8.64	11.12	13.82	16.62	19.41	22.06	24.53	26.77	
800		1.71	2.55	3.72	5.27	7.23	9.59	12.28	15.19	18.19	21.14	23.94	26.52	28.86		
750		1.93	2.89	4.20	5.93	8.10	10.70	13.64	16.79	20.01	23.14	26.10	28.81	31.25		
700		2.21	3.29	4.78	6.72	9.15	12.02	15.24	18.66	22.12	25.46	28.59	31.43			
650		2.55	3.79	5.48	7.68	10.41	13.61	17.15	20.88	24.61	28.18	31.49	34.49			
600	1.96	2.98	4.41	6.36	8.87	11.95	15.54	19.46	23.54	27.56	31.39	34.91	38.08			
550	2.32	3.52	5.20	7.46	10.36	13.88	17.91	22.28	26.76	31.13	35.24	38.99				
500	2.79	4.22	6.22	8.88	12.26	16.31	20.89	25.78	30.73	35.50	39.93					
450	3.42	5.16	7.57	10.75	14.73	19.45	24.70	30.22	35.71	40.94						
400	2.78	4.29	6.45	9.41	13.28	18.05	23.61	29.69	35.97	42.11						
350	3.60	5.54	8.30	12.02	16.83	22.65	29.31	36.43	43.64							
300	4.86	7.44	11.06	15.90	22.03	29.30	37.41	45.89								

するとき、* Cr の値は表VI-1のようになる。この値は斎藤直輔が計算したもので、** 式を求める考え方はFulksと同様である。この表の単位が少しわかりづらいかもしれないが、たとえば900 mbの高さに $-10^{\circ}C$ の飽和空気が1 kgあるとき、それを1 mb上昇させると、 $7.83 \times 10^{-3} gr$ 凝結するという意味である。

上表はもちろん飽和して上昇する空気塊だけに適用され、下降流の場合や、上昇流でも不飽和の場合は、乾燥断熱変化を考える。また、凝結量イコール雨量と考えているが、その際二三仮定がなされている。(1)過飽和は考えない。蒸気圧が飽和に達したなら、それ以上冷やすと凝結が起きる。(2)いったんできた水滴から蒸発は無視する。(3)偽飽和断熱変化とし、できた水滴は雲からすべて雨になって降下するとする。(4)飽和・不飽和の判定は、下層では相対湿度85%で飽和、上層では80%で飽和とする。これはラジオゾンデが明らかに雲の中を通過したときでも、いろいろな理由から相対湿度85%程度の値しか示さないためである。

なお、現在放送されているRR予報には対流調整(または対流調節)と呼ばれるかなり人為的な操作が加えられている。これは数値予報の結果、格子点上空の気温減率がある臨界値以上の条件付不安定になると、対流が起こるものと想定して、安定な減率にまで人為的に変えてしまうのである。たとえばある層の減率が、あらかじめ定めた臨界値以上ならば、気層のてん倒が起こるものと考えて、層

* Cr を凝結率と呼ぶ人もあるが、同じ凝結率という名で人によって意味がちがうので紛らわしい。

** 巻末文献(30) なお Cr を使ってもFulksの式でも同じ結果になるのは当然ではあるが、それを付録6に示す。

の下限の温度を下げ、上限の温度を上げて、あらかじめ決めておいた減率に直してしまう。その結果、当然相対湿度も変わってくる。すると、その湿度をあらかじめ決めておいた相対湿度の値と比較し、それ以上になったら、凝結が起こるものとして余分の水蒸気量は雨になるとする。したがって、RR雨量は、 ω による凝結量と対流調整による凝結量の和が報じられている。

2. RR予報の検討

RR予報について、当時気象庁電子計算室に在籍していた新田尚は次のように、ケーススタディの結果を報告している。³²⁾

図VI-2(a)は昭和48年(1973)3月20日21時の地上気圧配置で、これから24時間後に対するファインメッシュ数値予報による地上気圧予想図が(b)である。これに対する21日21時の地上実況は(c)図で、予想と実況と比べると、初期に日本海にあった低気圧は実況では2つの閉じた等圧線をもつ低気圧に発達しているが、予報では低気圧の移動はうまく予想されてはいるが、南側の低気圧の発生がうまくできていない。ところが、数値予報による雨量分布図は、(d)図にみるように2つの雨量の極大域が表わしている。また、ここには示さないが、21日9時の気象衛星による雲写真をみても、雲の長い帯が日本の東方沖合から四国南部に達しており、計算された雨域とよい対応を示している。

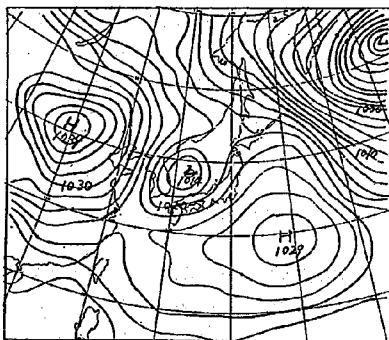
このように、数値予報による雨域はかなりよく前線や低気圧の発生を示すのであって、それはこの例に限ったことではない。ファインメッシュによる地上気圧配置の予想は、その精度はよくなく、むしろ雨量予報による雨域が、前線や低気圧をうまく表わすことが多い。ここに示した例では、予報による降雨域は海上であるため、実測の雨量と比較して雨量予報としての精度は調べられないが、一般にRR予報によって雨量そのものの精度を期待するよりもむしろ、じょう乱の発生やあるいは低気圧が閉そくするかどうかの判断資料として使う方がメリットが多い。

新田によって報告されているもうひとつの例を紹介しよう。図VI-3は昭和48年(1973)5月15日21時を初期値とする予想と実況である。(a)図は初期の地上実況で、上海付近に低気圧があるが、これが24時間後には(c)図のように九州付近に達し、南九州では大雨になった。(b)図の気圧配置予想図は、(c)の実況と比べて完全に失敗している。しかし、雨量予想は(d)図にみるとおり、九州南部を中心にかなりな雨量を予想しており、定性的には成功している。しかし予想雨域はかなり広範囲で、ことに南北にのびている。実際の雨は、雨域はシャープに南九州に集中し、また雨量もずっと多い。

このように、RR雨量予想は数値予報による地上気圧配置よりもじょう乱をうまく予想することが多いが、その予想がうまくいった場合でも、大雨の場合は雨域を拡大して示すことが多く、また雨量は実測よりもずっと少なく予想する。

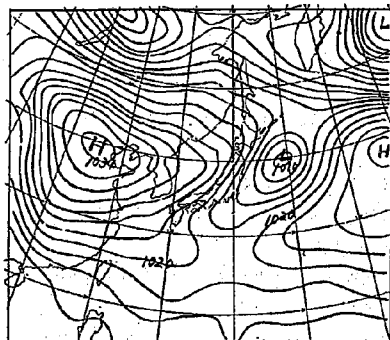
山岸米二郎は昭和48年(1973)11月20日～1974年8月31日までの期間について、全国を図VI-4のように34区域に分けて、数値雨量予報と実況との比較を行った。³³⁾冬期間には、北日本と日本海側の地域では、雨量予報はほとんど外れている(適中率20～30%)。つまり現在の数値予報では冬の季節風による降雪はほとんど予想できない。そこで春と夏だけについて検証結果をまとめてみると表VI-2になる。表によると、雨が降ると予報して、実際に雨が降る事は34区域の平均で春は89%、夏は90%で非常にいい成績を示している。

その半面、雨が降らないと予報して、実は雨が降る率は平均で春は45%、夏は49%で約半分外れて



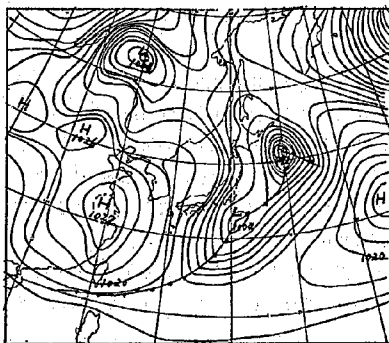
(a)

(a) 初期 ($T=0$) の地上気圧。
1973年3月20日21時



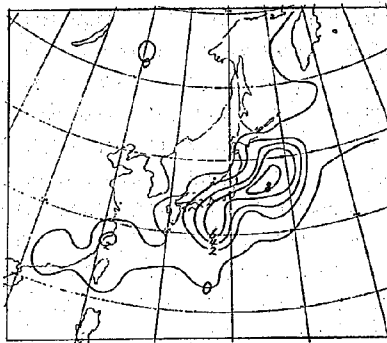
(b)

(b) 24時間予報 ($T=24$) の地上気圧。
1973年3月20日21時を初期値とする。



(c)

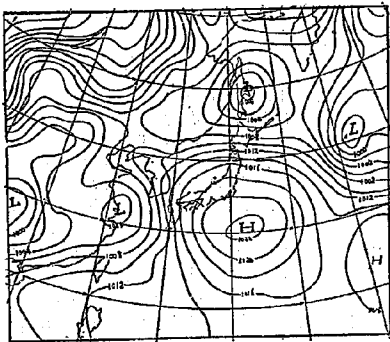
(c) 24時間後の実況の地上気圧。
1973年3月21日21時



(d)

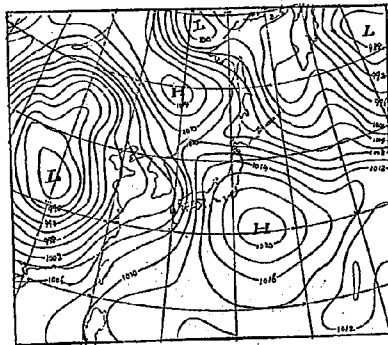
(d) 予報の24時間降水量 ($T=0 \sim 24$)。
1973年3月20日21時を初期値とする。

図VI-2. 6層ファインメッシュ・モデルによる予報例。
初期値は1973年3月20日21時。



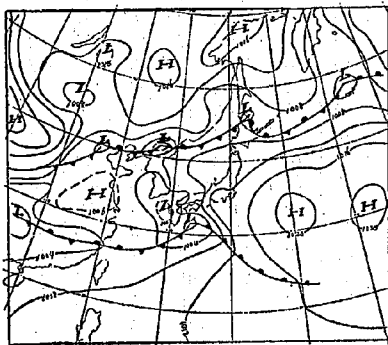
(a)

(a) 初期 ($T=0$) の地上気圧。
1973年5月15日21時。



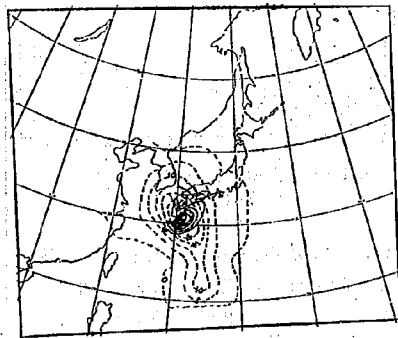
(b)

(b) 24時間予報 ($T=24$) の地上気圧。
1973年5月15日21時を初期値とする。



(c)

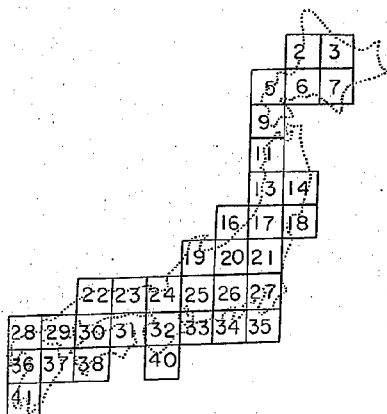
(c) 24時間の実況の地上気圧。
1973年5月16日21時。



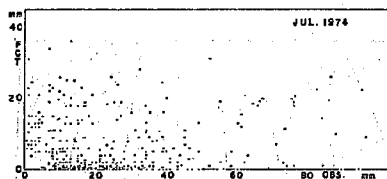
(d)

(d) 予報の24時間降水量 ($T=0 \sim 24$)
(破線) と実測の24時間雨量 (実線)。
1973年5月15日21時初期値とする。

図VI-3 6層ファインメッシュ・モデルによる予報例。
初期値は1973年5月15日21時。



図VI-4 プリミティブモデルによる雨量
予想の検証に用いた地区の番号、
グリッドは各地区の中心にある。
(山岸)



図VI-5 予想雨量と実測雨量の関係
(1974年7月)(山岸)

いる。この結果をみると、RR予報で雨が降ると予報されたら雨が降ると考え、雨が降らないと予報されても大いに疑ってみてよい。そのような使い方をすればRR予報は非常に役に立つ。

次に日雨量値を、昭和48年7月について日本全域にわたって、予想と実況と比較したのが図VI-5である。もし雨量予報がうまくいくならば、図上の各点は原点を通過して座標軸と45°をなす直線上にのるはずである。ところが実際は各点は面上にいっぱい広がって成績は非常に

表VI-2 プリミティブモデルによる雨量予報
の検証結果 (山岸)

冬(1973年11月20日~74年2月17日)
春(74年2月18日~5月31日)夏(74年
6月1日~8月31日)。表中、空振り率
(A)とは、モデルが降水ありと予想して
実測降水がなくて予想がはずれた場合。
空振り率(B)とはモデルが降水なしと予
想し、実際には降水があって予想のは
ずれた割合を示す。

地区	適中率(%)			空振り率		空振り率	
	冬	春	夏	(A) (%)	(B) (%)	(A) (%)	(B) (%)
2	21	53	50	7	36	66	55
3	21	53	59	3	11	70	53
5	19	51	57	10	19	69	54
6	24	65	62	3	21	54	48
7	47	66	52	9	16	48	64
9	23	58	72	14	11	60	39
11	25	54	74	16	14	61	34
13	25	58	73	15	9	59	39
14	34	62	73	11	5	55	43
16	42	65	79	3	12	57	25
17	30	65	63	3	15	53	50
18	40	73	64	13	6	37	53
19	35	61	75	9	15	55	32
20	39	68	55	9	0	46	72
21	37	64	49	11	3	51	78
22	32	63	66	10	11	49	47
23	48	74	78	9	7	37	34
24	44	75	73	3	11	39	42
25	46	74	71	6	2	38	53
26	68	76	71	15	6	29	53
27	83	68	65	19	5	38	58
28	39	62	69	24	12	44	43
29	43	65	70	19	9	43	43
30	51	72	64	10	6	38	54
31	49	70	69	14	5	40	52
32	40	74	64	11	7	35	61
33	75	79	70	14	12	25	46
34	86	79	73	8	16	29	38
35	75	72	63	9	8	40	60
36	53	70	63	17	7	41	53
37	57	77	65	16	6	28	51
38	64	73	65	18	8	34	53
40	81	74	64	15	18	33	49
41	62	72	67	13	5	39	51
平均				11.4	10.4	45.3	49.4

わるい。これは当然予期されるところであるが、特に日雨量が30mmに達するような時にも、予想雨量が0に近いケースが極めて多い。つまり対流による雨量を予想することができないわけである。

これは致し方ないとして、困ったことには、予想日雨量が20mmから30mmになっているのに、実測では10mmに達しないケースがかなり多い。RR予報がいつも雨量を少く予報すると知っていればその利用もみやすいが、時にはかなり多量の雨を予報してしまう。この原因は対流調整のためで、下層にじょう乱がない場合でも、気温減率と湿度だけで人為的操作で雨量計算をするためと考えられる。

駒林誠によれば、対流調整はアメリカでManabeが導入した考え方である。アメリカで雨量の数値予報を試みたところ、アメリカ北部の対流の少ないところでは、割合よい成績を示したが、フロリダやミシシッピ河口などの熱帯的気候のところでは予報雨量が実測を下まわった。それで、熱帯的気候では対流が起るとして、総観規模ののだけによる凝結量に、もっと雨量を増す操作をしなければならなかったと考えに出發している。

このようにRR予報は決して満足なものではない。しかし、われわれはそれに失望するよりも、さらに改良進歩を期待する。この点について、数値予報担当者であった新田尚はこう述べている。³²⁾

“観測データさえ十分に得られるならば、中規模現象を予報の対象とする大気モデルが成功する可能性は十分あると考えている。今日、この見解に対して、日本の内外にあまりにも楽観的すぎるという意見のあることは十分承知している。しかし、ちょうど20年あまり前、初めて大規模現象（総観規模現象）をシミュレートする大気モデルが出現したときに、（その将来の有用性について多くの疑惑が持たれたが）、その当時と似た状況に、今日中規模現象に対するモデルをめぐる状況があると思う。ただ初期データの入手が可能かどうか大きな問題である。”

3. RR雨量予報に対する考え方とその使い方

現在の数値予報モデルは総観規模の現象を予報できるように設計されたものである。ただ、フェイソメッシュになり、格子点間隔が152kmになったので、たとえば梅雨前線上に発生する低気圧など水平のスケールがかりに500kmとすれば、格子点3～4個を含むから予報する可能性がある。しかし水平スケールが100kmの中規模じょう乱は格子点間隔のあいだに入って現れない。では格子間隔をもっと小さくしたらとも考えられようが、ゾンデ観測点は約300kmに1点しかないから、各格子点に異なる初期値を与えるほどデータの密度がない。ではゾンデ観測点をもっと密にすればとも思うが、かりに陸上の観測点を密にしても、四方海に囲まれた日本では海上の高層資料がなければ大した改善は望まれない。つまり現在の数値予報に中規模現象の予報を望むのはむりである。

ところが、V-4、5節に述べたように、雨、特に大雨は、中規模じょう乱によるものであり、雨を降らす単位は積雲対流である。では数値予報による雨量予報はもともと不可能なのではないか。そういわれればまさにその通りと答えざるをえないが、次のようなたとえ話はどうか。

ここにある難攻不落の城塞がある。それはいくつもの塔からなっている。われわれは実は、それら個々の塔がどこにあり、どんな構造か、どんな兵力がひそんでいるかを知りたいし、また知る必要がある。しかしそれを知る手だてがまったくないとする。では、われわれは個々の塔についてはあきらめ、その城塞を遠望することにより、塔の数は多いか少いかなど、その概略を察知する方法を考える。

そして、もしそれらの塔のうち、どれかひとつから矢玉を射てきたならば、その時とそその特別な塔に対する攻撃手段も考えることができる。

この城塞は総観規模のじょう乱であり、個々の塔は、中規模じょう乱であり対流現象である。矢玉を射るのは雨量観測の速報で知ることができる。

つまり、われわれのねらいとするところは、総観規模じょう乱の根拠地であり、したがってで計算した凝結量が雨量を示してくれるものとは期待していない。ただ、どこにじょう乱の根拠地があるか、水蒸気量は豊富か、不安定性はどうか、それを知る目安として数値予報を利用した凝結量をみればよい。

そこで、前節から述べてきたことから、RR予報の使い方がおのずからわかってくる。

(1) RR予報の雨域は総観規模あるいはそれよりやや小さいスケールのじょう乱を表わしている。それは数値予報による地上気圧配置予想よりむしろ精度がよい。

(2) RR予報の雨量予想値は、雨量を予想するものとは考えない。この方法で雨量が大きいと予想された地域には、豊富な水蒸気輸送と強い上昇流が予想されていると解するだけである。しかしこれを大いに参考にする。

(3) RR予報で雨が降ると予想した地域で実際に雨が降る確率は非常に高い。

(4) しかし、RRで雨が降らないと予想しても、その確率は約1/2である。

(5) 冬の季節風による雨雪はRR予報では不可能である。

(6) 時として対流調整でRRは実測より多い雨量を予想することがあるから注意を要する。

以上のことを念頭において、昭和50年(1975)7月と8月の10個の実例について、FAX放送によるRR予報と雨量実況を比較してみよう。各図とも(a)はRR予報(9時からの24時間雨量)、(b)は9時-9時の日雨量実況、(c)は予報期間のちょうど中間にあたる21時の地上天気図である。

図VI-6: 7月3日9時-4日9時

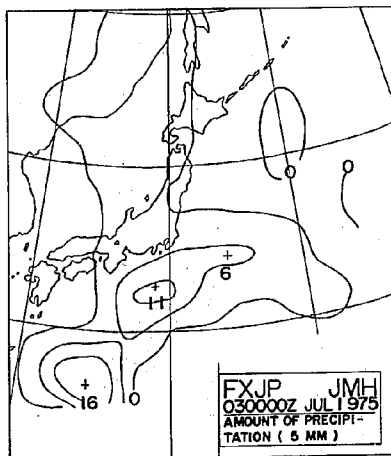
(a)と(b)を見比べると雨域は大体予報されている。しかし、近畿から東山道にわたる100mmをこえる雨は予報されていない。この大雨は(c)からもうかがえるが、本州南岸に停滞する梅雨前線と前線上に発生した小低気圧によって起こされた対流性の雨であると思われる。RR予報では対流性の雨量は予報できない。

図VI-7: 7月4日9時-5日9時

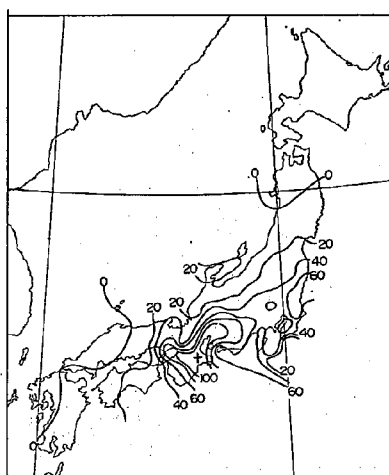
雨域の予報は(a)、(b)からみて、みごとというほかない。伊豆諸島の100mmをこえる大雨も定性的には予報されている。(c)から停滞前線(梅雨前線)上を低気圧が発達しながら北上する場合である。

図VI-8: 7月5日9時-6日9時

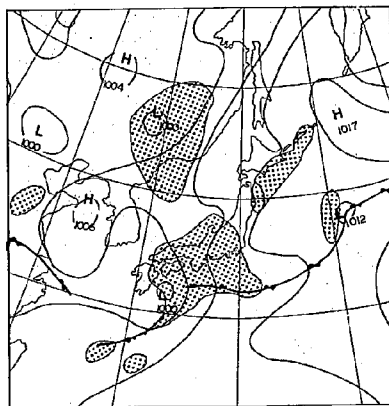
(a)のRR予報では雨域は日本海南部と太平洋上に分離しているが、(b)の実況では両者を結んで帯状の雨域があった。(c)からもうかがえるように、北九州をとり東西に伸びる前線がうまく予想されなかったためと思われる。



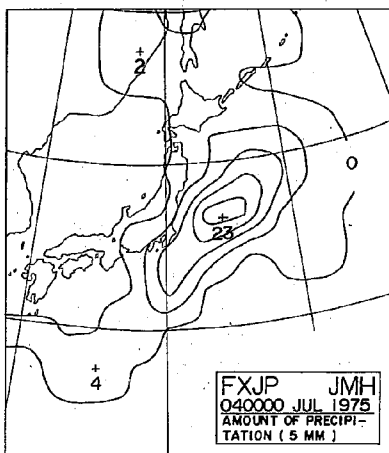
图VI-6 (a)



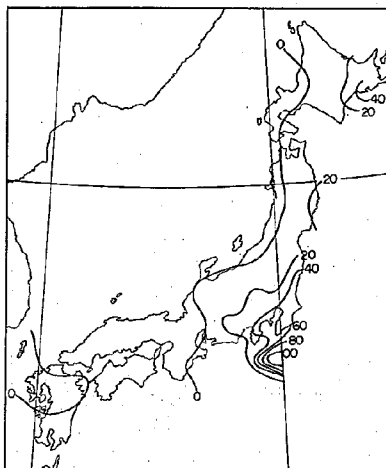
图VI-6 (b) 1975, 7月3日9時-4日9時
日雨量



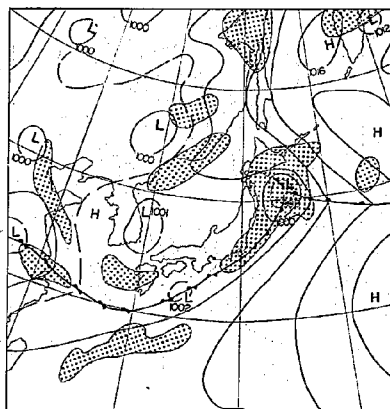
图VI-6 (c) 1975, 7月3日21時



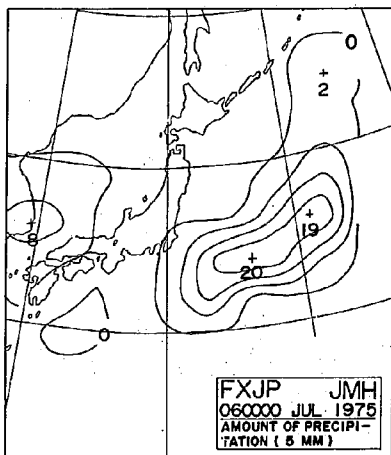
図VI-7 (a)



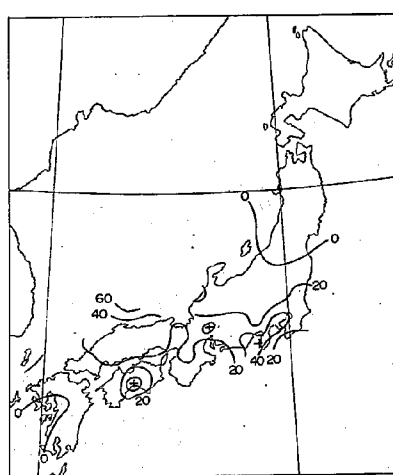
図VI-7 (b) 1975, 7月4日9時-5日9時
日雨量



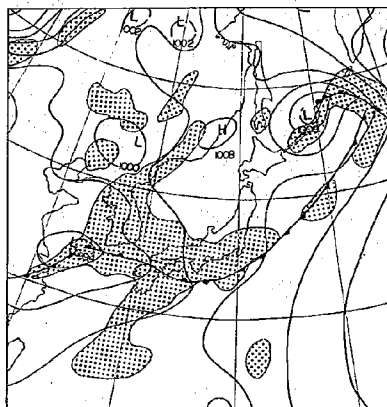
図VI-7 (c) 1975, 7月4日21時



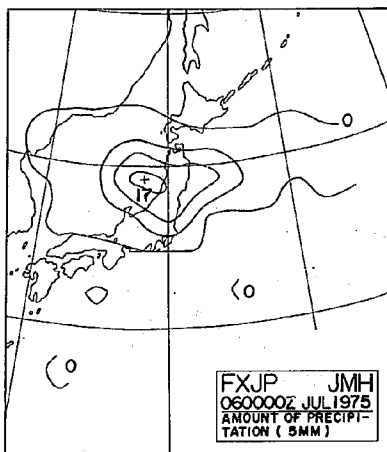
図VI-8 (a)



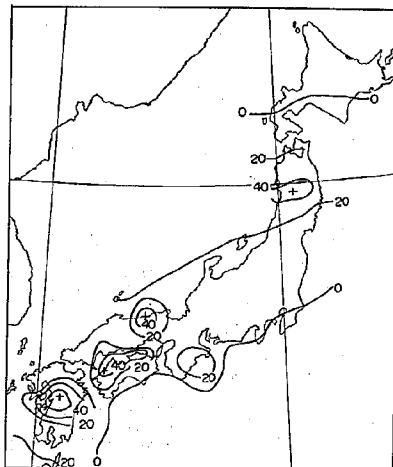
図VI-8 (b) 1975, 7月5日9時-6日9時雨量



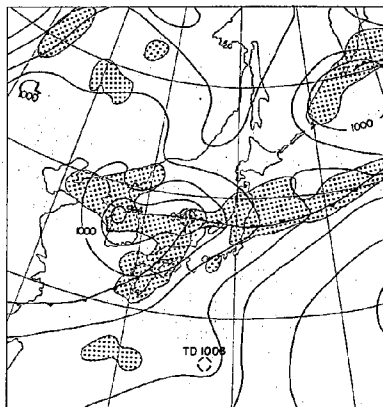
図VI-8 (c) 1975, 7月5日21時



図VI-9 (a)



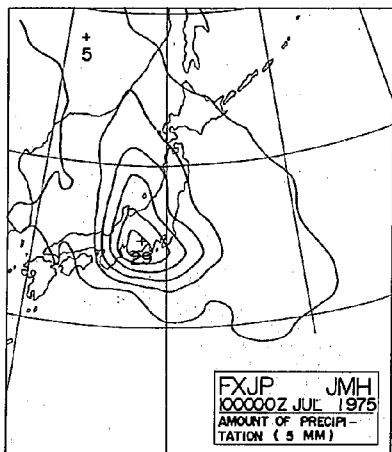
図VI-9 (b) 1975, 7月6日9時-7日9時雨量



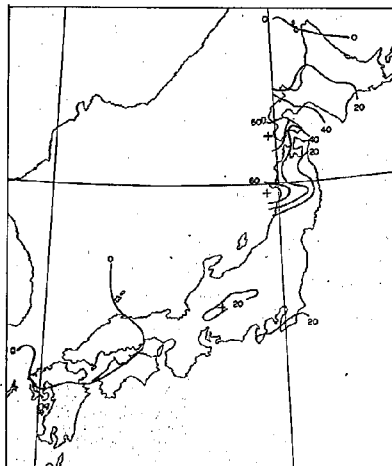
図VI-9 (c) 1975, 7月6日21時

図VI-9. 7月6日9時-7日9時

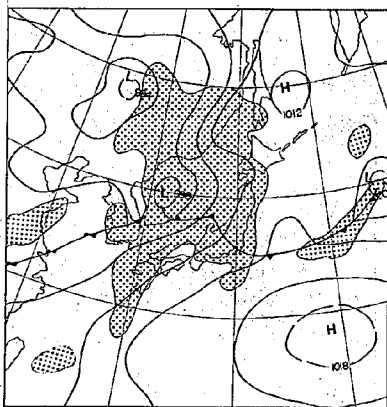
(a) のRR予報は東北地方の雨はよく予報している。しかし、西日本のかなり広い両域はまったく予報できなかった。(c) からわかるように、その理由は、日本海の低気圧から南下する寒冷前線を予想できなかったためと思われる。数値予報は前線の発生はなかなか予報できない。



図VI-10 (a)



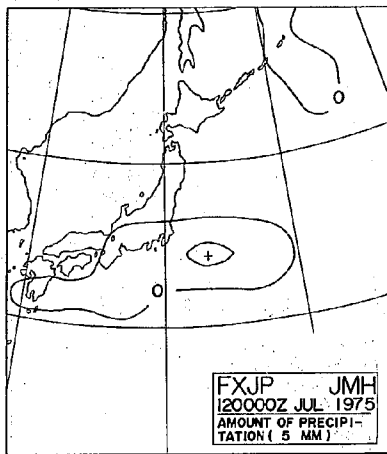
図VI-10 (b) 1975, 7月10日9時-11日9時
日雨量



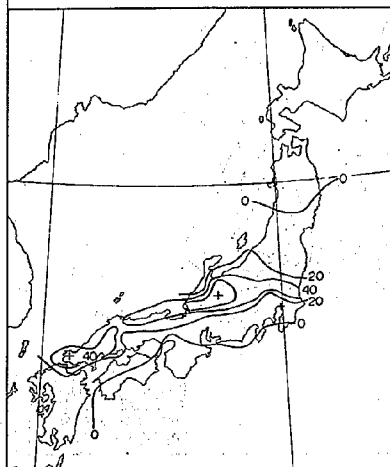
図VI-10 (c) 1975, 7月10日21時

図VI-10. 7月10日9時-11日9時。

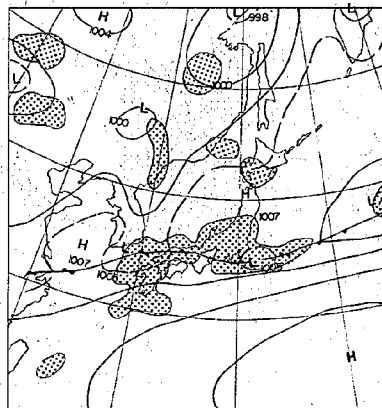
予報は本州中部にかなりな雨を予報しているが、実況では雨の多いのは東北地方から北海道である。(c)図からもうかがえるように、日本海の低気圧は当然東北地方から北海道にむかうと考えられる。数値予報では、この低気圧が本州中部を通るとしたようだが、なぜそのような予報になったか、容易なケースだけに、そのわけがわからない。



図VI-11 (a)



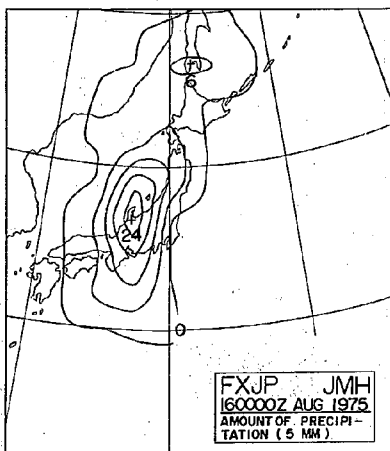
図VI-11 (b) 1975, 7月12日9時-13日9時
日雨量



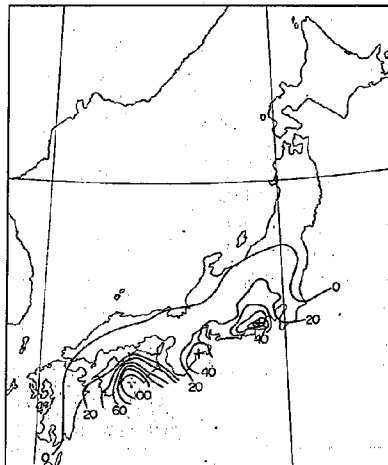
図VI-11 (c) 1975, 7月12日21時

図VI-11: 7月12日9時-13日9時。

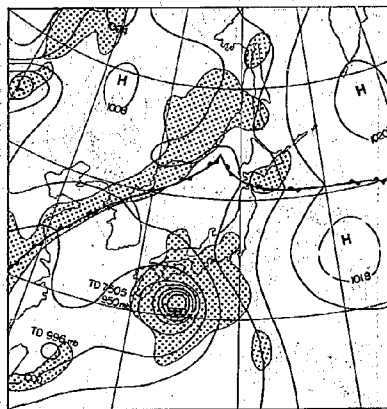
予報では本州にほとんど雨を予報していないが、実況では本州を横断して帯状の広い両域になった。(c)からわかるように梅雨前線による不安定性降雨で、図VI-6の場合と同じくこのような雨は数値予報では予報できない。



図VI-12 (a)



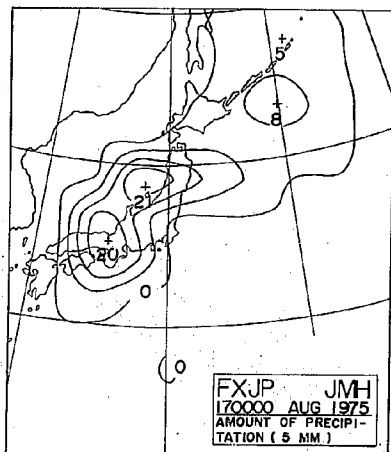
図VI-12 (b) 1975, 8月16日9時-17日9時
日雨量



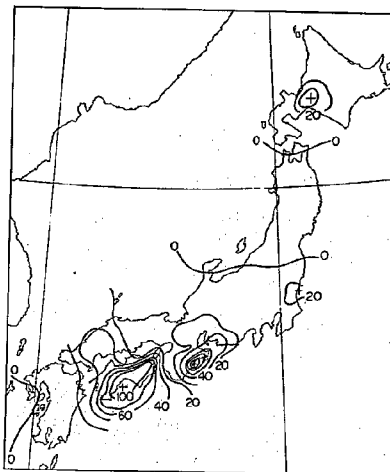
図VI-12 (c) 1975, 8月16日21時

図VI-12. 8月16日9時-17日9時。

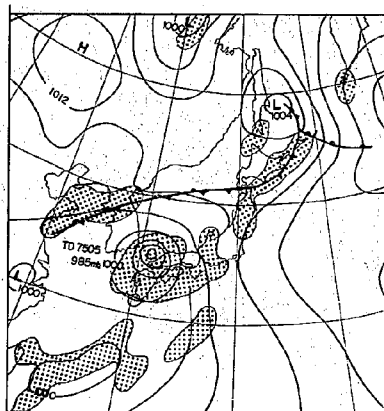
台風5号による降雨で、予報と実況と比べると予報では台風の進行を早くみすぎているようである。数値予報では台風の予報も苦手のひとつである。実況で四国・紀州・伊豆にかなりな雨が降っているが、これは地形性降雨で、台風の雨の数値予報（後述）では地形性の雨を計算するが、RR予報では予報の仕組からみても当然ながら地形性降雨は計算されない。



図VI-13 (a)



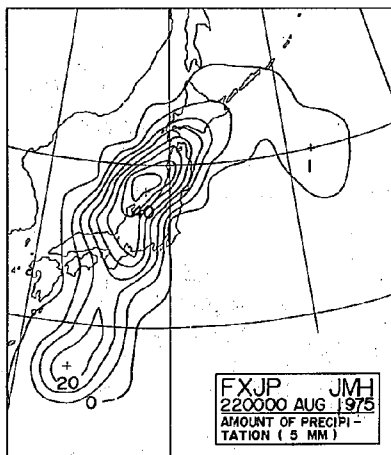
図VI-13 (b) 1975, 8月17日9時-18日9時
日雨量



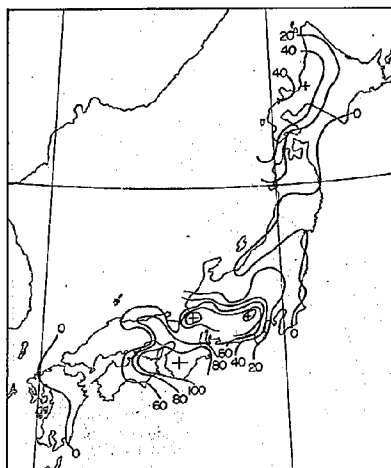
図VI-13 (c) 1975, 8月17日9時-18日21時

図VI-13 8月17日9時-18日9時。

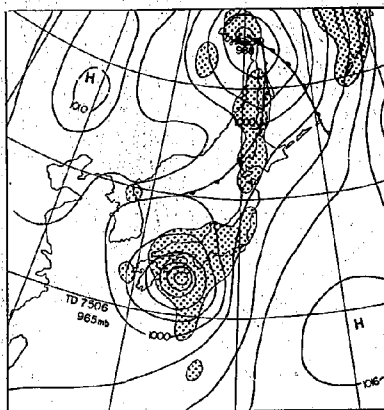
5号台風のつづき。予報では九州を除く本州全般に雨だが、実況では東北地方には雨は降っていない。台風の進行を速く予報しすぎたためであろう。四国と紀州の大雨は台風による地形性降雨で、これは前図VI-12と同じでRR予報には出ない。



図VI-14 (a)



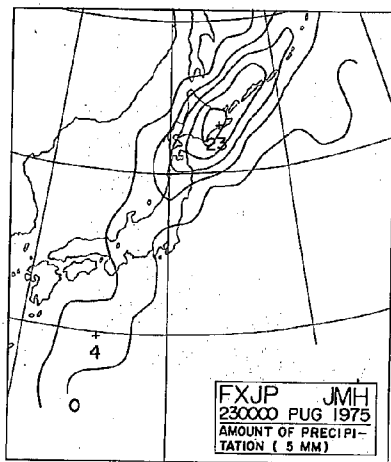
図VI-14(b) 1975, 8月22日9時-23日9時
日雨量



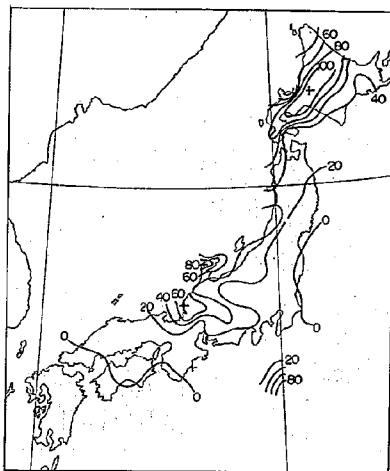
図VI-14 (c) 1975, 8月22日21時

図VI-14. 8月22日9時-23日9時。

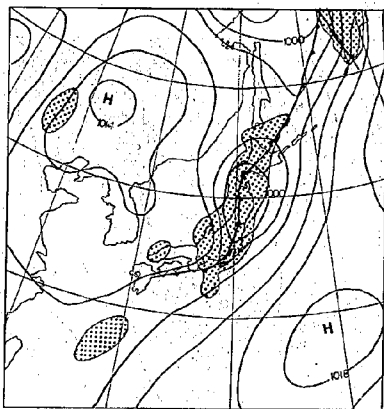
予報では九州を除き北海道から本州全域に強い雨になっている。これは台風6号の場合で、実況では大雨は中部地方と近畿である。図VI-13の場合と同じく、台風の進行が予報より遅いためであろう。



図VI-15 (a)



図VI-15 (b) 1975, 8月23日9時-24日9時
日雨量



図VI-15 (c) 1975, 8月23日21時

図VI-15. 8月23日9時-24日9時。

6号台風のつき。予報では北海道の雨はよく出ているが、能登から若狭の雨が出ていない。23日9時の初期値の状況を天気図でみると、台風6号は若狭湾近くにある。それなのに、北陸地方の雨がなぜRR予報に出なかったのか、よく理解できない。

以上の10例を検討したかぎりでは、RR予報では、この節の初めに述べた諸注意のほか、(1)既に発生しているじょう乱のその後の経過はよく当てる（ただし図VI-10のような不可能な予報もある）、(2)前線の発生は予報がうまくいかない、(3)梅雨前線による対流性の強雨は予報できない、(4)台風の進行を実際以上に速く進める傾向がある。(5)台風による地形性降雨は予報しない。

このようなことを承知した上で、RR予報を利用すべきである。

4. 台風による雨量の数値予報

台風時には雨量の数値予報が行われる。ただしその結果はFAX放送されずに気象庁本庁の参考資料としている。したがって、ここにはごく簡単にどのように行われるか、その考え方の道筋を追うだけにする。

台風による雨量の数値予報は、台風本体による雨量と地形性降雨を合算して求める。地形性降雨については、あとで述べるので、まず台風本体による雨量の求め方だけ述べる。

台風の域内の台風本体が降らす雨を、わが国ではうず性降雨と呼ぶ気象技術者が多い。うず性降雨とは、その意味がわかりにくい呼び名であるが、その由来は次のようである。

昭和25年（1950）正野重方らは台風域内の地上風の解析から、域内ではもちろん強い低気圧性の循環をしているけれども、大気下層に正のうず度（低気圧性）と負のうず度（高気圧性）の区域が、かなり細かく分布している。そして正のうず度域では上昇流、負のうず度域では下降流があり、これらで台風中心域の強風や台風域内のリング状の雨が説明できるとし、これを台風のうず性降雨と名付けたのがその由来である。その後10数年たった昭和39年（1964）ごろから、多くの研究者によって台風の中心付近の上昇気流について研究されたが、それらの結果はまだ雨量予報に使えるほど進歩していない。

そこで、台風の中心域の雨量を経験的な手法で数値計算するのが、杉浦、普世モデルと呼ばれる次のものである。³⁵⁾

台風の中心付近の1時間最大雨量と最大風速の関係は表VI-3にみるとおりである。この表から、最大風速を $V_m \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ とすると、

$$1 \text{ 時間雨量} = 0.8 V_m \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1} \dots\dots\dots (6 \cdot 1)$$

という経験則がえられる。さて、台風襲来時に台風の中心示度の予想ができれば、過去の事例から中心付近の最大風速を予想できる。したがって中心付近の1時間雨量を(6.1)の式から予想する。ただし中心からはずれた地点では1時間雨量は中心からの距離に対して指数関数的に減少すると仮定し、中心からの距離を $x \text{ km}$ とするとき、

表VI-3. 台風による最大風速と1時間雨量の関係

台風の クラス	中心気圧	中心付近の 最大風速	中心付近の 最大1時間雨量
A	920 mb 級	$50 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$	40 mm
B	960 mb 級	$40 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$	30 mm

$$1 \text{ 時間雨量} = 0.8 V_m \exp \left(-\frac{50}{V_m} \left(\frac{x}{100} \right)^2 \right) \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1} \dots\dots\dots (6 \cdot 2)$$

とする。上の(6.1)、(6.2)式は台風による地点雨量を推定するときも役立つと思う。

実際には台風の進路予想と示度予想にもとづいて、風速予想をし、(6・1)、(6・2)式で各格子点の毎時雨量を求めて積算すればよい。ただし

(1) 台風の中心域の雨の分布は、台風中心に対して円形対称とするよりも、雨の方を台風中心よりも1～3時間分だけ前方にずらせた方が結果がよい。

(2) 上の予想は盛夏にはよいが、初夏や秋の場合は実況値よりかなり多い予想値が出る。

上の杉浦・普世モデルのはかに保科モデルも使われている。³⁶⁾ これは杉浦・普世モデルをもう少し理論的な裏付けのあるものにしようとするもので、次のようなものである。

(1) 台風中心から r km 離れた地点の気圧は $\alpha + \beta e^{-\gamma r}$ とする。ただし、 α, β, γ は台風の中心気圧と 1000 mb 等圧線の半径から経験的な実験式で決める。

(2) 格子間隔を 20 km とする。

(3) 台風進行に対して右半円の風速が大きい効果を入れるため、変圧風を計算し、それに 0.5 を乗じ、それを地衡風に加える。さらに流線の曲率を考慮して補正し、それを風の予想値とする。

(4) 格子点の風から収束量を計算する。その際、うず度方程式中のうず度移流項を無視し、絶対うず度の局所変化だけが発散に関係するとする。つまり $D = -\frac{1}{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial t}$ とし、 η を風から求めて地上の収束量を計算する。

(5) 台風域内では、600 mb まで収束、600 から 200 mb まで発散としその変化は直線的であるとする。

(6) (5)によって鉛直 P 速度 ω (拋物線になる) を計算する。

(7) 850 mb 以上 200 mb まで気温減率は飽和断熱減率とする。

(8) (7)から各層の比湿は 850 mb の気温できまり、これには天気図解析結果を利用する。

(9) ω と表 VI-1 の C_r をつかって、各格子点の凝結量を求め、それを雨量とする。

以上のように半経験的な方法で、RR 雨量予報のように格子点の雨量を求めるのであって、杉浦・普世モデルでは台風通過後の雨量が多く出すぎる欠陥を改良したという。

杉浦・普世モデルでも保科モデルでも次の諸点に注意が必要である。

(1) 両モデルともに円形の等圧線を仮定している。したがって副低気圧が発生して、それによって大雨が降る場合(たとえば台風 6810 号)には適用できない。

(2) 台風自体よりも、前線によって豪雨が降る場合(たとえば飛騨川豪雨)には適用できない。

(3) 台風に伴うレインバンド(降雨帯)があるときは、それによる雨を加算しなければならない。

しかし以上のような制限はあっても、台風の進路予想と発達衰弱予想がうまくいけば、上述の雨量と地形性雨量を合せて、かなりの成果を挙げる。その反面、台風自体の予想がはずれれば当然ながらまったく外れてしまう。したがって実際には、台風予報そのものと実況とのずれを刻々チェックして、予想雨量値を修正しながら使っていく。

5. ブラックボックス法

烈しい雷雲が風に流されているとき、これに吹きこむ暖かい湿った気流の経路を立平良三にしたがいモデル図で示したのが図 VI-16 である。暖気は積乱雲の中に流入し、上昇すると水蒸気は水滴になり、なお上昇気流で上昇し、やがて上層の風に流されて頂部はかなと雲となる。

一方、レーダーで観測すると、大雨のときは帯状エコーが出る。立平良三によると、この帯状エコーは、対流性エコーの細胞が、比較的下層の発生源から生じ、上昇して上層の風の影響をうけながら線状に並ぶために生ずるという。

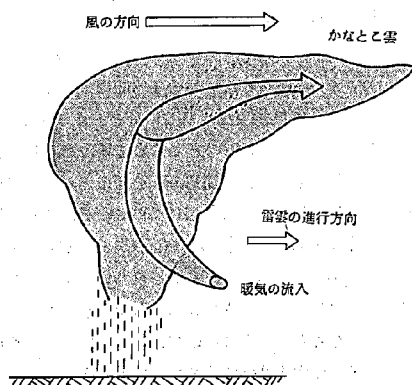
そこで、この両者の類似点をヒントとして、各格子点に一種の暗箱（Black Box）を設け、この暗箱に下層で流れこんだ水蒸気を思い切り凝結させてみよう。ただし図VI-16にも見るように上層の風が大きな役割をすると考えよう。この暗箱で凝結した水蒸気量が、中規模じょう乱による雨量を表わさないだろうか。

以上が立平良三・斎藤直輔によるブラックボックス法である。³⁷⁾ 以下簡単のためBB法と呼ぼう。

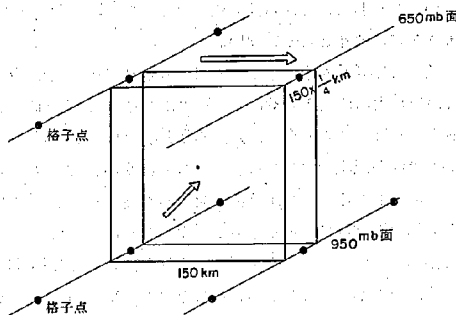
BB法における暗箱は図VI-17のようなものである。箱の上面は650mb面、底面は950mb面とし、横幅は格子間隔と同じく150km、厚さは $\frac{1}{4} \times 150$ kmとする。こうした箱を各格子点に全部つけ、そして、暗箱の中に流れこんだ水蒸気はできるだけ凝結させてしまう。帯状のレーダーエコーをみると、各セルは上層500mbの風に流されるようにみえることから、この暗箱も500mbの風と同じ速度 V_{50} で移動すると考える。

図では V_{50} を西風に描いてあるが、もちろん実際の場合は西風に限る必要はない。さて、この箱に流れこむ水蒸気量であるが、もし箱が西風で動くなら下層が東風のときいちばん効率よく箱に流れこむし、下層が同じく西風だといちばん効率がわるい。したがって下層の風のベクトルを V としたとき、流れこむ水蒸気量は $|V - V_{50}|$ つまり風の鉛直シャーに比例すると考えれば、同じ西風なら効率最低、西風と東風なら効率最高となる。したがって箱に入ってくる水蒸気量は、流れこむ下層空気の比湿を q とすると、 $q \cdot |V - V_{50}|$ に比例すると考える。

さて、この水蒸気量をできるだけ凝結させるのだが、それには凝結がすんだあとの飽和比湿をできるだけ小さいものにしたらよい。そこで、その最終比湿を400mbの飽和比湿とする。これを q^* と



図VI-16. 雷雲への暖気の流入 (K.A. Browning, 1968)



図VI-17. ブラックボックス法の ブラックボックス

すれば、 q^* は高層観測から 400 mb の気温がわかるから、その飽和蒸気圧から求められる。このようにして、凝結する水蒸気量は

$$C(q - q^*)|V - V_{50}|$$

となり、これを $\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の 1 時間雨量に換算して、毎時間計算して最後に積算すればよい。ただし、 C は比例定数で実測される雨量とあまりかけ離れないように適当な値を決めればよい。

以上は下層としてただひとつの層を考えた。しかし 6 層プリミティブモデルによる数値予報のプロダクトを利用するには、図 VI-1 の層のとり方と風の計算値からみて、950~850 mb, 850~750 mb, 750~650 mb の 3 層について、それぞれ計算してそれらを合計する。

以上のようにして計算した値は、各格子点に一律に暗箱をつけ、じょう乱があってもなくても凝結させた水の量であるから、これを直ちに雨量とするわけにはいかない。しかし、もしじょう乱があって雨が降れば、これくらいにはなるだろうという雨量の目安（これを雨量のポテンシャルと呼んでいる）にはなると考えられるので、この凝結水量を BB 指数と呼ぶ。

また実際の大雨は停滞性エコーで起こることが多い。そこで、暗箱の移動速度 V_{50} がゼロとしたときの値、 $C(q - q^*)|V|$ も計算して、これを MI (Moisture Inblow の意) 指数として計算する。

実際には、1 日 2 回、9 時と 21 時を初期値として、12 時間予想と 24 時間予想の BB 指数が計算されている。そして、それらは気象庁予報課の全国予報の大雨ポテンシャル予報の参考にされているが、FAX には放送されていない。

昭和 47 年 10 月から 48 年 5 月までの 8 か月間の 1936 個の標本について、予想値と実況値のそれぞれに適当な大雨の基準を設けて、“大雨あり”あるいは“大雨なし”と判定して、予報成績を調べてみると、表 VI-4 のように、大雨ありと予想した 155 回のうち実際に大雨があったのは 26 回にすぎない。つまり 80% 以上の空振りに終わったのであるが、それは BB 法の考え方の“もし中規模じょう乱が発生したらどれほど雨が降るか”を計算しただけであるから当然予想されるところだともいえる。しかし、“大雨なし”と予想した 1781 回のうちの 99% 以上は事実大雨がなかったのだから、この方は大成功である。つまり BB 法は大雨のポテンシャル予報ではなく、“大雨なし”のポテンシャル予報である。いずれにせよ、大雨を支配する因子にはいろいろあるが、風の鉛直シャーがなく、水蒸気量が少なければ、じょう乱がかりにあってても大雨が降らないことを実証したものといえる。

表 VI-4 の成績をもう少し改善するには BB 法にもう少し条件をふやしてみることが考えられる。そこで大雨予想の条件として、(1)数値予報 24 時間予想で 900 mb に上昇流があること、つまりの $\omega_{90} < 0$ であること、(2)安定度があまりよくないこと、これには安定度指数 SSI (この際はスタートを 850 mb でなく 900 mb にしている) が 6°C 以下であること、という条件を加えてみる。そうすると表 VI-4 は表 VI-5 のようになるが、あまり成績は改善されない。

表 VI-4 BB 法の検証

実況 \ 予想	予想	
	大雨あり	なし
大雨あり	26	6
なし	129	1775

表 VI-5 条件をふやしたときの BB 法の成績

実況 \ 予想	予想	
	大雨あり	なし
大雨あり	26	6
なし	92	1812

VII 地形性降雨

1. 空気の上昇の諸原因と地形性上昇

雨を降らす上昇流の原因として本書でいままでに挙げてきたものは、(1)低気圧や前線による総観規模の上昇流、(2)対流による上昇流であった。ところで、いったい低気圧による雨の場合、上昇気流の速さはどのくらいだろうか。これについてはやや古い研究であるが、イギリスの J. K. Bannion のものがある。³⁹⁾ 彼は、イングランドに襲来した低気圧について、雨量強度から逆に推算して、上昇流の速さとして $36 \sim 54 \text{ mb/hr}$ の値を得た。ところが、現在気象庁で行なっている日々の数値予報の初期値あるいは予想値をみてもわかるように、低気域中心部の上昇 p 速度はただか $10 \sim 15 \text{ mb/hr}$ の程度である。したがって低気圧による降雨量は、対流作用に負うところが非常に大きいことが考えられる。

かつて1950年代から、力学的雨量予報には数多い研究が行なわれたが、その予想雨量が実測雨量とよく合ったと報告されているのは、例えば前章で挙げた Harley の場合などがそうであるが、いずれも高緯度や冬期のケーススタディである。1950年代の研究をみると、当時の力学的雨量予報でも予想雨量が実測より大幅に下回った例もある。そのような論文では、そのはずれを主として局地的な雷雨のためであると考えている。当時はまだ中規模じょう乱がはっきり認識されていなかったからである。

しかし、研究が進むにつれ、中規模じょう乱までは考えなかったが、予想値が過少の理由をあれこれと考えるようになった。

まず指摘されたのが、(3)潜熱の放出効果である。空気の上昇とともに凝結が起これば当然凝結の潜熱が放出される。したがって上昇する空気は軽くなってますます上昇速度を得るのである。つまり湿潤断熱変化の効果である。これについても多くの研究が行なわれた。総観規模じょう乱による上昇運動に潜熱放出効果を加えれば、雨量予想値が実測値に近くなるだろうと期待したわけである。 ω_E を総観規模の上昇速度、 ω_H を潜熱による上昇とすると両者の和は $\omega_E + \omega_H$ である。しかし、研究の結果ではたしかに ω_H も上昇運動に貢献はするけれども、実測雨量を説明するほど大きな寄与はしていない。 ω_H / ω_E の値を 700-mb の温度の関数として求めた表 VII-1 をみてもわかるように、

表 VII-1 700-mb の温度 T ($^{\circ}\text{C}$) の関数として求めた比 ω_H / ω_E の値
(W. S. Harley, 1965 による)

T	-3.0	-2.5	-2.0	-1.5	-1.0	-5	0	2	5	8	10
ω_H / ω_E	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	1.0	1.3	1.5	1.7	2.0	2.1

ω_H を考慮に入れても上昇速度はせいぜい2倍くらいで3倍の大きさになるのはまれであろう。

潜熱放出効果がけた違いに大きくないと、まだほかに考慮すべき原因はないだろうか。(4)として摩擦効果が考えられる。大気下層の約 1 km の部分では空気の運動には摩擦力がはたらき、この部分は摩擦層と呼ばれている。摩擦層内では、風は等圧線に沿って吹かず、等圧線を横切って高気圧側

から低気圧側へ流れこむ。低気圧域へ流れこんだ空気は連続方程式から考えても当然上昇しなければならない。この上昇運動を考慮すべきではないだろうか。

詳しい議論は避けるが、摩擦による上昇もたしかにある。しかもその上昇速度はほぼ相対うず度に比例すると考えてよい。つまり強い低気圧ほど摩擦による上昇速度は大きい。相対うず度 ζ が 10^{-4} sec^{-1} のはげしい低気圧の場合について推算してみると、摩擦層の上限で $1.5 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ 、つまり ω はせいぜい -6 mb/hr くらいの値にしかならない。これではとうてい実測雨量の大きい値を説明するにはたりない。⁴⁰⁾

では、以上の(1)から(4)までの総合効果として、特にその中でも(2)の不安定性降雨が最大の寄与をして実際の雨量をもたらすのであろうか。たしかにそうであろうが、それに風が山岳に吹きつける場合の効果、すなわち(5)地形性上昇を加えなければならない。この効果は場合によっては非常に大きいと考えられる。

かりに簡単な例で考えてみよう。南風 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ が四国の高知からまっすぐに吹きこんで四国山地を越える場合を概算してみる。高知から脊梁山地（高さ約 1400 m ）までの距離は約 43 km である。空気が高知から山の頂きに達するまでに要する時間は $\frac{43 \times 10^3}{10} \text{ sec}$ すなわち $\frac{43 \times 10^3}{10 \times 60 \times 60} = \frac{43}{36} \text{ hr}$ である。高知での気圧を 1013 mb とする。 1400 m の高さの気圧は平均 855 mb である。

$43/36 \text{ hr}$ の間に $1013 - 855 = 158 \text{ mb}$ 上昇したのであるから、空気の上昇 p 速度は、 $\omega = -\frac{158}{43/36} = -132 \text{ mb/hr}$ となる。総観規模上昇の $10 \sim 15 \text{ mb/hr}$ に比べて1けた大きい。

上の計算では南風が横にそれることなく、まっすぐに山越えをしたとして、一般にはこのとおりにはならないかもしれない。しかし、斜面を吹き上げる風の上昇 p 速度 ω を計算するには上のような考え方を基本にして計算すればよい。図VII-1(a)のC点における ω の値は、図(b)のように風がまっすぐに吹きつける場合は $\omega = V dp/dx$ 、

図(c)のように x 方向と角 θ で吹きつけるときは $V \cos \theta dp/dx$ で計算でき

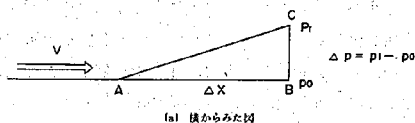
る。ベクトル記号で書くと

$$\omega = \vec{V} \cdot \nabla p \dots\dots\dots (7 \cdot 1)$$

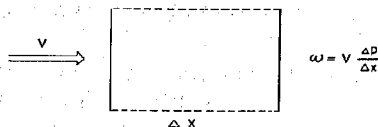
である。

鉛直 p 速度 ω ($\text{mb} \cdot \text{hr}^{-1}$) は

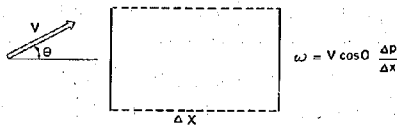
(7・1) で求められるが、鉛直速度



(a) 横からみた図



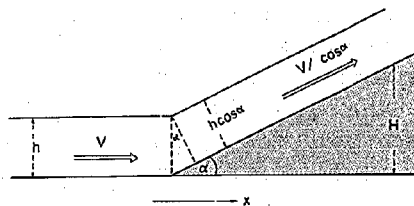
(b) 上からみた図



(c) 上からみた図

図VII-1 地形性上昇 p 速度

w ($m \cdot sec^{-1}$) を求めるには次のようにする。図Ⅶ-2のように、厚さ h の気層が風速 V で勾配が $\tan \alpha$ の斜面にまっすぐ吹きつける場合を考える。気層が斜面をはい上がると、図にみるように気層の厚さはうすくなり $h \cos \alpha$ になる。したがって斜面をはい上がる風速は V より大きくなり、 $V / \cos \alpha$ となる。この風速を水平方向の成分と鉛直方向の成分に分解すると、鉛直方向の成分が鉛直速度 w を与えるはずである。したがって、 $w = V / \cos \alpha \times \sin \alpha$ から、



図Ⅶ-2 地形性上昇速度 w を求める図

$$w = V \tan \alpha \quad (7 \cdot 2)$$

が得られる。

斜面の勾配が、 Δx の増分に対して ΔH の増分を与えるならば、 $\tan \alpha = \Delta H / \Delta x$ であるから、

$$w = V \frac{\Delta H}{\Delta x} \quad (7 \cdot 3)$$

となる。もし風がまっすぐに斜面に向わず、斜めに斜面につかる場合は、風の x 方向の成分を V_x とすると $w = V_x \cdot (\Delta H / \Delta x)$ になる。また斜面の勾配が x 方向でなく斜めに向いている場合もある。その場合は x に平行な断面で切り、その切口に現われた斜面の高度 H_x を使って $w = V_x \cdot (\Delta H_x / \Delta x)$ で鉛直速度が求まる。

したがって、 x 軸の東の方向に、 y 軸を北の方向にとり、風速の x 成分を V_x 、 y 成分を V_y とし、また斜面の $z-x$ 断面の高度を H_x 、 $z-y$ 断面の高度を H_y とすると、一般的に、

$$w = V_x \frac{\Delta H_x}{\Delta x} + V_y \frac{\Delta H_y}{\Delta y} \quad (7 \cdot 4)$$

と書くことができる。ベクトル記号で書くと、

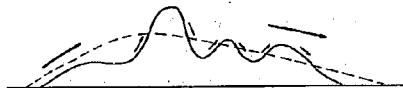
$$w = \mathbf{V} \cdot \nabla H \quad (7 \cdot 5)$$

である。

さて、(7・4)式から上昇流の速さ w を計算するときに、風向・風速としてはもし十分な実測値が得られるならばそれを使う。もしそうでなければ地衡風（気圧傾度力とコリオリの力がつり合ったと仮定したときの風）を使う。地衡風の風向は等圧線の走向に、風速は表Ⅶ-2による。問題は、表Ⅶ-2 地上天気図から地衡風速 (m/sec) を求める表（ただし空気密度 $1 kg \cdot m^{-3}$ とする）

緯度 ϕ	1mbごとに引かれた等圧線の間隔 (km)											
	30	40	50	60	70	80	90	100	125	150	175	200 250
	4mbごとに引かれた等圧線の間隔 (km)											
	120	160	200	240	280	320	360	400	500	600	700	800 1000
25°	54.1	40.6	32.5	27.0	23.2	20.3	18.0	16.2	13.0	10.8	9.3	8.1 6.5
30°	45.7	34.3	27.4	22.9	19.6	17.1	15.2	13.7	11.0	9.1	7.8	6.9 5.5
35°	39.9	29.9	23.9	19.9	17.1	14.9	13.3	12.0	9.6	8.0	6.8	6.0 4.8
40°	35.7	26.8	21.4	17.8	15.3	13.4	11.9	10.7	8.6	7.1	6.1	5.3 4.3
45°	32.3	24.2	19.4	16.2	13.9	12.1	10.8	9.7	7.8	6.5	5.5	4.9 3.9

Δx , Δy の距離の長さをいくらにとるか、である。 Δx , Δy を小さくすれば、地表の細かな起伏を考慮に入れることになる。しかし従来の調査研究によると、図VII-3の実線で示されたような細かい起伏による上昇流・下降流は上空にいくと減衰が大きく消滅しやすい。それに反して破線で示されるような平滑化した地形断面による鉛直速度は、減衰の度合がずっと小さく上空まで伝わる。



図VII-3 地表の起伏と上昇流

では具体的に Δx , Δy はどの程度の距離をとればよいかということは、決め手はない。実例についてテストした研究例をみると、間隔が5 kmでは狭すぎ、40 kmでは大きすぎるようである。

しかし問題はそれだけではない。さらに大きな問題は、斜面の表面近くで与えられた鉛直速度 w は上空へいくにしたがってどのように減衰するかである。これは非常に難しい問題である。

近年山越え気流についての研究が進みつつあるが、気流が山を強制的に越えるとき、気流の速さと山の形と大気安定度がうまくマッチすると、山を越えたときに大きな振幅の振動を起こす。これが風下波であるがこの影響が山からかなり離れた風下までのこり、しかも山の高さに比べてはるかな上空まで及んでいることが知られている。⁴¹⁾ このような場合には、その上昇流は降雨現象に大きな効果を及ぼすかもしれない。

しかし普通には、斜面の表面近くの鉛直運動は高さとともに減衰する。その減衰の程度を量的に知るのが難しいのであって、斎藤直輔は水平規模が300 kmにわたる大規模な地形上昇の場合でも、850 mbの高さでの上昇流の速さは1000 mbの値の1/10になってしまうという結果を出したことがある。⁸⁾ この減衰の割合は非常に大きく、あまり過大にみすぎているのではないかという異論も出ている。

J. Vederman は, Esteoque の示唆によるものだとし、山によって生じた700 mbでの鉛直速度 w を

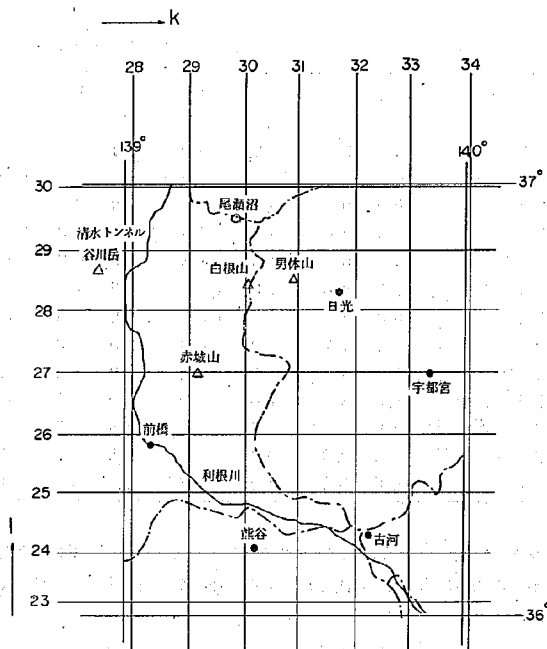
$$w = V \cdot \nabla H \cdot \left(\frac{700}{p} \right)^{2.5} \dots\dots\dots (7 \cdot 6)$$

としており、⁴²⁾ W.S. Harley も彼の力学的雨量予報にこの式を使っている。上式中、 p は地上気圧 (mb) で、 $\left(\frac{700}{p} \right)^{2.5}$ という因子は地面付近の鉛直速度を700 mbでの鉛直速度に変換しようとするものである。(7・6)式によると、700 mbでも鉛直速度は1000 mbでの値の40%にしか減衰しないことになる。斎藤直輔の推定とあまりにもかけ離れているが、Vederman自身も(7・6)式の理論的および経験的根拠は薄弱だとは述べている。

2. 地形効果と降雨分布の実例

上昇流の減衰の度合の問題をこれ以上追求することはやめて、つぎに地表における地形性上昇を計算するやり方を示し、それと実際の降雨の地域分布とを比較し、両者がどの程度の対応を示すか、実例で調べてみよう。

例として、 139° - 140° E, 36° - 37° Nの地域、つまり図Ⅶ-4の関東平野北西部について地形性上昇を計算しよう。この地域を図に示したように格子点の網をかけたとき、これらの格子点における地形の高度を地図上で50 m単位に読取った表⁸⁾があるので、それを利用すると表Ⅶ-3のようになる。Hが読取りの高度である。次に4個の格子点で囲まれた中央点の高度 $\bar{H}$ を、4つのHを加えて1/4倍して求めると表Ⅶ-4になる。これら $\bar{H}$ を4格子点の中央にプロッ



図Ⅶ-4 関東北西部と格子点 (間隔15 km)

表Ⅶ-3. 図Ⅶ-4の各格子点の地形高度H (単位100 m, $d = 15$ km)

$\ell \backslash k$	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
32	1	0.5	0.5	1	1	1	1	1	1	5	1
31	1	1	1	10	5	1	10	10	10	5	1
30	1	5	5	5	10	10	10	10	10	1	1
29	5	5	10	10	10	10	5	10	1	1	5
28	10	10	10	10	20	10	5	5	1	1	5
27	10	10	5	5	20	10	1	1	1	1	1
26	5	5	1	10	5	5	1	1	1	1	1
25	5	10	1	5	5	1	1	0.5	0.5	1	1
24	5	1	0.5	0.5	1	1	1	0.5	0.5	0.5	0.5
23	5	5	1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
22	10	5	1	1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
21	20	5	1	5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

表Ⅶ-4 各格子中央点の平滑化した高度 $\bar{H}$ 。(単位 100 m, $d = 15$ km)

$k \backslash \ell$	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
ℓ	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
32~31	0.9	0.8	3.1	4.3	2.0	3.3	5.5	5.5	5.3	3.0
31~30	2.0	3.0	5.3	7.5	6.5	7.8	10.0	10.0	6.5	2.0
30~29	4.0	6.3	7.5	8.8	10.0	8.8	8.8	7.8	3.3	2.0
29~28	7.5	8.8	10.0	12.5	12.5	7.5	6.3	4.3	1.0	3.0
28~27	10.0	8.8	7.5	13.8	15.0	6.5	3.0	2.0	1.0	2.0
27~26	7.5	5.3	5.3	10.0	10.0	4.3	1.0	1.0	1.0	1.0
26~25	6.3	4.3	4.3	6.3	4.0	2.0	0.9	0.8	0.9	1.0
25~24	5.3	3.1	1.8	2.9	2.0	1.0	0.8	0.5	0.6	0.8
24~23	4.0	1.9	0.6	0.6	0.8	0.8	0.6	0.5	0.5	0.5
23~22	6.3	3.0	0.9	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
22~21	10.0	3.0	2.0	1.8	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

トし等値線をひくと、図Ⅶ-5 以下の各図にみられるような平滑化した等高線が容易にえられる。

こうして地形を平滑化した図を作ったら、逆にこの図から各格子点の $\bar{H}$ を読み取ると、表Ⅶ-5 がえられる。

表Ⅶ-5 各格子点における平滑化した高度 $\bar{H}$ (単位 100 m, $d = 15$ km)

$k \backslash \ell$	27	28	29	30	31	32	33	34	35
31	1.3	3.2	4.7	5.0	4.8	6.8	8.7	6.0	4.0
30	3.4	5.7	7.0	7.6	8.5	9.0	9.8	8.2	2.8
29	6.8	8.5	8.0	11.5	9.5	7.7	6.4	3.5	1.8
28	9.0	9.0	11.3	13.7	12.0	6.3	5.2	2.0	1.7
27	8.1	6.0	10.2	14.7	8.0	5.5	1.6	1.3	1.3
26	5.8	5.0	7.5	8.0	4.8	2.0	0.9	0.9	0.9
25	4.0	3.0	3.8	3.4	2.0	0.9	0.8	0.7	0.8
24	3.4	0.9	0.8	1.2	0.9	0.8	0.6	0.5	0.7
23	3.5	1.0	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5
22	5.0	2.1	1.0	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

つぎには、 $\nabla \bar{H}$ の x 成分 $d\bar{H}/dx$ と、y 成分 $d\bar{H}/dy$ を求めなければならない。 $d\bar{H}_x(k, \ell)$ と $d\bar{H}_y(k, \ell)$ はそれぞれ次式で求められる (k, ℓ のとり方は図 VII-4 参照)。

$$\begin{aligned} d\bar{H}_x(k, \ell) &= \bar{H}(k+1, \ell) - \bar{H}(k-1, \ell) \\ d\bar{H}_y(k, \ell) &= \bar{H}(k, \ell+1) - \bar{H}(k, \ell-1) \end{aligned} \quad (7.7)$$

$d\bar{H}_x(k, \ell)$ と $d\bar{H}_y(k, \ell)$ を表にすると、表 VII-6 になる。各格子点における

表 VII - 6 $d\bar{H}_x, d\bar{H}_y$ の表 (100 m 単位)

$$\begin{aligned} \text{ただし } d\bar{H}_x(k, \ell) &= \bar{H}(k+1, \ell) - \bar{H}(k-1, \ell) \\ d\bar{H}_y(k, \ell) &= \bar{H}(k, \ell+1) - \bar{H}(k, \ell-1) \end{aligned}$$

k \ell	2 8		2 9		3 0		3 1		3 2		3 3		3 4	
	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$	$d\bar{H}_x$	$d\bar{H}_y$
30	3.6	-5.3	1.9	-3.3	1.5	-6.5	1.4	-4.7	1.3	-0.9	-0.8	2.3	-7.0	2.5
29	1.2	-3.3	3.0	-4.3	1.5	-6.1	-3.8	-3.5	-3.1	2.7	-4.2	4.6	-4.6	6.2
28	2.3	2.5	4.7	-2.2	0.7	-3.2	-7.4	1.5	-6.8	2.2	-4.3	4.8	-3.5	2.2
27	2.1	4.0	8.7	3.8	-2.2	5.7	-9.2	7.2	-6.4	4.3	-4.2	4.3	-0.3	1.1
26	1.7	3.0	3.0	6.4	-2.7	11.3	-6.0	6.0	-3.9	4.6	-1.1	0.8	0.0	0.6
25	-0.2	4.1	0.4	6.7	-1.8	6.8	-1.2	3.9	-1.2	1.2	-0.2	0.3	0.0	0.4
24	-2.6	2.0	0.3	3.2	0.1	2.8	-0.4	1.4	-0.3	0.3	-0.3	0.3	-0.1	0.2
23	-2.9	-1.2	-0.4	-0.2	0.0	0.5	0.0	0.4	-0.1	0.3	-0.1	0.1	0.0	0.0

$d\bar{H}_x/dx, d\bar{H}_y/dy$ の値は、表の $d\bar{H}_x, d\bar{H}_y$ の値を、 $dx=dy=2d=30\text{ km}$ で割ればよい。

以上の準備ができると、各風向の風に対する地形性上昇を計算できる。以下、風速はすべての場合に $10\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ としたときの鉛直 p 速度 ω を計算しよう。まず南風 S の場合の例について求めてみる。この場合は $V_x=0$ であるから、(7.4) 式から $w=V_y \cdot (d\bar{H}_y/dy)$ である。 $\omega=-\rho g w$ であるから、 $\omega=-\rho g V_y \frac{d\bar{H}_y}{dy}$ となる。

この式に、 $V_y=10\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ 、 $\rho=1\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 、 $g=10\text{ m} \cdot \text{sec}^{-2}$ 、 $dy=3 \times 10^4\text{ m}$ を入れると、 $\omega=-1/3 \times 10^{-2} d\bar{H}_y\text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sec}^{-3}$ となる。もし $d\bar{H}_y$ として表 VII-6 に掲げた数値 ($d\bar{H}_y$) そのものを使うとすれば、表の値は 100 m 単位だから $d\bar{H}_y$ に ($d\bar{H}_y$) $\times 10^2\text{ m}$ を入れればよい。

そうすると、 $\omega=-1/3 (d\bar{H}_y)\text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{sec}^{-3}$ となる。 $1\text{ mb}=10^2\text{ N} \cdot \text{m}^{-2}=10^2$

$kg \cdot m^{-1} \cdot sec^{-2}$ を考慮すると,

$$\begin{aligned}\omega &= -\frac{1}{3} \times 10^{-2} \times (\Delta \bar{H}_y) mb \cdot sec^{-1} \dots\dots\dots (7 \cdot 8) \\ &= -12 (\Delta \bar{H}_y) mb \cdot hr^{-1}\end{aligned}$$

となる。

ω のマイナスは空気の上昇を, プラスは下降を示すが, いまは上昇だけを考え下降=0 としよう。
つまり (7・8) 式の $(\Delta \bar{H}_y)$ が正の値の場合だけが鉛直上昇に寄与するとし, 負の値のときは $\omega=0$ とする。その結果は表Ⅶ-7 に示す。このようにして南風 $10 m \cdot sec^{-1}$ の場合の地形性上

表Ⅶ-7 南風(S)の場合の各格子点における鉛直上昇 $-\omega$ (mb/hr)
ただし, 風速 $10 m \cdot sec^{-1}$ とする

$\ell \backslash k$	28	29	30	31	32	33	34
30	0	0	0	0	0	28	30
29	0	0	0	0	32	55	74
28	30	0	0	18	26	58	26
27	48	46	68	86	52	52	13
26	36	77	136	72	55	10	7
25	49	80	82	47	14	4	5
24	24	38	34	17	4	4	2
23	0	0	6	5	4	1	0

昇が得られたが, これらの $-\omega$ の値を各格子点にプロットして, $-\omega$ の等値線を描いたのが, 図Ⅶ-5 (a) に示したSの図である。図から, 南風の場合に地形性上昇がもっとも旺盛なところは日光連山の南斜面であることが知られる。

同じ方法で北風N, 西風W, 東風Eの場合について等高線と鉛直上昇の関係がえられ, それらも図Ⅶ-5 (a) に示す。

次にSW風の場合を考える。風速Vを同様に $10 m \cdot sec^{-1}$ とすると $V_x = V \cos 45^\circ = 0.707 V$, $V_y = V \sin 45^\circ = 0.707 V$ であるから, 前述のS風の場合を参考にして,

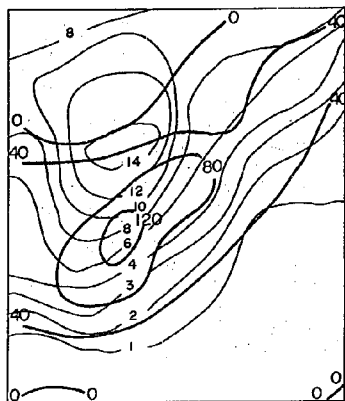
$$\begin{aligned}\omega &= -0.707 \times 12 [(\Delta \bar{H}_x) + (\Delta \bar{H}_y)] \\ &= -8.5 [(\Delta \bar{H}_x) + (\Delta \bar{H}_y)] mb \cdot hr^{-1} \dots\dots\dots (7 \cdot 9)\end{aligned}$$

から求められることがわかる。

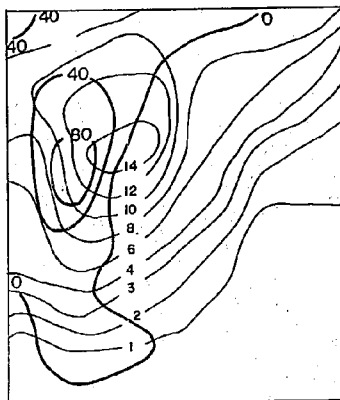
同様にSE風の場合は

$$\omega = -8.5 [-(\Delta \bar{H}_x) + (\Delta \bar{H}_y)] mb \cdot hr^{-1} \dots\dots\dots (7 \cdot 10)$$

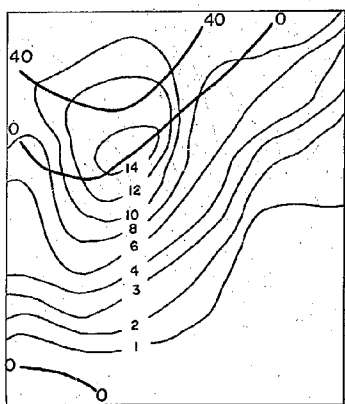
である。このようにして作ったのが図Ⅶ-5 (b) である。



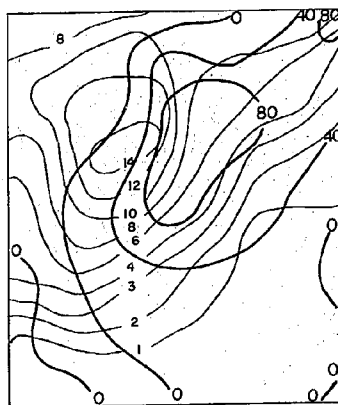
S



W



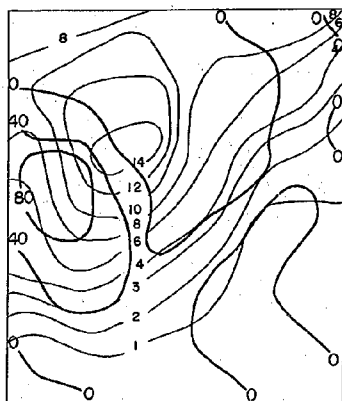
N



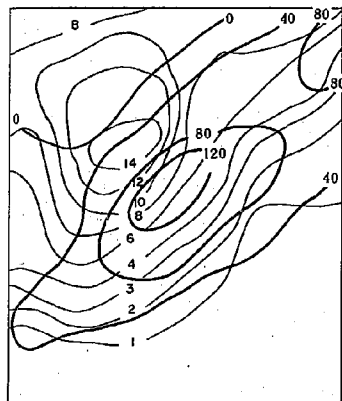
E

図VII-5 (a) 等高線 (単位 100 m) と鉛直上昇- ω (単位 $\text{mb} \cdot \text{hr}^{-1}$) の関係

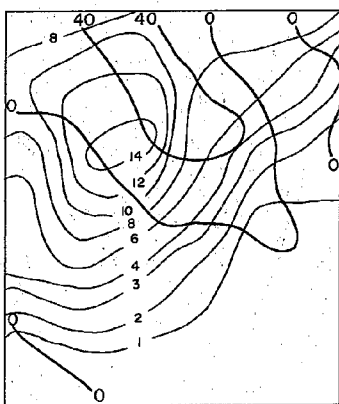
S, W, N, E風の場合 (ただし風速 $10\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$)



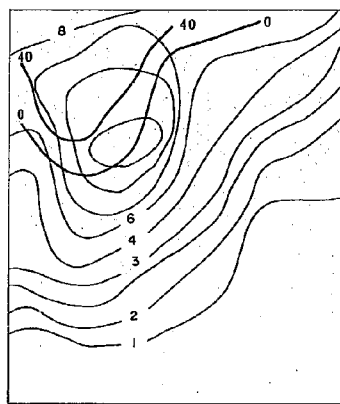
SW



SE



NE



NW

図Ⅶ-5 (b) 等高線 (単位 100 m) と鉛直上昇- ω (単位 $\text{mb} \cdot \text{hr}^{-1}$) の関係

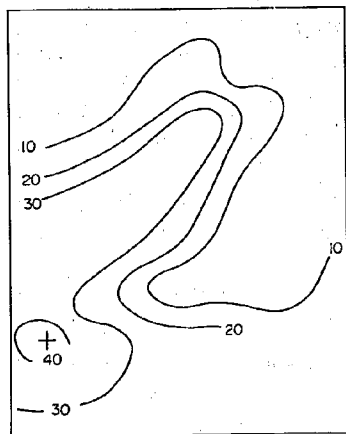
SW, SE, NE, NW, 風の場合 (ただし風速 $10\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$)

図からみるように、地形性の鉛直 p 速度は非常に大きい値で、これは前節にも述べたとおりである。したがって、たとえ上空へ空気があがるとともに上昇速度は減衰するとしても、地形性上昇速度の分布と実際の降雨の地域分布とは、各風向ごとにかなり類似した様相になることが想像される。また、図VII-5の ω の値の分布から、この地域で地形性の雨量が多いのはS、SE風の場合で、地形性雨量が少ないのはN、NE、NW風の場合であると推察される。

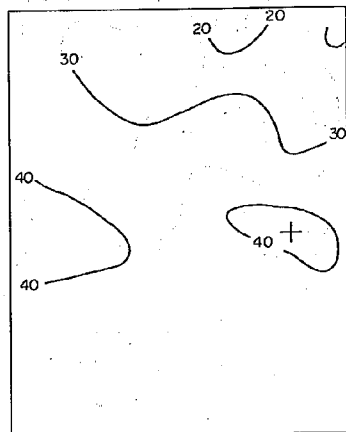
ただし次の諸点について考慮しなければならない。(1)雨量の多い少ないは雨を降らすじょう乱の強弱に支配される、(2)空気の飽和の度合、および安定度で雨量は支配される、(3)風の強さで地形性降雨量はちがってくる、(4)じょう乱の襲来時の間、一定の風向とは限らず多かれ少なかれ風向は変転する。

以上のことを念頭においた上で、1974-75年の17個の降雨例について、雨量分布と図VII-5の ω 分布がどの程度に対応するかみよう。日雨量分布を図VII-6、(1)~(7)に示す。以下の記述にしながい、図VII-5の該当する風向図と見くらべられたい。

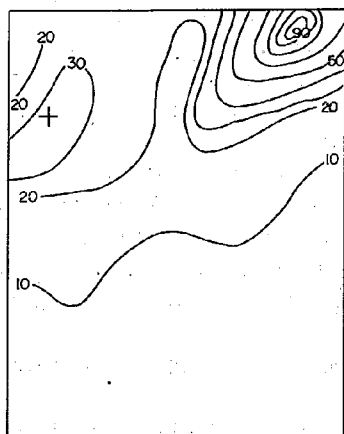
- (1) 1974、3月27日。低気圧が太平洋上に北東進。NE風。低気圧の影響で南の部分に雨量が多いが、日光のあたり雨量がやや多いのは地形性か。
- (2) 1974、4月8日。低気圧、九州・四国を通過した太平洋上に北東進。E風。地形性の雨は明瞭でない。
- (3) 1974、5月26日。日本海上の低気圧から南下する前線による雨。SSW風。前線による雨が主で地形の影響はみられない。
- (4) 1974、6月5日。梅雨前線は太平洋上にあって遠い。前線北側に発生した小低気圧による不安定性降雨。E→ENE→NE。日光の東側の両域はEまたはNE風の特徴を示すが、西方の赤城山付近の降雨については不明。



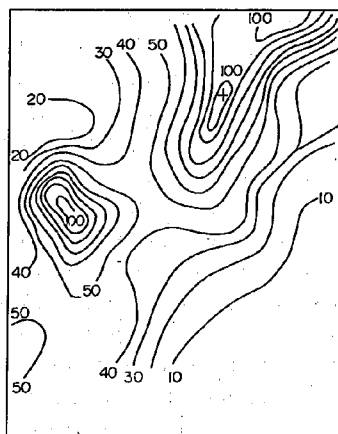
図VII-6(1) 1974、3月27日
NE



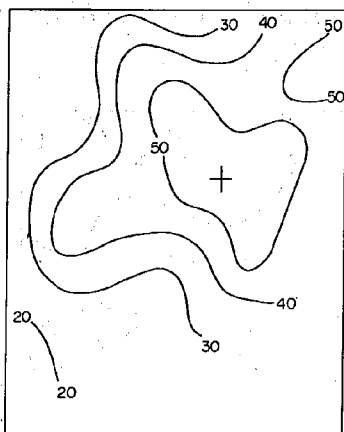
図VII-6(2) 1974、4月8日
E



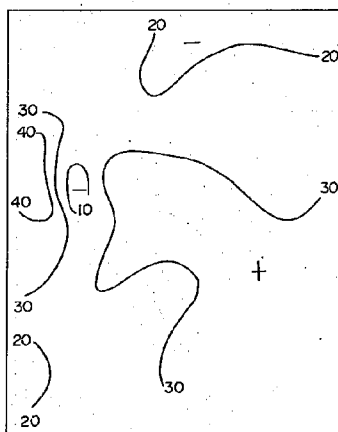
图VII-6(3) 1974, 5月26日
SSW



图VII-6(4) 1974, 6月5日
E→ENE→NE



图VII-6(5) 1974, 6月21日
SE



图VII-6(6) 1974, 7月5日
SW

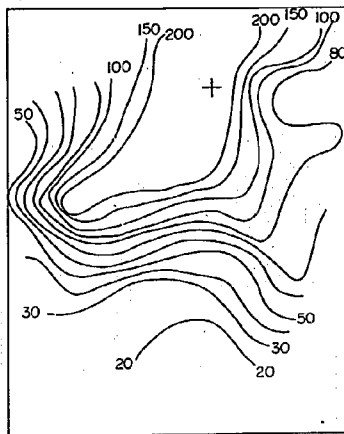


图 VII-6(7) 1974, 8月25日
SSW

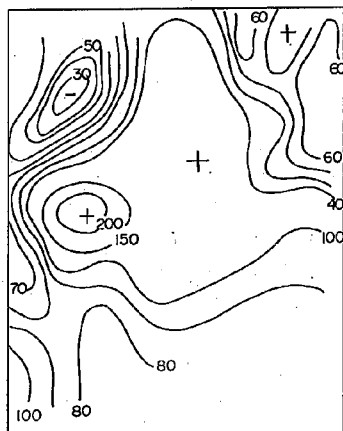


图 VII-6(8) 1974, 9月1日
SSE

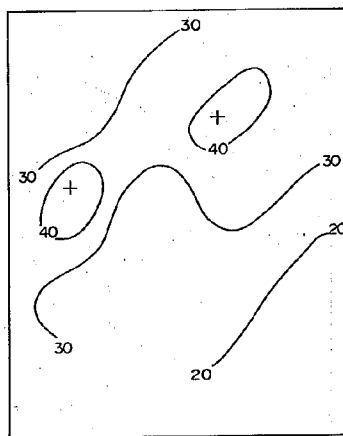


图 VII-6(9) 1974, 10月22日
SE

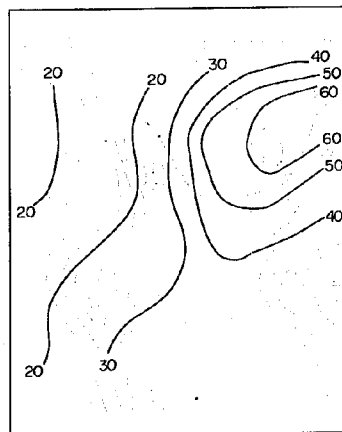
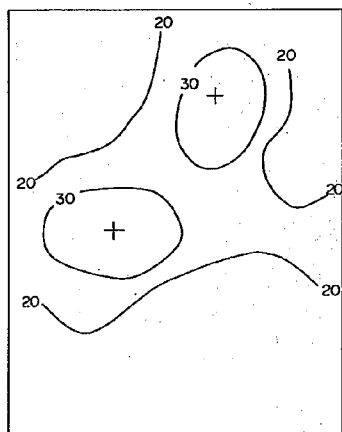
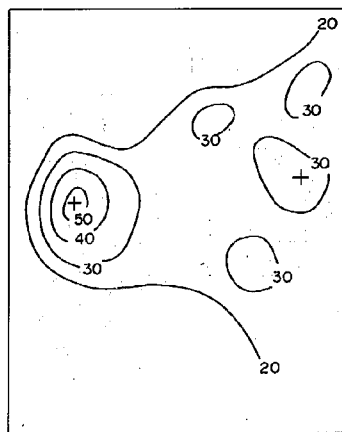


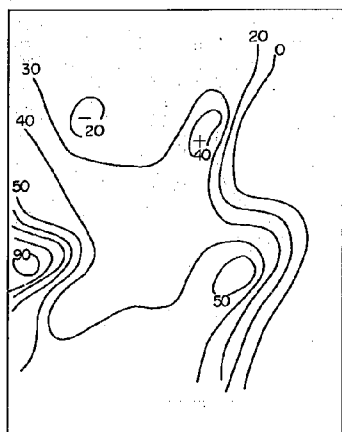
图 VII-6(10) 1975, 3月20日
SSE



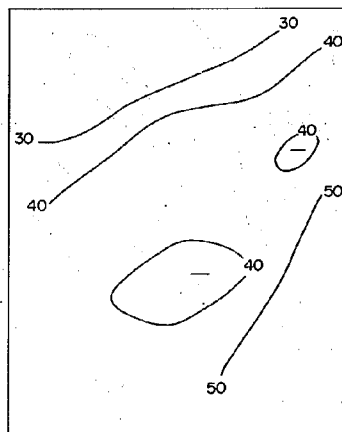
図VII-6 (11) 1975, 4月21日
NE→E



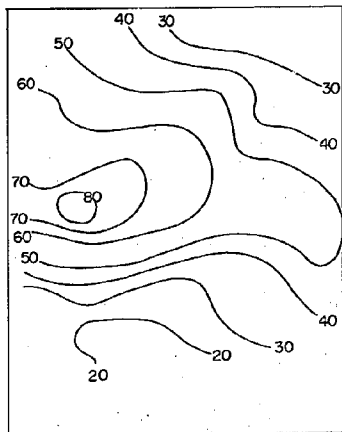
図VII-6 (12) 1975, 5月16日
SE



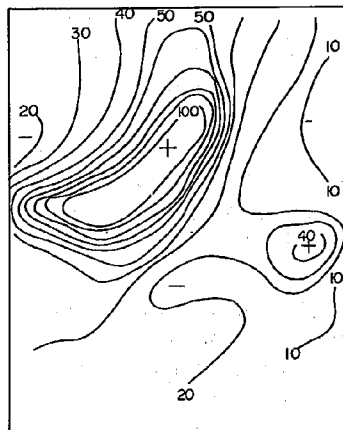
図VII-6 (13) 1975, 6月10日
E



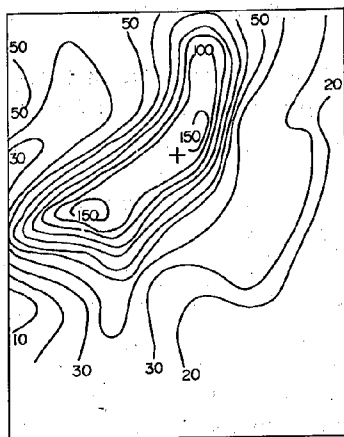
図VII-6 (14) 1975, 7月3日
SW



図Ⅶ-6(5) 1975, 7月12日
W



図Ⅶ-6(6) 1975, 8月16日
SE



図Ⅶ-6(7) 1975, 8月22日
S

(5) 1974, 6月21日。日本海上を低気圧が北上。SE風。この場合はSE風の地形性雨がよく出ている。低気圧の中心が遠く、直接的なじょう乱の影響が少ないためか。

(6) 1974, 7月5日。台風7408が東シナ海にあり、前線が能登から紀伊半島まで南北に走る。SW風。じょう乱が遠いためか、(5)の場合と同様SW風の地形性雨がよく出ている。

(7) 1974, 8月25日。台風が四国沖にあり、前線は日本海の沿岸部に沿って走っている。SSW風。SWの地形性の特徴もすこしみられる。北部の雨は前線性の雨であろう。

(8) 1974, 9月1日。台風7416が四国にあり、SSE風が強い。このようなときはS風の地形性雨量分布がいちばんよく出るケースだ。

(9) 1974, 10月22日。二つ玉低気圧。SE風。SE風による地形性雨量分布パターンがよく出ている。

- (10) 1975, 3月20日。前線が四国から能登半島に至り、低気圧が日本海上を北上。SSE風。地形性降雨が現れているが、パターンとしてはE風の場合に近い。
- (11) 1975, 4月21日。弱い三つ玉であるが、太平洋上の低気圧の影響の方が大。NEからEになる。NEとEの混った地形性降雨。
- (12) 1975, 5月16日。前線が房総の南にある。SE風。地形性のパターンが出ている。
- (13) 1975, 6月10日。梅雨前線が太平洋上にある。E風。地形性降雨も多少あるが、前橋付近の大雨は例の梅雨期の不安定性降雨である。
- (14) 1975, 7月3日。梅雨前線北側。SW風だが、ほとんどは前線性の雨で地形の影響は少ない。
- (15) 1975, 7月12日。梅雨前線が太平洋上にあり、小低気圧が日本海沿岸を北上。W風。WまたはSW風の特徴がみられる。
- (16) 1975, 8月16日。台風7505が四国南方洋上。SE風や、強し。このようなときは地形性降雨の特徴がよく出る。
- (17) 1975, 8月22日。台風7506が四国にある。S風が強い。S風の地形性降雨がよく出る。

以上のように数多くの例を通覧すると共通した特徴がみられる。すなわち、

- (1) じょう乱。特に台風が遠くにあるが、空気が飽和しているとき。このような場合は計算による地形的上昇と雨量分布の実際がいちばんよくあう。
- (2) じょう乱。たとえば低気圧や前線が近いと、その影響による雨が主体になるので、地形性の特徴ははっきり出てこない。
- (3) 前線。特に梅雨前線のあるときの不安定性降雨はじょう乱性で対流雲による局地的大雨が多い。その場合は地形性雨量分布も多少現われるが、局地的な雨にマスクされて明瞭には出にくい。

3. 地形性雨量

空気の地形性上昇のため、どのくらいの雨量があるか計算するのも、いろいろな難問にぶつかる。いま、かりに1000mb - 900mb (地表から高さ約1kmまで)の厚さ100mbの気層が飽和し、台風の場合を想定して、平均温度25℃としてみる。この気層が、風速が $10\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ で鉛直p速度 $10\text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ を生ずるような地形のところで、どのくらいの雨量をもたらすか求めてみよう。

この気層の単位断面積 (1 m^2) 当りの質量は $(1000-900)/g=100/9.8\text{ mb} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{sec}^2$ である。 $1\text{ mb}=10^2\text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ であることを考慮し単位を換算すると、質量は $1/9.8\text{ kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ となる。表VI-1には、1kgの飽和空気が1mb上昇するときの凝結量を掲げている。同表で950mb, 25℃に相当する空気1kgに対する凝結量は、 $2.33 \times 10^{-3}\text{ gr}$ である。われわれの場合は、 $10\text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の上昇であるから、考えている気層からの凝結量は、 $1/9.8 \times 2.33 \times 10^{-3} \times 10 = 0.024\text{ gr} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hr}^{-1}$ となる。これが全部雨になるとして、雨量としては $0.24\text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ となる。

この値は一見小さいようだが、けっしてそうではない。図Ⅶ-5(a), (b) でみたように日光の南斜面でも、 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の南風が吹きつけると $100 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上の地形性上昇が起こる。いまかりにその地点へ $40 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の南の強風が吹きつけたとしよう。すると $400 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の上昇になるから、 $0.24 \times 40 = 9.6$ 、すなわち毎時約 10 mm の雨量になる。これは、大気下層の厚さ 100 mb の気層だけから降雨である。もしも 100 mb から 500 mb (高さ約 5.6 km)まで飽和しているとすれば気層の厚さは約5倍になる。その気層が一斉に同じ上昇をするとすれば、上層も下層と同じ程度の凝結が生ずると考えられるので(表Ⅵ-1を参照)、雨量は毎時 50 mm になる。台風時の飽和している気層は 500 mb よりももっと上空へのびているかもしれない。それだともっと大きい雨量値が計算されることになる。

ただし、実際の雨量はこんなに大きくない。風速 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ で $100 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の地形性上昇を起こす場所でも、上昇は大気中で減衰するので、雨の降り方は毎時 $10 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ くらいのものである。

飽和気層の厚さは刻々の高層観測によらなければわからないし、上昇速度の減衰の度合の推定も困難であるが、高層観測を利用し、また減衰は(7・6)式によると仮定して雨量予報をした例もある。⁴³⁾しかしながら問題の難かさを考えると、 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の風速で $10 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の地形上昇を起こすような斜面では、台風時には、飽和気層の厚さおよび上昇速度の減衰のいかにかわらず、 $0.24 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の程度の雨が降るとして概算するのが実用的であろう。つまり、 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の風速で $100 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の上昇を生ずる場所に $40 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の風が吹けば約 $10 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の雨が降るとしてしまふのである。経験的にも大体この程度の値である。しかし、このような粗雑な概算は台風時に限って使うべきであろう。

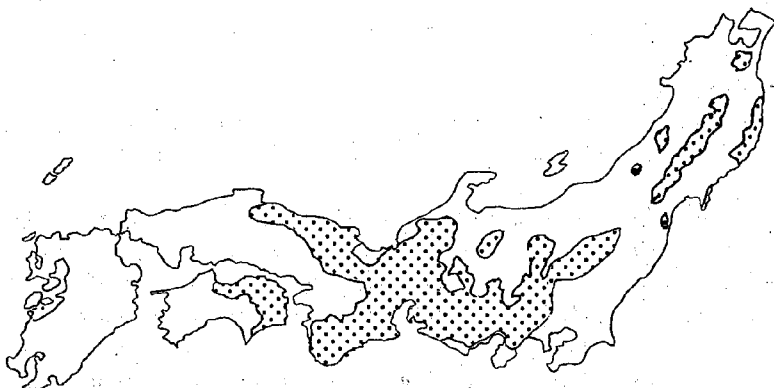
気象庁では台風時には電算機で、力学的雨量予報計算をするが、同時に地形性予想雨量も計算し、両者を加え合せて予想雨量とする。この点は、杉浦・普世モデルでも保科モデルでも同様である。その場合の地形性雨量計算は、石原・野口・杉浦・藤原・福井・畑・土屋らによる方法⁴⁴⁾を踏襲しているが、その際、風速 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ のとき $10 \text{ mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の地形性上昇を生ずる場所では、飽和気層の厚さと減衰の度合いにかんにかかわらず、 $0.264 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の雨量を生ずると仮定して計算している。

杉浦・普世モデルでも保科モデルでも、地形性上昇 $V \cdot \nabla H$ の計算は前節で述べたやり方と同じである。日本全国を予報対象とするとときは、全国を 10 km の格子網でおおい、それら $10 \times 10 \text{ km}^2$ の面について H を求め、次に日本全国を73地域に分割し、各区域内について各風向別に平均の ∇H を算出しておく。 ∇H が負の値ならば雨量に影響しないと考える。また、関東地方を予報対象とするときは、この地方を27地域に分割して同様に ∇H を計算しておく。問題は風 V の予想である。台風襲来時には、中心位置・中心付近の最大風速 V_m ・風速 30 kt 以上の暴風半径 R が予想される。そこで、各地点の風向としては、毎時の等圧線の方角、つまり気圧傾度に向角な方向とする。風速としては、暴風半径の端の地点では風速 $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ と仮定し、その他の中心から x の距離にある地点での風速は、

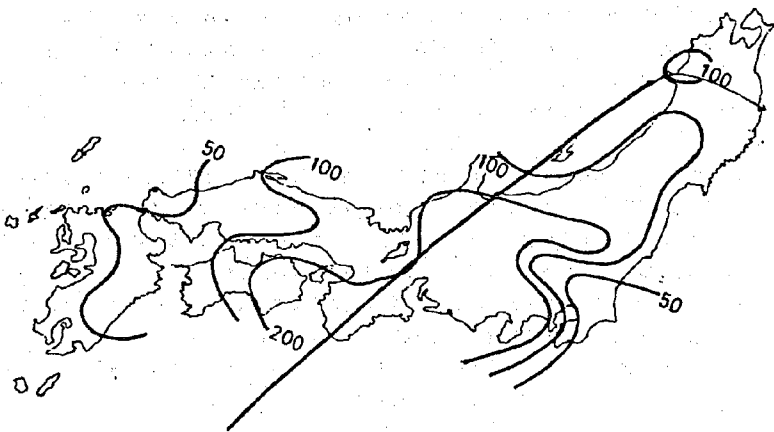
$$V = V_m - (V_m - 10) \times \frac{x}{R} \dots\dots\dots (7 \cdot 11)$$

として計算する。つまり過去の経験から、風速は、中心から距離に対しては、 $\propto$ 直線的に減少すると考える。

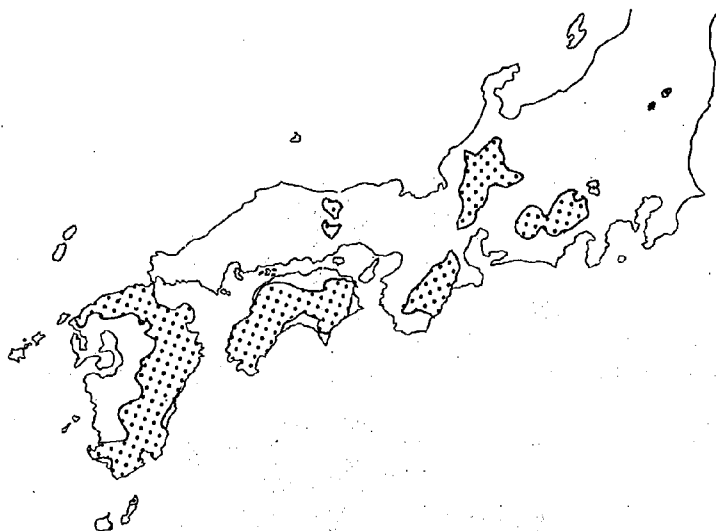
以上のような方法で、地形性雨量を求め、それにVI-4節に述べた台風自体の雨を加えて台風時の雨量計算をしたとき、雨量分布の実況とどの程度にあうか、保科³⁶⁾の示した例でみよう。図VII-7, 8, 9に3例を示すが、もちろんいずれも事後解析であって、台風に関するデータは実況そのものに



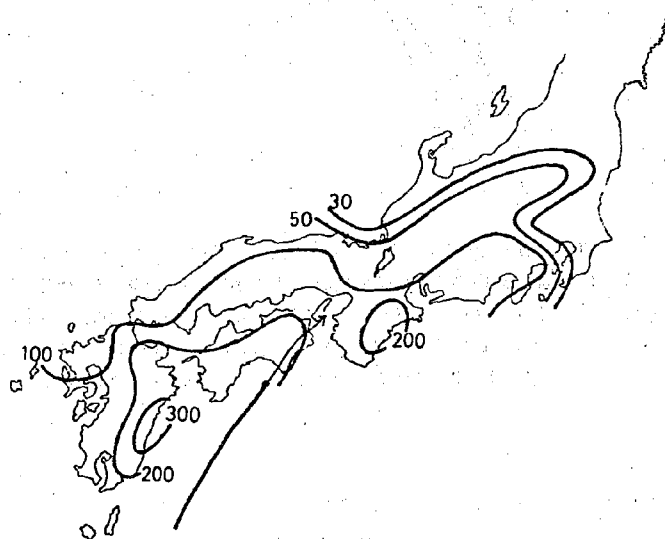
図VII-7(a) 伊勢湾台風の24時間(1959年9月26日9時~27日9時)雨量図(実況), 陰影は100mm以上の地域を示す(以下同じ)



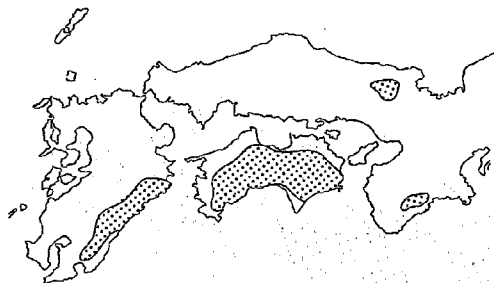
図VII-7(b) 同 (計算値) (図中矢印は台風の経路であり、太い部分は雨量計算中のものがある。以下同じ)



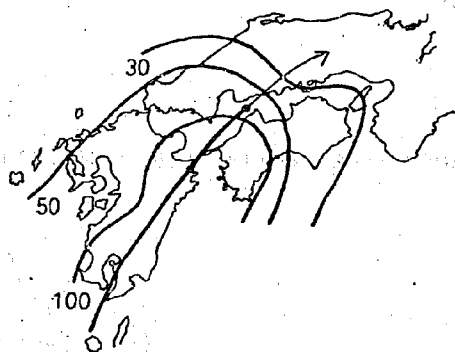
図Ⅶ-8(a) 第2室戸台風の24時間(1961年9月15日9時~16日9時)雨量図(実況)



図Ⅶ-8(b) 同 (計算値)



図Ⅶ-9(a) 台風6810号の24時間(1968年8月18日9時~29日9時)雨量図(実況)



図Ⅶ-9(a) 同 (計算値)

よっている。つまり、台風予報が非常に成功し、中心示度・経路・暴風半径等の予想が実況とぴったり一致した場合は、雨量計算は実際とこの程度にあうことを意味する。図Ⅶ-7の伊勢湾台風の24時間雨量はたいへんよくあっている。図Ⅶ-8の第2室戸台風の場合は、実況の方が計算よりも雨域が東へずれているが、保科はまず満足すべきものとしている。図Ⅶ-9の台風6810号による場合は、紀伊半島と兵庫県北部の雨が計算ではでていない。これは台風に伴って副低気圧が発生したためである。

4. 類 似 法

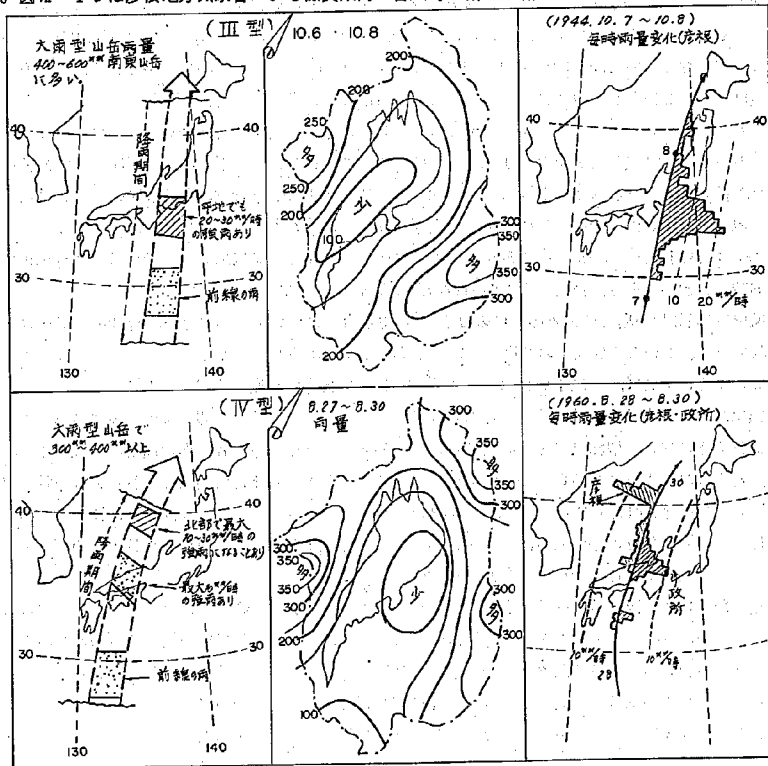
前節でみたように、台風の示度・経路・暴風半径が与えられれば、副低気圧や前線による雨を除外すれば、計算雨量と雨量分布の実況とはかなりの程度まで一致する。この事実を利用すれば、前節はかなり広域な予報の場合であるが、地点雨量の予報にも適用できるではなからうか、と考えるのは当

然である。

そこで、地点雨量の場合には、その地点に接近した過去の台風の実例をできるだけ数多く収集する。そして、台風がどんな強さでどの地点へ来れば、地点雨量は毎時なんミリかを調べておく。そして、実際の台風襲来の際は、その過去資料にもとづいて雨量予想をするわけである。このような予報法を類似法といい、非常に古くから気象官署で実用にされた方法である。

実際の経験によると、類似法を普通の低気圧や前線に適用しても、あまりよい成績を収めることはできない。しかし台風の場合はたいへん成績がよい。つまり、台風が副低気圧や前線を発生させたり、あるいはレインバンドによる大雨がない限り、その構造は比較的単純であり、また地形性雨が降雨の大きな原因となるからである。したがって台風による雨量予報は現在でも地方の気象官署では類似法で間に合っているともいえる。ただ問題は、台風の行動の予報そのものが外れると、雨量予報もまったく外れてしまうことである。

類似法の資料整備はそれぞれの地点によって、適宜な方法によってよいが、一二典型的な例を挙げる。図Ⅶ-10は彦根地方気象台による滋賀県内の台風時の雨量予報のためのもので、まず台風の経



図Ⅶ-10 大雨型台風と降雨の特徴

路によって分類し、いくつかの型にわけける。図にはⅢ型の経路の場合とⅣ型の経路の場合を示してある。まず左側の図には、経路とそのときの降雨の特徴、雨の降り初め降り終りの台風位置、降雨最盛期の台風位置を図示する。中央の図にはその型の経路をとった場合の滋賀県内の雨量分布図を示す。この図には、当然ながら、地形性降雨の特徴が経験的に盛り込まれているわけである。右側の図は、この型の経路をとった台風の個々の事例について当時の毎時雨量変化図が描いてある。この右端のような図はひとつに限らず、過去の事例をできるだけたくさん用意しておく。

このような図を用意しておけば、台風時には進路予想にもとづいていくつか類似例をひき出して雨量を予測することができる。ただし、このような図をどのように巧みに利用するかは予報者の腕ひとつである。上手な予報者にとっては、この類似法はいちばん頼りになり、またよく雨量予報が当たる。

ただし、上例のような図では、台風の強さ、台風の接近距離、台風の速度等が、まだ図示されていないので、使うのにまだ不安があるかもしれない。そのような場合は、もっと丹念な類似図を用意すればよい。

図Ⅶ-11, (a), (b), (c), (d) は大阪管区気象台による大阪府の雨量予報のための入念な類似図である。台風の分類方法は、まず台風が大阪に最も接近したときに、図(a)に示した各象限のどれにあるかによって行なう。図(a)には大阪を中心とした、50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600 km の同心円と8象限によって分けたとき、各区分内に接近した台風を番号によって記入してある。ここに記入された番号の数字から別表(省略)によって該当する台風例をひき出すことができる。

図(b)には、一例として3象限で0~150 kmに中心が接近した場合について、(1) 28° N線を台風が通過する際の中心示度と雨量の関係、(2) おなじく28° N線通過の際の台風の大きさ(1000mb等圧線の半径)と雨量の関係等について過去事例からの記載がある。

図(c)には同じく3象限、0~150 kmの例について、昭和26年以降のこの型に属する台風の経路と同時の台風の大きさ、強さと大阪の雨量の関係が表になっている。

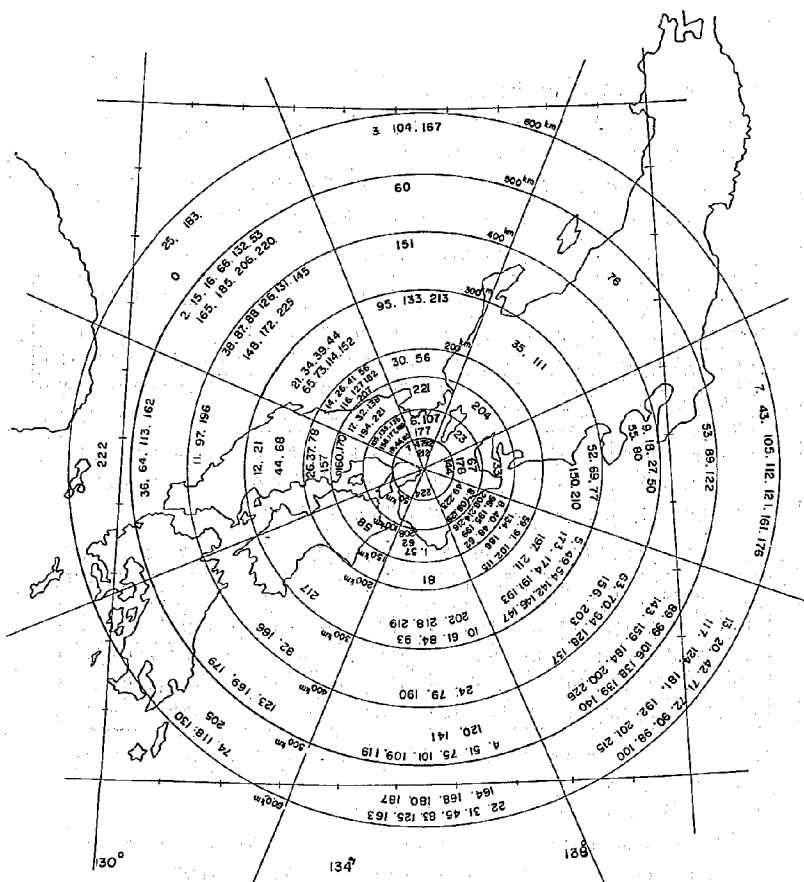
図(d)は同じ型の場合の個々の事例のひとつ6734台風について、雨量分布、時間雨量変化等が示されている。このような個々の台風についての事例を多く用意しておく。

このようにすれば、台風予報自体がうまくいけば、相当高い精度で予報ができる。

類似法は台風の雨量以外に適用することが考えられる。たとえば、予報対象の地域にいちばん関係のありそうなゾンデ観測点(1点に限らない)の高層データを、特定等圧面の高度、西風の強さ、層厚、安定度等により分類整理し一覧簿を作っておく。そして、いま得た高層気象状態に最も近い月日の例を、一覧簿と照合して選び出し、24時間雨量を予想する。このような方法で比較的うまくいくのは、日本海側地方の季節風時雨雪くらいのものである。それは、降水機構が比較的簡単だからで、低気圧や前線の場合などではなかなかうまくいかない。

地形降雨による雨量分布を予想するのに、前節のように $V \cdot \nabla H$ を計算せずに、この節に述べたように類似法を適用することは、台風の場合に限らない。普通の低気圧の場合も行われている。たとえば、自分の担当する予報地域についての面積雨量については、概略の予想値を考えたとして、さらに予報地域内の細分した各地点に、その予想値をどのようにふり分けるかという時に使う。

福岡管区気象台における九州の北部と中部の河川流域別雨量予報の方法を紹介しよう。⁴⁵⁾ この地方を分水嶺によって流域面積によって細分すると図Ⅶ-12のように38流域になる。流域面積は203



図Ⅶ-11(a) 大阪の雨量と台風、象限、距離別分類

3 象 限

— 0 ~ 150 km

この区域で大阪に最接近する台風はすべて紀伊半島に上陸かまたは、かすめて北東進するもので、近畿地方に大雨を降らせ、大きな水害を起こさせるものが多い最悪コースの1つである。

① N 28° 線通過時の台風の中心示度と大阪の雨量との関係

一般に台風の強さと大阪の雨量との間にはあまり明瞭な対応関係はみとめられないが、3象限で大阪に最接近するものについては他の象限のものにくらべ、台風の強弱と大阪の雨量の多少との対応が良さそうである。該当する過去の台風の約70%が満足するように、雨量に巾をもたせると表1のように極く大雑把な目安が求まる。

N 28°における台風の中心示度と大阪の総雨量 表 1

中心示度	990mb	980	970	960	950	940	930	920
前線 大 阪	10~20 ^{ミリ}	15~30	20~50	30~60	40~70	45~75	50~90	60~100
なし 府下最大	20~40	50~70	70~100	90~130	120~170	150~200	170~230	200~150
前線 大 阪	15~30	35~55	80~120	100~140	110~150	120~170	130~180	150~200
あり 府下最大	30~60	70~110	110~160	150~200	200~260	250~300	300~350	340~400

- ② 同様に台風の大きさ(1000mb 円形等圧線の半径)と大阪の雨量については表2がほぼ平均的な目安となるので、中心示度と1000mb 半径が極端に不均衡と思われる台風については表1と表2を勘案して雨量を見積るとよい。

N 28°における1000mb半径と大阪の総雨量 表 2

半 径 km	100	200	300	400	500	600
前線 大 阪	15以下 ^{ミリ}	10~30	20~50	30~60	40~80	50~90
なし 府下最大	30以下	40~80	80~120	120~170	170~230	220~280
前線 大 阪	10~40	40~70	60~100	90~130	110~160	140~190
あり 府下最大	40~80	70~120	110~160	160~240	250~350	330~430

- ③ N 28°線通過位置(A, B, C, Dいずれの海域からきたか)と大阪の雨量との間には明瞭な差異は認め難い。

④ 前線の有無による差異

前線による雨が先行する場合の大阪の総雨量は前線がない場合のおよそ2~3倍に達するものが多いので、980mb 以上のよわい台風でも前線を伴う場合は注意を要する。

⑤ 雨量分布の特徴

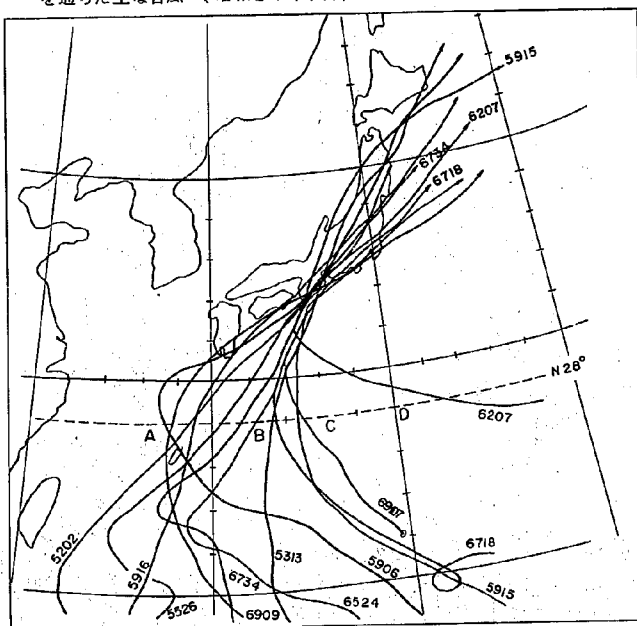
大阪府下では北部および南東部の山地に多く、中部は相対的に少ない。近畿地方では紀伊山系でとくに多く、鈴鹿山系も多い。次いで兵庫県北部山地が多く、近畿中部の平野部は相対的に少ない。

図VII-11(b) 大阪の雨量と台風、3象限、0-150km型についての特徴

3 象 限

0 - 150 km

を通った主な台風（昭和26年以降）

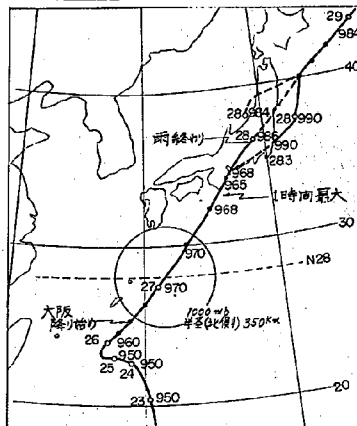


台 風 番 号	年 月 日	N 28°における			前線 有無	大阪 総雨量	府 下 最大雨量
		位置	中心示度	1000mb 半径			
5202	27. 6. 23	A	960mb	300km	○	118mm	164mm(歌 垣)
5313	28. 9. 25	B	915	500	○	176	390(天 王)
5526	30. 10. 20	B	982	100	○	45	83(上之郷)
5906	34. 8. 9	A	970	500		47	230(天 王)
5915	34. 9. 26	C	920	550	○	59	367(天 王)
5916	34. 10. 7	A	990	150	○	23	57(天 王)
6207	37. 7. 27	D	965	250		38	101(河内長野)
6524	40. 9. 17	B	945	550	○	144	256(天 王)
6718	42. 8. 22	B	988	150		22	24(毛 馬)
6734	42. 10. 28	B	970	350	○	101	128(河内長野)
6907	44. 8. 4	C	985	260		11	19(生 駒)
6909	44. 8. 23	A	955	200		21	68(天 王)

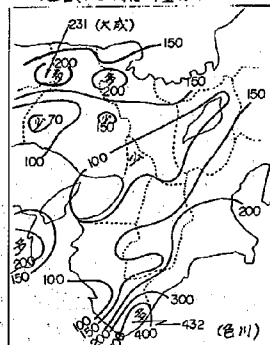
図VII-11(a) 大阪の雨量と台風。3象限、0-150km型の台風例とその経路、事例

B - 3 象 限 - 0 - 150 km

台風名	年月日
6734号	42.10.27~28



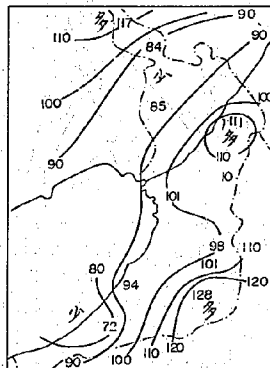
近畿地方総雨量分布(25日9h-26日9h)



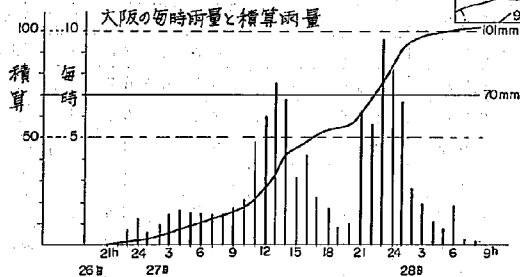
N28°における台風の			前線	最接近時の	
位置	中心気圧	1000mb等	有	距離	中心気圧
E131.5 (B)	970mb	350km		120km	965mb

大阪の雨量

日雨量 (mm)			総雨量	1時間最大	1日最大雨量
26日	27日	28日			
2	84	15	101	9.6	128
				(27日 23h)	(区内最悪)



大阪府総雨量分布 (26日9h-28日9h)



図Ⅶ-11(d) 大阪の雨量と台風、3象限、0-150km型の個別例、6734台風の場合



図Ⅶ-12 九州北部および中部の電源地帯および水源地域の分布

～885 km²で400 km² くらいのものがいけば多い。そこで九州に影響を及ぼしたじょう乱447例を調べ、それらを表Ⅶ-8にみるような55型に分類する。したがって、冬型についてじょう乱のサンプルは5～11くらいある。

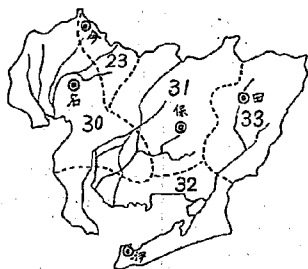
つぎにある特定の流域について考える。その流域の面積雨量と九州全域の面積雨量との比を、表の55型のそれぞれについて求める。つまり、この段階において地形性雨量分布の特徴が、この比の値に盛りこまれるわけである。この比の値を、その型の代表的天気図を添付してファイルしておく。実際に使用する時には、その日のじょう乱の種類・経路・大きさ等にしたがって、55のどれかひとつを選び出して、その流域特有の比を拾い出す。九州全域についての面積雨量Pは後述する散

表Ⅶ-8 じょう乱の分類

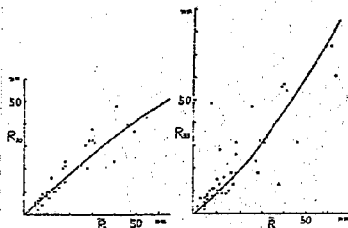
じょう乱の種類	経路	大きさ	雨量分布の特徴
1 低気圧	南朝鮮	大	
2 低気圧	朝鮮海峡	大	
3 低気圧	朝鮮海峡	大	
4 低気圧	朝鮮海峡	大	
5 低気圧	北部九州	大	
6 低気圧	北部九州	大	
7 低気圧	北部九州	大	
8 低気圧	中部九州	大	
9 低気圧	中部九州	大	
10 低気圧	中部九州	大	
11 低気圧	南部九州	大	
12 低気圧	南部九州	大	
13 低気圧	南部九州	大	
14 低気圧と気圧の谷	九州の北と南	大	(全は大中小のすべてを含む)
15 低気圧	九州の北と南	大	
16 低気圧	九州の北と南	大	
17 低気圧	九州の北と南	大	
18 低気圧	九州の北と南	大	
19 低気圧	九州南方(屋久島名瀬間)	大	
20 低気圧	九州南方(屋久島名瀬間)	大	
21 低気圧	九州南方(屋久島名瀬間)	大	
22 低気圧	九州南方(屋久島名瀬間)	大	
23 低気圧の谷	九州の遙か南方(名瀬より南方)	大	
24 低気圧の谷	九州の遙か南方(名瀬より南方)	大	
25 気圧の谷	谷の中心九州北方	大	(谷の中心とは谷に伴うじょう乱の中心の意味)
26 気圧の谷	谷の中心九州北方	大	
27 気圧の谷	谷の中心九州北方	大	
28 気圧の谷	谷の中心九州北方	大	
29 気圧の谷	谷の中心九州北方	大	
30 気圧の谷	谷の中心九州北方	大	
31 気圧の谷	谷の中心九州中部	大	
32 気圧の谷	谷の中心九州中部	大	
33 気圧の谷	谷の中心九州南部	大	
34 気圧の谷	谷の中心九州南部	大	
35 気圧の谷	谷の中心九州南方	大	
36 気圧の谷	谷の中心九州南方	大	
37 気圧の谷と低気圧	九州の遙か南方(名瀬より南方)	大	
38 寒冷前線(冬型)		大	標準型
39 寒冷前線(冬型)		大	標準型
40 寒冷前線(冬型)		大	標準型
41 寒冷前線(冬型)		大	標準型
42 寒冷前線(冬型)		大	標準型
43 寒冷前線(夏型)		大	標準型
44 停滞前線	九州北部	大	
45 停滞前線	九州北部	大	
46 停滞前線	九州南部	大	
47 停滞前線	九州南部	大	
48 停滞前線	九州南方	大	
49 停滞前線	九州南方	大	
50 季節風		大	
51 高気圧	中心が九州北方	大	
52 高気圧	中心が九州南方	大	
53 高気圧	中心が九州東方	大	
54 高気圧	中心が九州上	大	
55 高気圧	中心が九州上	大	

布図による方法で求め、 P にいま拾い出した比を乗じて、その流域の予想雨量を求める。

九州の北・中部よりも、もっと狭い地域にも類似法的方法が使われる。いちばん簡単な方法は次の例のようなやり方である。図VII-13(a)は愛知県を5区域に分けてある。⁴⁹⁾ ⁵⁰⁾ 散布図法により愛知県の県平均雨量 $\bar{R}$ を求め、図VII-13(b)のような統計図を用いて各予報区の雨量を求める。図(b)の曲線には、地形性雨量分布の特徴が含まれていると考えるのである。



図VII-13(a) 愛知県の雨量予報区、数字は地区番号、地名は代表地点



図VII-13(b) 県平均雨量($\bar{R}$)と地区平均雨量(R)との統計的相関図
左は30区(名古屋), 右は33区(田口)の例

VIII 散布図による雨量予報(地点統計予報の1)

1. 地点統計予報のやり方

地点統計雨量予報は、アマチュア雨量予報者がいちばんとつきやすいし、またいちばんまちがった結論を出しやすい危険な迷路である。したがってまず、これに対する基本知識をPetterssenにしながら得ておくことにしよう。³⁾

地点統計予報というのは、散布図や回帰方程式の形で予報の助けになるものを作ることである。そしてそれらを利用して、現在までの気象状態から、これから先のたとえば雨量の予想値が図や式で得られれば事柄は簡単である。そこで、予報に使うなんらかの先行する変数を予報因子といい、予報されるものを予報値ということにしよう。予報因子は普通ひとつでなく数個(X_1, X_2 , 等)を使う。

予報値といっても、実は次の3つの場合がある。(1) たとえば6時以前の観測値から、ある地点で正午から12時間の間に雷雨が起こるか起こらないかを予想する場合のように、“yes”か“no”かの予報、(2) たとえば、18時以前の観測値から、翌朝6時後の12時間に現れる最高気温の予報の場合、これは“how much”予報で、雨量予報もこの種のもの、(3) たとえば18時以前の観測から、今後18時間に放射霧が起こるか、起こるなら始まるの時間は、の予報で、これは“when”の予報である。

次に予報因子としてなにを選ぶかであるが、これがいちばん難しく、結果のよしあしの大半はこの選択にかかっている。もし予報値と物理的あるいは力学的な因果関係がわかっている変数があるなら、それらを予報因子に選ぶことが大いに望ましいが、もしそれがわかっていないなら、予報の経験にもとづいて予報因子を選ぶなければならない。

統計に使うデータの期間は、現象の起る出現度、先行する気象状態の多様性、予報因子の個数を勘案して決める。

予報因子(X_1, X_2 , 等)と予報値(Y)との間の関係をみるために

$$Y = a + bX_1 + cX_2 + dX_3 + \dots$$

の形の回帰式にまとめてもよい。だが、特別な場合を除いては、相関係数などの計算は避ける方がずっと賢明で、それより、一連の散布図(Scatter diagram)にまとめる方がよい。いわゆる図式相関で、この方がひとめでわかりやすいし、両者の関係の様相にも自由度があり、選んだ予報因子の適切さもわかるし、また調査を進めている間に個々の観測値の精度なども調べられる。

予報因子がたったひとつのいちばん簡単な場合は、図VIII-1の形の簡単な散布図で関係を示す。二つの予報因子(X_1, X_2)を使うときは、これらを直角座標とし、予報値(Y)の数値を該当する点にプロットした方が便利である。

二つ以上の予報因子が含まれるときは、それらと予報値との関係は、一連の散布図をなん枚かプロットし解析するとえられる。その場合はあとで詳しく述べるように、たとえば、 X_1, X_2, X_3, X_4 , 等のように予報因子を対にして組に分ける。各対から新しいパラメータ(たとえば $Y_{12}, Y_{34}, \dots$)を決め、これらのパラメータから最後に予報値(Y)を決めるやり方をする。

データを扱うには、普通、原表を作ることから始め、原表には観測値を観測日時の順序に記入して、全部に通し番号をつける。つぎに、予報値といちばん密な物理的關係がありそうな二つの予報因子

(たとえば, X_1 と X_2) をプロットして, まずそれを解析する。その際プロットした点に順番の通し番号をつけておくと, 簡単な法則に従わないケースが出たとき, それを特別に扱うこともできる。

こうして予報に使えそうな図表ができたなら, 安定した予報ができそうかどうかをテストしなければならない。別なデータでテストした結果は表Ⅶ-1 のような形の分割表で表わすのが便利である。

いま, F を予報が当たった回数, T を予報の全回数, D を気候学的な確率からも予報が当たって当然な回数とする。するとスキルスコア (skill score, 熟練度からみた採点) S は

$$S = \frac{F - D}{T - D} \dots\dots\dots (8 \cdot 1)$$

で定義されている。ただし D は分割が n 個あるときには,

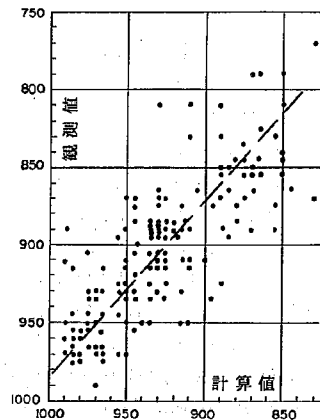
$$D = \frac{C_1 R_1 + C_2 R_2 + \dots + C_n R_n}{T} \dots\dots\dots (8 \cdot 2)$$

で表わされる。上式からわかることだが, 予報が全部当たるとスキルスコアは1に等しく, 当たった回数が気候的確率から当たって当然な回数に等しいとゼロである。表に示した場合は, スキルスコアは0.69で, 予報の当たった率は88%である。

次にまず, 起こる起こらない, つまり yes

or no 予報の場合のやり方を述べる。問題にいちばん関係が深そうな二つの予報因子 (X_1 と X_2) を選ぶ。 X_1 と X_2 を座標した図に, 起こる場合 (×) と起こらない場合 (・) をプロットすると図Ⅷ-2や図Ⅷ-3の形の散布図がえられる。図Ⅷ-2の場合には, X_1 とはよい相関があるが, X_2 とは相関がないことは明らかである。こんなときは, 無用なパラメータに代えて, 新らしいパラメータを選ぶ必要がある。

図Ⅷ-3の場合は, 予報因子の選び方は双方ともうまくいった。ただ, 番号24の観測が, ほかの "起こる" 場合が占める面積から遠くに飛び出している。原表あるいはもとの記録で, 誤りがあったかどうかを調べる必要がある。もし誤りが見つからなかったら, このケースをめぐる状況を研究してみる。同じように, 21番が22番と (また15番が14や16番と) 違う事情を研究して, さらに細かい分離ができるような洞察をする。



図Ⅷ-1. 降水を伴わない対流雲の148のケースについて, 雲底の計算値と観測値の比較

表Ⅶ-1 簡単な分割表

観 測	予 報		合 計
	起こる	起こらない	
起こる……	87	23	110 (R_1)
起こらない……	29	306	335 (R_2)
合 計……	116 (C_1)	329 (C_2)	445 (T)

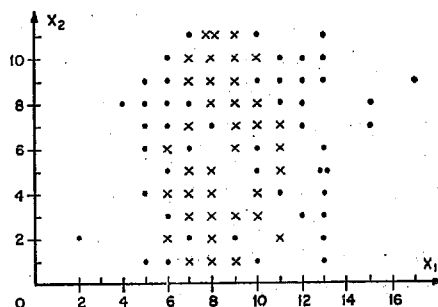
$$F = 393, T = 445, D = 276$$

図Ⅶ-3のようにきれいに分離できることはめったにない。図Ⅶ-4と図Ⅶ-5にはもっと普通の場合を示してある。図Ⅶ-4の破線は図をAの部分とBの部分に分けている。B部ではプロットした点の4%が“起こる”場合を表わすが、それらの点はあちこちに広がっているの、それ以上どうすることもできない。A部には“起こる”と“起こらない”がほぼ同数あり、それを分離するのに二つの新規の予報因子(X_3 と X_4)を選ぶ。A部に含まれていた全ケースを X_3 と X_4 を座標にした図にプロットすると図Ⅶ-5の下部のようになる。解析に際して、プロットした点が季節によって著しくちがうことがわかった。それで、図Ⅶ-5の関係は秋の季節に適用するものを示してある。

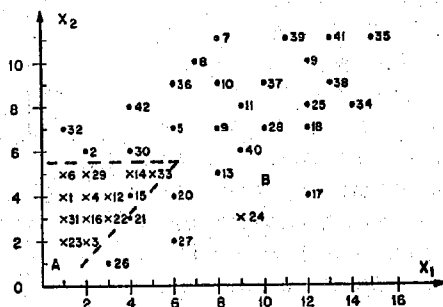
図Ⅶ-5の下部の図は、こんどはCとDの二つの部分に分れる。Dの部分には“起こらない”場合が圧倒的に多い。Cの部分では“起こる”方が多少多い。両部を境する線にもう少しかこうをつければ、もう少し分離がよくなるかもしれないが、そうする事が物理的に意味があるかどうか疑わしい。分離をさらに洗練するために、5番目の予報因子(X_5)を選ぶ。C部に含まれていたケースを、こんどは X_3 と X_5 を座標にした図にプロットする。その結果が図Ⅶ-5の上部である。見るとおり、分離はさらに改良された。それ以上試みたが予報因子として役立ちそうな新しいパラメータが見つからなかったので、図Ⅶ-5の上部がデータを使って得られる最良のものだということになる。

さて、図の使い方は次のようにする。

1. X_1 と X_2 の観測値を図Ⅶ-4に入れる。もしその点がB部に入ったら、予報は“起こらない”でそこでストップ。もしA部にきたら図Ⅶ-5の下部へ進む。
2. X_3 と X_4 の観測値を図Ⅶ-5の下部へ入れる。もしその点がD部の中なら、予報“起こらない”



図Ⅶ-2. “起こる”(x)と“起こらない”(o)をプロットして、 X_1 と相関はあるが、 X_2 とは相関がないことを表わす模式図、便宜上、順番の番号は省いてある。



図Ⅶ-3. “起こる”(x)と“起こらない”(o)をプロットして、きれいに分離できることを示す模式図。数字は観測の日時の順につけたもの。

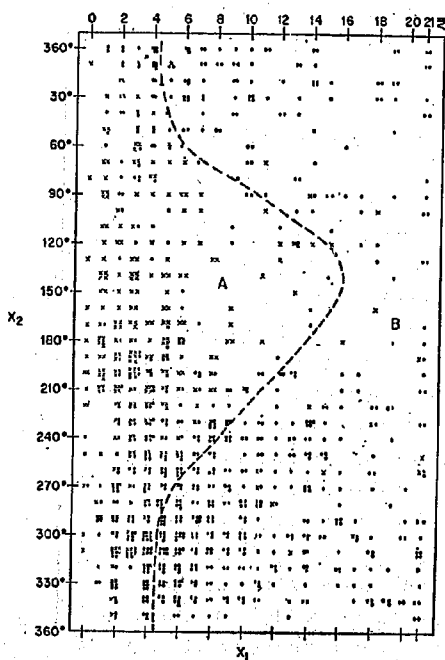
い”でストップ。C部にきたら上部の図へ進む。

3. X_3 と X_5 の観測値を図Ⅷ-5の上部へ入れる。点がE部なら予報”起こる”, F部なら予報”起こらない”。

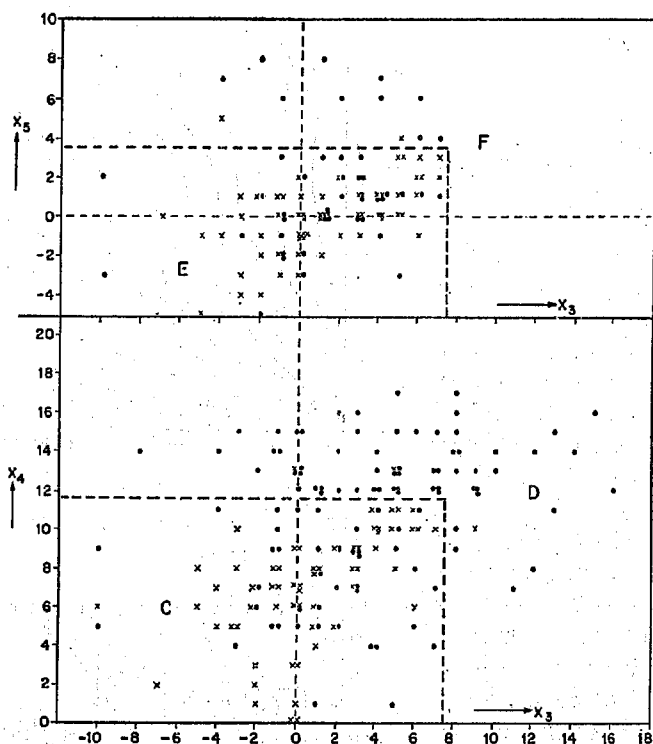
これらの図表を別のひと組のデータで試したところ, スキルスコア0.70で, 予報適中率は91%であった。

次には”when”の予報(たとえば降水の開始)と”how much”の予報(たとえば降水量)の場合を述べる。そのどちらの場合でも, データを散布図にプロットするが, プロットした点には数値(時刻あるいは量)のほかに順番の番号もつけておく。データのプロットが終わったら, 図を解析して等値線をひく。もちろん, 理屈に合った線をひかねばならない。そのやり方を図Ⅷ-6と図Ⅷ-7で説明する。等値線をひくときにはいつでもある程度の平滑化を必要とするのだが, 最初の概略図(図Ⅷ-6)ではあまり平滑化しすぎはならない。図に示したケースでは, 等値線の一般的傾向からかなりな程度の直線的関係がありそうに見える。直線関係からいけば外れているのはA部とB部である。データの表が原記録にさかのぼって, 誤りがあるか, あるいはなにか特別な事情があるのか調べる必要がある。最初の概略図は, そのほか谷や尾根の形で微小な不規則性や, あるいは微小な極大と極小を示しているが, そのような小さい不規則性は, データを変えてテストするとまた変ってしまうものであるから, 平滑化して除去すべきである。

できるだけ客観性のある平滑化をするには, 図をいくつかのブロックに分け, 各ブロックはできるだけ等しい大きさで, ほぼ同数のケースを含むようにする。もちろん, 大きさとプロットした点の数を等しくするといっても, 多少融通をしなければならないこともある。一例を図Ⅷ-7に示す。そこで次には, 各ブロックごとで平均値を計算し, 等値線をひく。例図の場合には, 等値線は同じ角度の



図Ⅷ-4. Andrews 空軍基地で, ジーリングが600ft以下あるいは視程1mile以下が, 起こる(x)と起こらない(o)を, 850mbの湿度(X_1)と300ftの風向(X_2)に対してプロットした例。予報因子(X_1 と X_2)は1500グリニッジ時, 予報値は2130グリニッジ時から始まる18時間に関するもの。便宜上, 順序を示す数字は省略した。A部に含まれるケースは, 図Ⅷ-5の下半部にプロットし直し, xとoをさらに分離しようとする。



図Ⅶ-5 図Ⅶ-4のA部に入るケースの継続の解析。上下の図ともに、横軸は1530から2130グリニジ時までの湿数の増加。下図の縦軸は、2130グリニジ時の地上気温マイナス1500グリニジ時（入手できる最新のもの）の850-mb気温。C部のケースは、さらにxと・を分離するため上の図にプロットし直してある。上図の縦軸は、下図の縦軸値マイナス2130グリニジ時の地上露点温度と1500グリニジ時（入手できる最新のもの）の850mb気温の差。

開きをした一群の直線としてひいてあるが、別段不つごうな偏差がないからである。平滑化した等値線のほかの例を図Ⅶ-8に示す。ある程度の主観性は避けられないが、注意して上手に平滑化すると、等値線から無用な変動を除去して、ずっとよくなる。

数値を含む予報のときは（単に“起こる”の場合とちがい）たいいて二つ以上の予報因子が必要となるので、それらをどう結び合わせるかの問題が起きる。普通に使われている方法は、予報因子を対にして結び合わせるやり方である。簡単のため、6個の予報因子、 X_1 , X_2 , …, X_6 があるとす。

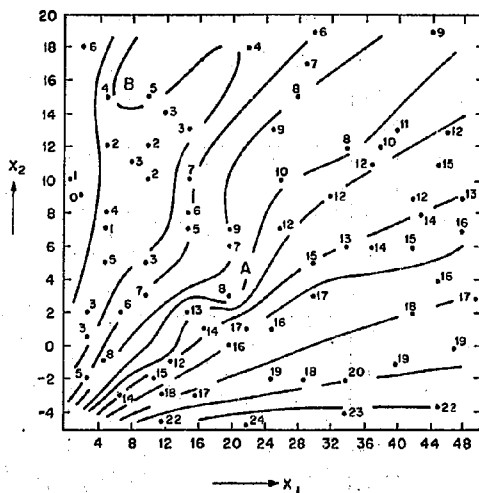
すると予報因子を下図のように対にして扱う。

$$\left. \begin{array}{l} X_1 \\ X_2 \end{array} \right\} Y_1 \quad \left. \begin{array}{l} X_3 \\ X_4 \end{array} \right\} Y_2 \quad \left. \begin{array}{l} X_5 \\ X_6 \end{array} \right\} Y_3 \quad \left. \begin{array}{l} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \end{array} \right\} Y \cdots (8 \cdot 3)$$

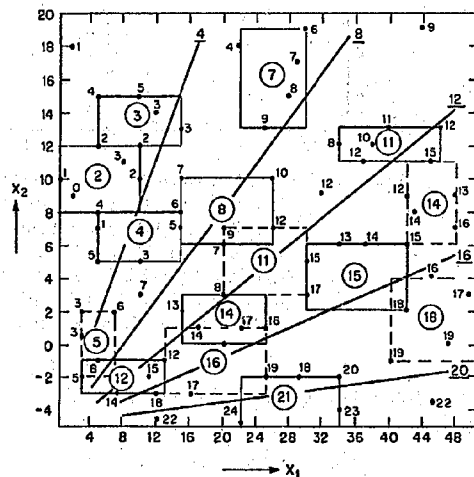
予報しようとする量の値は、 (X_1, X_2) 、 (X_3, X_4) 、 (X_5, X_6) を座標とする別々の3枚の散布図にプロットする。これらの図を上述したようなやり方で解析すると、等値線の3群 Y_1, Y_2, Y_3 が得られる。これらは、予報値に対する3つの独立した第一近似値であるとみてよい。次には、データを座標 Y_1 と Y_2 の図にプロットし、その図を解析すると第二近似値 Y_4 がえられる。最後に、 Y_3 と Y_4 を座標とした図をプロットし解析する。するとこの図の等値線 (Y) が予報値となる。いうまでもないが、このやり方は予報因子がなん個でもできるが、6個以上を使ってもほとんど効果はない。以上述べたやり方の例を示したのが図Ⅷ-8である。この図はロスアンジェルス

の冬の雨量を取扱ったものである。⁴⁷⁾ 予報因子として次の6個を選んでいる。

$\Delta P_{SFO-LAX}$: 海面気圧差, サン
フランシスコ マイナス ロス
アンジェルス (東西風の尺度)
 H_{700} : オークランドの700mb
面の高さ (予報経験からのパラ
メータが近くの低気圧中心の距
離と相関が大きいことがわかっ
ている。これと東西風および南
北風と組合わせると、等圧線の



図Ⅷ-6. 予報値の等値線のスケッチでこれが第1近似値

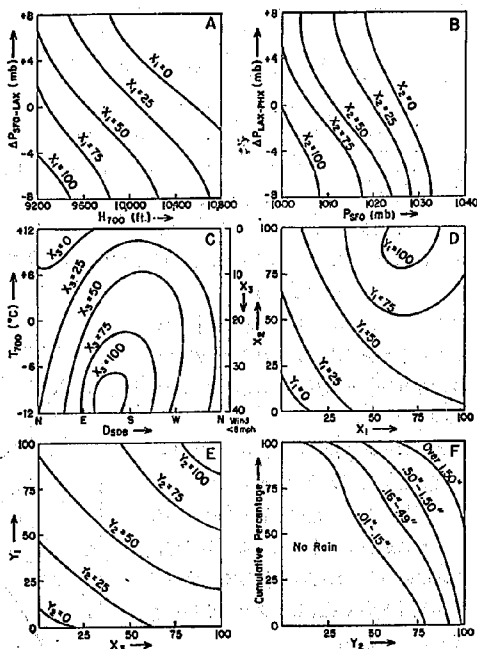


図Ⅷ-7. 図Ⅷ-6に対応する最終の等値線で、ブロックごとの平均を使ってひいたもの

曲率を示し、したがって接近する低気圧による水平収束を示す)
 $\Delta P_{LAX-PHX}$: 海面気圧差, ロスアンジェルス マイナス フェニックス (南北風の尺度)
 P_{SFO} : サンフランシスコの海面気圧 (カリフォルニア海岸沖の高気圧あるいは低気圧を示す)
 T_{700} : サンタマリアの700mbの温度 (気団の安定度を示し, H_{700} と組合うと上空の寒冷低気圧の存在を示す)
 D_{SDB} : サンドベルグの地上風向 (温暖前線の接近による南よりの風, あるいは寒冷前線の通過による北よりの風を示す。これを, 地衡風の東西風および南北風と組合わせると, 低気圧の発達や衰弱を生ずる加速度を部分的に示す尺度になる)

これらのもとになる変数を図Ⅶ-9のように対にして組合せ, 導来変数 X_1, X_2, X_3 をうる。これらの導来変数を組合せて最終の変数 Y_2 を出す。この最終変数はもとの6つの変数すべての関数であって, この図を作ったあとの実際の降雨について, 雨量を Y_2 のいろいろな値に対して区分して, 度数表を作る。そして表をもとにして, 図Ⅶ-8のF図を作ることができる。そうすると, 雨が“降ること”とその量の予報の適中率がわかる。たとえば, 初めの気象状態がこれら諸図から $Y_2 = 25$ と出たとする。するとF図によって“雨なし”の30時間予報の適中率は90%となる。また, $Y_2 = 75$ の気象状態だと, 雨が降る確率は90%で, 雨量が0.5インチをこえる確率は約70%になる。

さて, 散布図の作り方は以上のとおりであるが, 問題によっては, 予報因子の組合せの順に工夫をして, 特殊なノ



図Ⅶ-8 観測時後6時間から始まる30時間のあいだの, ロスアンジェルス の雨量予報図。図A, B, Cではもとの変数を座標軸として使っている。風速が8 mph以下のときは, X_3 はC図の右側のスケールで読取る。図Fは, Y_2 に対して雨量を量的にいろいろ区分し, 確率の彩を示す。

$$\left. \begin{array}{l} \Delta P_{SFO-LAX} \\ H_{700} \\ \Delta P_{LAX-PHX} \\ P_{SFO} \end{array} \right\} X_1 \quad \left. \begin{array}{l} T_{700} \\ D_{SDB} \end{array} \right\} X_3 \quad \left. \begin{array}{l} X_1 \\ X_2 \\ X_3 \end{array} \right\} Y_2$$

図Ⅶ-9 もとの変数を組分けする順序とそれから導かれる変数を示す。

モグラムに組立てる方が好ましいことがある。簡単のため、4個の予報因子 X_1, X_2, X_3, X_4 の場合を考えよう。 X_1, X_2 の対を組合せると上述のように第1近似値 Y_1 が出る。ところがこんどは、図としては Y_1 を横軸に X_1 を縦軸にとって予報因子 X_2 の等値線をひいて

$$X_2 = X_2(Y_1, X_1)$$

のグラフを描く。このグラフを使って、 X_1 と X_2 から第1近似値 Y_1 を得る。この Y_1 と X_3 から第2近似値 Y_2 を求めるのだが、図としては Y_1 を横軸に Y_2 を縦軸にして予報因子 X_3 の等値線をひき

$$X_3 = X_3(Y_1, Y_2)$$

のグラフを描く。このグラフを使って、 Y_1 と X_3 から第2近似値 Y_2 を求める。この Y_2 と X_4 から最終的に予報値 Y を求めるのだが、図としては、 Y を横軸に Y_2 を縦軸にして X_4 の等値線をひき、

$$X_4 = X_4(Y, Y_2)$$

のグラフを描く。そして Y_2 と X_4 のグラフから Y を求める。これら3つのグラフ図を図Ⅷ-10に模図的に示したような配列に並べる。

この方法は Spreen によって1974年に提案されたものだが、利点がいくつかある。第一に、予報図を緊密な理にかなった形に表わすことができる。第二に、等値線の組をそれぞれ解析して、予報因子の相互関係を顧慮してグラフを調整することができる。

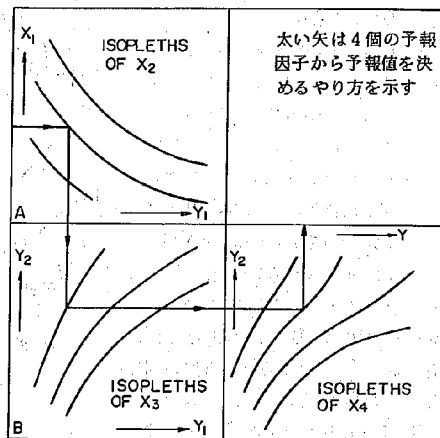
2. 中国地方の4, 5月の雨

前節は Petterssen の述べているところで、特別な場合を除いては、相関回帰式よりも散布図がよいとして、後者について要領を述べた。しかし、“特別な場合”として重相関回帰式による方法があるので、これは章を改めて詳述すること

とし、以下数節にわたってわが国で雨量予報に散布図を使ったいくつかの例を紹介する。これらの諸例で特に着目すべきは、予報因子としてどんな気象要素を使っているか、という点である。

まず水姓勝敏による中国地方の4, 5月の雨量予報を紹介する。⁴⁸⁾ 中国地方(山口県を除く)を代表する地点として、広島・松永・岡山・庄原・津山・浜田・米子・鳥取・西郷の9地点を選ぶ。9~21時、あるいは21~9時の12時間と考え、9地点については、それぞれ延べ $12 \times 9 = 108$ 時間になるが、それを対象にして、その108時間内になん時間雨が降っているかによって量も加味して、降雨状態をつぎの5階級に分類する。

$R=1$, 0.1 mm/hr 以上の雨は5時間以下、または雨なし。(だいたい雨なし。記号X)



図Ⅷ-10. 4つの予報因子(X_1, X_2, X_3, X_4)と、第1近似値と第2近似値(Y_1 と Y_2)と、最終予報値(Y)とを組み合わせる模図式の説明図

- R=2, 0.1mm/hr以上の雨が延べ6時間以上40時間以下。(一時雨あるいは時々雨程度0)
- R=3, 0.1mm/hr以上の雨が延べ41時間以上。(だいたい雨・)
- R=4, 9地点のうちどこかで12時間雨量が30mm以上,ただし延べ降雨時間が41時間以上。(雨強し。○)
- R=5, 9地点のうちどこかで12時間雨量が30mm以上,ただし延べ降雨時間が40時間以下。(局地的に雨強し,△)

以上の分類により,これからの12時間の雨が,Rの1,2,...,5のいずれであるかを予報値とする。

予報因子として次の16要素を採る。

A=(鹿児島における) $\frac{1}{2}$ (850mbの混合比+700mbの混合比) $\times \frac{1}{2}$ (850mb風速の210°軸に対する成分+700mb風速の210°軸に対する成分)210°軸はSWからNEに向う軸で,この軸に対する成分が正なら,鹿児島の方から中国地方に流入する水蒸気量を表わす。

B=(米子における)Aと同じ量。

C=850mb面で,福岡・米子・潮岬を結ぶ三角形でベラミの方法(付録4)で収束を計算する場合の福岡の成分。上記の三角形で850,700,500mbの収束量を計算したが,中国地方の雨とよい関係が求められなかったが,その調査の間に福岡の収束の成分Cが関係が深いことがわかった。

D=Cと同じく,850mbの潮岬の収束の成分

E=鹿児島島の850mbの風向。下層風を表わす。

E'=鹿児島島の850mbの風速

F=米子850mb 風向

F'=米子850mb 風速

G=福岡500mb 風向。大規模な気流の場を代表させる意味

G'=福岡500mb 風速。

H=850mbの気温差。米子 マイナス オサン(朝鮮中部)。前線の有無の尺度とする。

H'=850mbの気温差。鹿児島 マイナス 米子。

J>Showalter 安定度指数 SSI。ただし850mbには鹿児島島の気温・露点を取り,500mbにはオサンの値をとる。

J'=米子のSSI

K=米子の700mb面高度の平年偏差(平年値として旬別値を使う)。

K'=700mb面の高度差。米子 マイナス オサン。

以上の16予報因子を組合せて,図Ⅷ-11に示すように指数Qを求める。そして最終的にQとRの関係を表Ⅷ-2のように度数表にして示す。散布図作製に使った標本数は1959~63年の5年,4月と5月(61日分),1日2回で,5×61×2=610個であるが,資料の欠があるため実際には467個であった。

さて次に個々の散布図を示そう。図Ⅷ-12はA,Bから指数Lを導く散布図で,図中の等値線のひき方は,○の区域の境界に着目して(イ)-(ロ)線をひき,次に・の区域に着目して(イ)-(ロ)線に平

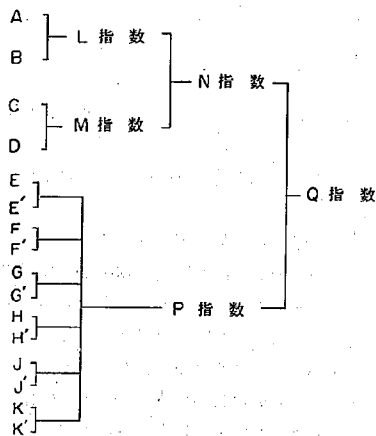
行に (ハ) - (ニ) 線をひく。あと適当に平行線をひいて目盛をしてあるが、目盛の数値は適当につけたもので特に意味はない。

図Ⅷ-13がC, Dから指数Mを導く散布図で、雨の程度Rによってまず (イ) - (ロ) の線をひき、これに平行に円弧を適当に描いて、これに数値をつけて指数Mとする。

指数Lと指数Mを横軸と縦軸にとって、これから新しい指数Nを導く散布図が、図Ⅷ-14である。

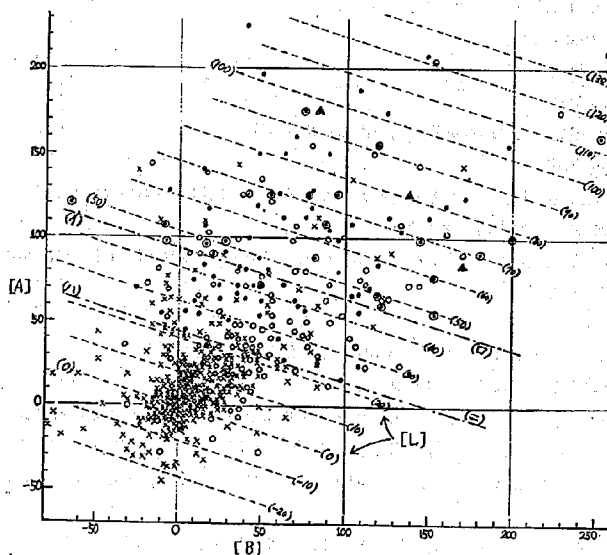
一方、E, E', F, ...等から新しい指数Pを導くのに、少し変わった方法をとっている。

図Ⅷ-15, 16, 17, 18, 19, 20はEとE', FとF', GとG', HとH', JとJ', KとK'をそれぞれ横軸と縦軸にとったRの散布図である。いずれの図でもRの値を勘案して、I, II, III, の3領域に分割してある。

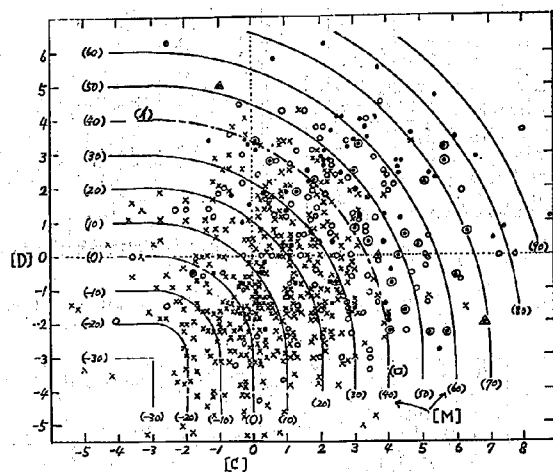


図Ⅷ-11. 予報因子の組合せ

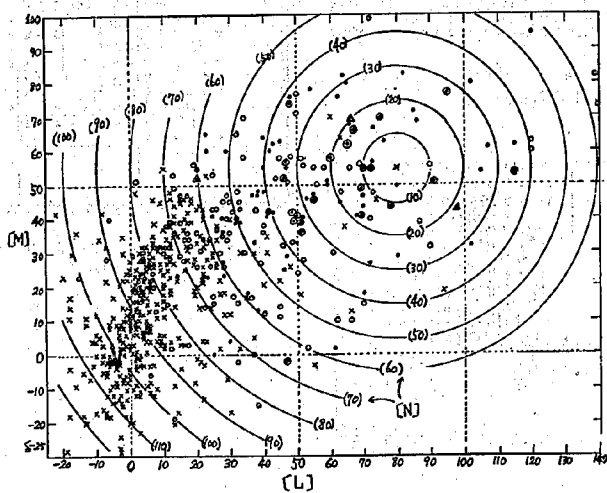
以上の6図を総合して新しい指数Pを導こうとするのが、図Ⅷ-21である。この図の横軸には図Ⅷ



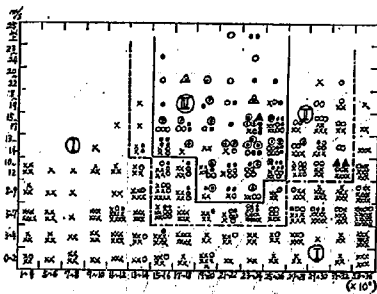
図Ⅷ-12. 予報因子A, Bから新しいパラメータL指数を求める図



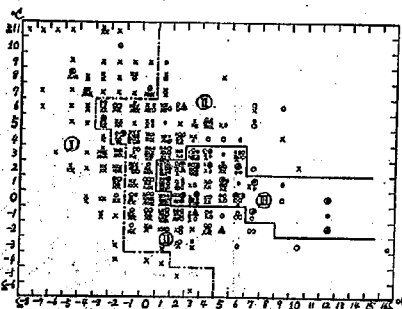
図Ⅷ-13. 予報因子 C, D から新しいパラメータ M 指数を求める図



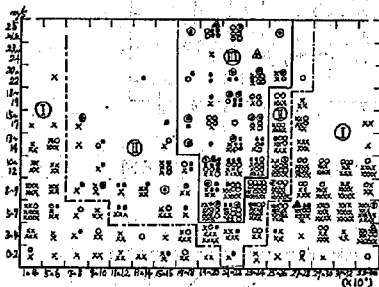
図Ⅷ-14. 指数 L と指数 M から新しいパラメータ N を導く図。



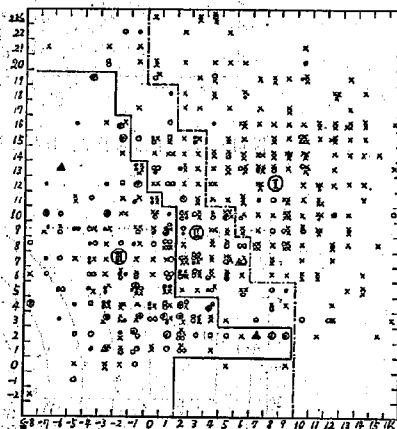
図Ⅷ-15. 横軸E, 縦軸E' による
Rの散布図



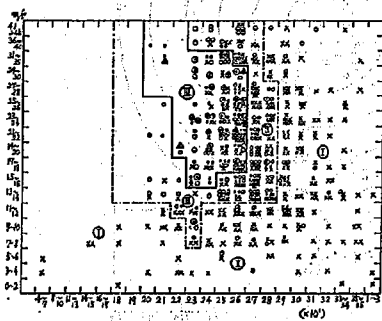
図Ⅷ-18. 横軸H, 縦軸H' による
Rの散布図



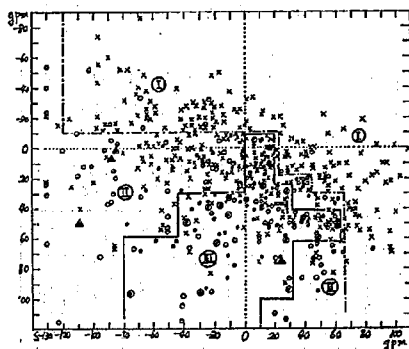
図Ⅷ-16. 横軸F, 縦軸F' による
Rの散布図



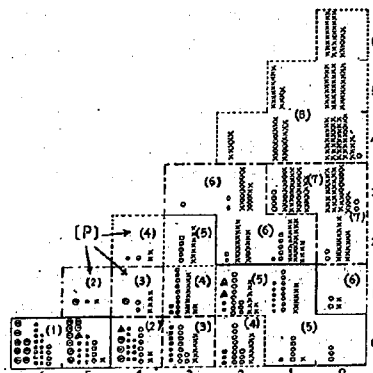
図Ⅷ-19. 横軸J, 縦軸J' による
Rの散布図



図Ⅷ-17. 横軸G, 縦軸G' による
Rの散布図



図Ⅶ-20. 横軸K, 縦軸K'にとったRの散布図

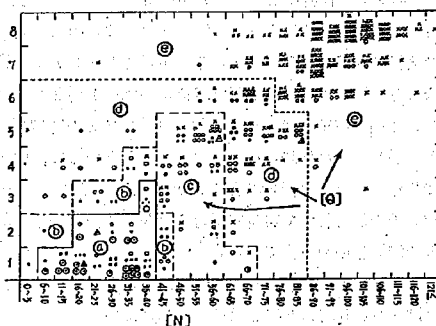


図Ⅶ-21. 図Ⅶ-15, 16, 17, 18, 19, 20から新しい指数Pを求める図

-15~20の6図で階級Ⅲに顔を出した回数をとってある。たとえば横軸の値3のところは、6つの図のうち3つの図では階級Ⅲの領域にはいっているケースを意味する。したがって横軸の値がゼロに相当するケースはすべて、6つの図のうちどの図でもⅢ[P]の領域に落ちなかったという意味である。また、この図の縦軸には6個の図で階級Ⅰに顔を出した回数をとってある。このように座標軸をとってRをプロットし、8個の領域に分割して、その値を指数Pとしている。

最後の散布図は、指数NとPから新しい指数Qを導く図で、図Ⅶ-22がその散布図である。この図ではRの値を勘案して5領域に分割し、a~eとラベルし、これを指数Qとする。

そして、最終の指数QとRの関係を、これは表Ⅶ-2で示す。つまり、以上示した諸図を使って指数Qを求めたら、この表に従ってRがどの値になるか予報すればよい。なお、水姓はこの表を使っても予報が外れそうなケース、たとえば、QはaでありながらR=2であるとか、QはdでありながらR=3以上、といったケースを抽出



図Ⅶ-22. 横軸N, 縦軸Pから新しい指数Qを導く散布図

表Ⅶ-2. 指数Qと予報値Rの関係を示す度数表

Q \ R	4, 5	3	2	1	計
(a)	22	24	7	0	53
(b)	0	14	7	1	22
(c)	2	12	30	13	57
(d)	1	5	38	49	93
(e)	0	0	15	227	242
計	25	55	97	290	467

して、気圧配置の特徴を調べている。その結果では、表で失敗するような気圧配置にはかなりはっきりした特徴がみられることを報告しているが、このような吟味は実際に予報するとき有力な手掛りを与える。

また、以上は1959～63の5年間の資料によって作成したものであるから、別の独立な資料で予報成績をチェックする必要がある。この目的で1964年4,5月について成績をみたのが表Ⅷ-3で、この年の4月は異常な天候状態であったが、かなりの成績を挙げることができる。

表Ⅷ-3. 独立な1964年4,5月のデータによるチェック

Q \ R	4,5	3	2	1	計
(a)	3	2	1	0	6
(b)	0	2	5	2	9
(c)	1	1	7	4	13
(d)	1	2	7	13	23
(e)	0	0	10	51	61
計	5	7	30	70	112

3. 九州の24時間雨量予報

前節の散布図による雨量予報は、かなり正統派的で、9時のゾンデ資料によって、9時～21時の12時間雨量を、21時のゾンデ資料によって、21時～翌日9時の12時間雨量を予報しようとするものである。しかし高層実況の入手は、自分のところで飛揚したゾンデなら30分後、気象官署のようにテレタイプをもつ場合でも、近隣のゾンデ観測所資料は観測後1時間、遠い地点のデータ入手には数時間かかる。たとえば、午前8時前に当日9時～翌日9時までの24時間雨量の予想をしたい場合、9時のゾンデ観測資料の入手を待つわけにはいかない。そうかといって、前日21時のゾンデ資料によっても、好結果は期待できない。そこで、8時前に予報因子 X_1 、 X_2 、……の9時の値、21時の値を予想し、予想した予報因子の値を使って24時間雨量を予報する方式をとる。これが福岡管区気象台の散布図による九州の24時間雨量のやり方である。⁽⁴⁵⁾

したがってこの場合の散布図は、予報因子は9時と21時のゾンデ資料の平均値とし、予報値は当日9時～翌日9時の24時間雨量とすればよい。

九州での予報値は、九州全域の面積雨量とし、実際には九州20の気象官署の日雨量観測値の算術平均をとる。

予報因子は、 X_1 = 可降水量、 X_2 = V_{70} (700mbの風速) と V_{85} (850mbの風速) の平均、 X_3 = SSI とする。

散布図の形式はⅧ-1節に述べた Spreen の方法により、図Ⅷ-10の図の左半分の形のものがいちばん便利である。

実際の予報作業は次のようにする。まず前日21時の地上、高層天気図等により、低気圧の進路予想をする。それに基いて850mbの露点 T_d の予想をする。たとえば、東支那海に低気圧があり、それが進行してくると思われるときは、低気圧付近の $(T_d)_{85}$ を外挿して T_d を求める。可降水量 W を求めるには、あらかじめ、 W と $(T_d)_{85}$ の関係を示す統計グラフを作っておき、 $(T_d)_{85}$ の予想値から W の予想値を求める。

V_{70} と V_{85} の値の予想をし、 W と $\frac{1}{2}(V_{70} + V_{85})$ から散布図を使って予報値 P の第1近似値 P_1 を求める。

V_{70} や V_{85} が南風の場合は雨量が増大するので、これの補正をする。それには、これらの風が北向きの成分を持つときに、 P_1 に乗すべき補正係数をあらかじめ統計的に求めておき、これを P_1 に乗じて第2近似値とする。そして次の散布図にはこの補正された値を P_1 として使う。

そして最後に SSI と P_1 から最終予報値 P_2 を散布図から求める。

この方法は予想した予報因子の値を使うので、この予想がうまくいけば、最終の予報値はかなりよい結果がでる。しかし予報因子の値の予想はかなり難しく、ことに V_{85} や V_{70} はいちばん予想がむずかしい。鍋島泰夫の報告によれば、じょう乱が急に発達する場合や、メソスケールの下層ジェットが強まる時などの場合は、予想の風速と実測との差はかなり大きく、したがって予報値が実況とかなり大きくちがう、という。

なお九州では、以上のようにして求めた九州全域の面積雨量から河川流域別の雨量予想をするのであるが、その方法はⅦ-4節に述べてある。

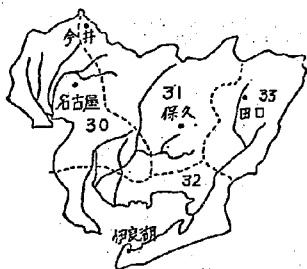
4. 愛知県のひと雨の総雨量予報

あるじょう乱によって雨が降り出してから降り終るまでをひと雨という。ひと雨の総雨量を愛知県について散布図によって予報する方法を安田清美・前田伊三男が開発した。^{49), 60)} 散布図そのものは従来どおりであるが、予報因子のとり方に総観的(天気図解析的)手法を採入れたたいへん参考になるよい方法である。

予報値は愛知県内のひと雨の面積雨量で図Ⅶ-23に示した5地点の算術平均を使う。

予報は、太平洋岸低気圧の場合、日本海側低気圧の場合、前線が北上する場合、台風(熱帯低気圧を含む)の場合の4つに分類して行う。まず太平洋岸低気圧の場合を述べる。

予報因子は X_1 , X_2 の2個であるが、その値を決めるのに予備調査をする。それには、1957~61年の5年間の天気図と、名古屋の雨量観測記録から、名古屋に雨を降らす低気圧の経路と、その低気圧がどこにきたら雨が降り出すか、どこまで去ったら雨が止むかを調べ図Ⅶ-24を得る。



図Ⅶ-23. 愛知県雨量予報区と代表地点

予報因子 $X_1 = 700 \text{ mb}$ の混合比 σ_{70} の平年偏差。ただし、名古屋の南西方の 34.5°N , 136°E の図Ⅶ-24で■印で示してあるところに基準点を取り、この点で雨が降り始めたときの基準点上空での σ_{70} をとる。つまり、低気圧中心が図Ⅶ-24の太い実線よりもやや南西方にずれた位置にきたときの基準点上空の σ_{70} である。もちろん、基準点でラジオゾンデを飛揚しているわけでもなく、また名古屋でも高層観測を行っていない。したがって σ_{70} は散布図作成のときから推定値を使うことになる。

その推定の仕方は、まず雨が降り出す前の低気圧が東シナ海や西日本にあるころの、低気圧のまわりの露点温度 (T_d) $_{70}$ の分布を、700 mb 高層天気図で調べる。

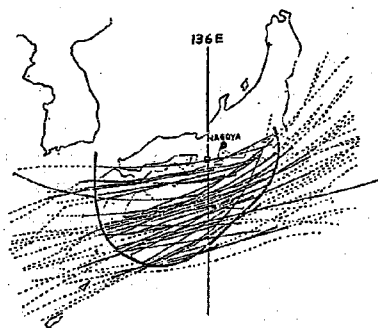
そして、低気圧周辺の $(T_d)_{70}$ の場が低気圧の進行とともに移動してくると考え、低気圧の進路に沿って $(T_d)_{70}$ の場を動かしてくる。低気圧中心が図Ⅷ-24の太い実線のやゝ南西にきたときの、基準点における $(T_d)_{70}$ の値を読み取る。この $(T_d)_{70}$ から σ_{70} を求める。この σ_{70} の平年偏差 σ'_{70} を予報因子 X_1 とする。ただし平年値としては潮岬の旬平年値があるので、それを補間して描いた図Ⅷ-25を使う。以上が予報因子 X_1 を得る操作であるが、高層観測のない地点の上空の気象要素の推定法のひとつとして参考になろう。

X_2 = 降雨中での σ_{70} の最大値と降り初めの時の σ_{70} との差。低気圧の接近とともに降り初めの時の σ_{70} から、基準点の混合比は次第に値が増し、やがて最大値 $(\sigma_{70})_{\max}$ に達する。この $(\sigma_{70})_{\max}$ と降り初めの時の σ_{70} との差 $\Delta\sigma_{70}$ 予報因子 X_2 である。

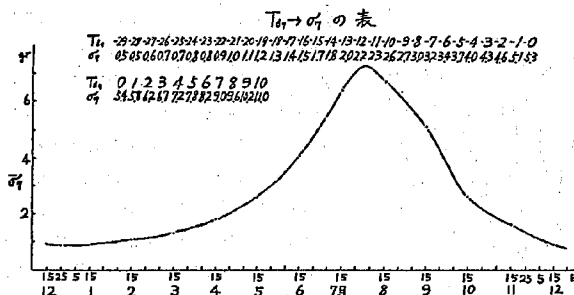
$(\sigma_{70})_{\max}$ を推定するには、 X_1 を推定したときと同じように、低気圧が東シナ海や西日本にあるときの $(T_d)_{70}$ の分布のなかで $(\sigma_{70})_{\max}$ に相当すると思われる位置をきめておく。そして低気圧の移動とともにずらせて基準点の $(\sigma_{70})_{\max}$ を推定する。散布図作成のときには、低気圧の通過前と通過後の $(T_d)_{70}$ の分布を比較して $(\sigma_{70})_{\max}$ の推定は比較的容易である。しかし散布図を実用にするときには低気圧の深まりに応じて σ_{70} にも $\Delta\sigma_{70}$ にも定性的であっても適当な補正を施さなければならない。

作成された散布図は図Ⅷ-26であるが、図中に記入された数値からみると、優秀なものである。

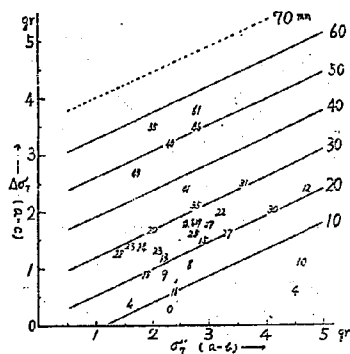
散布図作成に使った 1957～61 年の資料とは独立な 1965 年について検証した成績によると、雨



図Ⅷ-24. 太平洋岸低気圧による名古屋の降雨区域（太実線内）。点線（無降雨期間）および実線（降雨期間）は低気圧経路
■：雨量予報用基準地点



図Ⅷ-25. 潮岬の 700 mb 混合比の平年値 (σ_7 , 1956～1960 年の平均値)



図Ⅷ-26 県平均雨量を求める散布図

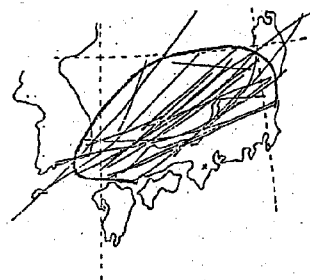
σ_T : 基準地点における雨の降り始めの 700 mb 混合比の平年偏差
 $\Delta\sigma_T$: 基準地点における降り始めから最大値になるまでの 700 mb 混合比の増加量

量が非常に多いと予報と実況はちがうことがあるが、その他では十分実用になる。予報精度は予報因子の予想がうまくいくかどうかにか左右される傾向がある。著者らは、特に雨の降り始めの $(T_d)_{70}$ の予想は、 $(T_d)_{70}$ の空間分布の勾配が急なことが多いので誤差が入りやすい、という。

次に日本海側低気圧の場合を述べる。1961, 62, 64 年のデータによって、名古屋に雨を降らせ始めと終りを低気圧経路によって統計図示したのが図Ⅷ-27である。

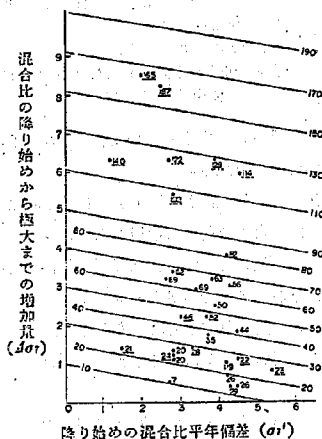
予報値、予報因子、基準点、などすべて太平洋岸低気圧の場合とまったく同じようにとり散布図を作ると図Ⅷ-28になる。数値からみてかなりよい散布図といえる。

第三に前線が北上する場合。これはおもに梅雨前線や台風前方で前線が北上する場合である。これについて調べたところ、予想される前線の位置が 137°E 線において、 35°N (名古屋) よりも北側の場合は、図Ⅷ-28の日本海側低気圧の場合がそのまま利用できる、という。また、 35°N よりも南側の場合には、太平洋岸低気圧の場合の図Ⅷ-26に、さらに前線のケースをプロットしてかき加えると図Ⅷ-29になるので、太平洋岸低気圧の場

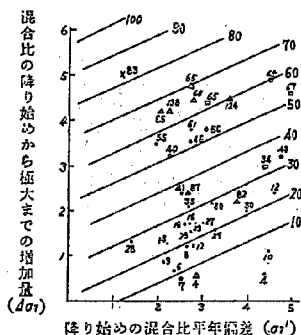


図Ⅷ-27. 日本海側低気圧による平均降雨域図 (名古屋)

統計 : 1961, 1962, 1964 年
 細線 : 降雨期間中の低気圧経路
 太線 : 平均降雨限界線
 × : 基準地点

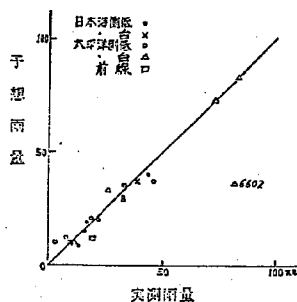


図Ⅷ-28. 日本海側低気圧・台風の場合の雨量予想図。図中の数字は雨量、数字と下線のーは台風の場合、... は台風の前線を伴う場合
 統計年次 : 1961, 1962, 1964, 1965 年、ただし台風については 1956~1965 年の主なもの



図Ⅶ-29 太平洋側低気圧による県平均雨量予想図

- ：低気圧や台風前面の前線北上によるもの
 - ：低気圧によるもの
 - △：梅雨前線と熱帯低気圧によるもの
 - ：台風と前線によるもの
 - ×：台風によるもの。
- 統計 1957～1965年ただし台風は1956～1965年の主なもの



図Ⅶ-30 太平洋側と日本海側の低気圧・台風の場合の検証図 (1966年3～9月)

合の散布図がそのまま利用できている。しかし図Ⅶ-29を細かくみると、△印の梅雨前線と熱帯低気圧によるものの雨量は大部分が、図の等値線の2倍またはそれ以上の値を示している。これからみると、ほかの場合はこの散布図でかなりよい成績に

なると思うが、梅雨末期の雨、特に熱帯低気圧による暖湿気の吹きこみがある時は、特別な考え方が必要であると思う。

第四の台風(熱帯低気圧を含む)の場合。台風が愛知県の西側を通過する場合(県通過の場合を含む)は、台風の前方に前線があるときも、前線がないときも日本海側低気圧と同様に図Ⅶ-28を利用して予想値が得られる。ただし、前線を伴う場合には、前線と台風のそれぞれについての予想値を求め、それらを加え合せればよい。

台風が県の両側を通過するときは、台風の前方に前線があってもなくても、太平洋側低気圧による場合の図Ⅶ-26によって予想し、ただ前線がある場合は、前線の雨と台風の雨を加えて予想値とする。

以上のような要領で1966年3～9月の独立なデータを用いて検証した結果は図Ⅶ-30である。この図の限りでは、台風6602を除いてはまったくみごとというべきである。前田・安田は、図に記された台風の場合と、1966年10月12日の東三河豪雨の場合には、予想雨量は実際の雨量の半分くらいであったと記している。

以上が散布図による雨量予想であるが、わが国でこの方法を実用に使ったのは山田三朗が初めかと思われ^{51), 52)} また従来予想が難しいとされていた東北地方の高緯度寒冷前線の雨量予想を散布図で試みた山下洋・角野迪夫の調査もある^{51), 52)}

5. 散布図による雨量予想値の修正

あるひとつの散布図で雨量予想値を出してもその後のじょう乱の動静等によって修正を必要とすることがある。もちろん修正は予報者の技術の程度でいろいろであるが、ひとつの目安として福岡管区気象台で行なっている方法は参考になる。

ある散布図によって得た予想雨量 P は、じょう乱の強さ、進行速度で変ってくる。じょう乱の強さを、強・中・弱にわけると、雨量は統計的に、強：中：弱＝4：3：2になる。また、じょう乱の進行の速さを、早い・遅い・並に分けると、早：並：遅＝2：3：4の割合になる。したがって、散布図で得た値に、これらから得た係数を乗じて補正する。

また散布図はひとつとは限らない。いくつかの散布図によって得た P の値を $P_1, P_2, P_3, \dots$ とすると、それらに“重み”をつけた平均値

$$P = a_1 P_1 + a_2 P_2 + a_3 P_3 + \dots$$

を求め、 P を雨量予想値とする。ただし、 $a_1, a_2, a_3, \dots$ は用いた散布図の精度等を考慮して適当に定める必要がある。

IX 重相関回帰式による雨量予報（地点統計予報の2）

1. その意義と実施のための条件

Ⅷ-1節では予報値 Y を予報因子 $X_1, X_2, X_3, \dots$ から

$$Y = a + bX_1 + cX_2 + dX_3 + \dots \quad (9 \cdot 1)$$

のような1次の回帰式で予報しようとするなら、散布図による方法の方がはるかにすぐれていると述べた。しかしそれは予報因子 $X_1, X_2, \dots$ の数がせいぜい5個か6個の場合である。もし予報因子として、少しでも Y に関係のありそうなものをすべて採りあげ、その数を数十、数百、あるいは数千にして、物量作戦で Y を予報しようと企てた場合は、散布図のような手集計ではとうてい追いつかない。

そのような場合にとられる手法は重相関回帰方程式による方法であって、最終的には、(9・1)式の $X_1, X_2, X_3, \dots$ の X の数が10個、20個、あるいはそれ以上の長い式になるが、その式に観測から得られた $X_1, X_2, \dots$ 等の値を入れて Y を計算して予報雨量値を得ようとする。ただ係数 $a, b, c, d, \dots$ を決めるには、どうしても電算機の方をかりなければならない。

わが国で雨量予報に重相関を使った例は二三ある。最初のもので実用にされたのは、おそらく石原健二らの北陸の降雪予報で、^{53), 54)}これは比較的よい成績を収めた。季節風による降雪はそのメカニズムが比較的単純なため、その予報は類似法でもよい成績が得られるのであって、重相関でも相当な成績が得られるのはそのためであろう。

石原はまた、岐阜県揖斐川流域について、あとで詳細に説明するように、予報因子1000個をとりあげて相関を調べる、いわばじゅうたん爆撃方式調査をし、(9・1)式の形の式を作った。^{53), 54)}もっとも、最終的の(9・1)式は X を約20個ほど使った式になる。

福岡管区気象台の豪雨ワーキンググループのメンバーは、⁵⁵⁾鹿児島と福岡の高層風観測から九州の面積雨量の6時間値を計算する重相関回帰式を作った。これは予報因子が、たゞ鹿児島と福岡の2地点の高層風だけであるため、雨量値そのものの予報には役立たないが、それでも注意報、警報級の大雨が降るか降らないかの判定には十分役立つ結果を得ている。

渡辺勉（福岡管区気象台）は、⁵⁶⁾福岡だけの気象観測値を予報因子とし、福岡を中心とする半径150 km内の12時間雨量の最大値を予報しようとする重相関調査を行った。これは、予報因子が福岡1地点のものだけであり、小規模調査であり、その結果も当然ながら十分とはいえない。

重相関解析をする魅力は、ばく大な数の予報因子を扱い、その中のどれとどれを採用して回帰式(9・1)を得るかを決めようとするところにある。予報因子の数が少く、しかもその予報因子間の相関が大きい場合は、重相関解析によること自体に多大の疑問がある。したがって上の福岡の二例の場合は、散布図解析でも十分間に合うし、また散布図解析の方が異常な個々のケースを吟味できる利点があると思われる。

やはり重相関解析の長所は物量的じゅうたん爆撃にある。ただしこの方法を採用するには、いくつかの前提条件がある。

まず相当ほう大な資料を収集・整理する。いちばん重要なことは、なにを予報因子とするか選定することである。予報因子としては直接の観測値でなく、観測値から導かれた量を使うことも多いので、

それらの算出式を作る。そしてそれらを重相関解析をして回帰式(9・1)を作る。これにはばく大な計算量を必要とするので、電算機を相当時間使わねばならない。

さて回帰式(9・1)が得られて、実際にこれを使って予報値Yを計算する日々の定常作業を考えてみる。(9・1)式で計算するには小型電算機で十分である。ただし問題はインプットするデータの取得である。I-5節およびI-7節に述べたように、高層観測のデータを入手するには、LTTの分岐、JMGのラジオテレタイプ受信によるしかない。FAXで放送されるデータによるのは、データの種類、数量、その精度に大きな制限をうける。しかし、いずれかの手段で必要なデータを入手できるとする。つぎには、そのデータをインプットする人手と技術である。人手は当然として、技術としては電算機の扱い、パンチカードのせん孔等のほか、欠測の観測値を適正な方法で推定して補てんする知識も必要とする。

以上の前提条件がかなえられるならば、重相関法が可能であるが、その具体的な進め方は石原による揖斐川流域雨量予報がよいサンプルで、これにならって回帰式を作ればよいが、原論文がかならずしも入手できないであろうし、予報因子のとり方について解説をした方がよいと思うし、また重相関回帰式の作り方も同時に説明した方がよいと思うので、煩をいとわず、以下石原の記述にしたがって詳しく解説することにする。

2. 揖斐川流域雨量予報

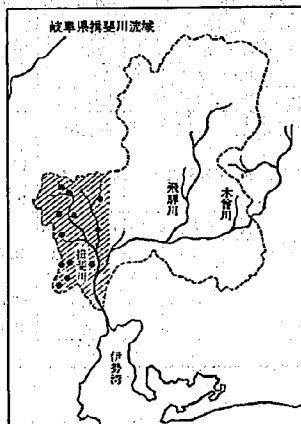
(2-1) 方程式作成のための雨量データの収集。 予報値Yは6、7月における揖斐川流域(面積1840 km^2)の1時間面積雨量である。このため流域内の12地点(図IX-1)の自記雨量計の1時間雨量を収集する。12地点の算術平均を面積雨量とする。データの期間は1961~65年の5年間である。したがって面積雨量のデータ数は、 $24 \times (30 + 31) \times 5$ の7,320個である。

予報因子は9時の高層観測データとし、これによって、9-10時、10-11時、……、翌日8-9時の各1時間雨量を求めようとする。

対応する時間のずれを表わすために、9-10時の雨量をLAG-1雨量、10-11時の雨量をLAG-2雨量、……、翌日8-9時の雨量をLAG-24雨量と呼ぶことにする。したがって、あるLAG雨量のサンプル数は $(30+31) \times 5$ の305個である。

(2-2) 方程式作成のための高層観測データの収集。

高層気象月報*により、稚内・根室・札幌・秋田・仙台・館野・輪島・米子・潮岬・福岡・鹿児島・八丈島・鳥島・南方定点の9時のデータをとる。鉛直方向には、1000, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100mbの8レベル。気象要素は、高度Z, 気温T, 風向D, 風速V, 相対湿度



図IX-1 予報対象地域

* 気象庁編、気象協会販売。

Hの5要素, ただし湿度Hは1000, 850, 700, 500mbの4レベルだけとする。したがって高層のデータ数は $(4 \times 8 + 1 \times 4) \times 14 \times (30 + 31) \times 5$ で153,720個となり,これが素材データで, これらの素材データから, もとのまゝあるいは導いた26の予報因子を選ぶ。それらの因子名, 略号, そのデータ数を表IX-1に示す。*これら予報因子のデータ総数は2,001個である。**

表 IX - 1 予 報 因 子

因 子 名	略 号	mb 面	地 点 NET数	因子数
高 度	Z	1000, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100	14地点	112
高 度 の 局 所 変 化	$\partial Z / \partial t$	"	"	"
気 温	T	"	"	"
気 温 の 局 所 変 化	$\partial T / \partial t$	"	"	"
層 厚	ΔZ	850-1000, 700-850, 500-700, 300-500, 200-300, 150-200, 100-150	"	98
層 厚 安 定 度	$\Delta Z_i / \Delta Z_j$	(700-850)/(850-1000), (500-700)/(700-850), (300-500)/(500-700), (200-300)/(300-500), (150-200)/(200-300), (100-150)/(150-200), (300-500)/(500-1000), (150-300)/(300-1000)	"	112
高 度 の 水 平 傾 度	$\partial Z / \partial L$	1000, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100	12方向	96
発 散	Div	"	10NET	80
う ず 度	Ver	"	"	"
上 昇 流	ω	850, 700, 500, 300, 200, 150, 100	"	70
湿 度	H	1000, 850, 700, 500	14地点	56
混 合 比	σ	"	"	"
可 降 水 量	$\Sigma \sigma$	1000-500	"	14
混 合 比 局 所 変 化	$\partial \sigma / \partial t$	1000, 850, 700, 500	"	56
可 降 水 量 局 所 変 化	$\partial \Sigma \sigma / \partial t$	1000-500	"	14
風 の (北-南) 成 分	V_N-S	1000, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100	"	104
風 の (東-西) 成 分	V_E-W	"	"	"
風 の (北東-南西) 成 分	V_{NE-SW}	"	"	"
風 の (南東-北西) 成 分	V_{SE-NW}	"	"	"
風 の (北-南) 成 分 鉛 直 シ ャ ー	$\partial V_N-S / \partial p$	850-1000, 700-850, 500-700, 300-500, 200-300, 150-200, 100-150, 700-1000, 500-850, 300-700, 200-500, 150-300, 100-200,	"	182
風 の (東-西) 成 分 鉛 直 シ ャ ー	$\partial V_E-W / \partial p$	"	"	"
水 蒸 気 (北-南) 輸 送	σV_N-S	1000, 850, 700, 500	4 地点	16
水 蒸 気 (東-西) 輸 送	σV_E-S	"	"	"
水 蒸 気 鉛 直 輸 送	$\sigma \omega$	850, 700, 500	"	12
水 蒸 気 貯 留 量	m	1000-300	1 NET	1
安 定 指 数	SI	500	12地点	12

* 表IX-1の16-19行目の因子のデータ数104とあるのは, 112の誤りと思われるが, 一応原論文のまゝの数字を掲げる。

** かりに表IX-1の因子数が正しいとしても, 予報因子のデータ数を総計すると, 2,001個ではなく, 2,017個になるはずである。データ数2,001個とあるのは原著者の誤りと思われるが, 一応原論文どおりの数字を掲げる。

(2-3) 選んだ予報因子についての解説。原著者は表IX-1を示したのみで、各因子の内容がどのようなものか説明はしていない。蛇足とは思われるが、これから重相関または散布図を試みる人のために解説が役立つと思われるので、あるいは原著者の計算式と多少ちがうこともあるかもしれないが、詳しく記すことにする。

(1) 高度Z。指定気圧面の高度Zはgpmの単位である。gpmはgeopotential-meter(ジオポテンシアルメータ)の略で、その数値はメートル単位で示した高さの数値とほとんど違わない。たとえば850mb面の高度1536gpmなら地上1536mの高さにあると読みかえて解釈してよい。

(2) 高度の局所変化 $\partial Z/\partial t$ 。ある定まった観測点における指定気圧面の高度の時間変化。たとえば館野500mbの高度がある日の9時に720gpm、翌日9時に5620gpmならば $\partial Z/\partial t$ は $(5620-720)/24=4.2\text{gpm}\cdot\text{hr}^{-1}$ と計算される。

(3) 気温T。各指定気圧面の気温で $^{\circ}\text{C}$ 単位(または $^{\circ}\text{K}$ 単位)。

(4) 気温の局所変化 $\partial T/\partial t$ 。(2)と同様で、たとえば館野9時500mbが -6.9°C 、翌日9時が -11.7°C なら、 $(-11.7+6.9)/24=-0.2^{\circ}\text{C}\cdot\text{hr}^{-1}$ である。

(5) 層厚 ΔZ 。2つの気圧面の高度の差。館野9時700mbが3017gpm、500mbが5720gpmなら、500-700の層厚 ΔZ は、 $5720-3017=2703\text{gpm}$ 。層厚の値が大きいということは、その層の平均気温が高いこと、層厚の値が小さいことは平均気温が低いことを意味する。

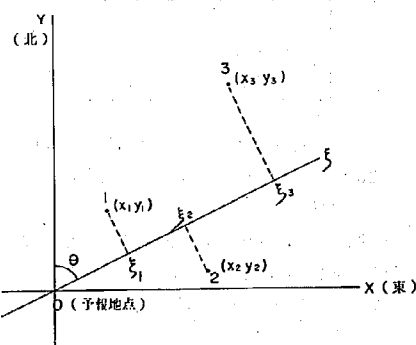
(6) 層厚安定度 $\Delta Z_i/\Delta Z_j$ 。ある気圧面を境にして、上の層の層厚と、下の層の層厚の比。たとえば、500-700の層厚 ΔZ_{50-70} が2703gpm、700-850の層厚 ΔZ_{70-85} が1602gpmならば、 $\Delta Z_{50-70}/\Delta Z_{70-85}$ は $2703/1602=1.69$ となる。この値が大きいと上方が暖かく下方が冷たいので大気の成層の安定度は大きく、この値が小さければ、上方が冷たく下方が暖かいので、成層は不安定の方へ近づく。

(7) 高度の水平傾度 $\partial Z/\partial L$ 。気圧面の高度Zがある特定の方向(原著者は角度 30° をなす12方向をとっている)ので、その中のひとつの方向)にどんな傾きをしているか示す量。等圧面の傾きが大きければ風速は大きく、その傾きの方向によって風向の大勢が決定される。この量の計算法を次に示す。予報地点を原点Oにとり、図IX-2のように

水平面上で東の方向へx軸、北の方向にy軸をとり、12方向のうちのあるひとつの方向を ξ 軸とする。ゾンデ観測点を1, 2, 3……とし、それらの ξ 軸に関する座標を $\xi_1, \xi_2, \xi_3, \dots$ とし、気圧面の高度を $Z_1, Z_2, Z_3, \dots$ とする。高度Zは ξ の1次式 $Z=a\xi+b$ で表わされると仮定すれば、 $\partial Z/\partial L$ はこの方向については $\partial Z/\partial \xi$ だから、aを求めればよい。aは最小二乗法の考えにより、

$$S = (a\xi_1 + b - Z_1)^2 + (a\xi_2 + b - Z_2)^2 + \dots = \sum (a\xi_i + b - Z_i)^2$$

が最小になるように決めればよい。そのためには、 $\partial S/\partial a = 0, \partial S/\partial b = 0$ 。これらは、それぞれ、



図IX-2 ある特定方向(ξ 方向)の気圧傾度計算のための説明図

$$\sum (a\xi_i + b - Z_i)\xi_i = 0, \quad \sum (a\xi_i + b - Z_i) = 0$$

で、書き直して

$$a \sum \xi_i^2 + b \sum \xi_i = \sum Z_i \xi_i, \quad a \sum \xi_i + nb = \sum Z_i$$

となる。ただし n は計算に使う観測点の数。上の、 a と b に関する連立方程式を解いて

$$a = \frac{n \sum Z_i \xi_i - \sum Z_i \cdot \sum \xi_i}{n \sum \xi_i^2 - (\sum \xi_i)^2} \quad (9.2)$$

この式で計算した a が $\partial Z / \partial L$ の値で、予報地点のまわりのなん点かのゾンデ観測点を選んで計算すればよい。ただし ξ_i は図 IX-2 から、 θ を ξ 方向を北から測った角度とすると、

$$\xi_i = x_i \sin \theta + y_i \cos \theta \quad (9.3)$$

例題で計算してみよう。ゾンデ観測点はなん点探ってもよいが、簡単のため潮岬 ($33^\circ 27' N$, $135^\circ 46' E$)、八丈島 ($33^\circ 07' N$, $139^\circ 47' E$)、館野 ($36^\circ 03' N$, $140^\circ 08' E$) としよう*。これらの点の x , y 座標を決めるには各緯度における緯度線、経度線 1° の長さを表** から求めて計算すると、表 IX-2 のようになる。

表 IX-2. 各点の x , y 座標値

(a) 紀伊水道南方 ($33^\circ N$, $135^\circ E$) を原点としたとき

	潮 岬	八 丈 島	館 野	掛斐川流域
経度線の長さ	46'	4° 47'	5° 08'	1° 25'
x	71 km	446 km	463 km	128 km
緯度線の長さ	27'	7'	3° 03'	2° 30'
y	50 km	13 km	339 km	278 km

(b) 掛斐川流域の中心 ($35^\circ 30' N$, $136^\circ 25' E$) を原点としたとき

	潮 岬	八 丈 島	館 野
x (km)	-57	318	335
y (km)	-228	-265	61

そこで、北から 30° の方向 (SSW - NNE) の $\partial Z / \partial L$ を求めてみよう。(9.3)式により表 IX-2(b)の x, y から $\theta = 30^\circ$ として ξ を求めると、表 IX-3 の値を得られ、またある日の 9 時の 500mb の Z が表 IX-3 の値であったとする。この値で (9.2)式により $n = 3$ として計算すると

($\partial Z / \partial L$)_{50,30°} = -0.11 gpm/km となる。500 mb 面の傾きは大体この程度の値が普通で、この場合は値が負だから等圧面は南が高く、北へ低くなっており、これも普通の状況である。

(8) 発散 Div (Divergence の略)。V-1 節で述べたとおりその値が正ならば発散、負ならば

* 観測点の緯度、経度はたとえば理科年表、気象の部参照。

** 緯度線、経度線 1° の長さは、たとえば、正野重方ら編、気象ポケットブック、pp.108-109、共立出版 (昭44) 参照。

収束である。風速の東成分を u 、北成分を v とすると $\text{Div} = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ で計算される。 Div の大きさは、その値を計算する区域の大きさに関係し、大きな面について考えればその値は小さくなる。表IX-1 でみると、 Div を10個の net について計算している。net というのは、観測点どおしを結んで生ずる三角形あるいは四辺形の面積を意味し、10net というのは、14のゾンデ観測点を適当に結んで、そのような net を10個考えたという意味である。以下は、観測点を3点結んで作った三角形について Div を計算する方法を述べよう。

表IX-3 ξ の値と Z_{50} の1例

	潮 岬	八丈島	館 野
ξ (km)	-226	-71	220
Z_{50} (gpm)	5760	5790	5720

適当に選んだ原点に関する3点の座標をそれぞれ (x_1, y_1) , (x_2, y_2) , (x_3, y_3) 、風の東成分 u 、北成分 v をそれぞれ (u_1, v_1) , (u_2, v_2) , (u_3, v_3) とする。 u, v が x, y の1次式

$$u = ax + by + c, \quad v = dx + ey + f \quad (9.4)$$

で表わされるとすれば、 $\partial u / \partial x = a$, $\partial v / \partial y = e$ であるから、

$$\text{Div} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a + e \quad (9.5)$$

で求められ、 a と e は

$$\begin{aligned} ax_1 + by_1 + c &= u_1, & dx_1 + ey_1 + f &= v_1 \\ ax_2 + by_2 + c &= u_2, & dx_2 + ey_2 + f &= v_2 \\ ax_3 + by_3 + c &= u_3, & dx_3 + ey_3 + f &= v_3 \end{aligned} \quad (9.6)$$

を a, b, c, d, e, f を未知数とする連立方程式とみて、 a と e を求めればよい。

$$a = \begin{vmatrix} u_1 & y_1 & 1 \\ u_2 & y_2 & 1 \\ u_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} / D, \quad e = \begin{vmatrix} x_1 & v_1 & 1 \\ x_2 & v_2 & 1 \\ x_3 & v_3 & 1 \end{vmatrix} / D$$

ただし

$$D = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} \quad (9.7)$$

から計算される。

高層気象観測の結果は、風向は風の吹いてくる方向を、北を $0^\circ (360^\circ)$ として時計回りに測った角度 θ で報じ、風速はノット (kt) で表わしてある。したがって

$$u = -V \sin \theta, \quad v = -V \cos \theta \quad (9.8)$$

で求められ、ノットを $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ に換算するには $1 \text{ kt} = 0.515 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ とすればよい。

例として、1.潮岬、2.八丈島、3.館野を結ぶ三角形について700mbの Div を求めると、仮りに風向、風速が表IX-4のように与えられると、 x, y は表IX-2(a)の値を使い、 u, v は表IX-4の下りの値になる。(9.7)式から計算すると、 $a = 1.63 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$, $e = 4.42 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ となり、 $\text{Div} = 6.0 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ となる。すなわち、 Div は正で、この領域の700mb面では発散の場であることが知られる。

(9) うず度 Vor (Vorticity の略)。相対うず度 $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$ の意味で、正なら低気圧性回転、負なら高気圧性回転になる。三角形の区域の ζ を求めるのに、発散のときと同じ記号を使

うと、 $\zeta = d - b$ であり、 d と b は

$$b = \begin{vmatrix} x_1 & u_1 & 1 \\ x_2 & u_2 & 1 \\ x_3 & u_3 & 1 \end{vmatrix} / d, \quad d = \begin{vmatrix} v_1 & y_1 & 1 \\ v_2 & y_2 & 1 \\ v_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} \dots (9.9)$$

から求められる。表IX-4と同じデータで700mb面のうず度を計算すると、 $b = -3.75 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 、 $d = 1.14 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ になるので、 $\zeta = 4.9 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ となる。したがって低気圧性回転をしており、うず度の値はやゝ大きい。

(10) 上昇流の鉛直 p 速度 ω と発散 D との間には、

$$D = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \dots (9.10)$$

の関係がある。気層の下限を1の添字、上限を2の添字で表わし、下限において ω 、発散 D_1 、上限において発散 D_2 とすると、上限の ω_2 は(9.10)式の積分により、 $\omega_2 = \omega_1 - \int_{p_1}^{p_2} D dp$ であるが、 D として気層の平均値 $1/2 \cdot (D_1 + D_2)$ を使うと

$$\omega_2 = \omega_1 - 1/2 \cdot (D_1 + D_2) \cdot (p_2 - p_1) \dots (9.11)$$

となる。この式で下限の ω_1 から ω_2 を求め、次々と上の方の気層の上限の ω を求めれば、各レベルでの ω が得られる。 ω の値が負ならば上昇流、正ならば下降流である。計算にあたっては、1000mbを最下限にとり、このレベルでは $\omega = 0$ と仮定する。実際には地形性上昇や地表摩擦の影響で $\omega = 0$ ではないだろうが、この ω を推定するのは困難である。このように仮定すれば、850mb面の ω_{85} は(10)から

$$\omega_{85} = \omega_{100} + 1/2 \cdot (D_{100} + D_{85}) \cdot 150 = 1/2 \cdot (D_{100} + D_{85}) \cdot 150$$

によって計算され、同じように ω を次々と上のレベルについて計算すればよい。表IX-1で ω の最下方のレベルを850mbにしてあるのは、1000mbの $\omega = 0$ と仮定しているからである。

前と同じ三角形について、まず D を表IX-5のデータによって計算すると、 $D_{100} = 10.6 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ 、 $D_{85} = -19.3 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ 、 $D_{70} = 6.0 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ となるので、

$$\omega_{85} = 1/2 \cdot (D_{100} + D_{85}) \cdot 150 = -0.65 \times 10^{-3} \text{ mb} \cdot \text{sec}^{-1}$$

$$\omega_{70} = \omega_{85} + 1/2 \cdot (D_{85} + D_{70}) \cdot 150 = -1.65 \times 10^{-3} \text{ mb} \cdot \text{sec}^{-1}$$

となる。850mb面の収束がかなり大きいので、1000mb面と700mb面では発散であるにもかかわらず、 ω は850mbでも700mbでも負で、かなりな値の上昇流を示す。

(11) 湿度 H 相対湿度を意味する。高層気象月報には H の値がのっているが、通報式では湿数($T - T_d$)が報ぜられる。気温と湿数から相対湿度を求めるには、II-2節で述べてある方法による。たとえば、前例の館野では850mbで気温 9.4°C 、湿数 1.7°C であったが、これから露点は 7.7°C 、蒸気圧は10.5mb、飽和蒸気圧は11.79mb、これから $H = 89\%$ となる。VI-1節でも述べた理由により、このような高湿度では850mbは雲中にあると考えてよい。このことは(9.11)式で計算した

表IX-4 700mbの風の1例

(表IX-2と表IX-5から抽出)

	潮 坪	八丈島	館 野
x (km)	71	446	463
y (km)	50	13	339
風 向 ($^\circ$)	260	250	220
風 速 (kt)	35	41	23
u (m·sec $^{-1}$)	17.8	19.8	7.6
v (m·sec $^{-1}$)	3.1	7.2	9.1

表IX-5 1973年10月14日9時の高層データ

	p (mb)	T (°C)	DD (°C)	dd (°)	ff (kt)	Td (°C)	e (mb)	σ (gr·kg ⁻¹)	u (m·s ⁻¹)	v (m·s ⁻¹)	σu	σv
(1) 潮 岬	1000	20.2	5.6	340	2	14.6	16.6	10.5	0.4	-1.0	4	-10
	850	11.0	6	320	23	5.0	8.7	6.4	7.8	-9.1	50	-58
	700	-6.8	14	260	35	-7.2	3.6	3.2	17.8	3.1	57	10
	500	-6.9	3.5	250	56	-10.4	2.8	3.5	27.1	9.9	95	35
	400	-16.1	6	250	70	-22.1	1.0	1.6	33.9	12.3	54	20
	300	-29.7	3.0	245	72	-32.7	0.4	0.8	33.6	15.7	27	13
(2) 八丈島	1000	21.4	2.3	270	16	19.1	22.1	14.1	8.2	0.0	116	0
	850	17.6	3.3	265	29	14.3	16.3	12.2	14.9	1.3	182	16
	700	9.6	1.9	250	41	7.7	10.5	9.5	19.8	7.2	188	68
	500	-5.7	0.7	245	47	-6.4	3.8	4.8	21.9	10.2	105	49
	400	-13.9	5	250	47	-18.9	1.4	2.2	22.8	8.3	50	18
	300	-29.9	5	250	49	-34.9	0.3	0.6	23.7	8.6	14	5
(3) 館 野	1000	15.6	0.8	60	8	14.8	16.8	10.6	-3.6	-2.1	-38	-22
	850	9.4	1.7	350	19	7.7	10.5	7.8	1.7	-9.6	13	-75
	700	7.2	0.0	220	23	7.2	10.2	9.2	7.6	9.1	70	84
	500	-6.9	3.0	235	51	-9.9	2.9	3.6	21.5	16.1	77	54
	400	-16.3	2.6	240	72	-18.9	1.4	0.6	32.1	18.5	19	11
	300	-28.9	9	230	74	-37.9	0.2	0.4	29.2	24.5	12	10

850 mb. の ω の負の値にも対応している。

(2) 混合比 σ . II-1 節により $\sigma = \epsilon \frac{e}{p-e}$ で計算される。前項の例では、850 mb で $\sigma = 7.8 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ になる。

(3) 可降水量 $\Delta \sigma$. II-3 節で詳しく述べたとおり、可降水量は $\Delta \sigma \Delta p$ で $\Delta \sigma$ ではないが、表IX-1には簡便のため $\Delta \sigma$ と書いたのであろう。II-3 節に従い、表IX-5の館野のデータから可降水量を計算すると

$$0.01 \times \left(\frac{1}{2} (10.6 + 7.8) (1000 - 850) + \frac{1}{2} (7.8 + 9.1) (850 - 700) + \frac{1}{2} (9.1 + 3.6) (700 - 500) \right) = 40$$

で、40 mm となる。

(4) 混合比局所変化 $\partial \sigma / \partial t$. たとえば、館野 850 mb で前日 9 時 $\sigma = 4.2$ 、当日 9 時 $\sigma = 7.8 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ ならば、 $\partial \sigma / \partial t = 3.6 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$ 。

(5) 可降水量局所変化 $\partial \Delta \sigma / \partial t$. 可降水量は $\Delta \sigma$ ではないことは既述のとおり。館野前日 9 時 32 mm、当日 9 時 40 mm ならば、もちろん可降水量局所変化は $+8 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$ 。

(6) 風の(北-南)成分 V_{N-S} . (9・8) 式で求めた v . 南から北へ向う成分があると正になる。

(7) 風の(東-西)成分 V_{E-W} . (9・8) 式による u . 西風の正。

(8) 風の(北東-南西)成分 V_{NE-SW} . 南西風を正とする。 $\sin 45^\circ = \cos 45^\circ = 0.707$ だから、 $V_{NE-SW} = 0.707 (u + v)$ 。

(9) 風の(南東-北西)成分 V_{SE-NW} . 符号のつけ方はどちらでもよいが、かりに北西風を正、南東風を負とすれば、 $V_{SE-NW} = 0.707(u-v)$ 。

(10) 風の(北-南)成分鉛直シャー $\partial V_N-S/\partial p$.

ある気層の下限のレベルの風を V_1 , 上限のレベルの風を V_2 とすると、図IX-3に示すようなベクトル差 $V_0 = V_2 - V_1$ を温度風ベクトルという*。

V_0 は気層(1-2)の平均気温の等温線に沿って吹き、低温を左手にみて吹き(北半球)、その大きさは温度傾度に比例するという性質がある。鉛直シャーというのは、単位高度当りの温度風の値で、高度の単位に気圧 p をとれば、風の鉛直シャーは $V_0/\Delta p$ (ただし $\Delta p = p_2 - p_1$) である。特に V_2 , V_1 の(北-南)成分だけをとりて鉛直シャーを考えたのが表題の $\partial V_N-S/\partial p$ である。たとえば、1のレベルに1000mbを、2のレベルに850mbをとれば、1000mbの $V_{N-S} = v_{100}$, 850mbの $V_{N-S} = v_{85}$ であるから

$$\partial V_N-S/\partial p = \frac{v_{85} - v_{100}}{850 - 1000} \quad (9 \cdot 12)$$

である。もしこの値が正ならば、 Δp は負であるから、シャーベクトルは北から南へ向き、したがって東の方が冷たく西の方が暖かで、その値の大小は温度傾度の大小を表わす。

表IX-1には、下限・上限のレベルとして相隣り合う指定気圧面をとった場合(たとえば850-1000など)と、ひとつとびに指定気圧面をとった場合(たとえば700-1000など)とを採用しているので、この種の因子数は182と非常に多くなっている。

例によって館野9時に、 $v_{100} = -2.1$, $v_{85} = -9.6$, $v_{70} = +9.1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ とすると、(9・12)式あるいは同様の式で、 $(\partial V_N-S/\partial p)_{85-100} = +0.05$, $(\partial V_N-S/\partial p)_{70-85} = -0.12 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{mb}^{-1}$ となる。この数値から、850-1000層ではシャーベクトルは南向きで東方に寒気西方に暖気があるが、700-850層では逆に東方暖気西方寒気となっている。

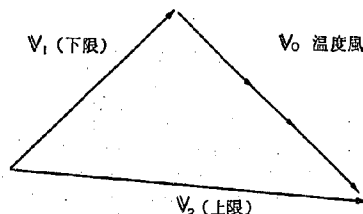
(11) 風の(東-西)成分の鉛直シャー $\partial V_E-W/\partial p$. 前と同じように

$$(\partial V_E-W/\partial p)_{(2-1)} = \frac{u_2 - u_1}{p_2 - p_1} \quad (9 \cdot 13)$$

で計算すればよい。館野9時が、 $u_{100} = -3.6$, $u_{85} = 1.7$, $u_{70} = 7.6 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ ならば、 $(\partial V_E-W/\partial p)_{85-100} = -0.035$, $(\partial V_E-W/\partial p)_{70-85} = -0.039 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{mb}^{-1}$ となる。シャーベクトルは東向きで、北方寒気、南方暖気で正常な状況である。

(12) 水蒸気(北-南)輸送 σV_N-S . 考えている地域に流れ込む水蒸気量の推測のため、混合比と風速の積をとったもので、この値そのまゝが、問題とする地域への水蒸気の補給を示すものではないが、流入あるいは流出の指数として計算したものである。地点数として4地点を選んでるのは、対象とする地域にいちばん近いゾンデ観測点を4地点とったのであろう。表IX-5のデータから σv

* 厳密には下限の風も、上限の風も地衡風のとき、そのベクトル差を温度風というが、近似的に実際の風の場合は温度風に近い。



図IX-3 温度風

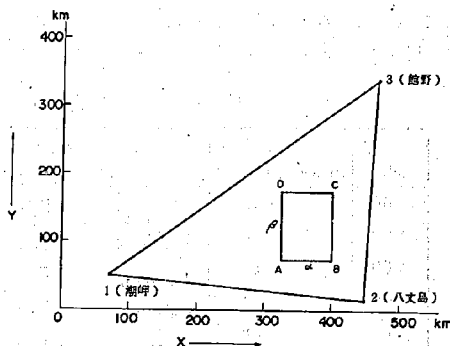
を館野について求めると、 $(\sigma_{VN-S})_{100} = -22.3$, $(\sigma_{VN-S})_{85} = -74.9$, $(\sigma_{NN-S})_{70} = 82.8 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ となる。

㉒ 水蒸気(東-西)輸送 σ_{VE-W} 同じく館野で σ_u を計算すると、 $(\sigma_{VE-W})_{100} = -38.2$, $(\sigma_{VE-W})_{85} = 13.3$, $(\sigma_{VE-W})_{70} = 69.2 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ となる。

㉓ 水蒸気鉛直輸送 σ の 混合比 σ と鉛直 p 速度 ω との積 $\sigma\omega$ のだけでは、水蒸気の鉛直輸送量を量的に表わしているわけではないが、鉛直輸送量のひとつの指数とみればよい。ただし、表IX-1をみると原著者は4地点について $\sigma\omega$ を計算しているように記してある。既述したように、 ω は10netについては計算してあるが、地点の ω は求めていない。 ω は観測値ではなく、観測値から導出しなければならない量で、既述のとおり面積についての ω は比較的簡単に求められる。地点の ω を計算する方法もないではないが、いまの目的のために特に改めて地点の ω を計算し直すには及ばない。原著者はどのように計算をしたか不明であるが、先に計算して ω を求めた面積について平均の σ に乗じた値を使ってもよいであろう。

㉔ 水蒸気貯留量 m 。II-3節に述べたように、ある特定の地域の上空に流入する水蒸気量から流出する水蒸気量をマイナスした値を水蒸気貯留量と呼んでいる。任意の形をした面に関して貯留量を計算するのは容易でないが、図IX-4に示すような辺が x , y 軸に平行な長方形 $ABCD$ 域内の貯留量は比較的簡単である。

$ABCD$ は地表の長方形とし、これを底面とする大気柱(表IX-1では底面を1000mb, 頂面を300mbにとってある)に流入する水蒸気量を考える。まず DA を下限とする壁に流入する水蒸気量を考えよう。幅 β 高さ dZ の面を通して流入する空気の体積は単位時間に $u\beta dZ$, その質量は $\rho u\beta dZ$, したがって流入する水蒸気量は $\sigma \rho u\beta dZ$ 。 $dp = -\rho g dZ$ の関係から、この値は $-\beta/g \cdot \sigma u dp$ 、



図IX-4 水蒸気貯留量計算の領域を示す図

したがって DA を下限とする壁を通る水蒸気流入量は単位時間に $-\beta/g (\int \sigma u dp)$ である。ただし、 $\int$ は1000-300mbをいくつかの気層にわけて、それぞれに計算された値の合計を示し、 σu は各気層についての σu の平均値である。

m は、壁 DA における流入、 BC における流出、 AB における流入、 DC における流出の合計であるから、

$$U = \int \sigma u dp, \quad V = \int \sigma v dp \quad \dots\dots\dots (9 \cdot 14)$$

とおけば、

$$m = -\frac{1}{g} \{ \beta (U_{DA} - U_{BC}) + \alpha (V_{AB} - V_{CD}) \} \quad \dots\dots\dots (9 \cdot 15)$$

となる。したがって U_{DA} 等を計算すればよいが、 U_{DA} 等は平均を考えて

$$U_{DA} = \frac{1}{2} (U_A + U_D) \dots\dots\dots (9 \cdot 16)$$

でよい。結局、A、B、C、Dの各点におけるU、Vの値を求めればよいが、これらの各点は一般にはゾンデ観測点でないで、なんらかの方法で推算しなければならない。

各点における気象要素の値を推算するのは数値予報で各格子点の初期値を推算することと同じである。数値予報では、ゾンデ観測値を通報によって受信すると、それらから各格子点の値を推算するが、そのことを客観解析と呼んでいる。客観解析には、イギリスでは多項式法、ソ連では最適法、アメリカ・スエーデン・日本などでは修正法を使っている。われわれの目的には多項式法をさらに簡便化して、U、Vをx、yの1次式

$$U = ax + by + c, \quad V = dx + ey + f \dots\dots\dots (9 \cdot 17)$$

と仮定して、a、b、…等の値をゾンデ観測点1、2、3……における $U_1, U_2, U_3, \dots, V_1, V_2, V_3, \dots$ から最小二乗法で決め、その式にA点の座標 x_A, y_A を入れて U_A, V_A を求めることで十分である。

実例を使ってmを計算してみよう。ゾンデ観測点として例により潮岬、八丈島、館野の3点を選ぶ。 $\sigma u, \sigma v$ は表IX-1の22,24行に $\sigma V_E-w, \sigma V_N-s$ として求められたもので、表IX-5にも記してある。これら $\sigma u, \sigma v$ からU、Vを計算するには1例を館野について表IX-6にUの場合を示す。同様なやり方でU、Vを3地点について計算したものを表IX-7に示す。表中潮岬のVがゼロに

表IX-6 $U = \sum \overline{\sigma u} \Delta p$ の計算例 (館野)

気 圧 mb	σu $gr \cdot kg^{-1} \cdot m \cdot sec^{-1}$	気 層 mb	$\overline{\sigma u}$ $gr \cdot kg^{-1} \cdot m \cdot sec^{-1}$	Δp mb	$\overline{\sigma u} \Delta p$ $gr \cdot kg^{-1} \cdot m \cdot sec^{-1} \cdot mb$
1000	-38	1000-850	-12.5	-150	1.9×10^3
850	13	850-700	41.5	-150	-6.2×10^3
700	70	700-500	73.5	-200	-14.7×10^3
500	77	500-400	4.8	-100	-4.8×10^3
400	19	400-300	15.5	-100	-1.6×10^3
300	12				
計 $-25.4 \times 10^3 = \sum \overline{\sigma u} \Delta p = U$					

なったのは+、-の結果の偶然である。なお表には(33°N, 135°E)を原点にしたときのx、y座標を表IX-2(a)から転記してある。

次にa、b、…を求めるには、(8)項のとくと同じように

図IX-7. $U = \sum \overline{\sigma u} \Delta p, V = \sum \overline{\sigma v} \Delta p$ の計算値

	1. 潮 岬	2. 八 丈 島	3. 館 野
$U = \sum \overline{\sigma u} \Delta p$	-39×10^3	-341×10^3	-25×10^3
$V = \sum \overline{\sigma v} \Delta p$	0	-24×10^3	-12×10^3
x (km)	71	446	463
y (km)	50	13	339

$$\left. \begin{aligned} U_1 &= ax_1 + by_1 + c \\ U_2 &= ax_2 + by_2 + c \\ U_3 &= ax_3 + by_3 + c \end{aligned} \right\} \quad \left. \begin{aligned} V_1 &= dx_1 + ey_1 + f \\ V_2 &= dx_2 + ey_2 + f \\ V_3 &= dx_3 + ey_3 + f \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (9 \cdot 18)$$

の連立方程式を解き

$$\begin{aligned} a &= \begin{vmatrix} U_1 & y_1 & 1 \\ U_2 & y_2 & 1 \\ U_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} / \Delta, \quad b = \begin{vmatrix} x_1 & U_1 & 1 \\ x_2 & U_2 & 1 \\ x_3 & U_3 & 1 \end{vmatrix} / \Delta, \quad c = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & U_1 \\ x_2 & y_2 & U_2 \\ x_3 & y_3 & U_3 \end{vmatrix} / \Delta \\ d &= \begin{vmatrix} V_1 & y_1 & 1 \\ V_2 & y_2 & 1 \\ V_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} / \Delta, \quad e = \begin{vmatrix} x_1 & V_1 & 1 \\ x_2 & V_2 & 1 \\ x_3 & V_3 & 1 \end{vmatrix} / \Delta, \quad f = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & V_1 \\ x_2 & y_2 & V_2 \\ x_3 & y_3 & V_3 \end{vmatrix} / \Delta \\ \Delta &= \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix} \quad \dots\dots\dots (9 \cdot 19) \end{aligned}$$

から計算できる。表IX-7の値を入れると

$$\begin{aligned} a &= -0.71 \times 10^{-3}, \quad b = 1.01 \times 10^3, \quad c = -39.2 \times 10^3 \\ d &= -0.06 \times 10^3, \quad e = 0.04 \times 10^3, \quad f = 2.27 \times 10^3 \end{aligned}$$

となり、(9・17)の式の係数が決まる。

そこで、図IX-4の長方形の各稜の座標は表IX-8(a)のとおりで、これを(9・17)式に入れて表IX-8(a)のように各点のU、Vが求まる。これから壁DA、AB…におけるU、Vは(9・16)のように平均して求め表IX-8(b)のようになる。今の場合 $\alpha = 75\text{km}$ 、 $\beta = 100\text{km}$ であるから(9・15)式により、

$$\begin{aligned} m &= -\frac{1}{9.8} \{ 100 \times 10^3 (-144 \times 10^3 + 197 \times 10^3) + 75 \times 10^3 (-16.5 \times 10^3 + 12.5 \times 10^3) \} \\ &= -5.1 \times 10^8 \frac{\text{gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{mb} \cdot \text{m}}{\text{m} \cdot \text{sec}^{-2}} \end{aligned}$$

表IX-8 各点におけるU、Vおよび各壁の平均のU、V

(a) 長方形ABCDの各稜におけるUとV

	x (km)	y (km)	U	V
A	325	75	-194×10^8	-14×10^8
B	400	75	-247	-19
C	400	175	-146	-15
D	325	175	-93	-10

(b) 長方形の各壁におけるUとV

	U ($\text{gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$)	V
壁 DA	$\frac{1}{2} (U_A + U_D) = -144 \times 10^8$	0
壁 AB	0	$\frac{1}{2} (V_A + V_B) = -16.5 \times 10^8$
壁 BC	$\frac{1}{2} (U_B + U_C) = -197 \times 10^8$	0
壁 CD	0	$\frac{1}{2} (V_C + V_D) = -12.5 \times 10^8$

$1 \text{ mb} = 1 \times 10^2 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} = 1 \times 10^2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$ において単位を調整してみると、 $m = -5.1 \times 10^{10} \text{ gr} \cdot \text{sec}^{-1}$ となる。 m の値は負であるから、対象地域A B C Dから、毎秒約50,000tの水蒸気が流れ出ていることになる。

なお、上記の例では対象地域A B C Dでの貯留量 m を3点のゾンデ観測から計算したが、使うゾンデ地点は3点に限らず、4点でも5点でもよい。ただしその際も、 $U = ax + by + c$ 、の1次式で表わされると仮定すると、 a, b, c は最小二乗法で決めなければならない。かりにゾンデ観測点を $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots$ とすると、そのときの a, b, c は

$$\left. \begin{aligned} a \sum x^2 + b \sum xy + c \sum x &= \sum xU \\ a \sum x + b \sum y^2 + c \sum y &= \sum yU \\ a \sum x + b \sum y + c \sum 1 &= \sum U \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9 \cdot 20)$$

の連立方程式から決めればよい。

(例) 安定指数 S I. III-5 節に述べた安定度指数 S S I のことである。表 IX-5 の館野の値 $T_{85} = 9.4^\circ\text{C}$, $(\text{DD})_{85} = 1.7^\circ\text{C}$, $T_{50} = -6.9^\circ\text{C}$ の場合は、表 III-5 を使い、空気塊が 500 mb に上昇したときの温度は -17.5°C を得るから、 $\text{S S I} = 10.6^\circ$ となり、気層は安定している。

(2-4.) 雨量と予報因子間の単相関解析。

予報式 (9・1) を作るためには、まず第一歩として、以上26種類の予報因子と予報値雨量との単相関係数を計算する。そのときには、上記の解説のように単位やケタ数を正確に計算する必要はない。解説では気象要素の物理的意味を明らかにするために単位やケタ数を記したが、相関係数では相対的な数値だけを問題にすればよい。単相関係数 r は、 X と Y の相対応する値の組が N 組あり、 $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_N, y_N)$ とすると、

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\left\{ \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right\} \left\{ \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \right\}}} \dots\dots\dots (9 \cdot 21)$$

で計算される。ただし、 $\bar{x}$ は x_i の平均値、 $\bar{y}$ は y_i の平均値で、 $\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N}$, $\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^N y_i}{N}$ である。

さて、たとえば LAG-1 雨量 (サンプル 305 個) に対しては、2001 個の予報因子 (各因子のサンプル数も 305 個) があるので、相関係数 $r_1, r_2, \dots, r_{2001}$ が計算される。同様に、LAG-2 雨量、LAG-3 雨量、 $\dots$ 、LAG-24 雨量に対しても、それぞれ 2001 個の相関係数がえられる。

そこでまず LAG-1 雨量について考えてみる。2001 個の因子のこの雨量に対する影響をみるには、いろいろなレベルや地点の因子があるので、特定の因子についてその相関係数の水平分布図を描いてみる。

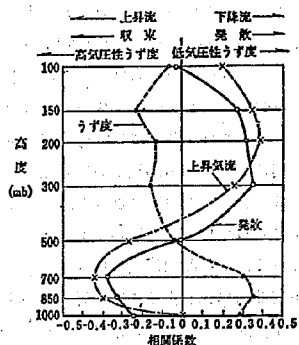
たとえば原著者の挙げている例によると、図 IX-5 は、輪島-米子-潮岬-館野の四辺形内の発散、うず度、上昇気流と LAG-1 雨量との単相関係数の鉛直分布を示したものである。下層で収束、上層で発散、下層で低気圧性うず度、上層で高気圧性うず度のとき LAG-1 雨量が多くなるという相関分布を示す。これは総観規模での低気圧の構造に対応するもので、図 V-6 と図 V-7 の模式図でもみたとおりである。

また図 IX-6 は、下層の代表的な相関水平分布の例である。揖斐川流域の雨量が増加するのは、図

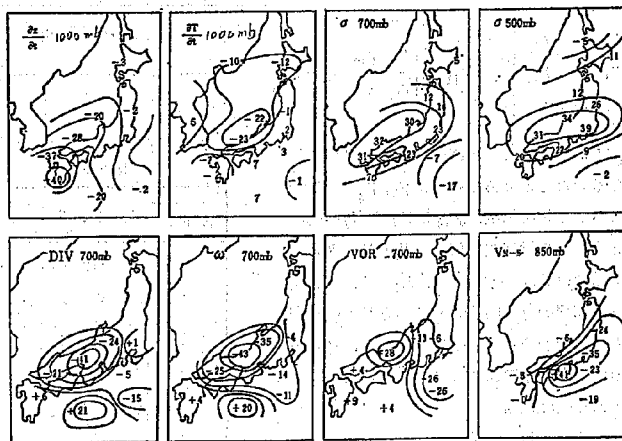
から、1000mbで西日本の気圧が下がる。1000mbで山陰地方の気温が下がる、700mb、500mbで山陰から能登半島にかけて混合比が増す、700mbで揖斐川のすぐ西のところで収束・低気圧性うず度・上昇気流が強まる、潮岬の850mbの風の南分が強まる、などの場合に起こることがわかる*。

また図IX-7は上層の代表的な相関水平分布の例で、100mbの西風はほとんど揖斐川雨量と関係なく、仙台の150mbで西風が強まると、** 100-150mbの鉛直シャーが“強くなったとき、すなわち仙台の南に低温域があらわれたとき、揖斐川の雨量が多くなる。***

このように解析をして、2,001個の予報因子の中から、(1)LAG-1雨量との相関係数も大きく、(2)気象学的にもその関係が納得できるような有効な因子を選び出す。た



図IX-5 発散・うず度・上昇気流と1時間雨量との相関係数の鉛直分布



図IX-6 下層の代表的相関水平分布

* 図IX-6の下右端の図からみると、原著者は V_{N-S} として $-v$ をとっている（解説では v としたが、どちらでも決めておけばよい）。

** 原著者は V_{E-W} に $-u$ をとってある。

*** “.....”は原著者の文章どおりだが、実は鉛直シャーベクトルの絶対値は大きくなるが負の値のため、100-150の温度風は逆に東から西へ向き仙台南に低温域が出る時の意味である。

だしA因子とB因子は前述の(1), (2)の条件は満たすが、両者は相互に密接な関係があり、どちらかひとつを選び出しておけば足りることがある。その目的のためには表IX-9の形の相関係数の表を作り、これを参考にして有効因子を選ぶ。原著者は表IX-10の55因子を選んだ。ただしこれらはLAG-1雨量に限らず、その他のLAG雨量にも有効なものを選んである。

(2-5) 重相関回帰式の作成

重相関回帰式を作るには、要因増加法、要因減少法、変因変更法の3方法がある*。原著者は要因増加法によっているので、以下その方法を説明する。まず初めにY(たとえばLAG-1雨量)が55個の有効因子のうち X_1 と X_2 の2個の因子に支配される場合から始めよう。

行列式

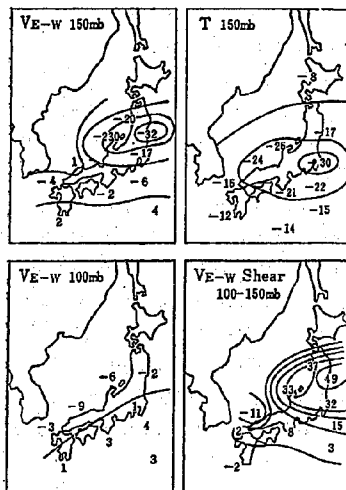
$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} & r_{13} \\ r_{12} & 1 & r_{12} \\ r_{13} & r_{12} & 1 \end{vmatrix}, \quad d_{11} = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} \\ r_{12} & 1 \end{vmatrix} = 1 - r_{12}^2 \quad \dots\dots\dots (9 \cdot 22)$$

を作る。 d_{11} は D の(1, 1)余因子、つまり D の1行目と1列目を除いたものである。また r_{12} はそれぞれYと X_1 , X_2 の相関係数、 r_{12} は X_1 と X_2 の間の相関係数である。上の行列式を使うとYの X_1 , X_2 に対する重相関係数は $R_{12} = \sqrt{1 - d_{11}/D}$ である。実際のやり方は、55個の有効因子のうちからYとの相関係数が最大の有効因子 X_1 を選び出す。つきには残る54個の因子の中から重相関係数 R_{12} が最大になるような有効因子 X_2 を選び出す。

同様な手順をくり返し、3番目以下の有効因子を選び出すのであるが、その場合の重相関係数は次のよう

に求める。有効因子が、 $X_1, X_2, \dots, X_p$ のp個の場合は

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} & r_{13} & \dots & r_{1p} \\ r_{12} & 1 & r_{12} & \dots & r_{1p} \\ r_{13} & r_{12} & 1 & \dots & r_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{1p} & r_{2p} & r_{2p} & \dots & 1 \end{vmatrix}, \quad d_{11} = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} & \dots & r_{1p} \\ r_{12} & 1 & \dots & r_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{1p} & r_{2p} & \dots & 1 \end{vmatrix} \quad \dots\dots\dots (9 \cdot 23)$$



図IX-7 上層の代表的相関水平分布

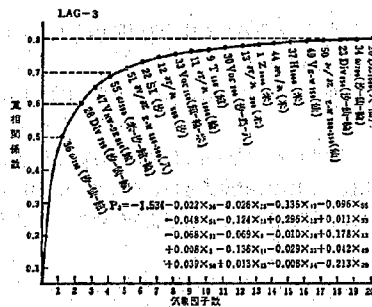
表IX-9 予報因子相互間の相関係数の表

因子	因子	1, 2, 3, ..., 1001
1	X	$r_{12} \ r_{13} \dots r_{1,1001}$
2	— X	$r_{23} \dots r_{2,1001}$
3	— — X	$\dots r_{3,1001}$
⋮	⋮	⋮
1001	⋮	X

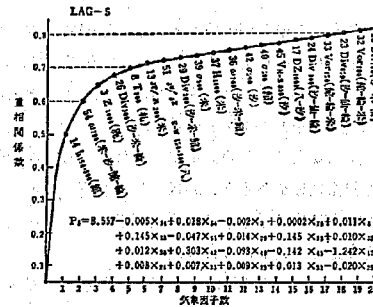
* たとえば、鈴木栄一、1968：気象統計学，地人書館，参照

表IX-10 有効予報因子

雨量予報重相関回帰式有効予報因子			
① Z 1000 (米 子)	⑩ h300-500 (米 子)	⑮ Div300 (潮・米・船)	⑳ $\frac{\partial \sigma}{\partial T}$ 850 (潮 野)
② Z 1000 (潮 野)	⑪ $\frac{h200-300}{h300-500}$ (")	⑯ Vor700 (潮・島・八)	㉑ $\frac{\partial Pr}{\partial t}$ (米 子)
③ Z 1000 (鹿野島)	⑫ DZ 1000 (八 一 潮)	⑰ Vor850 (潮・輪・米)	㉒ VN-S 850 (潮 野)
④ $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 850 (米 子)	⑬ DZ 1000 (八 一 潮)	⑱ Vor700 (船・輪・米)	㉓ VN-S 700 (")
⑤ $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 100 (")	⑭ DZ 1000 (八 一 米)	⑲ Vor150 (")	㉔ VNW-SE 850 (潮 野)
⑥ $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 1000 (潮 野)	⑬ DZ 150 (島 一 潮)	㉕ ω 700 (潮・仙・輪)	㉖ VN-S 700 (")
⑦ $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 1000 (鹿野島)	⑭ DZ 100 (島 一 米)	㉗ ω 500 (潮・米・輪)	㉘ V E-W 150 (仙 台)
⑧ T 200 (米 子)	⑮ SIL (潮 一 野)	㉙ ω 700 (潮・米・船)	㉚ $\frac{\partial V}{\partial t}$ E-W 100-150 (仙 台)
⑨ T 150 (潮 野)	⑯ Div850 (潮・仙・輪)	㉛ H 1000 (米 子)	㉜ $\frac{\partial Z}{\partial t}$ E-W 150-300 (輪 島)
⑩ T 300 (潮 野)	⑰ Div300 (")	㉝ σ 700 (")	㉞ $\frac{\partial Z}{\partial t}$ E-W 100-150 (米・潮・島・輪)
⑪ $\frac{\partial T}{\partial t}$ 1000 (輪 島)	⑱ Div700 (潮・米・輪)	㉟ σ 500 (")	㊱ Vor850 (")
⑫ $\frac{\partial T}{\partial t}$ 500 (潮 野)	⑲ Div300 (")	㊲ σ 500 (輪 野)	㊳ ω 700 (")
⑬ $\frac{\partial T}{\partial t}$ 200 (米 子)	⑳ Div300 (潮・米・船)	㊴ σ 500 (輪 島)	㊵ ω 200 (")
⑭ h 150-200 (潮 野)	㉑ Div700 (潮・米・船)	㊶ σ 500 (潮 野)	



図IX-8 1時間雨量LAG-3の重相関回帰式



図IX-9 1時間雨量LAG-5の重相関回帰式

から、 $R_{1,2,\dots,p} = \sqrt{1 - \Delta/\Delta_{11}}$ が重相関係数である。以上の操作で選り出して有効因子の数を増していくが、重相関係数が期待する値（実際問題としては $R=0.8$ くらい）になったところでやめる。原著者が述べている例で、 R が有効因子の数が増すにつれて大きくなっていく状況を図IX-8と図IX-9で示す。これらはそれぞれLAG-3雨量とLAG-5雨量の場合である。いずれも有効因子55個のうち、20個を選び出したところで打ち切っている。

かりに選り出した有効因子が k 個で、これらを $X_1, X_2, \dots, X_k$ とするとき、これらから Y を予報する重相関回帰方程式は次のようにして作る。 Y の平均値を $\bar{Y}$ 、 $\bar{Y} = \frac{\sum_{i=1}^N Y_i}{N}$ 、標準偏差を σ と

する, $\sigma^2 = \sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2 / N$. また X_j の平均値を $\bar{X}_j$, 標準偏差を S_j とする. $\bar{X}_j = \sum_{i=1}^N X_{ji} / N$, $S_j^2 = \sum_{i=1}^N (X_{ji} - \bar{X}_j)^2 / N$. 相関係数の行列式 A , A_{1j} は次のようにとる.

$$A = \begin{vmatrix} 1 & r_1 & r_2 & \cdots & r_K \\ r_1 & 1 & r_{12} & \cdots & r_{1K} \\ r_2 & r_{12} & 1 & \cdots & r_{2K} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ r_K & r_{1K} & r_{2K} & \cdots & 1 \end{vmatrix}, \quad \begin{aligned} A_{1j} &= A \text{ の } (1, j) \text{ の余因子} \\ &= A \text{ の } 1 \text{ 行目と } j \text{ 列目を除} \\ &\quad \text{いた行列式} \end{aligned} \quad (9 \cdot 24)$$

以上の準備をすると, Y の重回帰式は

$$\frac{Y - \bar{Y}}{\sigma} = - \sum_{j=1}^k (A_{1j} / A_{11}) (X_j - \bar{X}_j) / S_j \quad (9 \cdot 25)$$

あるいは,

$$Y = \bar{Y} + \sum_{j=1}^k a_j (X_j - \bar{X}_j) \quad (9 \cdot 26)$$

$$\text{ただし, } a_j = - \frac{\sigma}{S_j} \frac{A_{1j}}{A_{11}} \quad (j = 1, 2, \cdots, k)$$

となる。この k 個の係数 a_j を重回帰式の偏回帰係数という。原著者の LAG-3 雨量 P_3 と LAG-5 雨量 P_5 の重回帰式はそれぞれ、図 IX-8, 図 IX-9 に記されている。

これらの式が最終結果の求める式で、以上の記述からもわかるように、ここに達するまでにはばく大な計算量が必要である。

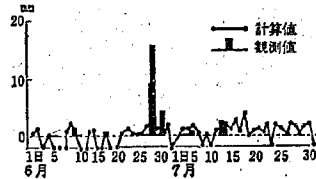
重回帰式は 1 時間雨量だけでなく、数時間雨量についても作れる。揖斐川の例で、数時間雨量の重相関係数 R をみると、表 IX-11 のようになる。1 時間雨量では R の変動は大きいようだが、LAG-5 で 0.812 を示し重相関係数が最も大きい。時間雨量では 8 時間雨量あたりで重相関係数 R がいちばん安定しているようにみえる。

(2-6) 重相関係法の精度. 石原は重回帰式を得るために、1961-65 年のデータを使った。この方法の精度をみるためには、これと独立のデータによる検証が必要であるが、石原はそれを行っていない。重回帰式を導くのに使ったデータで計算雨量と実測雨量の比較を行っている。したがって、以下石原の記述に従って解説するが、実際に使った場合はもっと精度が落ちるだろうと予想される。

図 IX-10 (a), (b) は 1961 年と 65 年の 6 月～7 月について、回帰式による計算値と観測値を、LAG-3 と LAG-5 について比較したものである。表 IX-11 に見たように LAG-3, 5 は 1 時間雨量のうちでも重相関係数が 0.8 をこえる高い値を示している場合である。そのほかの 1 時間雨量では重相関係数は 0.6 から 0.7 くらいの値でずっと精度がわるい。つまり石原はいちばん精度のよさそうな例を提示しているのであって、他の 1 時間雨量はもっと精度がわるいだろうということを念頭において、割りきして見る必要がある。

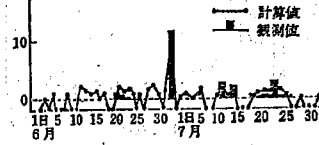
さて、図 IX-10 をみて計算値が実測値をよく予報しているかないかは主観の問題であるが、次のことはいえると思う。

計算結果の検討 LAG-3(1961年)



(a) 1時間雨量LAG-3の回帰式による計算値と実測値との比較

計算結果の検討 LAG-5(1965年)



(b) 1時間雨量LAG-5の回帰式による計算値と実測値との比較

図 IX-10

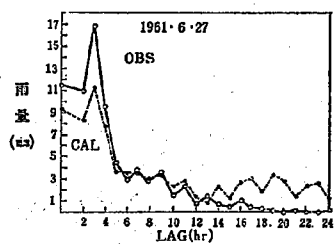
(1)実際に降雨のあった日には、計算値でもある程度ピークになっている。そして、(2)計算値が大きな雨量を予報したときは、やはり実測値でも大きい雨量がでる(例、LAG-5の7月の初め)。(3)しかし計算値が大きくないのに意外に多量の雨が観測されるから安心はできない(例、LAG-3の6月の終りころ)。(4)また計算値である程度ピークが現われても雨が降らないことがある(例、LAG-3の7月末、LAG-5の6月中旬と7月の初め)。

次に石原は24時間雨量が50mm以上あった日について、毎時の雨量計算値と実測値を比較した。それらは図IX-11.(a)-(g)である。もちろんその場合各時刻の計算雨量は別々の回帰式によって計算されているのだが、雨の降り方の時間的経過はたいへんよく予報されている。量的には観測値が計算値を上回るが、雨が強

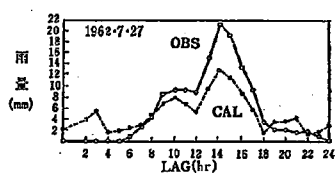
表IX-11 20元回帰式の重相関係数

	1hr	2hr	3hr	4hr	6hr	8hr	12hr	24hr
9h-10h	-766							
10-11	-717	754						
11-12	-806		771					
12-13	-774	778		776				
13-14	-812		803		800			
14-15	-764	799		778		807		
15-16	-745		712				804	
16-17	-720	725						
17-18	-616		687		727			
18-19	-682			671	688			
19-20	-706	680						
20-21	-675					692		755
21-22	-741	705						
22-23	-692		693					
23-24	-704	693		685		639		
0-1	-691							
1-2	-642			649				
2-3	-654	637						
3-4	-643				661			
4-5	-626			627				631
5-6	-623					569		
6-7	-606	596					581	
7-8	-618			572	578			
8-9	-556	584						

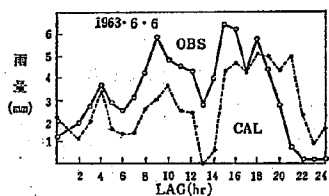
くなったり弱くなったりする変化をこのようにうまく予報できる方法は重相関法以外にはない。全国のゾンデ観測値から、ある揖斐川流域という1地域の雨の降り方の時間化変化がこれ程うまく表現されるということはどういうことだろうか。ひとつには、ゾンデ観測が正確で信頼すべきものであること



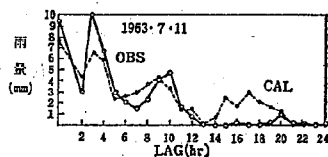
(a)



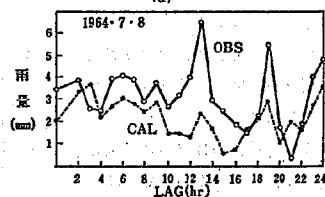
(b)



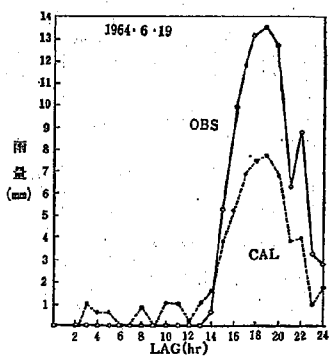
(c)



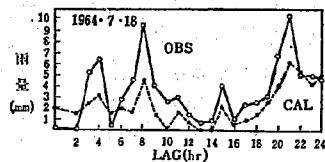
(d)



(e)



(f)

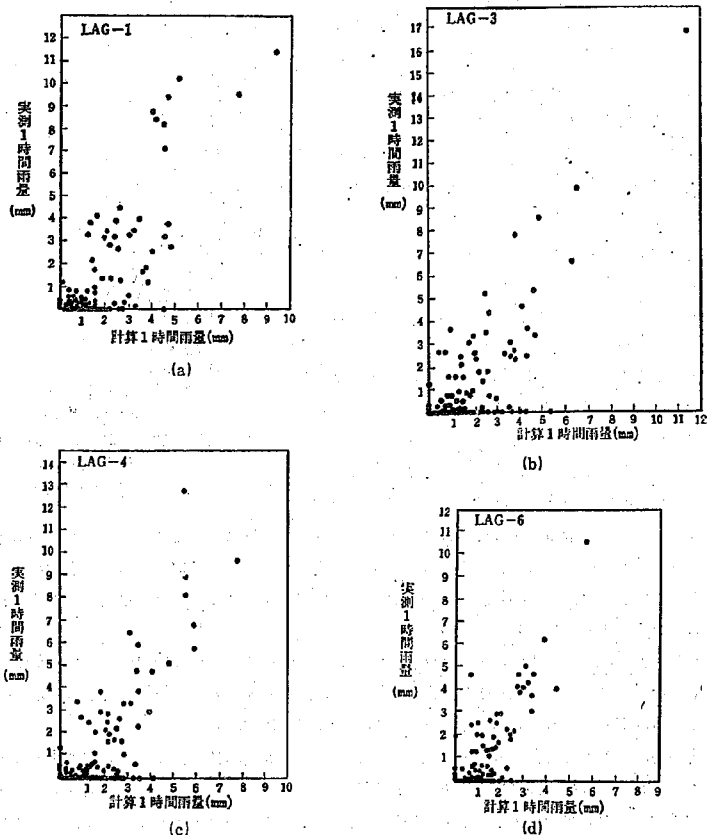


(g)

図IX-11 1時間雨量の計算値と実測値との比較

との実証であり、またひとつには自然の仕組みの玄妙さに驚くほかはない。

図IX-12、(a)-(d)には、いくつかのLAG時刻についての、1時間雨量の計算値と実測値を比較してある。図はLAG-6雨量まででこれらの図からみると、実測雨量の方がなん割か大きい、かなりよく予報されているといえよう。しかし、LAG-7雨量あたりから重相関係数はずっと低くなり、



図IX-12 計算値と実測値との比較

石原は示していないが、計算値と実測値の対応関係はずつとわるくなるはずである。それに、ゾンデのデータが入手できるまでに数時間要し、さらにデータのインプットに手間どれば、LAG1-6の雨は既に降り終わっている。つまり予報するという作業の点からみると、図IX-12の程度の予報値がえられると考えるのは誤りである。

図IX-13は日雨量50mm以上の日についてすべてのLAG時刻の1時間雨量の計算値と実測値の比較である。実測値は計算値より5割以上多くなっているが、この程度の相関があればもちろん実用としては十分である。

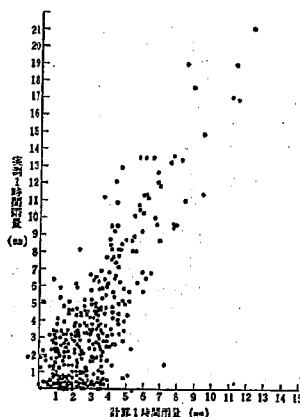
3. 重相関法についての結論

前節に述べた揖斐川流域の重相関法は、ある意味で、物量作戦的重相関法の成績と、その限界を示したものである。その結果は、みるものの主観に任せる以外にないが、それに投ぜられる経費と人力の割には、報いられるところが比較的少く、失望的であるともいえる。また見方によっては、その精度は石原の検証をみると、他のいかなる地点雨量予報法でも挙げることのできない成果を得ているのであって、十分に実用になり、これ以上は望めないとも考えるであろう。いずれの見方も成立つのであるが、ただ注意すべきは石原は回帰式作成とは別の独立なデータによる検証をしていないし、また、重相関係数の高い場合の実例を主にして示していることである。もし石原が、彼の方法を使った場合予報が外れるケースについて検証していれば、さらに予報の精度についてはっきりした概念がえられたであろう。

いうまでもないが、重回帰式をうるまでにはばく大な計算量を要するが、それよりも問題になるのは、高層データの早期入手、データ解読、欠測値の補てん、インプットと計算の人手である。要するに雨量予報は手軽に実施できるものではなく、人力と経費と優秀な技術が揃わないと容易に着手できない。安易な気持ちで着手してもよいが、その精度は保証されない。重相関法の精度の限度は揖斐川の例の程度で、一般にはそれよりずっと低くなるだろう。

重相関による統計的予報に対する批判として、予報に使う予報因子は初期値の実況値であり、計算を実施したあとにおける因子自体の変化は雨量予想値に反映されていない、したがって精度には自ら限界があるはずで、それだから力学的数値予報の方が将来法があるといっている者もいる。これは議論の方向を誤ったもので、統計的予報法と力学的予報法を並列の位置において優劣を考えようとしているが、正しい見方は、両者にそれぞれ長所欠点を認めて活用することである。しかも上の議論では、統計的予報はかならず予報因子として初期値を使わねばならないかのような錯覚を起こしている。

Ⅷ-4節でもみたように、安田らは予想因子をパラメータに使う散布図である程度成功している。重相関法は図IX-11でみたように、降雨の時間的変化を真実に近く写し出す不思議な鏡ともいえる。したがって、この鏡にさらに磨きをかけるには、たとえば9時-翌日9時の日雨量の予報のためには、21時の実況値を予報因子として重相関回帰式を作ることが考えられる。そして、実用の際には予報因子の21時に対する予想値をインプットすれば、さらに精度の高い雨量予想値が得られるのであろう。ただし、予報因子の予想値をうることは容易ではないが、たとえば数値予報によるプロダクトの予想値をFAXから得て、それをインプットするのひとつの方法であろう。



図IX-13 1時間雨量の計算値と実測値との比較(日雨量50mm以上の日)

付 録

1. 高層実況 (PART 1) の通報形式

高層実況のうち主として指定気圧面のデータを示すPART1は、TTAAの見出しの下に、各観測所のデータは次の形式で通報され、また気象庁からも同じ形式で放送される。

第1節						Y	Y	G	G	I _d	I	I	i	i	i
第2節	9	9	P ₀	P ₀	P ₀	T ₀	T ₀	T _{a0}	D ₀	D ₀	d ₀	d ₀	f ₀	f ₀	f ₀
			P ₁	P ₁	h ₁	h ₁	h ₁	T ₁	T ₁	T _{a1}	D ₁	D ₁	d ₁	d ₁	f ₁
			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			P _n	P _n	h _n	h _n	h _n	T _n	T _n	T _{an}	D _n	D _n	d _n	d _n	f _n
第3節	8	8	P _t	P _t	P _t	T _t	T _t	T _{at}	D _t	D _t	d _t	d _t	f _t	f _t	f _t
	7	7	P _m	P _m	P _m	d _m	d _m	f _m	f _m	f _m	- - - - -				
	6	6													

以上のように通報形式は3つの節からなっているが、各節の切れ目はなく、連続して通報される。

第1節は、識別および位置の資料。

第2節は、指定気圧面の資料、(1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 mb の10個の等圧面が指定気圧面になっている)

第3節は、88の識別から始まるが、これは圏界面の資料、77または66の識別数字から始まるのは、極大風の高度の資料。

以下符号の解説をする。

YY 日付。以下つづいて送られるデータのうち、風速をノット単位で表わしてある場合は50を加えてある。たとえば66なら16日。

GG グリニジ標準時による観測時刻。たとえば00なら00Zであり09Jに該当。

I_d 風が報せられる最終指定気圧面を示す指示符。次の意味をもつ。

I _d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	/
	100									すべての指定
	あるいは	200	300	400	500	-	700	850	1000	気圧面の風の
	150mb									資料を報じない

II ブロック番号。日本はブロック番号47が国際的に割当てられている。

iii 観測所番号。稚内401, 根室420, 札幌412, 秋田582, 仙台590, 館野646, 輪島600, 米子744, 潮岬778, 福岡807, 鹿児島827, 八丈島678, 南方定点TANGO, 名瀬909, 南大東島945, 父島971, マーカス991, 等。

99 地上の値を示す識別。

P₀P₀P₀ 地上気圧。mb単位。mbの1000位は省略して報ずる。

T₀T₀ 気温。℃単位。

T_{a0}, T_{a1}, …… T_{an} 気温の10分位および気温が正か負かを識別する数字。T_a が0または偶数ならば気温は正, T_a が奇数ならば気温は負。たとえば, TT T_a が224なら+22.4℃

0 2 5 なら - 2.5℃である。

$D_0 D_0, D_1 D_1, \dots, D_n D_n$ 湿数 (気温と露点温度の差)。℃単位。DDの値が50以下の数字ならば、その2数字は℃の1位と10分位を示す。たとえば50なら5.0℃、09なら0.9℃。

51~55の数字は使用されない。56以上は℃の整数位を報ずる。たとえば、56なら6℃、60なら10℃、90なら4℃、99は49℃以上。Slant (/) は不明あるいは欠測。

$d_0 d_0, d_1 d_1, \dots, d_n d_n$ これらの符号は実は次につづく $f_0 f_0 f_0, f_1 f_1 f_1, \dots, f_n f_n f_n$ と一体になって、 $d d \left\{ \frac{d}{f} \right\} f f$ となっていると解すべきで、この群の5数字のうち、初めの3数字で風向を示すと考え。風向は5度単位。したがって初めの3数字が225なら風向は225°である。(東風は90°, 南風は180°, 西風は270°, 北風は360°)。5数字のうち、終りの3数字で風速を示す。つまり5数字のうち中央の数字は風向と風速がダブって示されている。たとえば22517ならば、風向225°, 風速017ノットつまり17ノットである。また、たとえば23609ならば風向は235°, 風速は109ノットである。

$P_1 P_1, \dots, P_n P_n$ 指定気圧面の気圧を示し、mbの100位と10位を示す。たとえば、00は1000mb、85は850mb等。

$h_1 h_1 h_1, \dots, h_n h_n h_n$ 指定気圧面のジオポテンシャル (高度とも呼んでいる)。対流圏下部 (500mb未満) では、gpm 単位の100位、10位、1位を示す。たとえば、00237は1000mb面の高度237gpm、85536は850mb面の高度1536gpm、70033は700mb面の高度3033gpmであって、gpmの1000位の数字は解読者が自ら記憶している数字を付加しなければならない。

対流圏上部 (500mb以上) は、gpmの1000位、100位、10位、を報ずる。たとえば50576は500mb面の高度5760gpm等である。観測点の地上気圧が1000mbよりも低いことがある。そのときは、1000mb面の高度は負の値になるが、その際は500を加えた数が報ぜられる。

88 図界面を示す識別符。ただし88999とつづくときは、図界面が観測されない場合を示す。

$P_t P_t P_t$ 図界面の気圧。100mb面よりも図界面が下方にある場合はmb単位、100mb面よりも上方の場合は1/10mb単位。たとえば、88153は、図界面の気圧は153mb。

$T_t T_t$ 図界面の気温、℃単位。

T_{at} 図界面における気温の10分位、および正負の識別。

$D_t D_t$ 図界面における湿数。

$d_t d_t$ 図界面における風向。度の100位と10位。

$f_t f_t f_t$ 図界面における風速。ノット単位またはノットの値に500を加えたもの。

77 観測された極大風速面の資料の識別。たとえば、77268 22628は、極大風の高さは268mbで風向225°, 風速128ノットの意。ただし77999とつづく場合は、

極大風が観測されなかった場合、または報じない場合を示す。

66 観測された最高点で、風速が全観測中の最大を示したという識別符。

2. 温度移流の式の導き方

III-6節にあるように、温度移流Aは風速ベクトル $\mathbf{V}$ と気温傾度ベクトル ∇T との内積

$$A = -\mathbf{V} \cdot \nabla T$$

で表わすが、負号をつけるのは暖気移流を正とするからである。本文では、850mbから500mbまでの層の平均温度移流TAを考えるので、

$$TA = -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T} \quad \text{..... (1)}$$

ただし、 $\bar{\mathbf{V}} = (\mathbf{V}_{50} + \mathbf{V}_{85}) / 2$ 、 $\bar{T}$ は平均気温。

$\nabla \bar{T}$ は温度風の理論を使うと

$$\nabla \bar{T} = -\frac{\bar{p}}{d\bar{p}} \cdot \frac{f}{R} K \times (\mathbf{V}_{50} - \mathbf{V}_{85}) \quad \text{..... (2)}$$

のようなK(鉛直方向の単位ベクトル)と $(\mathbf{V}_{50} - \mathbf{V}_{85})$ のベクトル積で表わすことができる。

ただし、 $\bar{p}$ は平均気圧、 $d\bar{p}$ は気圧差、 f はコリオリパラメータ、 R は空気の気体定数である。(2)式は次のように証明できる。

まず平均気温 $\bar{T}$ は測高公式により層厚 $(Z_2 - Z_1)$ との間に

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g} \bar{T} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

の関係があるので、

$$\nabla(Z_2 - Z_1) = \frac{R}{g} \ln \frac{p_1}{p_2} \nabla \bar{T}$$

あるいは、上の二つの式から

$$\nabla(Z_2 - Z_1) = (Z_2 - Z_1) \frac{\nabla \bar{T}}{\bar{T}}$$

静力学の式 $Z_2 - Z_1 = d\bar{p} / \bar{\rho} g$ と、状態式 $\bar{T} = \bar{p} / \bar{\rho} R$ を使うと上式は

$$\nabla(Z_2 - Z_1) = \frac{R d\bar{p}}{g \bar{p}} \nabla \bar{T} \quad \text{..... (3)}$$

となる。

ところで、等圧面高度Zの傾度ベクトル ∇Z と地衡風 $\mathbf{V}$ とは

$$\nabla Z = -\frac{f}{g} K \times \mathbf{V}$$

の関係があるので、もしも高層風を地衡風とみなすならば、

$$\nabla(Z_2 - Z_1) = -\frac{f}{g} K \times (\mathbf{V}_{50} - \mathbf{V}_{85}) \quad \text{..... (4)}$$

と書ける。

(3)と(4)から明らかに(2)が出る。

さて、(1)と(2)を組み合わせると平均温度移流 $T A$ は

$$T A = \frac{\bar{p}}{d p} \frac{f}{R} \cdot \frac{1}{2} (V_{50} + V_{85}) \cdot [K \times (V_{50} - V_{85})]$$

となるが、ベクトル公式

$$A \cdot (B \times C) = B \cdot (C \times A)$$

を使うと、

$$T A = \frac{\bar{p}}{d p} \frac{f}{R} K \cdot [(V_{50} - V_{85}) \times \frac{1}{2} (V_{50} + V_{85})]$$

右辺のカッコ内は $V_{50} \times V_{85}$ となるので、

$$T A = \frac{\bar{p}}{d p} \frac{f}{R} K \cdot (V_{50} \times V_{85}) \dots\dots\dots (5)$$

という平均温度移流の式が得られる。

(5)式を実際に使える式の形にするには、 $\bar{p} = (500+850)/2 = 675 \text{ mb}$, $d p = 850 - 500 = 350 \text{ mb}$, $f = 2 \omega \sin \varphi = 2 \times (0.7292 \times 10^{-4}) \sin \varphi (\text{sec}^{-1})$, $R = 287.05 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ の数値を入れる。

V_{50} は風速 V_{50} , 風向 β_{50} で、 V_{85} は風速 V_{85} , 風向 β_{85} であるから

$$K \cdot (V_{50} \times V_{85}) = V_{50} \cdot V_{85} \sin(\beta_{50} - \beta_{85})$$

以上を(5)式に入れると

$$T A = \frac{675}{350} \cdot \frac{2 \times 0.7292 \times 10^{-4} \sin \varphi}{287.05}$$

$$V_{50} V_{85} \sin(\beta_{50} - \beta_{85})$$

が得られる。

そこで、浅野らはさらに事柄を簡単にするために、緯度は 35°N をとり $\sin \varphi = \sin 35^\circ = 0.574$ で全国各地に共通してしまう。すると

$$T A = 0.0562 \times 10^{-5} V_{50} V_{85} \sin(\beta_{50} - \beta_{85})$$

$^\circ \text{C} \cdot \text{sec}^{-1}$

で $T A$ が計算できる。ただし上式の数値の計算には R に MKS 単位を使っており、風速にも $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ を使っているの、もしノットで表わした風速 V_{50} , V_{85} を使うのなら、上式に $1/(1.94)^2$ を乗じ

$$T A = 0.015 \times 10^{-5} V_{50} V_{85} \sin(\beta_{50} - \beta_{85})$$

$^\circ \text{C} \cdot \text{sec}^{-1}$

を使わなければならない。本文に掲げた

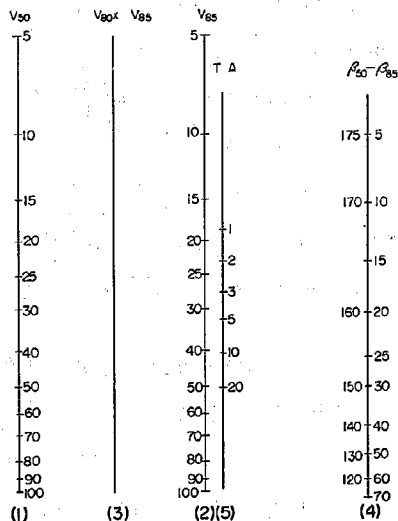


図 $T \cdot A$: 850~500 の温度移流 $10^{-5} \text{ sec}^{-1} \cdot ^\circ \text{C}$ 算出図表

式はこの式である。

上式でTAを手計算で求めてもそれほど手間はかからないが、浅野らはTA計算のためのノモグラフを作っている。このノモグラフの使い方は、次の通りである。

〔ノモグラフの使い方〕

- (1) V_{50} と V_{85} の対応する点を直線で結び、 $V_{50} \times V_{85}$ 線との交点をPとする。
- (2) $\beta_{50} - \beta_{85}$ を計算する。 $\beta_{50} - \beta_{85}$ が $-180^\circ < \beta_{50} - \beta_{85} < 180^\circ$ の範囲に入らないときは、 360° をたすか、ひくかして上の範囲におさめる。
- (3) $|\beta_{50} - \beta_{85}|$ に対応する点とP点とを直線で結び、TA線との交点を求め、これをQとする。
- (4) $\beta_{50} - \beta_{85} > 0$ なら、 $+Q \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C sec}^{-1}$ が温度移流であり、これは暖気移流である。
 $\beta_{50} - \beta_{85} < 0$ ならば、 $-Q \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C sec}^{-1}$ が温度移流であって、この場合は寒気移流である。

3. 鉛直p速度と上昇流の速さ

気象学では、x軸を東の方へ、y軸を北の方へ向けてとる。ただし鉛直軸はz軸をとらず、気圧pをとることが多い。これがp軸である。空気が Δt の時間に鉛直方向に移動し、その気圧値が Δp だけ変化したとする。そのとき $\Delta p / \Delta t$ を ω （オメガ）で表わす。すなわち、

$$\omega = \frac{\Delta p}{\Delta t} \dots\dots\dots (1)$$

である。 ω を鉛直p速度という。空気が上昇するときは、気圧は低くなるので Δp は負である。したがって ω のマイナスの値は空気の上昇を示し、プラスは下降を示す。

Δt 時間における移動が距離にして Δz とすると、おなじみの静力学の式により

$$\Delta p = -\rho g \Delta z \dots\dots\dots (2)$$

である。ただし ρ は空気密度、 g は重力加速度。(1)と(2)から

$$\omega = -\rho g \frac{\Delta z}{\Delta t} \dots\dots\dots (3)$$

となる。空気の鉛直速度を w （プラスは上昇、マイナスは下降）とすると、 $w = \Delta z / \Delta t$ だから

$$\omega = -\rho g w \dots\dots\dots (4)$$

という関係になる。

(4)式をMKS単位で、地上近くの場合について表わすと、 $\rho = 1.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ として

$$\omega = -1.3 \times 9.8 w$$

となる。もし ω を $\text{mb} \cdot \text{hr}^{-1}$ の単位で、上昇流の速さ w を $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の単位で表わすと、 $1 \text{ mb} = 10^2 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ であるから

$$\omega = -1.3 \times 9.8 \times 10^{-2} \times 60 \times 60 w$$

で、計算すると

$$\omega = -459 w \dots\dots\dots (5)$$

を得る。また、 $1000 \sim 500 \text{ mb}$ の気層の平均密度として、 $\rho = 1.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ とすれば、

$$\omega = -353 w \dots\dots\dots (6)$$

が得られる。

4. Bellamy の 方 法

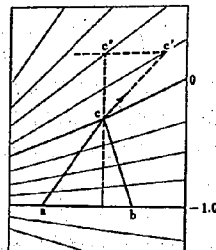
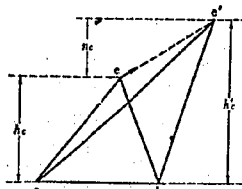
風の観測が得られる3地点a, b, cを図上を選び、各地点の風速による三角形abcの面積変化を別々に計算し、結果を加算することにより発散を求める。たとえばc点の風速により空気塊は δt 時間(1~3時間)後に c' に移動したとすれば、これによる発散は

$$\text{div}_c = \frac{1}{\delta t} \left(\frac{abc' - abc}{abc} \right) = \frac{1}{\delta t} \left(\frac{h_c' - h_c}{h_c} \right) = \frac{1}{\delta t} \left(\frac{n_c}{h_c} \right)$$

同様に $\text{div}_a, \text{div}_b$ を求めて加算すればabc内の平均発散が得られる。

Bellamy のノモグラムの使用法

上記の n_c/h_c を求めるためのノモグラムで、透明板上に描いてある。これによって発散を求めるには：(1)1.0の線(水平線)をab上に重ねる。(2)ノモグラムを水平にずらし、0線(斜線)がcを通るようにする。(3)c'を通る水平線とcを通る鉛直線の交点を c'' とする。(4) c'' を通る斜線の示度が n_c/h_c となるから δt でわれば div_c が求まる。同様に $\text{div}_a, \text{div}_b$ を求めて加算する。



5. Fuls の雨量計算の理論

単位断面積で厚さ dh の飽和空気塊が速度 w で上昇するとき、単位時間にこの空気塊の中で凝結する水の質量を $Pw dh$ とする。もし偽断熱膨張であるとすれば、この値が単位時間にこの気柱から降ってくる水の質量である。ところがこの $Pw dh$ は、同時にこの気柱内の水蒸気の減少量に等しい。水蒸気密度を ρ_w とすれば、この気柱の全水蒸気量は $\rho_w dh$ であるから

$$Pw dh = - \frac{d(\rho_w dh)}{dt} \quad (1)$$

である。気柱の厚さ dh は非常にはげしい上昇気流の場合を除いては、一定と考えることが許されるから、

$$Pw dh = - dh \frac{d\rho_w}{dt} \quad (2)$$

しかるに $\frac{d\rho_w}{dt} = \frac{d\rho_w}{dT} \frac{dT}{dh} \frac{dh}{dt}$ であるが、 $-\frac{dT}{dh}$ は飽和断熱減率 γ_s であり、 $\frac{dh}{dt} = w$ で

ある。また ρ_w は $\rho_w = \frac{e}{R_w T}$ (状態式)である。

ただし、 e は飽和蒸気圧、 R_w は水蒸気の比気体定数で、乾燥空気の比気体定数を R とすれば

$R_w = R/\epsilon$ ($\epsilon = 0.622$) である。 ρ_w の状態式を対数微分すると

$$\frac{d\rho_w}{dT} = \frac{\epsilon}{R} \left(\frac{1}{T} \frac{de}{dT} - \frac{e}{T^2} \right)$$

となる。これらの関係式を(2)式に入れると

$$Pw dh = \frac{\epsilon r_s}{R} \left(\frac{1}{T} \frac{de}{dT} - \frac{e}{T^2} \right) w dh \dots\dots\dots (3)$$

が得られる。 e は飽和蒸気圧でもちろん温度 T だけの関数。 de/dT も T だけの関数で、(3)の右辺のカッコ内は T だけの関数。 r_s は気温と気圧の関数で表から求められる。したがって、 dh と w が与えられれば、気層の気圧と気温だけで単位時間の降水量を計算することができる。

なお上の計算では、少し近似計算をしてあるが、Smishonian Meteorological Tables には近似計算しない形の式を掲げ、その式による表をのせているのでそれを次に示す。表の使い方は本文の

表 厚さ 100 m, 鉛直速度 $1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の飽和した気層からの 1 時間雨量

Temperature °C	Rain stage *										
	Pressure - millibars										
	1050	1000	950	900	850	800	700	600	500	400	300
-50	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)	0.02 (.01)
-45	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)	.03 (.02)
-40	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)	.05 (.04)
-35	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.08 (.06)	.07 (.06)
-30	.12 (.10)	.12 (.10)	.12 (.10)	.12 (.10)	.12 (.10)	.12 (.10)	.11 (.10)	.11 (.09)	.11 (.09)	.11 (.09)	.10 (.09)
-25	.17 (.15)	.17 (.15)	.17 (.15)	.17 (.15)	.16 (.15)	.16 (.15)	.16 (.14)	.16 (.14)	.15 (.14)	.15 (.14)	.14 (.12)
-20	0.23 (.22)	0.23 (.22)	0.23 (.22)	0.23 (.21)	0.23 (.21)	0.22 (.20)	0.22 (.20)	0.21 (.20)	0.20 (.19)	0.19 (.19)	0.17 (.16)
-15	.31 (.30)	.31 (.30)	.31 (.30)	.30 (.29)	.30 (.29)	.30 (.28)	.29 (.28)	.28 (.28)	.26 (.25)	.24 (.25)	.21 (.20)
-10	.41 (.40)	.40 (.40)	.40 (.39)	.39 (.38)	.38 (.38)	.38 (.36)	.36 (.36)	.34 (.31)	.32 (.31)	.29 (.28)	.25 (.24)
-5	.51 (.52)	.50 (.52)	.49 (.48)	.48 (.48)	.47 (.48)	.46 (.44)	.44 (.44)	.41 (.37)	.38 (.37)	.34 (.33)	.28 (.27)
0	.62 (.63)	.60 (.63)	.59 (.58)	.58 (.58)	.56 (.58)	.55 (.52)	.51 (.52)	.48 (.43)	.43 (.43)	.38 (.38)	.31 (.30)
5	0.72	0.70	0.69	0.67	0.65	0.63	0.58	0.53	0.47	0.41	0.33
10	.82	.80	.77	.75	.72	.70	.64	.58	.51	.43	.34
15	.90	.88	.85	.82	.79	.76	.69	.62	.54	.45	.35
20	.97	.94	.91	.88	.84	.80	.73	.64	.55	.46	
25	1.03	1.00	.96	.92	.88	.84	.75	.66	.57	.46	
30	1.08	1.04	1.00	0.96	0.91	0.86	0.77	0.67	0.57		
35	1.10	1.06	1.02	.97	.92	.88	.78	.67	.57		
40	1.13	1.08	1.02	.98	.93	.88	.77				
45	1.13	1.08	1.03	.98	.93	.87	.77				
50	1.13	1.08	1.03	.98							

* Values in parentheses refer to the snow stage.

グラフの場合と同様である。たとえば、900mbの高さに -10°C の飽和空気があり、厚さを100mとする。それが $1\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の速さで上昇したとき予期される雨量は表から1時間に0.39mmである。もし空気層の厚さが500mで上昇速度が $3\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ なら、 $0.39 \times 5 \times 3 = 5.9$ つまり1時間に5.9mmの雨が期待される。大気各層の気温がいろいろちがう、上昇速度もまちまちだったら、大気をいくつかの層にわけて、各層について上記のように値を求めて加え合えればよい。

6. 水蒸気の凝結量を計算するときに使う C_r について

本文表VI-1は齋藤直輔が導いた式

$$C_r = \left(\frac{ARTq^*}{p} \right) \left(\frac{L\epsilon - TC_p}{T^2 C_p AR + \epsilon L^2 q^*} \right)$$

を計算したものである。ただし、 T = 絶対温度、 q^* = 飽和比湿、 L = 凝結の潜熱 $= 594.9 - 0.51 \times (T - 273) \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1}$ 、 R = 気体定数 $= 2.8699 \times 10^6 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-2} \cdot \text{deg}^{-1}$ 、 A = 仕事の熱当量 $= 2.389 \times 10^8 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{sec}^2 \cdot \text{cm}^{-2}$ 、 $\epsilon = 0.622$ 、 C_p = 定圧比熱 $= 0.2399 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ である。

C_r の意味を明らかにするために、例題で計算してFulksの表と比較してみる。付録4で、900mb、 -10°C 、厚さ100mの飽和空気が $1\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ で上昇するときの雨量は1時間に0.39mmであったから、これを C_r の表を使ってチェックしよう。表VI-1から $C_r = 7.83 \times 10^{-3} \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{mb}$ であるが、数値予報では ω を使うのですぐの ω を乗ずればよいが、この際は、 $w = 1\text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ 、 $\omega = \rho_{gw}$ からの ω を求めなければならない。

まず密度 ρ を求める必要がある。温度 -10°C に対する水面飽和蒸気圧（水面を使うのはII-1節に述べた理由による）は表II-2(a)から $e = 2.86\text{ mb}$ 。これから比湿 q は、 $q = \epsilon \ell / (p - (1 - \epsilon) \ell)$ の式に $\epsilon = 0.622$ 、 $p = 900\text{ mb}$ を入れ、 $q = 1.98 \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1}$ を得る。つぎに仮温度 T_v は $T_v = (1 + 0.608 q) T$ から求められ、 $q = 0.00198$ 、 $T = 273 - 10 = 263^{\circ}\text{K}$ として、 $T_v = 263.3^{\circ}\text{K}$ となる。したがって密度 ρ は $\rho = p / R T_v$ （状態式）に、 $p = 900\text{ mb} = 900 \times 10^2 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $R = 287.05 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 、 $T_v = 263.3^{\circ}\text{K}$ を入れて $\rho = 1.19 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ となる。

ρ が求まれば ω は、

$$\omega = 1.19 \times 9.8 \times 1 = 11.7 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} = 0.117 \text{ mb} \cdot \text{sec}^{-1}$$

となる。これから1kgの飽和空気中で1secに凝結する水蒸気量は

$$C_r \cdot \omega = 7.83 \times 10^{-3} \times 0.117 = 0.916 \times 10^{-3} \text{ gr} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$$

である。問題の気層からの雨量を考えるには、断面積1cm²、高さ100mの気柱の中で凝結する水量を計算すればよい。この気柱の質量は、

$$\text{体積} \times \text{密度} = (10^{-4} \times 100) \times 1.19 = 1.19 \times 10^{-2} \text{ kg}$$

であるから、この気柱内で凝結する水量は1secに

$$C_r \omega \times 1.19 \times 10^{-2} = 0.916 \times 10^{-3} \times 1.19 \times 10^{-2} = 1.09 \times 10^{-5} \text{ gr}$$

である。これは雨量にすると、1grを10mmとして、雨量 $1.09 \times 10^{-5} \times 10 = 1.09 \times 10^{-4} \text{ mm}$ 。

したがって1時間には、 $1.09 \times 10^{-4} \times 3600 = 0.39 \text{ mm}$ となり、当然ながらFulksの表からの値と一致する。

参 考 文 献

1. 天 気 予 報

- (1) 根本順吉；天気予報，日本の空の診断書，昭和40年，日本経済新聞社。

天気予報の歴史を述べ，日本四季の気象について各月ごとの興味あるテーマを中心に，天気をどう理解したらよいかを解説してある。つづいて現在の天気予報がどのような考えで進められているかを，身近かな一般人の読物として書かれたもの。245ページ

- (2) 気象庁予報部，(1973)；天気予報指針（基礎編），気象庁，222ページ。

この指針は基礎篇と応用篇の二部からなる予定で，この基礎篇だけが現在発行されている。天気予報のやり方を述べたわが国ではいちばん基準となる出版物である。この本の主なねらいはこれから予報に従事しようとする気象職員のためのものであるが，また直接予報を行わなくても，予報の成り立ちを知る上で役立つ。やや専門的で予報経験のない者にはちょっと読みこなせないが，気象庁以外で自ら予報をしようと思う者の必読の書。

- (3) Petterssen, S. (1956); Weather Analysis and Forecasting, 2nd Edition, Vol. I pp.1-428, Vol. II, pp.1-266, Mc GrawHill.

定評のある予報者必携書。出版されてから既に長い年月がたっているが，やはりスタンダードの予報の本で，予報に関係したことは，ほとんどこの本に書いてあるまれにみる良書。しかし気象を専門とするものでないと，なかなか読みこなすことはできない。

- (4) Wickham, P. G. (1970); The Practise of Weather Forecasting, pp1-187, Her Majesty's Stationary Office.

英国気象局がこれから予報を始めようとする者のために書いた本で，やさしいが基礎的でよい本。わが国でこれに類した本が一冊もないのが残念である。天気図にプロットされた記号を解読し，高層資料を解析し，天気の状態像を把握するための基礎的な知識をうるための本で，天気予報をやろうとする者は，ここから出発しないと先へ進めない。

2. 雨 と 雲

- (5) Mason, Basil J.; Cloud, Rain, and Rainmaking, (1962), New York, Cambridge University Press.

- (6) (邦訳あり) B. J. メイソン著，大田正次・内田英治訳；雲と雨の物理（1968），総合図書出版，総合サイエンスライブラリー17巻。

雲と雨がどうしてできるか，雲物理学の立場で，しかも一般向きに書かれた名著である。内容は直接予報に関係しないが，雲と雨について理解を深めるには好適，しかし内容的にはかなり専門的かもしれない。

3. 雨 量 予 報

- (7) 気象庁予報部，(1973)；予報作業指針，その7，雨量予報（雪を含む），229ページ，気象庁。

- (8) 斎藤直輔，(1957)；雨量予報序論，105ページ，気象協会。

4. 可降水量と雨量予報

- (9) Fletcher, R. D., (1951); Hydrometeorology in the United States, Compendium of Meteorology, 1034-1042, Amer. Met. Soc.
- (10) 朝倉 正, (1953); 雨量予報 (台風にもなう雨第2報), 気象集誌, 31, 9.
- (11) 野口・草野 (1955); 仙台に於ける雨量予報の現状 (I),(II), 仙台管区气象台.
- (12) 石原健二・野口敏正, (1955); 大雨の量的予報, 中央气象台集報, 39, 1.

5. 大気的不安定度と雨量予報

- (13) Petterssen, S.(1956); Weather Analysis and Forecasting, 2nd Edition, Vol. II, pp.1-266, Mac GrawHill.
- (14) 浅野 芳・山崎孝治・竜田浅生, (1974); 一過性雷雨と警報級大雨の判別. 注意報・警報基準に関する資料, pp. 37-68, 気象庁予報部.
- (15) 山崎孝治, (1975); K. Y. Index の検討, 予報技術資料, 第21号, pp.100-116, 気象庁予報部.
- (16) 遠藤光衛・中西秀二・近藤政一, (1974); 秋田県の大雨について. 秋田・青森・山形地区気象調査研究会資料, pp.1-25.
- (17) S. Sakuraba, (1952); On the Energetics of Vertical Lability, Geophys. Mag., 23, pp. 205-228.
- (18) 野口和則, (1966); 鉛直不安定など各種要因を考慮した雨量予報. 気象庁欧文集報, 第33巻, 第2号, pp. 107-146.
- (19) 野口和則, (1964); 雨量予報, 気象研究ノート, 15, pp.372-381.

6. 力学的雨量予報

- (20) Fults, J. R. (1935); Rate of Precipitation from Adiabatically Ascending Air., Mon. Wea. Rev., Vol. 63, No 10, pp. 291-294.
- (21) 高橋喜彦, (1935); 水蒸気凝結の速さに就いて(1), 気象集誌, 第2輯, 第13巻, 第10号, pp. 453-455.
- (22) Panofsky, H. A. (1951); Large-scale Vertical Velocity and Divergence., Compendium of Meteorology., Amer. Met. Soc., pp. 639-646.
- (23) Thompson, J. C. and Collins, G. O. (1953); A generalized Study of Precipitation Forecasting. Part I: Computation of Precipitation from the Field of Moisture and Wind., Mon. Wea. Rev., Vol. 81, No 4, pp. 91-100.
- (24) Staff Members in Tokyo University, (1955); The Quantative Forecast of Precipitation with the Numerical Prediction Method., Jourp. Met. Soc. Japan, Vol. 33, No 5, pp. 205-216.
- (25) Smagorinsky, J. and Collins, G. O. (1955); On the Numerical Prediction of Precipitation., Mon. Wea. Rev., Vol. 83, No 3, pp. 53-68.

- 026 Harley, W. S. (1965); An Operational Method for Quantitative Precipitation Forecasting., Journ. Appl. Met., Vol. 4, No 3, pp. 305-319.
- 027 Danard, M. B. (1966); A Quasi-Geostrophic Numerical Model Incorporating Effects of Release of Latent Heat., Journ. Appl. Met., Vol. 5, pp. 85-93.

7. 中規模じょう乱による雨

- 028 松本誠一, (1973); 降水の空間的スケールと時間的変動の特性。予報作業指針, 気象庁予報部。
pp. 27-41
- 029 気象庁, (1973); 昭和47年7月豪雨調査報告, 気象庁。pp. 1-116

8. 数値予報を利用するRR雨量予報

- 030 Saito, N. (1962); Dynamical Study of Precipitation., Geophys. Mag., Vol. 31, pp. 371-409.
- 031 斎藤直輔, (1973); 予報作業指針, 気象庁予報部。pp. 1-26, 176-204.
- 032 新田 尚, (1974); Fine-mesh 数値予報モデル, 気象研究ノート, 120号。pp. 529-543.
- 033 山岸米二郎, (1975) プリミティブ・モデルによる雨量の短期予報, 天気, Vol. 22, No 3, pp. 105-109.
- 034 片山 昭, (1974); 対流調節モデル, 数値予報特別研修のまとめ, 気象庁予報部。pp. 70-72.

9. 台風による雨量の数値予報

- 035 杉浦 茂・普世泰吉, (1971); 台風に伴う雨量予想の計算プログラムについて, 研究時報, 23巻, pp. 21-28.
- 036 保科正男, (1974); 台風に伴う雨量の数値計算(主として地形性降雨), 電力と気象, 21巻, pp. 53-65.

10. ブラックボックス法

- 037 立平良三・斎藤直輔, (1973); 豪雨予想の一方——ブラックボックス法——, 研究時報, 25巻, pp. 31-42.
- 038 中山 嵩・立平良三, (1974); 大雨ポテンシャル予報の技術開発, 測候時報, 41巻11号, pp. 343-345.

11. 地形性雨量予報

- 039 Bannon, J. K., (1948); Estimation of Large-scale Vertical Current from the Rate of Rainfall., Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 74, pp. 57-66.
- 040 斎藤鍊一, (1976); 大気中の摩擦による上昇運動, 災害科学研究会気象部会資料。
- 041 大西外史, 古川武彦, (1975); 山越え気流の力学, 気象研究ノート, 第125号, pp. 85-180
- 042 Vederman, J. (1961); Forecasting Precipitation with the Aid of a High-

Speed Electronic Computer, Mon. Wea. Rev., Vol. 89, pp. 243-250.

- 43 合田 勲・辻 勝一,(1968); 四国地方の雨量予報, 研究時報, 20巻, 10号, pp. 527-539
- 44 石原健二・野口敏正・杉浦 茂・藤原滋水・福井 篤・畑 賢秀・土屋 清,(1957); Small Scaleの雨量予報(第1報), 研究時報, 9巻, pp. 615-632.
- 45 鍋島泰夫・元田雄四郎,(1969); 流域別面積雨量予報について, 電力気象連絡会発報, 電力と気象, Vol. 18, No 34, pp. 34-41.

12. 散布図による雨量予報

- 46 Petterssen, S. (1956); Weather Analysis and Forecasting, McGraw-Hill, Vol. 11, pp. 225-237.
- 47 Thompson, J. C. (1950); A Numerical Method for Forecasting Rainfall in the Los Angeles Area, Mon. Wea. Rev., Vol. 78, No 7, pp. 113-124.
- 48 水姓勝敏,(1966); 中国地方における雨の降り始め, 降り終り, 気象庁技術報告, 50号, pp. 77-90.
- 49 安田清美・前田伊三男,(1965); 水蒸気量による愛知県の雨量予報(その1), 研究時報, 18巻7号, pp. 483-486.
- 50 前田伊三男・安田清美,(1976); 水蒸気量による愛知県の雨量予報(その2), 研究時報, 19巻10号, pp. 549-551.
- 51 山田三朗,(1956); 九州の雨の量的予報法, 研究時報, 8巻2号, pp. 110-118.
- 52 山下 洋・角野迪夫,(1958); 北上川流域のHCFによる客観的雨量予報, 研究時報, 10巻5号, pp. 369-375.

13. 重相関回帰による雨量予報

- 53 Ishihara, K. (1968); Study of Statistical Analysis and Forecast of Snowfall on the Area of the Japan Sea Side of Central Japan, Geophys. Mag., 34, pp. 85-109.
- 54 石原健二,(1973); 統計的予報法, 予報作業指針, その7, 雨量予報(雪を含む), 気象庁予報部, 付録II, pp. 289-299.
- 55 豪雨ワーキンググループ,(1973); 高層風と降水量——短時間降水量予報の試み——, 研究時報, 25巻, pp. 103-116.
- 56 渡辺 勉,(1974); 高層資料を用いた短時間雨量予報, 昭和48年度全国予報技術検討会資料.

索

引

(アイウエオ順)

ア

RR雨量予報	31, 70, 77~95
浅野芳	53
アデス	15
アメダス(地域雨量観測網)	5
有住直介	69
安定度	31
安定度指数	48, 158

イ

石原健二	30, 115, 146
印刷天気図	24

ウ

うず性降雨	95
うず度	66, 71, 95, 151
雨量予報	1
運動エネルギー	41

エ

エコーセル	97
SSI	48, 53, 98
Estoque	102
エマグラム	28, 59
MI指数	98
LTT	15
鉛直p速度	61, 96, 152
遠藤光衛	56

オ

大雨ポテンシャル	98
小倉士郎	34
尾根線	65
帯状エコー	97

温位	32
温帯低気圧	51
温度移流	51, 55
温度風	154

カ

回帰式	127
風のシャワー	66, 97, 154
下層ジェット	52
可逆断熱変化	40
可降水量	28, 153
川添信房	48
寒気移流	51
乾燥空気	17
乾燥断熱減率	31
乾燥断熱線	31
乾燥断熱膨張	31
観天望気	4
寒冷前線	88
寒冷低気圧	67

キ

気候学的確率	128
気団解析	33
偽湿球温位	40
気温減率	41
気象無線模写放送(FAX)	11
気象庁専用テレタイプ回線	15
気体状態式	18
偽断熱膨張	40
逆転層	41
強制上昇	64
局所変化	149
局地激甚気象	50

局地座標系	66	重相関回帰式	146, 160
凝結高度	39	重相関係数	161
凝結の潜熱 (の放出)	99	収束	63, 71
凝結率	61, 78	自由対流高度	43
ク		集中豪雨	10
Kuhn	69	寿命	71
ケ		Showalter	48
KY指数	55	蒸気圧	18
現象の規模 (スケール)	70	条件付不安定	42
コ		状態曲線	28
格子間隔	77, 83, 96	正野重方	95
高層観測資料	27	島田守家	33
高層気象観測	11, 15, 27	じょう乱	2
高層実況通報式	27	上昇気流	58, 64, 65
高層天気図	11	Thompson	69
高度 (等圧面の)	149	ス	
広域予報	3	水蒸気貯留量	30, 155
豪雨ワーキンググループ	146	水平傾度 (等圧面高度の)	149
駒林誠	69, 83	数値予報	69, 77
Collins	69	杉浦茂	95, 96, 115
混合比	17, 153	スキルスコア	128
サ		Scale factor	62
斎藤直輔	78, 97, 102	Spreen	134
桜庭信一	60	Smagorinsky	69
散布図	127	スライス法	44, 59
シ		セ	
JMG	11, 15	静力学の式	29
湿球温位	40	積雲規模	70
湿舌	33	積乱雲	74
湿潤空気	17	絶対安定	42
湿数	24	絶対不安定	42
シャーベクトル	52	全圧力	17
		前線性大雨	33
		ソ	
		相関回帰式	134

総観規模 (スケール)	70, 84	中規模 (メソスケール)	70
相関係数	127, 158	中規模じょう乱, (降雨域)	73, 84
層厚	149	中層ジェット	52
相対うず度	66		
相対湿度	20, 24, 27, 152	ツ	
層別温度移流	51	通風乾湿計	24
ゾンデ観測	45		
		テ	
タ		低気圧の構造	64
台風	91, 92 ~ 96, 115	停滞性エコー	98
対流	5, 31, 70	天気図解析	6
対流温度	44	天気の種類	4
対流凝結高度	44		
対流細胞	75	ト	
対流 3 条件	53	等温層	41
対流性エコー	97	等飽和混合比線	31
対流調整 (調節)	78	特性曲線	46
対流不安定	45, 60	トルネード	50
Danard	70		
高橋喜彦	68	ナ	
竜田浅生	53	鍋島泰夫	141
立平良三	96, 97		
谷線	65	ニ	
タービュレンス	50	新田尚	79, 83
WMO	53		
暖気移流	51, 55	ネ	
短時間雨量予報	16	熱帯外低気圧	51
断熱図	28		
断熱膨張	31	ノ	
		野口和則	61, 62
チ		野口敏正	30, 115
地形性降雨	91, 92, 95, 99		
地形性上昇	99, 102	ハ	
地形性上昇流の減衰	102	Harley	70, 99
地衡風	67, 101	梅雨前線	84, 90
地上天気図	6	パーセル法	44
地点統計予報	127	発散	63, 150
地点予報	3		

Panofsky	68	マ	
Bannon	99	前田伊三男	141
早回し雨量計	74	摩捺 (の効果)	100
パラメータ	127	増田善信	69
		Manabe	83
ヒ		ミ	
非圧縮性流体	64	水姓勝敏	134
比湿	17		
非発散高度	64	メ	
フ		メソ低気圧	73
ファインメッシュ・モデル	77	モ	
Fulks	68, 77	毛髪湿度計	26
不安定	31	持上げ指数 L I	50
フェーン現象	40		
普世泰吉	96, 115	ユ	
ブラックボックス法	96	有効可降水量	30
プリミティブモデル	98	ヨ	
分割表	128	予報因子	127
ヘ		予報中枢	3
平滑化 (四線の)	130	47.7 豪雨	73
Petterssen	41, 127	ヤ	
Vederman	102	安田清美	141
ベラミの方法	64, 68	山岸米二郎	79
変圧風	96	山崎孝治	53
ホ		ラ	
飽和	18	雷雨の発生	47
飽和混合比	18	雷雲	96
飽和蒸気圧	24	リ	
飽和断熱減率	31	力学的雨量予報	68, 99
飽和断熱線	31		
飽和断熱膨張 (湿潤断熱膨張)	31		
保科正男	96, 115		
保存性	26		

流域別雨量	120
量の雨量予報	14
ル	
類似法	118
レ	
レインバンド	96
ロ	
露点 (温度)	24
ワ	
渡辺勉	146