

**Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt  
Rapports de travail de l'Institut Suisse de Météorologie  
Rapporti di lavoro dell'Istituto Svizzero di Meteorologia  
Working Reports of the Swiss Meteorological Institute**

**Zürich**

No 31

La prévision des orages à l'aide d'indices  
d'instabilité dans la partie suisse du nord  
des Alpes

par

Y. Ganter

Synoptique et prévision du temps 551 509.326

Genève, novembre 1971

Résumé :

Nous avons analysé l'efficacité et les limites de la prévision des orages à l'aide d'indices d'instabilité pour la partie suisse du nord des Alpes. En prenant comme échantillon l'été 1969, nous avons comparé les résultats obtenus avec différents indices. Nous avons testé également si l'introduction de l'humidité à certains niveaux standards dans la formule d'un indice pouvait améliorer cette prévision d'orage.

Zusammenfassung :

Es werden Möglichkeiten und Grenzen der Gewittervorhersage auf Grund von Instabilitätskennzahlen für die schweizerische Alpen-nordseite diskutiert. Verschiedene Instabilitätskennzahlen werden auf das Beobachtungsmaterial des Sommers 1969 angewendet. Im besonderen wird untersucht, ob die Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit in gewissen Standardniveaux zu einer Verbesserung der Prognosen führt.

L'auteur tient à remercier Madame A. E. Korten qui a collaboré à l'analyse statistique, Monsieur le Docteur W. Kuhn sous la direction duquel ce travail a été effectué, Monsieur le Docteur A. Piaget qui a bien voulu relire le manuscrit.

## Introduction

Parmi les causes de précipitation, l'élément convectif - s'il n'est pas le seul - joue durant l'été un rôle primordial. Depuis longtemps, on a tenté, par le calcul d'un indice, de déterminer de façon objective l'instabilité latente d'une masse d'air.

Nous avons, dans ce travail, testé différents indices, parmi les plus connus, proposés par des météorologistes anglo-saxons, ceci pour la région du nord des Alpes suisses, en prenant comme échantillon l'été 1969.

## Définition

Un indice d'instabilité est une mesure concise de l'état d'une colonne d'air en fonction de sa température et parfois de son humidité. Son but est d'indiquer la probabilité que l'instabilité latente de l'air soit libérée, lorsque celui-ci est soumis à différents processus comme le réchauffement de surface et la convergence horizontale. Cet indice est utilisé comme aide pour la prévision des orages et des précipitations à caractère convectif.

## Les différents indices

L'indice le plus connu est probablement celui de Showalter<sup>1</sup>. L'indice de Showalter (qu'il ne me lui-même indice de stabilité) est une mesure de l'instabilité latente entre 850 et 500 millibars. On le calcule en élevant une particule d'air selon l'adiabatique sèche de 850 millibars jusqu'à saturation, puis selon l'adiabatique humide jusqu'à 500 millibars. Cette température ( $T_{ps}$ ) est ensuite soustraite algébriquement de la température observée à 500 millibars ( $T_{500}$ ) :

$$\underline{I_{sh} = T_{500} - T_{ps}}$$

Un nombre négatif indique l'instabilité (l'air ascendant plus chaud que son environnement), un nombre positif la stabilité. Showalter a observé que les risques d'orage pouvaient déjà commencer à partir de +4, pour augmenter fortement à partir de +1 à -2.

\*

Les météorologistes anglais ont développé également plusieurs indices d'instabilité, dont Rackliff<sup>2</sup>, qui propose la formule suivante :

$$I_r = \theta_{w900} - T_{500}$$

où :  $\theta_{w900}$  est la température potentielle du thermomètre humide à 900 millibars.

$T_{500}$  est la température du thermomètre sec à 500 millibars.

On constate que cet indice est peu différent de celui de Showalter. On assume simplement que le niveau à partir duquel l'air est soulevé est 900 au lieu de 850 millibars et la température potentielle du thermomètre humide ( $\theta_{w900}$ ) est utilisée à la place de  $T_{ps}$ . La valeur à partir de laquelle des orages sont probables est 30.

\*

Jefferson<sup>3</sup> a mis en évidence les limitations qui pouvaient résulter de l'emploi de la température potentielle dans l'indice de Rackliff.

En effet, si l'on veut juger de la cohérence physique d'un indice, on peut établir sa valeur dans un état d'équilibre neutre. Admettons une atmosphère saturée de 900 à 500 millibars (le

gradient vertical de température correspondant à celui de l'adiabatique de saturation). On s'aperçoit que l'indice de Rackliff - contrairement à celui de Showalter - ne dépend pas seulement de l'instabilité, mais aussi de la température. La table suivante montre comment  $I_r$  varie par rapport à  $\theta_{w900}$ .

<u><math>\theta_{w900}</math></u>	<u><math>T_{500}</math></u>	<u><math>T_{ps}</math></u>	<u><math>I_{sh}</math></u>	<u><math>I_r</math></u>
0	-41	-41	0	41
+5	-33	-33	0	38
+10	-26	-26	0	36
+15	-17	-17	0	32
+20	-9	-9	0	29
+25	-1	-1	0	26

Il est évident que l'indice de Rackliff décroît à mesure que  $\theta_{w900}$  augmente, pour un même état de stabilité neutre.

Jefferson a donc modifié l'indice de Rackliff de la façon suivante, afin que sa valeur soit indépendante de la température.

$$\underline{I_j = 1,6 \theta_{w900} - T_{500} - 11}$$

La même valeur limite de 30 reste valable pour les orages.

\*

Dans un amendement ultérieur<sup>4</sup>, Jefferson a introduit l'humidité à 700 millibars et son indice devient :

$$\underline{I_{mj} = 1,6 \theta_{w900} - T_{500} - 1/2 D_{700} - 8}$$

où  $D_{700}$  est la différence entre la température et le point de

rosée à 700 millibars. La valeur limite pour les orages est ramenée à 28-29. Une table permet de calculer rapidement  $I_j$  et  $I_{mj}$ , connaissant  $\theta_{w900}$ ,  $T_{500}$ ,  $D_{700}$  (voir appendice B).

\*

Se basant sur le fait que la formation des orages dépend largement du gradient vertical moyen de température jusqu'à 700 millibars, Boyden<sup>5</sup> propose l'indice d'instabilité suivant :

$$I_b = Z - T - 200$$

où  $Z$  est l'épaisseur 1000-700 millibars en décamètres.

$T$  est la température à 700 millibars en degré C.

Si, comme pour les indices précédents, on teste différentes valeurs de l'indice  $I_b$  en fonction de la température pour une atmosphère saturée dans un état de stabilité neutre, on obtient :

<u><math>T_{700}</math></u>	<u>1000-700 mb</u>	<u><math>I_b</math></u>	<u><math>I_{sh}</math></u>	<u><math>I_r</math></u>	<u><math>I_j</math></u>	<u><math>I_{mj}</math></u>
-20°	275 dam	95	0	41	30	33
0°	294 dam	94	0	32	30	33
+20°	313 dam	93	0	22	30	33

Les différences entre les valeurs de l'indice  $I_b$  sont faibles, si l'on considère l'écart entre les températures à 700 millibars, et surtout si on les compare avec la variation de  $I_r$ .

Boyden retient 94 comme valeur limite pour les orages. Notons que ces valeurs limites ont été établies par les auteurs des indices pour des régions déterminées. Nous montrerons qu'elles sont quelque peu différentes pour le nord des Alpes.

\*

### Données

Nous avons choisi pour comparer ces indices un échantillon s'étendant du 1er mai au 30 septembre 1969. Généralement, la probabilité d'orage est calculée pour la journée sur la base du sondage de minuit. Afin de mieux cerner la variation des indices, nous avons établi leurs valeurs sur les sondages de Payerne de 00z et 12z, et nous leur avons associé des périodes de 12 heures, commençant 6 heures avant et se terminant 6 heures après, de la façon suivante :

- Période allant de 18z à 06z associée au sondage de 00z.
- Période allant de 06z à 18z associée au sondage de 12z.

Nous obtenons ainsi 305 périodes, que nous divisons en deux classes générales :

- (I) orages au nord des Alpes (130 périodes).
- (II) pas d'orage au nord des Alpes (175 périodes).

Dans l'intervalle considéré, le 58% des périodes d'orage est compris entre 06 et 18z, le 42% entre 18 et 06z.

Bien que le but essentiel de ce travail soit de tester la probabilité d'orage avant tout, nous avons partagé ces deux classes générales en deux sous-classes. Pour distinguer entre phénomènes orageux étendus et isolés, nous avons pris la limite arbitraire de 10 stations ayant observé des orages durant une période, en nous basant sur les cartes d'orages établies à l'I.S.M. Nous avons également introduit sous phénomènes orageux isolés le report de cumulonimbus par les stations synoptiques de Genève-Cointrin, Payerne, et Zurich-Kloten, sans qu'il y ait d'orage à ces stations.

D'autre part, désirant avoir une référence pour les précipitations non-orageuses toutes les 12 heures, nous avons dû nous référer aux stations synoptiques mentionnées ci-dessus, (les autres stations du bulletin ne donnant, à cette époque-là, la hauteur des précipitations que toutes les 24 heures). Cette approximation

nous a semblé justifiée par le fait que notre but n'était pas de prévoir les précipitations en général, mais de trouver, le cas échéant, une distinction entre précipitations orageuses et non-orageuses.

En résumé, donc, nous obtenons les classes et sous-classes suivantes :

- (I) Orages
  - (a) Orages modérés ou étendus ( $\gg$  10 orages observés au nord des Alpes suisses).
  - (b) Orages ou cumulonimbus isolés ( $<$  10 orages observés au nord des Alpes, cumulonimbus reportés au moins par l'une des 3 stations synoptiques, Cointrin, Payerne et Kloten).
- (II) Pas d'orage
  - (c) Précipitations non-orageuses (au moins à l'une des 3 stations, Cointrin, Payerne, Kloten, mais aucun orage observé au nord des Alpes).
  - (d) Pas d'orage au nord des Alpes, pas de précipitation non-orageuse (à aucune des 3 stations, Cointrin, Payerne et Kloten).

Si l'on considère les périodes d'orages (I), dans 14% des cas seulement, des orages étaient observés au nord des Alpes, sans qu'aucun phénomène orageux ne soit signalé à l'une des trois stations synoptiques en question [6% en cas d'orages étendus (a)].

Notons également qu'il était difficile de distinguer de façon catégorique, parmi les précipitations non-orageuses, celles qui avaient un caractère convectif ou non-convectif. Il est certain que, dans la plupart des précipitations, l'élément convectif est présent à des degrés divers, surtout l'été. C'est pourquoi, nous nous en sommes tenus à la classe extensive de précipitations non-orageuses.

Différence entre les indices

Nous avons réparti les valeurs de chaque indice en 7 classes pour obtenir les tables de contingence suivantes (l'indice de Rackliff  $I_r$  n'a pas été retenu à cause de sa trop grande variabilité en fonction de la température) :

Indice de Showalter

$I_{sh}$	Orages étendus (a)	Orages isolés (b)	Précipitations non-orageuses (c)	Pas d'orage (d)	Total
$\leq -2,5$	6	3	1	0	10
$-2,4 \text{ -- } 0$	22	14	2	17	55
$+0,1 \text{ -- } +2,5$	27	22	10	18	77
$+2,6 \text{ -- } +5,0$	8	17	26	30	81
$+5,1 \text{ -- } +7,5$	4	2	11	20	37
$+7,6 \text{ -- } +10,0$	1	4	5	16	26
$> +10,1$	0	0	6	13	19
total	68	62	61	114	305

Indice de Jefferson

$I_j$	(a)	(b)	(c)	(d)	total
$> 32,1$	12	5	1	2	20
$30,1 \text{ -- } 32,0$	20	16	4	10	50
$28,1 \text{ -- } 30,0$	25	20	10	20	75
$26,1 \text{ -- } 28,0$	6	15	18	19	58
$24,1 \text{ -- } 26,0$	4	4	11	26	45
$20,1 \text{ -- } 24,0$	1	2	14	29	46
$\leq 20,0$	0	0	3	8	11
total	68	62	61	114	305

Indice de Jefferson modifié

$I_{mj}$	(a)	(b)	(c)	(d)	total
$> 32,1$	30	19	5	5	59
$30,1 \text{ -- } 32,0$	21	10	14	11	56
$28,1 \text{ -- } 30,0$	10	14	14	12	50
$25,1 \text{ -- } 28,0$	5	11	16	21	53
$20,0 \text{ -- } 25,0$	2	8	10	34	54
$15,0 \text{ -- } 19,9$	0	0	2	16	18
$\leq 14,9$	0	0	0	15	15
total	68	62	61	114	305

Indice de Boyden

$I_b$	(a)	(b)	(c)	(d)	total
$\geq 98,0$	13	6	0	4	23
97,0 -- 97,9	23	18	2	10	53
96,0 -- 96,9	21	26	8	15	70
95,0 -- 95,9	7	9	21	27	64
94,0 -- 94,9	2	3	16	26	47
93,0 -- 93,9	2	0	8	10	20
$\leq 92,9$	0	0	6	22	28
total	68	62	61	114	305

En effectuant un test de  $\chi^2$ , on constate que pour tous les indices, les classes sont statistiquement différentes. Cependant, pour savoir s'il y a des différences significatives entre les indices, il ne nous est pas permis de comparer les différentes valeurs de  $\chi^2$  entre elles. C'est pourquoi, nous avons utilisé le coefficient d'association pour table de contingence de Goodman et Kruskal<sup>6,7</sup>, qui est une mesure de la corrélation des rangs.

On obtient, pour chaque indice, les valeurs suivantes de ce coefficient (plus le coefficient est élevé, meilleur est l'indice):

<u>Indices</u>	<u>Coefficient</u>	<u>Variance</u>	<u>Ecart-type</u>
$I_{sh}$	$G_{sh} = 0,46184$	$s^2(G_{sh}) = 0,00270$	$s(G_{sh}) = 0,0520$
$I_j$	$G_j = 0,52947$	$s^2(G_j) = 0,00209$	$s(G_j) = 0,0457$
$I_{mj}$	$G_{mj} = 0,61897$	$s^2(G_{mj}) = 0,00167$	$s(G_{mj}) = 0,0408$
$I_b$	$G_b = 0,56273$	$s^2(G_b) = 0,00209$	$s(G_b) = 0,0457$
	variance entre les indices		= 0,00443
	variance à l'intérieur des indices		= 0,00214

L'avantage de ce coefficient de Goodman et Kruskal réside dans le fait qu'on peut calculer sa variance, et que sa répartition asymptotique est normale. Ceci permet une comparaison entre plusieurs tables de contingence.

Pour tester s'il y a des différences significatives entre les indices, ou si les différences observées ne proviennent que de la variabilité de l'indice lui-même, on pose :

$$X = \frac{\text{variance entre les indices}}{\text{variance à l'intérieur des indices}}$$

On admet que cette valeur X est répartie approximativement comme un  $\chi^2$  avec 3 degrés de liberté, et que la moyenne des variances  $s^2(G)$  est la vraie valeur de la variance à l'intérieur des indices. On obtient  $X = 2,07$ . Or, au niveau de signification 0,05, avec 3 degrés de liberté,  $\chi^2 = 7,81$ . Donc, on peut conclure qu'il n'y a pas de différence significative entre les indices.

L'indice avec le coefficient le plus élevé est celui de Jefferson modifié  $I_{mj}$ . On peut penser que cette amélioration provient de l'introduction de l'humidité à 700 millibars. Nous avons comparé les deux indices de Jefferson  $I_j$  et  $I_{mj}$ , à l'aide du test suivant, en posant :

$$X = \frac{G_j - G_{mj}}{\sqrt{\text{variance } (G_j - G_{mj})}} \dots\dots\dots 1)$$

On obtient  $X = 1,459$ . S'il n'y a pas de différence entre  $G_j$  et  $G_{mj}$ , X est réparti normalement. Or, au niveau de signification 0,05,  $X = 1,645$ . Donc, les différences entre  $G_j$  et  $G_{mj}$  sont dues au hasard et l'indice  $I_{mj}$  n'est pas statistiquement meilleur que l'indice  $I_j$ .

Ceci nous permet une première constatation, sur laquelle nous reviendrons pas la suite, à savoir que cette façon de tenir compte de l'humidité n'apporte pas d'amélioration notable.

\*

En examinant les tables de contingence précédentes, on remarquera que notre division en 4 classes (a, b, c, d) paraît discutable, au moins à deux points de vue :

- 1) la différence entre une période de beau temps qui va tomber sous (d) et une période de précipitations continues non-orageuses (c), n'est pas la même qu'entre cette période de beau temps et une période également belle, mais avec un orage isolé et qui entrera sous (b).
- 2) un indice n'arrive pas à distinguer de façon nette entre orages faibles et étendus.

C'est la raison pour laquelle nous avons regroupé (a) et (b) sous (I), (c) et (d) sous (II) pour calculer les coefficients de Goodman et Kruskal avec cette répartition. On obtient les valeurs suivantes :

$$\begin{aligned}G_{sh} &= 0,62988 \\G_j &= 0,70524 \\G_{mj} &= 0,68672 \\G_b &= 0,77767\end{aligned}$$

On constate, comme précédemment, en pratiquant l'analyse de variance, qu'il n'y a pas de différence significative entre les indices, pris tous ensemble.

On ne trouve pas non plus de différence entre l'indice de Jefferson  $I_j$  et celui de Showalter  $I_{sh}$ , que l'on prenne 2 ou 4 classes. On aurait pu croire que le fait de choisir 850 au lieu de 900 millibars comme niveau à partir duquel l'air est soulevé, soit meilleur pour le nord des Alpes en raison de l'altitude moyenne de cette région.

On peut déjà faire remarquer ici que, les deux indices de Jefferson  $I_j$  et  $I_{mj}$  n'étant pas significativement différents des indices de Boyden et Showalter, pour des raisons pratiques, on préférera utiliser ces derniers dans le travail de routine de prévision. En effet, le calcul de  $\theta_{w900}$  nécessite une construction spéciale sur le sondage, tandis que  $I_{sh}$  et  $I_b$  peuvent être obtenus directement d'après le message codé.

Si nous comparons dès lors les indices de Boyden et Showalter en effectuant le même test que précédemment (équation 1), on trouve  $X = 2,081$ . Or, au niveau de signification 0,05, la valeur de  $X$  est 1,645. Donc, il y a une différence significative et on conclut que l'indice de Boyden est supérieur à celui de Showalter.

Comme preuve supplémentaire, nous avons appliqué le P-score conçu par Brier et Allen<sup>8,9</sup>, dont le but est de vérifier des prévisions présentées sous forme de probabilité. Nous avons supposé que les prévisions d'orages avaient été faites durant l'été 1969 à l'aide des indices de Boyden et Showalter. Pour calculer les probabilités, nous avons utilisé les tables de contingence qui avaient été formées pour les coefficients de Goodman et Kruskal.

Indice de Showalter $I_{sh}$	Probabilité estimée d'avoir un orage (I)	Probabilité estimée de ne pas avoir d'orage (II)
$\leq -2,5$	0,9	0,1
-2,4 -- 0	0,6545	0,3455
+0,1 -- +2,5	0,6364	0,3636
+2,6 -- +5,0	0,3086	0,6914
+5,1 -- +7,5	0,1622	0,8378
+7,6 -- +10,0	0,1923	0,8077
$\geq +10,1$	0,0	1,0

$$\underline{P_{sh} = 0,377}$$

Indice de Boyden $I_b$	Probabilité estimée d'avoir un orage (I)	Probabilité estimée de ne pas avoir d'orage (II)
$\geq 98,0$	0,8261	0,1739
97,0 -- 97,9	0,7736	0,2264
96,0 -- 96,9	0,6714	0,3286
95,0 -- 95,9	0,25	0,75
94,0 -- 94,9	0,1064	0,8936
93,0 -- 93,9	0,1	0,9
$\leq 92,9$	0,0	1,0

$$\underline{P_b = 0,304}$$

La valeur de P la plus petite indique la meilleure prévision. On peut tester à nouveau si la différence entre  $P_{sh}$  et  $P_b$  est significative, à l'aide d'un test de t. On pose comme hypothèses :

$$H_0 : P_{sh} = P_b$$

$$H_1 : P_{sh} > P_b$$

On obtient  $t = 2,541$ . Or, la probabilité de trouver une valeur de t supérieure à 2,541, avec 302 degrés de liberté, est égale à 0,006, si  $H_0$  est vrai. On rejette donc l'hypothèse au niveau 0,01. L'indice de Boyden est supérieur à celui de Showalter.

### L'humidité

Nous avons considéré la répartition de l'humidité en fonction des 4 classes de temps a, b, c, d, indépendamment des indices. Nous avons pris pour les niveaux standards 850, 700 et 500 millibars la différence D entre la température et le point de rosée.

$\frac{D_{850}}{(^{\circ}C)}$	Orages étendus (a)	Orages isolés (b)	Précipitations non-orageuses (c)	Pas d'orage (d)	total
0 - 2,5	25	18	49	27	119
2,6 - 5,0	30	25	9	38	102
5,1 - 10,0	12	16	3	31	62
≥ 10,1	1	3	0	18	22
total	68	62	61	114	305

$\frac{D_{700}}{(^{\circ}C)}$	(a)	(b)	(c)	(d)	total
0 - 2,5	35	20	44	16	115
2,6 - 5,0	21	25	10	21	77
5,1 - 10,0	10	10	4	28	52
≥ 10,1	2	7	3	49	61
total	68	62	61	114	305

<u>D<sub>500</sub></u>	(a)	(b)	(c)	(d)	total
0 - 2,5	18	2	27	4	51
2,6 - 5,0	13	20	13	14	60
5,1 - 10,0	18	15	10	28	71
≥ 10,1	19	25	11	68	123
total	68	62	61	114	305

On a pratiqué un test de  $\chi^2$  (niveau de signification : \* 0,05, \*\* 0,01, \*\*\* 0,001), pour savoir si l'humidité était significativement différente entre :

1) orages étendus (a) et pas d'orage (d) :

D<sub>850</sub> : significatif \*\*  
D<sub>700</sub> : significatif \*\*\*  
D<sub>500</sub> : significatif \*\*\*

2) orages isolés (b) et pas d'orage (d) :

D<sub>850</sub> : non significatif  
D<sub>700</sub> : significatif \*\*\*  
D<sub>500</sub> : significatif \*

3) orages étendus et isolés (I) et pas d'orages (d) :

D<sub>850</sub> : significatif \*\*  
D<sub>700</sub> : significatif \*\*\*  
D<sub>500</sub> : significatif \*\*\*

4) orages (I) et pas d'orage (II) :

D<sub>850</sub> : significatif \*\*  
D<sub>700</sub> : significatif \*\*\*  
D<sub>500</sub> : non significatif

On le voit, dans les 4 cas, l'humidité à 700 millibars est significativement différente au niveau 0,001. Ceci confirmerait la présence d'altocumulus castellanus comme signe pré-orageux et

l'importance de l'humidité aux niveaux moyens dans les développements orageux. On retiendra donc que :

18% des orages étendus (a) ont lieu avec  $\underline{D_{700} \geq 5,1}$ , 3% avec  $\underline{D_{700} \geq 10,1}$   
27% des orages isolés (b) ont lieu avec  $\underline{D_{700} \geq 5,1}$ , 11% avec  $\underline{D_{700} \geq 10,1}$   
22% des orages (I) ont lieu avec  $\underline{D_{700} \geq 5,1}$ , 7% avec  $\underline{D_{700} \geq 10,1}$

On remarque également que 84% des périodes sans orage et sans précipitation (d) se produisent avec  $D_{500} \geq 5,1$ .

\*

On peut poursuivre la comparaison pour tenter de distinguer entre orages et précipitations non-orageuses :

5) orages étendus (a) et précipitations non-orageuses (c)

$D_{850}$  : significatif \*\*\*  
 $D_{700}$  : non significatif  
 $D_{500}$  : non significatif

6) orages (I) et précipitations non-orageuses (c)

$D_{850}$  : significatif \*\*\*  
 $D_{700}$  : significatif \*\*  
 $D_{500}$  : significatif \*\*\*

On remarque ici que c'est le niveau 850 millibars qui est le plus significativement différent. L'humidité à ce niveau est en effet très forte en cas de précipitations, mais il faut prendre garde au fait que la saturation des niveaux inférieurs est plutôt la conséquence que la cause des précipitations.

Si l'on groupe orages étendus et isolés (I), les niveaux 700 et 500 millibars deviennent également significatifs au niveau 0,001, puisqu'en cas de précipitations non-orageuses, l'atmosphère est plus humide à ces niveaux qu'en cas d'orages isolés.

Si l'on compare la fréquence des orages (I) et des pluies non-orageuses (c), en fonction de l'humidité à 850 millibars (fig. 1), on constate que 80% des précipitations non-orageuses se produisent avec  $D_{850} \leq 2,5$ . Par contre, la fréquence maxima des orages se situe entre 2,5 et 5,0 (42%), alors qu'elle diminue avec  $D_{850} \geq 5,1$  (22%) et  $D_{850} \geq 10,1$  (3%).

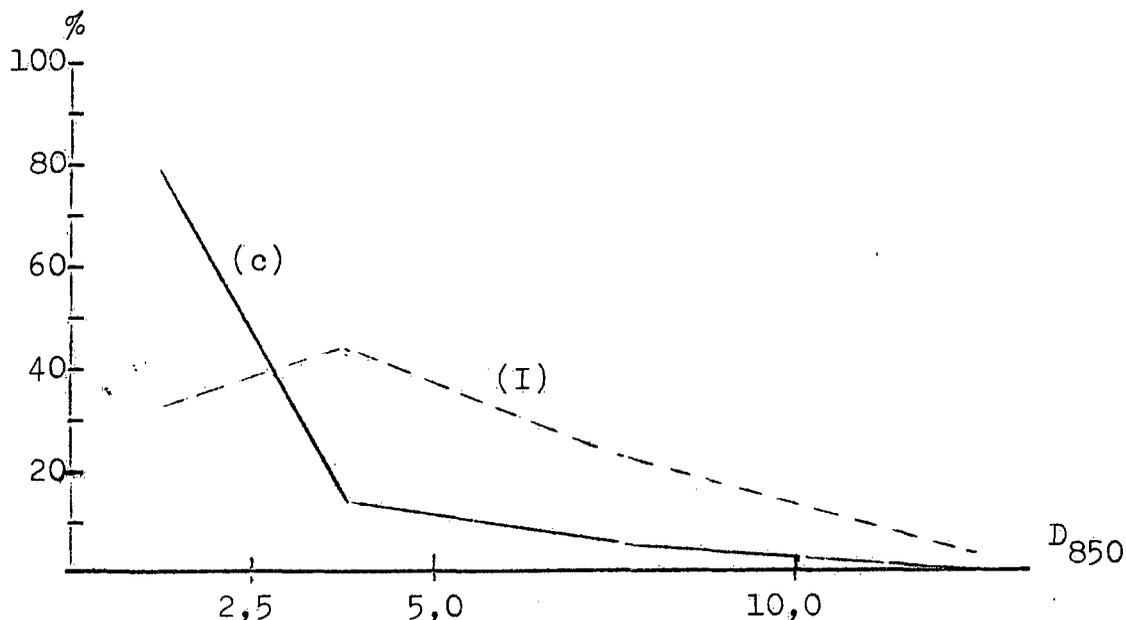


Fig. 1 : fréquences comparées des orages (I) et des pluies non-orageuses (c) en fonction de l'humidité à 850 mb ( $D_{850}$ ).

On notera également que l'indice de Boyden permet de distinguer assez bien entre orages et pluies non-orageuses, puisque seul 16% de celles-ci se produisent avec  $I_b \geq 96$ .

### Les indices et l'humidité

Dans cette section, on a étudié si D, la différence entre la température et le point de rosée, combinée cette fois avec un indice améliore la prévision des orages. Pour ce faire, on a utilisé l'analyse discriminante avec choix de variable, selon la méthode mise au point par A.E. Korten<sup>10</sup> pour la prévision du brouillard à Genève - Cointrin.

1) L'indice de Boyden  $I_b$

Quand l'indice  $I_b$  est utilisé seul, l'analyse discriminante donne 96 comme valeur pour distinguer entre orage et pas d'orage. On prévoit dont :

classe (I) orage, si  $I_b \geq 96$   
classe (II) pas d'orage, si  $I_b < 96$

Pour les 305 cas de l'échantillon, on obtient alors la matrice de classification suivante :

		<u>Classes réelles</u>		
		(I)	(II)	
<u>classes</u>	(I)	107	39	146
<u>prévues</u>	(II)	23	136	159
		130	175	305

Si l'on prend maintenant l'humidité aux différents niveaux ( $D_{850}$ ,  $D_{700}$ ,  $D_{500}$ ) avec  $I_b$ , on trouve que seul  $D_{850}$  est significatif. En l'introduisant dans la formule de l'indice de Boyden, on obtient :

$$\underline{I'_b = I_b - 0,1 D_{850} + 1}$$

En prévoyant toujours : classe (I) si  $I'_b \geq 96$   
classe (II) si  $I'_b < 96$ ,

la matrice de classification devient :

		<u>Classes réelles</u>		
		(I)	(II)	
<u>classes</u>	(I)	111	47	158
<u>prévues</u>	(II)	19	128	147
		130	175	305

On remarque d'après ces matrices de classification, que l'on prévoit plus d'orages (111 au lieu de 107) avec  $I'_b$ , mais que par contre on prévoit plus souvent des orages quand il n'y en a pas (47 au lieu de 39).

2) L'indice de Showalter  $I_{sh}$

L'analyse discriminante donne **+3** comme valeur limite pour  $I_{sh}$ . Comme pour  $I_b$ , on remarque que les valeurs déterminant le risque d'orage ne sont pas les mêmes pour le nord des Alpes que celles proposées par Showalter et Boyden (voir page 2 à 4).

On prévoit donc :

classe (I) orage, si  $I_{sh} \leq +3$   
classe (II) pas d'orage, si  $I_{sh} > +3$

On a comme matrice de classification :

		<u>Classes réelles</u>		
		(I)	(II)	
<u>classes</u>	(I)	99	56	155
<u>prévues</u>	(II)	31	119	150
		130	175	305

Si, comme précédemment, on combine l'humidité avec  $I_{sh}$ , on constate que  $D_{850}$  et  $D_{700}$  sont significatifs, le niveau 700 l'étant plus que le niveau 850 millibars. En les introduisant dans l'indice de Showalter, on trouve :

$$\underline{I'_{sh} = I_{sh} - 0,46 D_{850} + 0,34 D_{700}}$$

ou pour simplifier :

$$\underline{I'_{sh} = I_{sh} - 1/2 D_{850} + 1/3 D_{700}}$$

On prévoit toujours :

classe (I) si  $I'_{sh} \leq +3$   
classe (II) si  $I'_{sh} > +3$

La nouvelle matrice de classification devient :

		<u>classes réelles</u>		
		(I)	(II)	
<u>classes</u>	(I)	106	61	167
<u>prévues</u>	(II)	24	114	138
		130	175	305

Comme pour l'indice de Boyden, l'introduction de l'humidité apporte peu d'amélioration. On prévoit plus de cas d'orages (106 au lieu de 99), mais on en prévoit également plus, quand il n'y en a pas (61 au lieu de 56).

A noter que l'analyse discriminante écarte, pour les deux indices, l'inclusion d'une humidité moyenne. On voit donc qu'en tenant compte de l'humidité, prise sous forme de différence entre la température et le point de rosée, (en dehors du fait que l'on complique le calcul de l'indice), tout ce que l'on gagne d'un côté, on le perd de l'autre. De plus, si l'on songe aux erreurs qui peuvent découler des mesures de l'humidité et surtout de la prévision de cette humidité, il semble inutile de vouloir en tenir compte pour l'établissement d'un indice. Seul l'examen de cas particuliers indiquera au prévisionniste si l'humidité peut être déterminante ou non pour la prévision d'orages.

#### Choix d'un indice pour la prévision

Nous avons montré qu'en comparant tous les indices entre eux, on ne trouve aucune différence significative et que les formules proposées et leur cohérence physique se valent.

Le sondage, sur lequel est basé le calcul de l'indice, n'est pas toujours représentatif, soit que la mesure qu'il donne est décalée dans le temps ou dans l'espace par rapport au phénomène ou à l'absence du phénomène observé (ici orage ou pas d'orage), soit qu'il ne peut mesurer des paramètres importants dans la formation ou non-formation du phénomène (divergence, vent vertical, etc.). Dès lors, on comprend que, quel que soit l'indice utilisé, les résultats diffèrent peu les uns des autres<sup>11</sup>.

Cependant, nous avons établi que pour notre échantillon l'indice de Boyden était légèrement supérieur (de manière statistique) à celui de Showalter.

Un autre critère pour le choix d'un indice, est celui d'invariance. Jefferson, Rackliff et Showalter proposent le pointage d'une carte d'indice à l'aide des sondages de minuit, sur la base de laquelle est faite la prévision d'orage pour la journée. Mais, il est bien clair que la prévision de  $I_{sh}$ ,  $I_j$ ,  $I_{mj}$  demeure parfois approximative, même si l'on procède à l'advection séparée de  $\theta_{w900}$ ,  $T_{ps}$ ,  $D_{700}$ , et  $T_{500}$ .

On peut par contre porter au crédit de l'indice de Boyden un plus grand caractère d'invariance. Des deux éléments dont il est composé (l'épaisseur 1000-700 millibars et la température à 700 millibars), l'advection peut être faite théoriquement par le même champ (700 millibars)<sup>12</sup>. En établissant des cartes d'indice  $I_b$  toutes les 12 heures, comme le préconise Boyden<sup>5</sup>, on remarque la présence de cellules respectivement stables et instables, dont le déplacement et l'évolution peuvent être suivis à l'instar d'autres paramètres synoptiques (voir appendice A). Ces cartes d'indice de Boyden sont émises en routine par le Centre de Bracknell.

Naturellement, des prévisions numériques pourraient nous donner une valeur beaucoup plus sûre de  $I_b$ ,  $I_{sh}$  ou  $I_j$  qu'une méthode advective, surtout à moyenne et longue échéance.

Si donc, nous choisissons  $I_b$  pour la routine de prévision, nous aurons, pour le nord des Alpes suisses, les probabilités suivantes :

<u><math>I_b</math></u>	<u>Probabilité estimée d'avoir un orage (I)</u>	<u>Probabilité estimée de ne pas avoir d'orage (II)</u>
$\geq 96$	73%	27%
$< 96$	14%	86%

On constate que la probabilité de ne pas avoir d'orage avec  $I_b \geq 96$  est assez forte (27%), alors que la probabilité d'avoir un orage avec  $I_b < 96$  reste acceptable (14%). On peut se demander la raison de ces échecs et s'il est possible de les éliminer, du moins en partie.

A part les effets orographiques classiques observés dans nos régions et les constatations que nous avons faites sur l'humidité, il faudrait faire intervenir la notion de mouvement vertical, déterminant dans la production des précipitations et des orages.

Pour une estimation qualitative du mouvement vertical, on pourra déterminer les zones de convergence et de divergence au niveau du jet-stream, les zones de vorticité cyclonique et anticyclonique qui renforcent ou diminuent la tendance aux précipitations et aux orages, etc.<sup>13</sup>.

Quantitativement, des méthodes simples pour obtenir un calcul de l'advection de vorticité donnent des résultats insuffisants pour la région des Alpes<sup>14</sup>. Par contre, il faut s'attendre à ce que des cartes numériques du mouvement vertical prévu (qui existent déjà, mais ne nous sont pas encore transmises), faciliteront la prévision des orages. Il est fort possible que la combinaison du mouvement vertical avec l'indice de Boyden par exemple, donne une amélioration plus probante que celle que nous avons tentée, de  $I_b$  avec l'humidité, et qu'en plus, une discrimination apparaisse entre nos 4 classes : orages étendus et isolés, précipitations non-orageuses, pas d'orage.

### Conclusion

Au vu des résultats obtenus, on peut conclure que l'utilisation d'un indice d'instabilité - en particulier celui de Boyden - est une aide efficace pour la prévision des orages.

Néanmoins, on gardera à l'esprit ses limites, qui résident, d'une part, dans sa définition même, à savoir qu'il ne mesure que l'instabilité latente, élément essentiel, mais non unique, dans la formation des orages; d'autre part, dans le fait que sa prévision n'est pas toujours aisée.

Une carte d'indices d'instabilité, si elle est fort utile, n'exclut pas l'étude attentive des sondages de l'atmosphère libre. Le météorologiste, cependant, dont la prévision doit être établie dans un laps de temps restreint, et devant le nombre grandissant de renseignements mis à sa disposition, se fera, grâce aux indices, une idée rapide et précise du degré d'instabilité des masses d'air en présence et de la probabilité d'orage pour une région déterminée.

En ce qui concerne l'avenir, l'indice d'orage pourra, dans le cadre de la recherche par des méthodes objectives, demeurer le paramètre représentant l'instabilité latente.

EXEMPLE DE CARTE D'INDICES DE BOYDEN  $I_b$

Dans la situation du 10 au 12 juillet 1968 (fig. 2 à 9), une cellule instable à forte valeur  $I_b$  se déplace dans le courant de sud-ouest, qui règne de l'Espagne aux Alpes. On remarque que la zone la plus instable se trouve ici dans l'air chaud, à l'avant d'un front froid, comme cela se produit fréquemment.

Notons en passant que Boyden, dans son étude<sup>5</sup>, montre que la probabilité d'orage en fonction de l'indice est pratiquement la même avec ou sans zone frontale. Il l'explique par le fait qu'en été, la convergence frontale est généralement équivalente au réchauffement de surface dans la production de l'instabilité verticale.

Pour reprendre notre exemple, de nombreux orages se sont produits depuis l'après-midi du 10, jusqu'au matin du 11, sur l'ensemble du nord des Alpes. Sur la figure 7, on voit apparaître à l'ouest de l'Europe une zone avec  $I_b$  inférieur à 94, qui atteindra la Suisse le 12, journée au cours de laquelle aucun orage ne s'est produit.

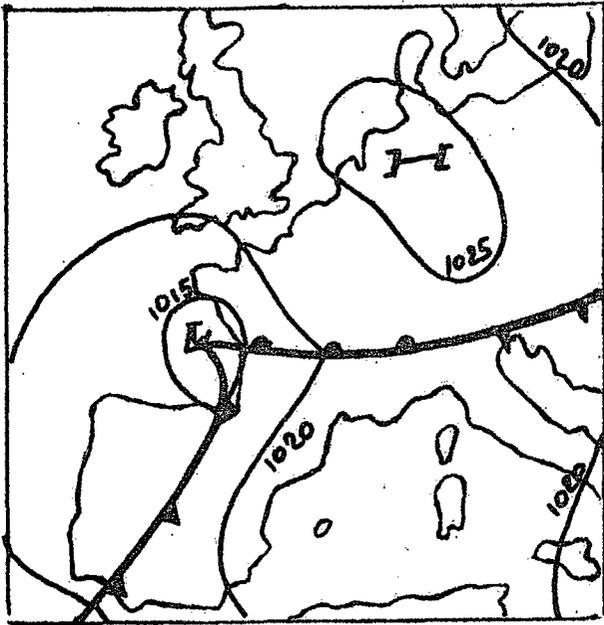


Fig. 2. Carte en surface du  
10. 7. 1968, 0000 Gmt.

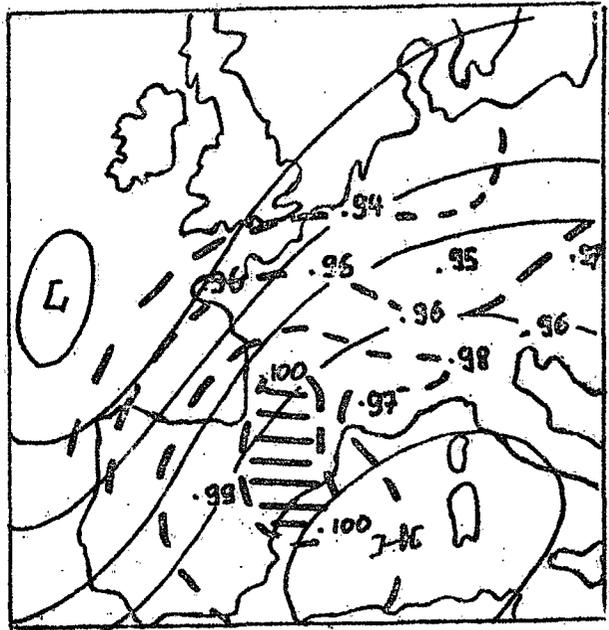


Fig. 3. Carte d'indices  $I_b$  et  
des isohypses à 700 millibars,  
du 10. 7. 1968, 0000 Gmt.

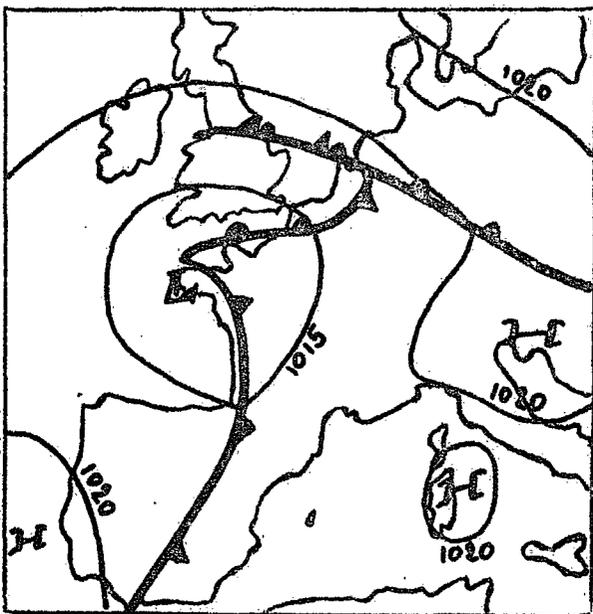


Fig. 4. Carte en surface du  
10. 7. 68, 1200 Gmt.

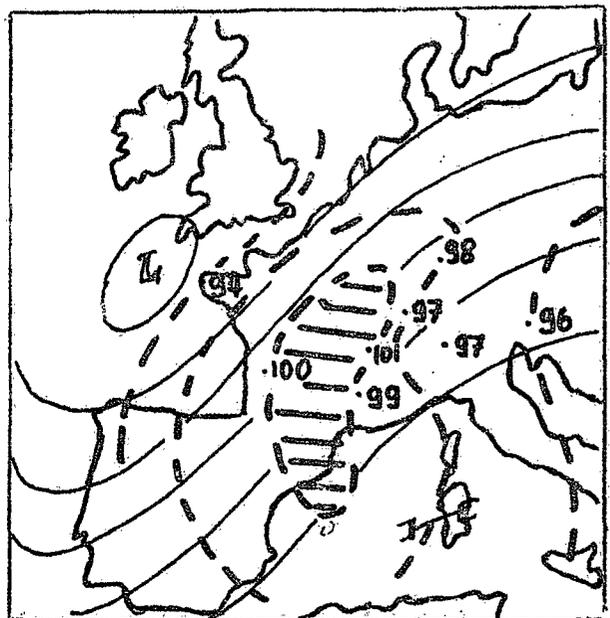


Fig. 5. Carte d'indices  $I_b$  et  
des isohypses à 700 millibars,  
du 10. 7. 1968, 1200 Gmt.

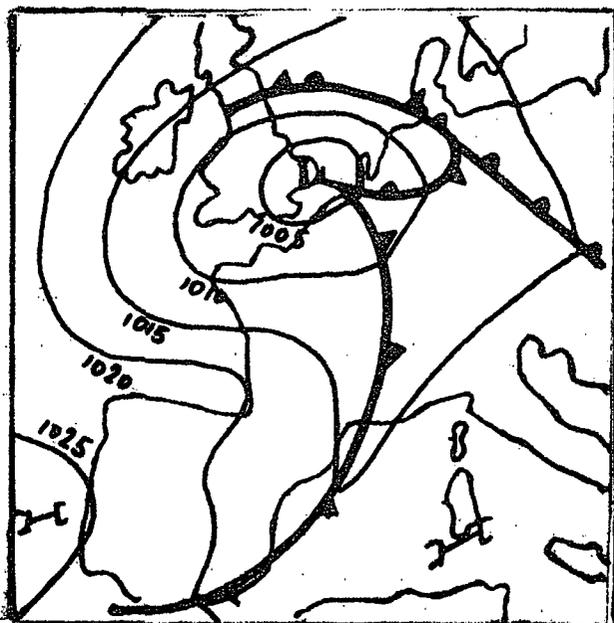


Fig. 6. Carte en surface du  
11. 7. 1968, 0000 Gmt.

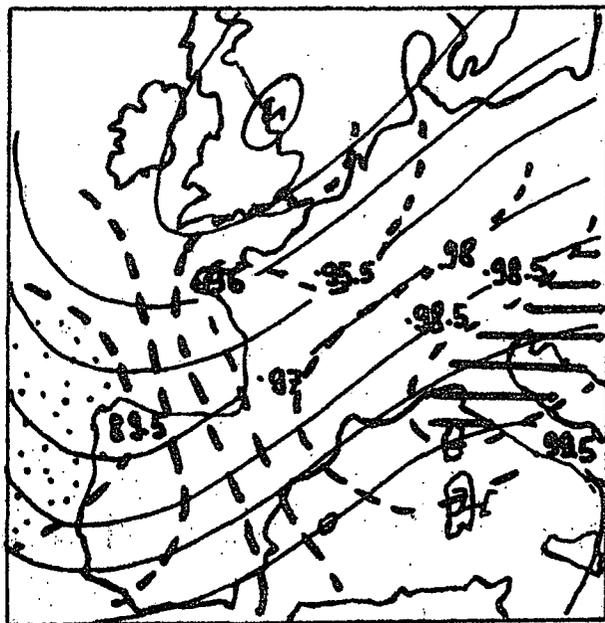


Fig. 7. Carte d'indices  $I_p$  et  
des isochypes à 700 millibars,  
du 11. 7. 1968, 0000 Gmt.

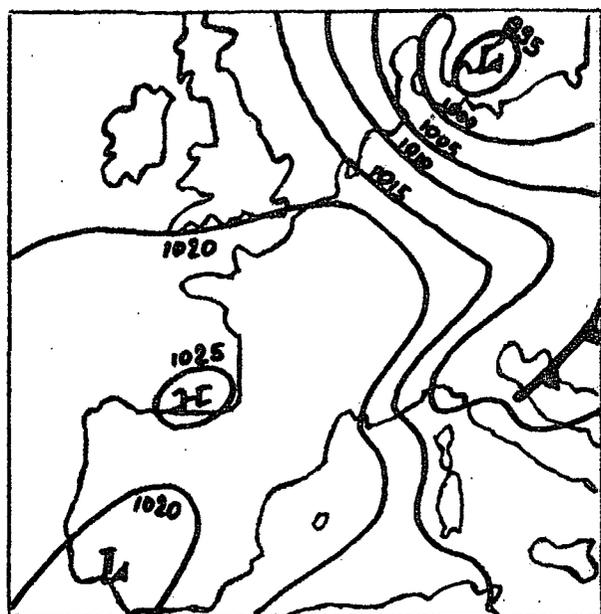


Fig. 8. Carte en surface du  
12-7-68 , 0000 Gmt.

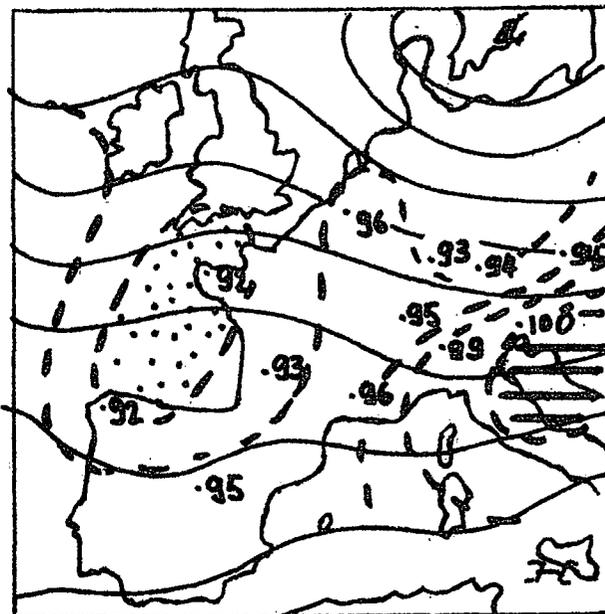


Fig. 8. Carte d' indices  $I_p$  et  
des isochypes à 700 millibars,  
du 12. 7. 1968, 0000 Gmt.



BIBLIOGRAPHIE

1. SHOWALTER, A.K.; A stability index for thunderstorm forecasting. Bulletin of the American Meteorological Society, Lancaster, Pa., Vol. 34, 1953, pages 250-252.
2. RACKLIFF, P.G.; Application of an instability index to regional forecasting. Meteorological Magazine, London, 91, 1962, pages 113-120.
3. JEFFERSON, G.J.; A modified instability index. Meteorological Magazine, London, vol. 92, 1963, pages 92-96.
4. JEFFERSON, G.J.; A further development of the instability index. Meteorological Magazine, London, vol. 92, 1963, pages 313-316.
5. BOYDEN, C.J.; A simple instability index for use as a synoptic parameter. Meteorological Magazine, London, vol. 92, 1963, pages 198-210.
6. KENDALL, M.G. & STUART, A.; Advanced theory of mathematical statistics, vol II, 1962, page 565.
7. GOODMAN, L.A. & KRUSKAL, W.H.; Measures of association for cross classification, part III, J. Amer. Stat. Ass. 58, No 302, 1963, pages 310-364.
8. BRIER, G.W. & ALLEN, R.A.; Verification of weather forecasts, in Compendium of meteorology, Boston 1951, pages 845-846.
9. MILLER, R.G; Prediction by discriminant Analysis, Meteorological Monographs, vol. 4, No 25, 1962, Page 10.
10. DUPANLOUP, M., KORTEN, A.E., CHAMBETTAZ, A.; Préviation des brouillards à l'aéroport de Genève - Cointrin. Rapports de travail de l'Institut Suisse de Météorologie, no 27, 1971.
11. ADVANCED FORECASTING COURSE; Stanmore, septembre - octobre 1970 : notes personnelles : Le groupe de recherche anglais de MANBY arrive aux mêmes conclusions.
12. HANDBOOK OF WEATHER FORECASTING M.O. 637; The theory of thickness changes. volume 1, chapter 5, pages 58-59. British Meteorological Office, 1964.
13. GEORGE, J.J.; Weather forecasting for aeronautics, New-York 1960, pages 410-415.
14. COURVOISIER, H.W.; Die quantitative Niederschlagprognose winterlicher zyklonaler witterungslagen auf der Alpennordseite der Schweiz. Publications de l'Institut Suisse de Météorologie, no 15, page 6. Zurich, 1970.

