

Zeitschrift: Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Band: 72 (1949)

Artikel: La température à Neuchâtel de 1864 à 1943
Autor: Sandoz, René
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-88799>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 09.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

OBSERVATOIRE CANTONAL DE NEUCHATEL
Directeur : Professeur Edmond Guyot

LA TEMPÉRATURE A NEUCHATEL DE 1864 A 1943

par

RENÉ SANDOZ

AVEC 16 FIGURES

AVANT-PROPOS

Le présent travail a été exécuté, en partie, à l'Observatoire cantonal de Neuchâtel, de décembre 1943 à avril 1949.

Qu'il me soit permis d'exprimer encore ici ma profonde reconnaissance à M. le professeur Edmond GUYOT pour l'intérêt qu'il m'a toujours témoigné et pour les précieux conseils qu'il a bien voulu me donner.

M. le professeur Eugène WEGMANN, par ses remarques judicieuses, a suggéré la refonte du chapitre de la « Variation séculaire de la température » (première partie, VI) et l'élaboration du chapitre « Phénologie et climat thermique » (deuxième partie, I). La littérature qu'il a eu l'obligeance de me transmettre, a permis d'ajouter des considérations intéressantes sur les « jours de glace et jours de changement de gel » (deuxième partie, II : 2^o et 3^o), sur les « Essais de prévision de la variation thermique » (troisième partie, I : 3^o) et aussi de comparer le climat de Neuchâtel à celui d'autres stations par une « Coupe climatologique à travers le Jura » et par des « Diagrammes de thermoïsoplèthes » (quatrième partie, III et IV). Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Je remercie aussi MM. les professeurs Jean ROSEL et Félix FIALA pour les conseils et les critiques constructives qu'ils ont bien voulu m'adresser et qui ont facilité l'élaboration des chapitres où la physique et la statistique mathématique ont une place prépondérante (première partie, II et III).

Par le libre accès des bibliothèques de l'Observatoire cantonal de Neuchâtel, de la Centrale météorologique suisse de Zurich et de la Bibliothèque scientifique militaire à Berne, la connaissance de la littérature climatologique et météorologique m'a été grandement facilitée.

Neuchâtel, juillet 1949.

René SANDOZ.

INTRODUCTION

La climatologie se préoccupe, entre autres, d'établir des relations mathématiques entre les divers éléments météorologiques. Pour pouvoir le faire il faut disposer d'un nombre considérable d'observations qui donnent alors des moyennes stables. En décembre 1863, la Société helvétique des Sciences naturelles a mis sur pied un réseau d'observatoires météorologiques dont les observations, faites partout dans les mêmes conditions et suivant un schéma immuable, sont comparables entre elles (MAURER, BILLWILLER, HESS, 1909, Erster Band, p. 3 à 17). Lorsqu'on constate une variation, brusque ou lente, mais toujours dans le même sens, au cours d'observations s'étendant sur de longues années, on peut se demander si elle provient d'un changement éventuel de l'appareil de mesure au cours des années, d'un changement du lieu de mesure ou d'une modification sensible de l'entourage (croissance de la végétation, construction de nouveaux bâtiments, etc.). Pour ce qui concerne la température, les thermomètres de l'Observatoire de Neuchâtel ont été régulièrement étalonnés et contrôlés ; leur emplacement n'a pas changé depuis 1864.

Parmi les éléments météorologiques qui expriment l'état de l'atmosphère, citons la pression, l'humidité relative, la nébulosité (ou la durée d'insolation), le vent et la température. Le présent travail est limité à l'étude de la température, d'une part à cause de l'ampleur du sujet, d'autre part parce qu'il existe des relations mathématiques (GUYOT, 1933, p. 44) entre la température et d'autres éléments météorologiques comme l'humidité relative, l'amplitude de la variation diurne de la température et la durée d'insolation. D'ailleurs n'oublions pas que la dénomination de « zone tempérée » pour la portion du globe où nous vivons indique bien que la température y est considérée comme l'élément distinctif du climat. Les quatre éléments : température, amplitude de la variation diurne de la température, durée d'insolation et humidité relative suffiront déjà pour définir le climat de Neuchâtel.

DÉFINITIONS

La température dont il est question ici est la température de l'air, mesurée à l'ombre, dans un abri standard, à 7 h 30, 13 h 30 et 21 h 30 (HEC). La hauteur du thermomètre au-dessus du sol est de 1,20 m.

Rappelons que la température dépend des facteurs très variables suivant l'endroit où l'on se trouve, et dont les plus importants sont :

a) *L'orientation du terrain* : plus les rayons solaires tombent perpendiculairement au sol, plus la chaleur reçue par unité de surface est grande. L'effet thermique solaire variera donc suivant la saison et le lieu.

b) La *capacité d'absorption* du terrain, qui dépend de sa nature, de sa couleur, de la présence ou de l'absence de végétation dans le voisinage. Le coefficient d'absorption est égal au coefficient d'émission (sinon il se produirait une accumulation de chaleur) ; ce sera donc surtout l'amplitude de la variation diurne, éventuellement l'amplitude de la variation annuelle de la température, qui sera influencée. Les nappes d'eau d'une certaine importance influenceront également le climat thermique.

c) La *transparence de l'air*, qui différencie immédiatement un climat de plaine d'un climat de montagne. Les fumées industrielles pourront aussi diminuer notablement le rayonnement solaire en un lieu donné (von HANN, 1932, p. 102 à 126).

On voit que des conditions purement locales ont pour effet de modifier le climat thermique d'un lieu. Cette modification se fera sentir également dans les coefficients des relations mathématiques qui lient les différents éléments météorologiques. Il est donc indispensable de les déterminer pour chaque station séparément (GUYOT, 1933, p. 41 et 43).

Les chiffres cités dans le présent travail se basent sur des observations homogènes, faites à l'Observatoire de Neuchâtel, du 1^{er} janvier 1864 au 31 décembre 1943. Une partie de ces valeurs de base sont tirées des *Annales suisses de météorologie*, d'autres nous ont été communiquées par le directeur de l'Observatoire, d'après des tableaux manuscrits.

Nous définissons la *température journalière* comme la température moyenne d'une journée. Théoriquement sa valeur serait l'ordonnée moyenne de la courbe obtenue par un thermographe, supposé exact, pour l'intervalle de temps de 0 à 24 heures.

Pour les calculs de ce travail nous avons adopté la formule publiée par les *Annales suisses de météorologie*, où la température est déduite des trois observations journalières :

$$t = 1/3 (7 \text{ h } 30 + 13 \text{ h } 30 + 21 \text{ h } 30).$$

On s'est aperçu que les valeurs données par cette formule étaient trop fortes et que l'écart pouvait atteindre, surtout pendant les mois d'été, environ $\frac{2}{10}$ de degré. Ceci provient du choix des heures d'observations. Si la première observation était faite à 6 h 30, ou la dernière à 22 h 30, on obtiendrait de meilleurs résultats. Comme il est impossible de changer les heures d'observations, certains auteurs ont préféré calculer la température journalière d'après la formule :

$$t = 1/4 (7 \text{ h } 30 + 13 \text{ h } 30 + 2 \times 21 \text{ h } 30)$$

qui donne de bons résultats.

A regret nous avons dû utiliser la première formule, dont les résultats étaient déjà publiés, car pour les 80 années considérées il aurait fallu refaire le calcul avec environ 100.000 chiffres.

« Das Klima der Schweiz » (MAURER, BILLWILLER, HESS, 1910, Zweiter Band, p. 20) donne les moyennes *mensuelles* calculées d'après la seconde formule, jusqu'en 1901. M. le directeur de l'Observatoire a complété les calculs jusqu'en 1943. Nous reproduisons ci-dessous, dans un petit tableau, ces dernières moyennes comparées aux nôtre.

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
I:	- 0,41	1,01	4,42	8,76	13,22	16,79	18,80	18,01	14,74	9,10	4,20	0,69
II:	- 0,44	1,03	4,40	8,70	13,06	16,56	18,60	17,82	14,56	8,96	4,14	0,58
Dif.	0,03	- 0,02	0,02	0,06	0,16	0,23	0,20	0,19	0,18	0,14	0,06	0,11

I : D'après la première formule (chiffres du présent travail).

II : D'après la seconde formule (« Das Klima der Schweiz »).

Dif : Différence I-II.

Nous voyons que la différence est plus forte en été qu'en hiver et qu'elle peut atteindre $\frac{2}{10}$ de degré. Il est donc bien entendu que les chiffres cités ici pourront surpasser de $\frac{2}{10}$ de degré ceux donnés pour Neuchâtel par d'autres auteurs.

Nous définirons la *température mensuelle* comme la moyenne arithmétique des températures journalières obtenues au cours du mois considéré.

Nous définirons la *température extrême absolue* comme la température la plus haute (ou la plus basse) atteinte au cours de la journée. Elle est donnée par la lecture du thermomètre à maxima et à minima.

PREMIÈRE PARTIE

Variations de la température

I. ETUDE STATISTIQUE DE LA VARIATION ANNUELLE DE LA TEMPÉRATURE, DONNÉE PAR 12 POINTS

TABLEAU 1. — *Variation annuelle, d'après des moyennes mensuelles*

	Températures mensuelles				Ampl.	
	1	2	3	4		
Moyenne	Minimum	Maximum			Ampl.	
Janvier	- 0,41	1880	- 5,3	4,1	1936	9,4
Février	1,01	1895	- 6,1	5,5	1867	11,6
Mars	4,42	1865	0,2	7,5	1838	7,3
Avril	8,76	1903	5,5	13,6	1865	8,1
Mai	13,22	1879	9,1	18,7	1868	9,6
Juin	16,79	1871	13,5	19,5	1930	6,0
Juillet	18,80	1879	15,3	22,9	1928	7,6
Août	18,01	1912	14,3	22,0	1911	7,7
Septembre	14,74	1912	10,1	18,3	1929	8,2
Octobre	9,10	1905	5,4	12,2	1921	6,8
Novembre	4,20	1879	0,9	7,2	1913	6,3
Décembre	0,69	1879	- 8,2	5,9	1868	14,1
Extrêmes	XII. 1879	- 8,2	22,9	VII. 1928	31,1	

	Températures journalières				Ampl.
	5	6	7		
	Minimum	Maximum			Ampl.
Janvier	4. 1894	- 15,4	10,4	13. 1920	25,8
Février	12. 1929	- 17,4	12,9	22. 1903	30,3
Mars	2. 1890	- 8,2	16,1	28. 1897	24,3
Avril	5. 1911	- 2,3	18,7	27. 1893	21,0
Mai	1. 1919	2,5	24,9	27. 1868	22,4
Juin	4. 1871	6,6	26,4	13. 1931	19,8
Juillet	11. 1909	9,7	28,1	14. 1928	18,4
Août	31. 1890	7,2	27,1	7. 1921	19,9
Septembre	28. 1885	4,1	23,9	5. 1906	19,8
Octobre	31. 1869	- 3,6	19,4	3. 1929	23,0
Novembre	27. 1890 ¹	- 7,3	16,8	2. 1924	24,1
Décembre	17. 1879	- 13,5	12,8	7. 1868 ²	26,3
Extrêmes	12. II. 1929	- 17,4	28,1	14. VII. 1928	45,5

¹ Et le 28. XI. 1890 (les deux jours successifs ont eu le même minimum).

² Et le 30. XII. 1925.

	Températures extrêmes absolues			
	8	9	10	
	Minimum	Maximum	Ampl.	
Janvier	21. 1880	- 16,8	14,0	9. 1877
Février	13. 1929	- 19,9	16,6	25. 1882 ¹
Mars	4. 1890	- 11,8	20,7	27. 1912
Avril	13. 1913	- 5,2	27,2	27. 1893
Mai	3. 1909 ²	- 1,3	30,8	27. 1892 ³
Juin	11. 1881	0,3	32,8	14. 1931
JUILLET	5. 1878	4,1	37,1	28. 1921
Août	31. 1918	4,4	35,2	2. 1921
Septembre	24. 1931	- 1,0	32,0	4. 1906
Octobre	30. 1890	- 4,3	24,8	7. 1903
Novembre	27. 1925	- 9,5	20,5	9. 1895
Décembre	30. 1939	- 16,1	14,7	30. 1925
Extrêmes	13. II. 1929	- 19,9	37,1	28. VII. 1921
				57,0

¹ Et le 26. II. 1882. ² Et les 13. V. 1879 et 16. V. 1885. ³ Et le 28. V. 1892.

	Moyenne 1864 à 1943	Minimum	Maximum	Ampl.
Moyennes annuelles :	9,10	1879 7,2	10,4 1868	3,2

Légende du tableau 1

Température mensuelle (chiffres calculés d'après des tableaux manuscrits originaux) :

Colonne 1 : moyenne des températures mensuelles (1864 à 1943), établie à partir des 80 températures mensuelles, qui sont respectivement moyennes de 28, 30 ou 31 températures journalières. Chaque chiffre de cette colonne est donc une moyenne de 2480 valeurs pour les mois à 31 jours, 2400 pour les mois à 30 jours, et 2259 pour février.

Colonne 2 : température mensuelle la plus basse de chaque mois, avec, en regard, l'année où elle s'est produite. Chaque chiffre est une valeur isolée, elle-même moyenne des 28, 30 ou 31 températures journalières.

Colonne 3 : température mensuelle la plus haute de chaque mois, avec, en regard, l'année où elle s'est produite. Chaque chiffre est une valeur isolée, elle-même moyenne des 28, 30 ou 31 températures journalières.

Colonne 4 : amplitude de la variation de la température mensuelle (col. 3 — col. 2).

Température journalière (chiffres calculés d'après des tableaux manuscrits originaux) :

Colonne 5 : température journalière la plus basse de chaque mois, avec, en regard, la date à laquelle elle s'est produite. Chaque chiffre est une valeur isolée.

Colonne 6 : température journalière la plus haute, avec, en regard, la date à laquelle elle s'est produite. Chaque chiffre est une valeur isolée.

Colonne 7 : amplitude de la variation de la température journalière (col. 6 — col. 5).

Température extrême absolue (chiffres calculés d'après des tableaux manuscrits communiqués par le directeur de l'Observatoire) :

Colonne 8 : température minima absolue la plus basse de chaque mois, avec, en regard, la date à laquelle elle s'est produite. Chaque chiffre est une valeur isolée.

Colonne 9 : température maxima absolue la plus haute de chaque mois, avec, en regard, la date à laquelle elle s'est produite. Chaque chiffre est une valeur isolée.

Colonne 10 : amplitude de la variation de la température absolue (col. 9 — col. 8).

Remarque : Les chiffres de la température extrême absolue ne portent que sur les 70 années de 1874 à 1943, car nous n'avons pas pu obtenir ceux qui correspondent à 1864-1873.

Considérations sur le tableau 1

En examinant les colonnes 2 et 3, on voit que les températures mensuelles minima de novembre (1879), décembre (1879) et janvier (1880) se sont produites au cours du même hiver qui a été extrêmement rigoureux. L'année 1879 a d'ailleurs la plus faible *moyenne annuelle*. En 1865, le mois d'avril le plus chaud succède immédiatement au mois de mars le plus froid ! Le mois d'août le plus chaud s'est produit en 1911, le mois d'août le plus froid l'an d'après, en 1912 !

Au cours de 80 années envisagées, la température mensuelle s'est toujours tenue entre les valeurs limites indiquées dans ces colonnes 2 et 3. L'amplitude (col. 4) varie au cours de l'année. Elle est minimum pendant les mois d'octobre et de novembre, où le brouillard est fréquent.

En examinant les colonnes 5 et 6, nous voyons que les extrêmes 14. VII. 1928 et 12. II. 1929 se sont produits à 7 mois de distance seulement ! Nous pouvons nous attendre à ce que pendant les mois de printemps (partie ascendante de la courbe de variation annuelle de la température) les dates des minima se trouvent au début du mois, celles des maxima à la fin du mois, et inversement pour l'automne. C'est bien ce que nous voyons ici.

Au cours des 80 années envisagées, la température journalière s'est toujours tenue entre les valeurs limites indiquées dans ces colonnes 5 et 6. L'amplitude (col. 7) ne montre pas une variation aussi régulière que pour la température mensuelle (col. 4), car il s'agit ici de valeurs isolées. On remarque pourtant qu'elle est, en moyenne, plus faible pour l'automne que pour toute autre saison.

En examinant les colonnes 8 et 9, nous voyons que les températures extrêmes maxima de juillet et août se sont produites à 5 jours de distance seulement (28. VII. 1921 et 2. VIII. 1921). En 1925, on observe le minimum absolu de novembre (27. XI. 1925) et, seulement un mois plus tard, le maximum absolu de décembre (30. XII. 1925) !

Au cours des 80 années envisagées, la température extrême absolue s'est toujours tenue entre les valeurs limites indiquées dans ces colonnes 8 et 9. L'amplitude (col. 10) ne présente pas de variation annuelle très nette, car il s'agit de valeurs isolées, correspondant à une seule lecture du thermomètre. Il suffit que la nuit soit claire pendant quelques heures, ou que le soleil luise au milieu de la journée, même en dehors des heures d'observations (7 h 30, 13 h 30 ou 21 h 30), pour que l'amplitude soit augmentée par une cause (refroidissement ou réchauffement) de courte durée. Nous constatons ce phénomène en comparant les dates des colonnes 5 et 8, et des colonnes 6 et 9. Nous ne trouvons que 5 coïncidences sur 24 dates ! Ceci montre bien que la température extrême absolue, minima ou maxima, ne se produit pas forcément le jour le plus froid ou le plus chaud de la période envisagée et que nous ne pouvons pas nous attendre à trouver une variation annuelle bien nette.

II. ETUDE STATISTIQUE DE LA VARIATION ANNUELLE DE LA TEMPÉRATURE JOURNALIÈRE, DONNÉE PAR 365 POINTS

Nous avons fait la moyenne arithmétique, pour chacun des 365 jours de l'année, des 80 températures journalières obtenues entre 1864 et 1943, et déterminé ainsi 365 températures journalières moyennes, données dans le tableau ci-dessous et reportées en graphique (fig. 1, p. 153).

TABLEAU 2. — *Température moyenne journalière de 1864 à 1943*

Jour	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	JUIL.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,19	0,22	2,75	7,09	10,35	16,18	18,04	19,17	16,60	12,05	6,19	1,89
2	0,18	0,42	2,56	7,29	10,58	16,47	18,00	18,88	16,76	12,07	6,16	1,84
3	0,07	0,19	2,80	7,59	11,12	16,44	18,15	18,54	16,88	11,97	6,14	1,82
4	- 0,39	0,18	3,10	7,47	11,23	16,33	18,32	18,30	16,47	11,40	6,50	1,86
5	- 0,42	- 0,24	3,31	7,68	11,72	16,51	18,50	18,22	16,43	11,29	6,28	1,47
6	- 0,30	- 0,26	3,17	8,16	11,66	16,33	18,43	18,28	16,63	10,92	6,21	1,54
7	0,15	0,17	3,45	8,18	11,76	16,55	18,44	18,52	16,72	10,77	5,68	1,60
8	- 0,21	0,33	3,20	7,78	11,51	16,68	18,36	18,77	16,38	10,47	5,38	1,03
9	- 0,34	- 0,01	3,52	7,57	11,57	16,71	18,40	18,62	16,28	10,21	5,41	0,93
10	- 0,28	0,06	3,56	7,94	11,86	16,30	18,48	19,00	15,75	10,21	5,12	0,74
11	- 0,47	0,03	3,97	8,36	12,20	16,27	18,84	18,33	15,34	9,62	4,35	0,79
12	- 0,77	0,18	3,94	8,25	12,64	16,21	18,99	18,33	15,10	9,75	4,57	0,81
13	- 0,88	0,50	3,55	8,45	13,01	16,10	18,83	18,30	14,97	9,76	4,37	0,69
14	- 0,63	0,49	3,59	8,88	13,13	15,98	19,07	18,62	14,76	9,48	4,24	0,64
15	- 0,52	0,76	4,21	8,95	13,52	15,83	18,88	18,32	14,75	9,13	4,13	0,93
16	- 0,74	1,17	4,26	8,46	13,25	16,09	19,00	18,03	14,39	8,92	3,99	0,69
17	- 0,32	1,62	4,54	8,23	13,32	16,22	19,42	18,12	14,42	8,60	4,06	0,46
18	- 0,29	1,42	4,72	8,32	13,62	16,25	19,34	18,39	14,96	8,98	3,44	0,05
19	- 0,37	1,49	4,97	8,92	13,67	16,68	19,51	18,49	14,61	8,75	3,49	0,22
20	- 0,76	1,62	4,98	9,31	13,86	16,62	19,17	17,92	13,98	8,45	3,34	0,17
21	- 0,81	1,53	5,10	9,55	14,11	17,15	19,57	18,17	13,72	8,07	3,13	- 0,46
22	- 0,65	1,82	5,07	9,95	14,26	17,34	19,51	17,38	13,56	7,87	3,13	- 0,77
23	- 0,44	1,81	5,23	9,58	14,31	17,83	19,29	17,24	13,59	7,99	3,04	- 0,27
24	- 0,64	1,82	5,18	9,57	14,39	17,73	18,85	17,03	13,31	7,78	2,95	- 0,37
25	- 0,43	2,40	5,58	10,10	14,82	17,21	18,91	17,12	12,92	7,31	2,82	- 0,09
26	- 0,35	2,96	5,68	10,03	14,89	17,19	18,96	17,19	12,63	7,13	2,60	- 0,26
27	- 0,48	3,01	6,06	9,90	14,77	17,68	18,77	17,05	12,83	6,78	2,47	0,22
28	- 0,57	2,83	6,30	10,36	15,02	18,49	18,74	17,06	12,73	6,30	2,38	0,43
29	- 0,25	(3,17)	6,05	10,47	15,29	18,21	18,52	17,19	12,48	6,63	2,30	0,36
30	- 0,18		6,49	10,37	16,08	18,08	18,72	16,95	12,35	6,56	2,21	0,50
31	0,03		6,51		16,03		18,76	16,65		6,50		0,28
Moyenne :												
	- 0,41	1,01	4,42	8,76	13,22	16,79	18,80	18,01	14,74	9,10	4,20	0,69

Pour mieux mettre en évidence les singularités de la variation annuelle, et en particulier les écarts de température, nous avons calculé une courbe égalisée à l'aide d'un polynôme trigonométrique.

Afin de faciliter la correspondance entre les 360° de la courbe égalisée et les 365 jours de l'année, nous avons pris comme base de nos calculs 72 points, déterminés chacun par la moyenne de 5 températures journalières successives. Les mesures s'étendant sur 80 ans, chacun des 72 points est une moyenne de $5 \times 80 = 400$ valeurs. Comme il était plus commode d'obtenir 72 points de départ, au lieu de 73, nous avons supprimé arbitrairement un jour tous les deux mois, avant de faire le calcul des moyennes par 5 jours. Nous avons donc omis les 29 février, 30 avril, 30 juin, 31 août, 31 octobre et 31 décembre.

Nous avons fait coïncider avec le 0° de notre courbe égalisée le jour dont la température est la plus basse (13 janvier).

L'équation de la courbe égalisée a la forme :

$$t = a_0 + a_1 \cos x + a_2 \cos 2x + b_1 \sin x + b_2 \sin 2x$$

soit, avec les valeurs des coefficients calculés :

$$t = 9,14 - 9,70 \cos x + 0,04 \cos 2x - 0,73 \sin x + 0,52 \sin 2x.$$

Nous donnons ci-dessous les résultats de nos calculs, de 30 en 30 degrés :

TABLEAU 3. — Températures de la courbe égalisée

Jour	Angle	Température	Jour	Angle	Température
13 janvier	0	— 0,52	14 juillet	180	18,88
12 février	30	0,85	13 août	210	18,37
14 mars	60	4,09	13 septembre	240	15,05
13 avril	90	8,37	13 octobre	270	9,83
14 mai	120	12,89	13 novembre	300	4,45
13 juin	150	16,75	13 décembre	330	0,67

Pour dessiner la courbe égalisée (voir fig. 1, p. 153), nous avons calculé exactement 36 points, de 10 en 10 degrés, entre lesquels nous avons tracé des portions de droites. La précision de ce procédé est suffisante pour faire apparaître clairement la mousson de mi-juin et le réchauffement de Nouvel-an. Les Saints de Glace (30. IV.- 2. V. et 8-10. V.) et l'été de la Saint-Martin (4-6. XI.) se marquent plus faiblement, et on peut se demander si ces derniers écarts sont simplement dus à la dispersion statistique.

Pour le savoir, nous avons calculé :
l'écart arithmétique moyen, qui varie, au cours de l'année, entre $2^\circ,3$ et $3^\circ,3$;
l'écart quadratique moyen (Kohlrausch, 1877, p. 2), qui varie, au cours de l'année entre $0^\circ,32$ et $0^\circ,52$;
l'écart quadratique moyen le plus probable, qui varie, au cours de l'année, entre $0^\circ,22$ et $0^\circ,35$.

Nous avons remarqué que, dans les trois cas, l'écart le plus fort se produit en hiver, et le plus faible en automne, alors que la courbe annuelle est très peu accidentée (voir fig. 1, p. 153).

Les écarts de température qui correspondent aux Saints de Glace et à l'été de la Saint-Martin sont de l'ordre de $0^{\circ},5$ à $0^{\circ},7$, ce qui rend leur réalité problématique, bien que l'écart de température ait lieu trois jours consécutifs dans le même sens. Nous retrouvons d'ailleurs plusieurs autres écarts semblables, soit positifs, soit négatifs, tout au long de la courbe de variation annuelle (février, avril, mai, septembre, novembre). Pourtant aucun d'entre eux n'a la notoriété des Saints de Glace ou de l'été de la Saint-Martin, sans doute pour des raisons essentiellement psychologiques.

Si nous suivons la courbe de la variation annuelle de la température journalière de bout en bout, nous voyons ce qui suit :

la température journalière *la plus basse* se produit le 13 janvier ($-0^{\circ},88$) ;
la température journalière *la plus haute* se produit le 21 juillet ($+19^{\circ},57$).

Les dates extrêmes entre lesquelles on trouve une température journalière inférieure à 0° sont le 21 décembre et le 9 février, mais la température est constamment au-dessous de 0° du 21 au 26 décembre, puis du 4 au 30 janvier, avec une exception pour le 7 janvier qui a une température de $+0^{\circ},15$.

La température commence à croître au cours du mois de février dont la première quinzaine est encore influencée par les froids hivernaux : bise noire avec brouillard élevé, généralement soleil à Chaumont. A partir du 10 de ce mois on peut dire que la montée est bien amorcée ; elle est assez irrégulière et ne présente rien de spécial jusque vers le 15 avril, où nous voyons un refroidissement qui fait rester la courbe réelle au-dessous de la courbe égalisée jusque vers le 12 mai. Nous pouvons en conclure qu'il existe, dans la seconde quinzaine d'avril, une cause momentanée de refroidissement qui retarde la hausse normale. Faut-il l'attribuer à la pousse des premières plantes vertes qui formeraient un milieu absorbant pour la chaleur solaire, contrariant ainsi l'ascendance normale de la température, ou à une absorption directe de la chaleur par les plantes (chaleur absorbée pour la croissance) ? Nous ne le croyons pas. Il est plus vraisemblable qu'il s'agisse là d'un effet du changement de régime des vents. Au printemps, les anticyclones d'air polaire froid font place peu à peu aux anticyclones tropicaux des Açores. Nous avons donc, à cette période de l'année, un régime transitoire où les mélanges d'air froid et d'air chaud sont fréquents, et qui a pour effet d'apporter une nébulosité variable, plutôt forte, avec des averses. C'est la caractéristique « temps d'avril » qui peut d'ailleurs se produire plus ou moins tôt au cours de l'année. En fait, on remarque, pour toutes les stations du Plateau suisse, une diminution marquée de l'insolation pour le mois d'avril, qui correspond bien à une augmentation de la nébulosité (GUYOT, 1943, p. 22 et 1933, planche I, p. 45). Du 12 mai au début de juin la montée est très rapide, ce qui fait penser que la cause du refroidissement que nous venons de voir cesse tout à coup, et il faut attendre la mousson de mi-juin pour

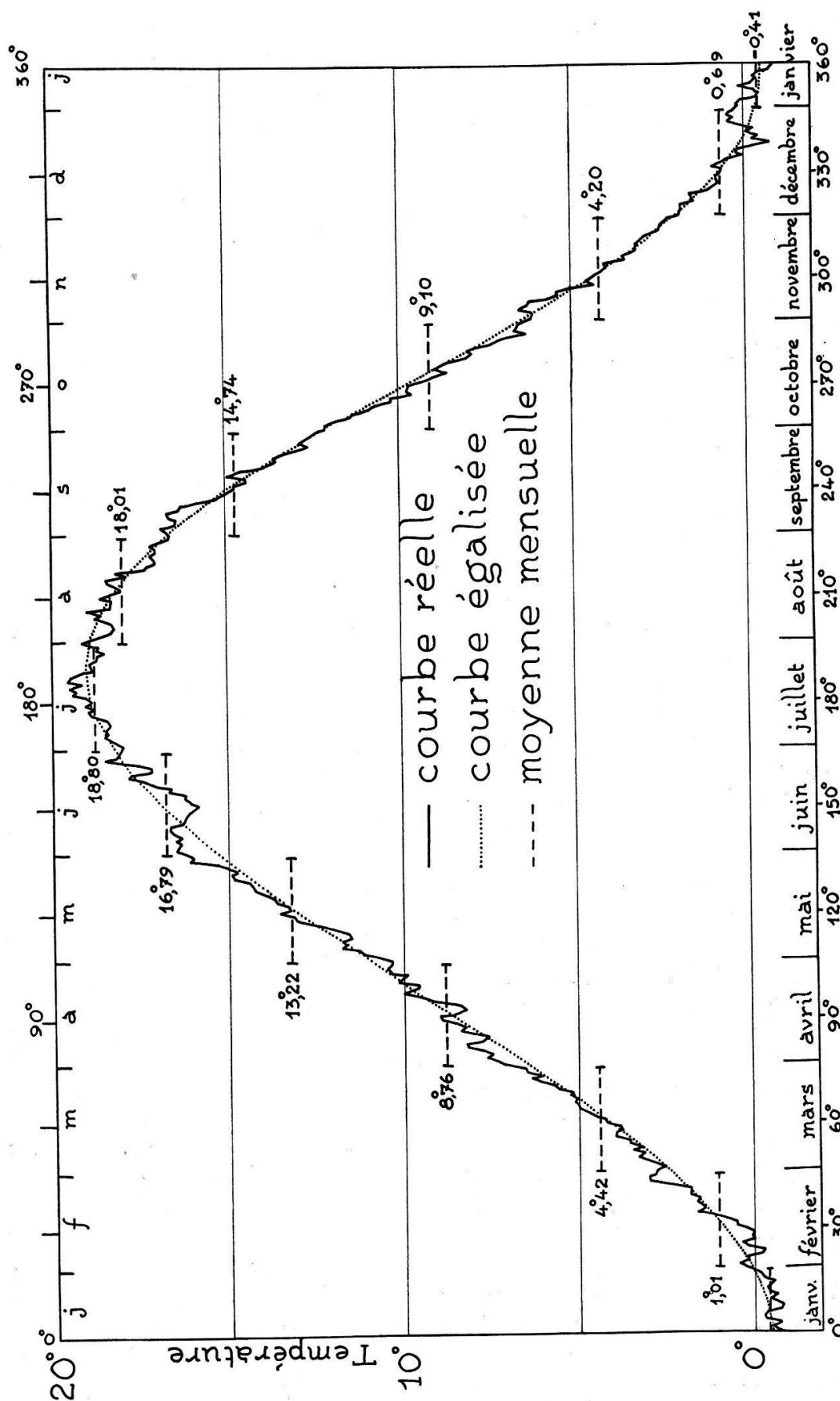


Fig. 1. — Courbe de la variation annuelle de la température journalière, tracée jour par jour (moyenne 1864-1943).

voir la courbe redescendre brusquement. Le mécanisme de la mousson est bien connu, et nous en retrouvons les effets dans toute la Suisse. Le maximum de température se produit le 21 juillet. On aurait pu s'attendre à ce qu'il ait lieu le 21 juin, au solstice d'été, au moment où l'insolation théorique (durée du jour) est la plus grande. Ce retard d'un mois est dû à l'absorption combinée de l'atmosphère et du sol. On peut dire que l'apport diurne de chaleur, qui commence à diminuer dès le 21 juin, est encore supérieur à la perte de chaleur par le rayonnement nocturne, et la température monte encore. Aux mois de juillet et d'août la courbe de température est très accidentée, ce que nous pouvons attribuer aux orages de chaleur, qui sont encore fréquents à ce moment de l'année. En septembre, la grande descente de l'automne commence. Elle est remarquablement régulière, surtout pendant le mois d'octobre. Les 4, 5 et 6 novembre, nous remarquons un saut vers le haut, qui correspond fort bien à l'été de la Saint-Martin. On a voulu l'expliquer par le passage de la terre dans l'orbite des Léonides qui se trouveraient en opposition avec le soleil (gain de chaleur par réflexion) au mois de novembre, et en conjonction avec le soleil (perte de chaleur par interception) au mois de mai. Les astéroïdes étant répartis d'une manière très inégale sur leur orbite, on peut concevoir que l'effet thermique soit très différent d'une année à l'autre (ANGOT, 1899, p. 402). Nous constatons effectivement un léger excédent de chaleur du 4 au 6 novembre, et un faible déficit du 30 avril au 2 mai, et du 8 au 10 mai. Nous hésitons cependant à infirmer le bien-fondé de cette explication astronomique, car, d'une part, les écarts observés sont à peine plus forts que ceux qui seraient dus à la dispersion statistique (voir p. 151), et, d'autre part, les différences de températures provoquées par les changements de masses d'air sont d'un ordre de grandeur bien plus considérable. Il serait plus vraisemblable d'expliquer ce réchauffement de novembre par un dernier élan du régime des vents d'été, avant le régime intermédiaire de l'arrière-automne. De mi-novembre à mi-décembre la baisse se poursuit. Dans la seconde quinzaine de décembre la température présente une baisse, puis une hausse très marquée, qui correspond symétriquement à la mousson de juin, quoique plus atténuee. C'est le fameux « radoux¹ » de Nouvel-an. Bien des gens prétendent qu'il neige avant Noël, mais que la foire de fin d'année, à Neuchâtel, se tient souvent sur le pavé sec. Cette observation est ici nettement confirmée : la température de Nouvel-an est en moyenne supérieure de 0°,28 à celle de Noël ; bien plus, celle du 30 décembre dépasse de 1°,27 celle du 22 décembre, ce qui suffira généralement pour faire disparaître la neige fraîchement tombée, d'autant plus que le sol n'est pas encore bien froid. Ce réchauffement de fin d'année s'explique par l'*influence prépondérante du vent en hiver* (voir p. 183 à 194).

La question des Saints de Glace a provoqué bien des controverses ; nous avons vu que nous devons considérer leur réalité comme problématique (TIERCY, 1946, p. 59). Cependant l'observation populaire n'est

¹ Radoux : expression neuchâteloise qui désigne le réchauffement du Nouvel-an.

pas tout à fait fausse, car la fin du mois d'avril est spécialement fraîche. La popularité des Saints de Glace repose sans doute sur le fait psychologique que des gels nocturnes se produisent encore jusqu'au 15 mai, mais que les nuits fraîches de la seconde quinzaine provoquent bien rarement des dégâts sensibles. Une fois les Saints de Glace passés, il n'y aurait plus guère de danger de gel pour l'agriculture.

Nous avons pu remarquer, sur le graphique de la variation annuelle de la température, que la courbe est plus accidentée pour le printemps que pour l'automne. Pour mieux montrer cette particularité, on peut former, pour chaque mois, la différence entre la température du 30 et du 15, puis du 15 et du 1^{er} du mois (pente), tant pour la courbe réelle que pour la courbe égalisée. Le graphique ci-dessous nous montre immédiatement le résultat.

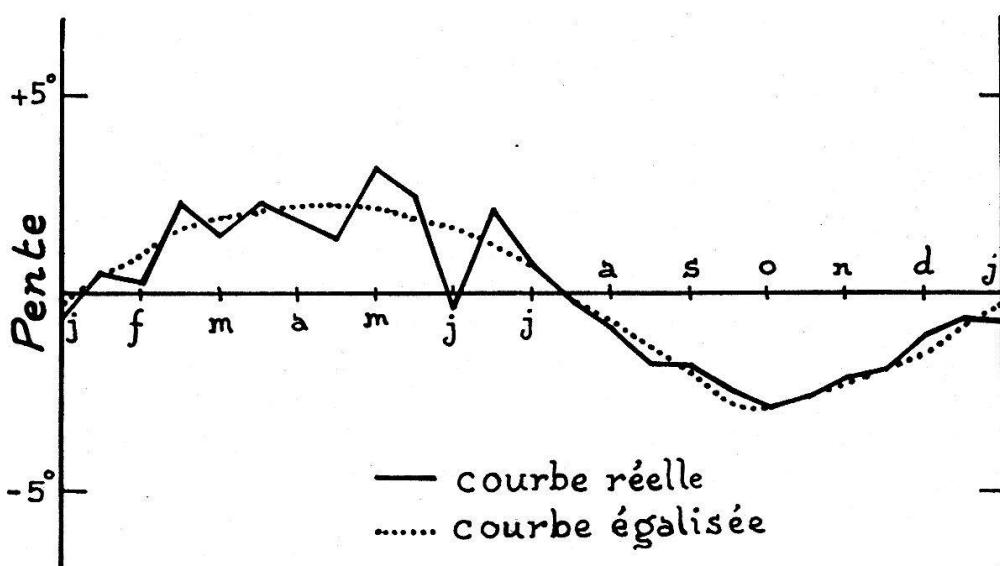


Fig. 2.

Cette particularité se comprend facilement si l'on considère que la partie montante de la courbe annuelle représente un réchauffement qui dépend en premier lieu de la source de chaleur et des écrans qui peuvent s'interposer, tandis que la partie descendante peut être considérée comme une courbe de refroidissement (lente restitution de chaleur) qui dépend principalement de la quantité de chaleur emmagasinée. On conçoit que cette dernière partie de la courbe soit plus régulière.

III. ETUDE THÉORIQUE DE LA VARIATION ANNUELLE DE LA TEMPÉRATURE

Pour essayer de mettre en évidence les particularités thermiques du climat de Neuchâtel, nous nous sommes proposé de calculer une variation annuelle purement théorique de la température, en partant de la variation des éléments astronomiques et en faisant quelques hypothèses simplificatrices. Nous pensions ainsi approcher grossière-

ment le problème de la détermination de la température au sol à partir de considérations théoriques, et nous avions supposé que :

1^o Il existe une source de chaleur unique, située à la limite de l'atmosphère et dont le flux présente une variation annuelle déterminée uniquement par la position et la distance du soleil ;

2^o Le milieu où se fait le transport de chaleur est homogène et infini du côté du sol. Il tient compte globalement de l'influence thermique de l'atmosphère proprement dite et du sol.

Pour obtenir une expression conforme au phénomène réel, il aurait fallu corriger nos hypothèses de la façon suivante :

1^o Il ne faut pas considérer seulement une source de chaleur, située à la limite de l'atmosphère, car, en chaque point de l'atmosphère, les molécules d'air sont excitées par l'absorption de l'énergie solaire et peuvent fonctionner comme sources secondaires de chaleur. Ces sources secondaires joueront un grand rôle pour les latitudes élevées et moyennes (particulièrement en hiver), car, du fait de l'épaisseur de la couche d'air à traverser, le rayonnement direct devient moins actif (voir tableau 14, « Intensité du rayonnement solaire au sol », p. 183). Pour environ 45° de latitude, l'énergie calorifique rayonnée par l'air (sources secondaires) vaut presque la moitié de l'énergie du rayonnement solaire direct *en hiver*, et le quart ou le cinquième *en été* (von HANN, 1932, p. 14). Le phénomène d'absorption de l'énergie solaire par l'air est assez compliqué, car l'excitation des molécules dépend, en particulier, de la longueur d'onde de la radiation absorbée et de la nature des différents gaz qui composent l'atmosphère (ozone, gaz carbonique, oxygène, azote, etc.). Or l'air n'a pas une composition constante. Nous n'avons pas tenu compte de l'humidité atmosphérique, mais là aussi nous nous éloignons considérablement de la réalité, car l'air sec吸 70 fois moins de chaleur que la vapeur d'eau (von HANN, 1932, p. 15).

D'autre part le phénomène de diffusion de la lumière par l'atmosphère (où les poussières jouent un assez grand rôle) devrait être également considéré, bien qu'il ait un effet thermique direct beaucoup plus faible que l'absorption de l'énergie solaire.

2^o Nous avions supposé un milieu homogène ; or, près du sol, il y a un brusque changement des conditions d'échange thermique. Sous l'effet du rayonnement direct du soleil, le sol se chauffe. Suivant son orientation, sa composition et sa couleur, les effets de l'absorption, de la réflexion et de la diffusion de l'énergie calorifique seront différents. Il est presque impossible de tenir compte de tous ces différents facteurs dans les équations.

Pourtant on peut déterminer un « climat solaire », ou effet thermique à la limite de l'atmosphère, et même un « climat terrestre mathématique », en tenant compte d'une atmosphère théorique extrêmement simplifiée (MILANKOVITCH, 1930, p. 5 à 117). Pour pouvoir interpréter avec profit les chiffres ainsi calculés, il faudrait disposer de mesures actinométriques pour Neuchâtel ; or il n'en existe pas actuellement.

Nous nous contenterons de donner ici les chiffres que nous avons calculés pour la limite de l'atmosphère, en pensant qu'ils pourront être utiles pour une étude ultérieure du climat de Neuchâtel.

Quantité de chaleur reçue à Neuchâtel, à la limite de l'atmosphère

En faisant totalement abstraction de l'atmosphère, une petite surface-unité horizontale recevra l'énergie :

- (1) $dW = Cd^2 \sin h dt$
- dW : énergie reçue ;
 - dt : temps d'éclairement ;
 - h : hauteur du soleil sur l'horizon ;
 - d : demi-diamètre apparent du soleil (qui mesure la distance terre-soleil) ;
 - C : constante qui dépendra des unités choisies.

Cherchons à exprimer $\sin h$ en fonction de coordonnées astronomiques données dans une éphéméride (pour nos calculs nous avons consulté la « Connaissance des temps pour l'an 1940 »).

Le théorème des cosinus, en trigonométrie sphérique, nous permet d'écrire :

$$\cos(\pi/2 - h) = \cos(\pi/2 - \varphi) \cos(\pi/2 - \delta) + \sin(\pi/2 - \varphi) \sin(\pi/2 - \delta) \cos \theta ;$$

soit :

$$(2) \quad \sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \theta.$$

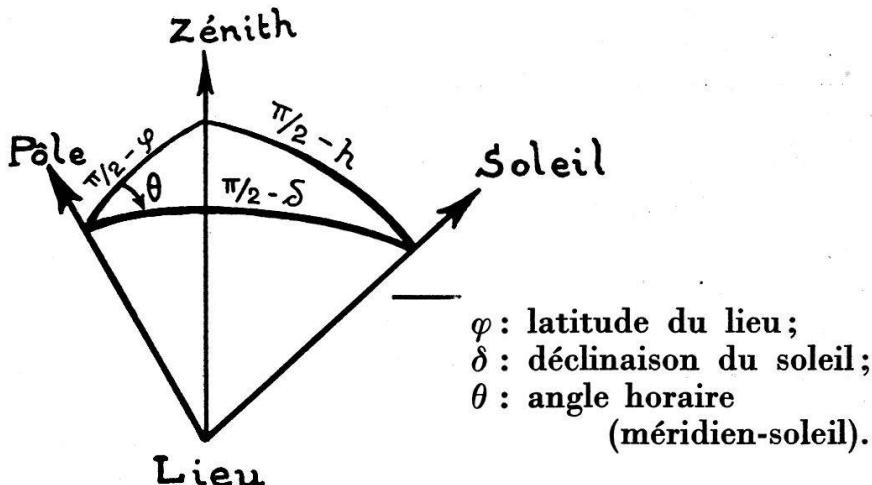


Fig. 3.

En remplaçant $\sin h$ dans (1) par sa valeur obtenue dans (2), on a :

$$(3) \quad \frac{dW}{dt} = Cd^2 (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \theta).$$

Pour un lieu donné φ est naturellement constant.

Si l'on désire intégrer l'équation (3) pour un jour donné, on a :

φ : constant

δ : constant et on peut poser :

d : constant

$$Cd^2 \sin \varphi \sin \delta = A$$

$$Cd^2 \cos \varphi \cos \delta = B$$

L'équation (3) prend la forme :

$$(4) \quad \frac{dW}{dt} = A + B \cos \theta.$$

La courbe ainsi obtenue est une sinusoïde dont la partie négative sera remplacée par l'axe des abscisses, car la nuit le rayonnement solaire n'est pas négatif, mais simplement nul.

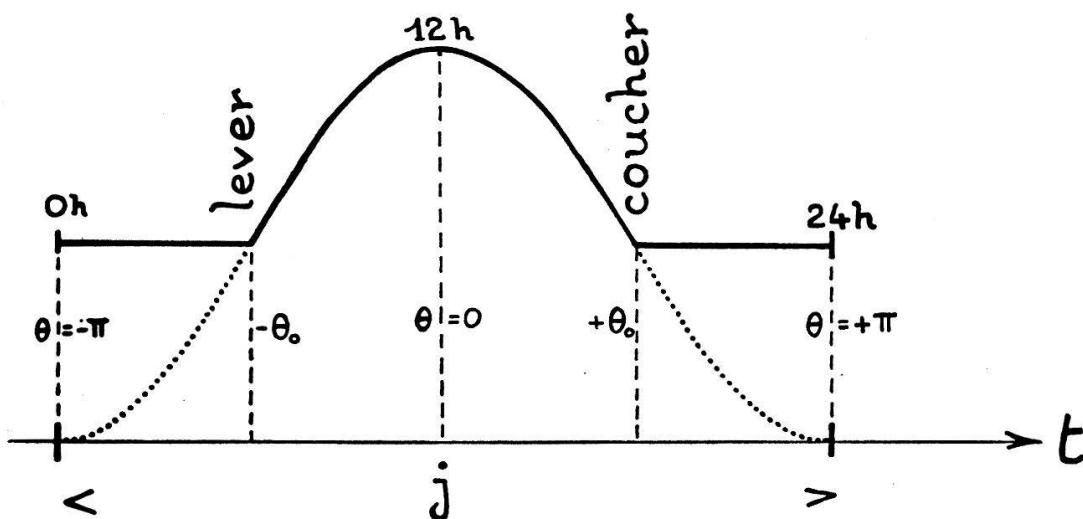


Fig. 4. — Variation journalière de l'apport d'énergie solaire.

Si l'on désigne la longueur du jour, de 0 à 24 heures, par j , on voit que lorsque θ varie de $-\pi$ à $+\pi$, soit de 2π , la variable t varie de la valeur j .

On a donc : $\frac{2\pi}{j} = \frac{\theta}{t}$ soit : $\theta = \frac{2\pi}{j}t$ d'où on tire : $\frac{d\theta}{dt} = \frac{2\pi}{j}$.

En transformant l'équation (4) pour n'y conserver que la variable θ , on obtient :

(5) $dW = (A + B \cos \theta) \frac{dt}{d\theta} d\theta$ soit, en remplaçant $\frac{dt}{d\theta}$ par sa valeur :

$$(6) \quad dW = \frac{j}{2\pi} (A + B \cos \theta) d\theta.$$

Puisque l'apport d'énergie solaire est nul pendant la nuit, nous allons intégrer (6) entre le lever et le coucher du soleil, soit entre les valeurs $-\theta_0$ et $+\theta_0$ de θ . On a donc :

$$(7) \quad W = \frac{jA}{\pi} \int_{-\theta_0}^{+\theta_0} d\theta + \frac{jB}{2\pi} \int_{-\theta_0}^{+\theta_0} \cos \theta d\theta = \frac{jA}{\pi} \theta_0 + \frac{jB}{\pi} \sin \theta_0.$$

Nous allons inclure le facteur $\frac{j}{\pi}$ dans notre constante C et expliciter les valeurs de A et B. Nous obtenons en définitive :

$$(8) \quad W = Cd^2 (\sin \varphi \sin \delta \cdot \theta_0 + \cos \varphi \cos \delta \sin \theta_0).$$

La valeur de θ_0 pour le jour considéré se trouve en posant $h = 0$ dans l'équation (2),

soit :

$$0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \theta_0$$

d'où l'on tire :

$$(9) \quad \cos \theta_0 = - \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta = - \frac{A}{B}.$$

Les équations (8) et (9) permettent de calculer le nombre de cal/cm² reçues pour un jour déterminé de l'année, à la limite de l'atmosphère ; mais il faut encore définir la constante C.

Détermination de la constante C

Les mesures actinométriques faites en bien des endroits montrent qu'une surface de 1 cm², placée perpendiculairement aux rayons du soleil, recevrait environ 2 cal/min, à la limite de l'atmosphère. Cette valeur de 2 cal/cm² min est appelée « constante solaire » (J_0). Si l'on admet que le soleil émet une quantité constante d'énergie, J_0 sera déterminé uniquement par la distance du soleil à la terre, et on définira J_0 pour la distance qui correspond à l'équinoxe de printemps le 21 mars. MEECH admet que le 21 mars l'équateur reçoit 1000 cal/cm² (von HANN, 1932, p. 108, note 2), ce qui correspondrait à une constante solaire de 2,17 cal/cm² min. En général on admet plutôt $J_0 = 1,94$ cal/cm² min ; nos résultats seront environ 10 % trop forts.

A l'équateur, le 21 mars, on a :

$$\varphi = 0 \quad \delta = 0 \quad \theta_0 = \pi/2 \quad W = 1000 \text{ cal/cm}^2 \text{ jour} \quad d = 965''.$$

L'équation (8) se réduit à :

$$W = Cd^2 \quad \text{soit : } 1000 = C (965)^2$$

d'où :

$$(10) \quad C = \frac{1000}{931225} = \underline{\underline{0,00107}}.$$

Dans nos calculs, où nous avons introduit $C = 0,00107$, nous obtenons W en $\text{cal/cm}^2 \text{ jour}$, à condition d'exprimer d en secondes d'arc.

Calculs. Nous avons ici deux constantes :

$$\varphi = 46^\circ 59' 49,5'' \quad \text{et} \quad C = 0,00107.$$

Déclinaison δ

Pour simplifier les calculs, nous avons considéré la déclinaison correspondant au *midi vrai de Greenwich*. Chaque jour la déclinaison varie d'une certaine quantité D . Cette variation est maxima aux équinoxes. Pour ramener la valeur de la déclinaison du vrai midi de Greenwich à celle du midi vrai de Neuchâtel, il faut faire la correction

$\frac{D}{24 \text{ heures}} \times \text{longitude de Neuchâtel}$ (exprimée en heures). On adoptera

le signe — ou + suivant que la déclinaison est croissante ou décroissante. Cette correction est toujours très faible (longitude de Neuchâtel = 0 h 27 m 49,79 sec E).

Angle horaire θ_0

Pour simplifier également, nous avons adopté l'angle horaire θ_0 de Paris (latitude = $48^\circ 50' 11''$ N), qui était donné directement dans la Connaissance des temps. Comme la différence de latitude entre Paris et Neuchâtel est faible, cette manière de faire était tout indiquée.

Nous donnons ci-dessous quatre valeurs calculées pour le lieu géographique exact de Neuchâtel, comparées à quatre valeurs calculées avec δ de Greenwich et θ_0 de Paris, pour des dates correspondantes.

	Greenwich-Paris	Neuchâtel
21 mars	687,7	687,7
21 juin	1106,0	1106,7
21 septembre	685,1	685,2
21 décembre	243,5	243,4

$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \text{cal/cm}^2 \text{ jour}$

On voit que les différences sont très petites.

Nous avons choisi, comme jour type, le 21^e jour du mois, car l'équinoxe de printemps a lieu le 21 mars, la culmination inférieure et supérieure du soleil à peu près les 21 décembre et 21 juin.

Nous donnons ci-dessous les résultats obtenus pour le 21 de chaque mois, valables pour Neuchâtel, à la limite de l'atmosphère (bien que calculés d'après Greenwich et Paris), et exprimés en $\text{cal/cm}^2 \text{ jour}$:

TABLEAU 4. — *Energie reçue à la limite de l'atmosphère*

21 janvier	303,2	21 mai	1051,1	21 septembre	685,1
21 février	474,3	21 juin	1106,0	21 octobre	470,8
21 mars	687,7	21 juillet	1049,1	21 novembre	303,4
21 avril	905,6	21 août	896,2	21 décembre	243,5

Comparons maintenant ces derniers chiffres à ceux publiés par MILANKOVITCH (1930, table 1, p. 14 et 15) :

MILANKOVITCH	21 mars	22 juin	23 sept.	22 déc.	
($J_0 = 2$) lat. 50° N	593	1020	586	181	cal/cm ² jour
lat. 40° N	707	1022	698	327	
NEUCHATEL	21 mars	21 juin	21 sept.	21 déc.	
($J_0 = 2,17$) lat. 47° N	687,7	1106,0	685,1	243,5	cal/cm ² jour
($J_0 = 2$) lat. 47° N	633	1020	632	224	

On voit bien ici que nos chiffres sont encadrés par ceux relatifs aux 40^e et 50^e parallèles de latitude N.

Nous avons vu que l'intégration de l'équation (3), pour la durée d'un jour, est obtenue facilement par les équations (8) et (9). Il nous est donc possible de calculer, pour n'importe quel jour de l'année, le nombre de calories reçues, et, par conséquent, de tracer une courbe de variation annuelle. Cette variation est continue, si bien qu'il n'est pas nécessaire de faire le calcul pour les 365 jours de l'année. Avec un seul point par mois nous aurons déjà un résultat satisfaisant. La courbe de variation annuelle, qu'on pourrait tracer ainsi, est un peu différente d'une sinusoïde parfaite, car la distance terre-soleil varie au cours de l'année.

Pour trouver le nombre total de calories qui nous parviennent au cours de l'année entière, on peut faire le calcul approximatif suivant ou essayer d'intégrer l'équation (3) pour l'année entière.

Calcul approximatif. Nous considérerons que la valeur de 303,2 cal/cm² jour obtenue pour le 21 janvier (voir tableau p. 160) est la valeur moyenne du mois thermique de 30 jours qui va du 6 janvier au 5 février. Nous multiplierons cette valeur par 30 pour obtenir le nombre approximatif de calories reçues pendant ce mois thermique. On fait de même pour les autres mois. Sur toute l'année nous admettrons qu'en moyenne les écarts se compensent. Il suffira d'introduire une petite correction pour tenir compte du fait que l'année a 365,25 jours et non pas 360, et nous obtiendrons un résultat tout à fait satisfaisant.

Pour Neuchâtel :

$$\text{avec } J_0 = 2,17 \text{ cal/cm}^2 \text{ min } W_{360j} = 244.280 \text{ cal/cm}^2,$$

soit en corrigéant :

$$W_{365,25j} = 244.280 \frac{365,25}{360} = 247.842 \text{ cal/cm}^2.$$

En réduisant encore à $J_0 = 2$ pour pouvoir comparer nos chiffres à ceux de MILANKOVITCH, nous obtenons :

$$\text{avec } J_0 = 2 \quad W_{365,25j} = 247.842 \frac{2}{2,17} = 228.426 \text{ cal/cm}^2.$$

MILANKOVITCH (1930, tabelle 3, p. 31), indique :

$$\begin{aligned}40^\circ \text{ lat. N: } & 253.740 \text{ cal/cm}^2 \\45^\circ \text{ lat. N: } & 237.260 \text{ " } \\50^\circ \text{ lat. N: } & 219.600 \text{ " }\end{aligned}$$

Soit, en interpolant pour 47° lat. N les chiffres ci-dessus :

MILANKOVITCH : 47° lat. N : 230.196 cal/cm^2 (avec $J_0 = 2$).
NEUCHATEL : 47° lat. N : 228.426 cal/cm^2 (avec $J_0 = 2$).

La différence : $230.196 - 228.426 = 1.770 \text{ cal/cm}^2$ est inférieure à 1 %. Notre calcul approximatif est donc bien suffisant.

Intégration de l'équation (3) au cours de l'année entière. Si l'on se propose d'intégrer l'équation (3) pour plus d'une journée, il faut opérer de la façon suivante :

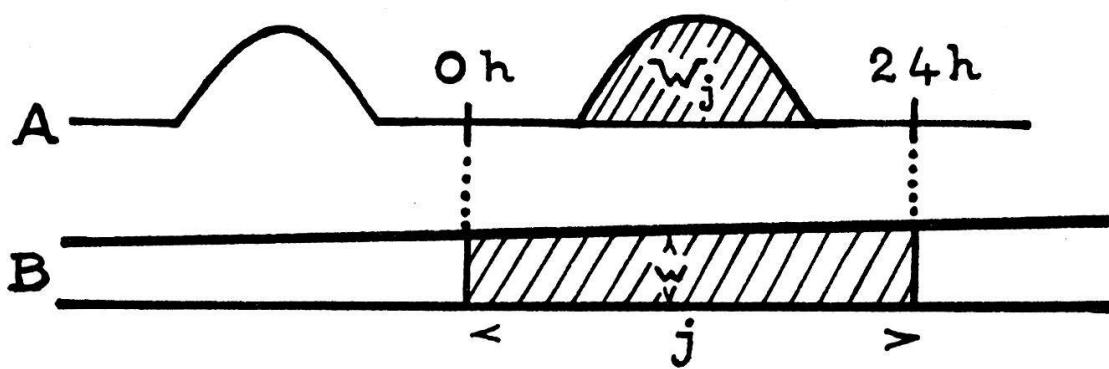


Fig. 5.

Il s'agit avant tout de transformer la courbe A, discontinue, en une courbe B qui soit continue. Nous désignerons par W_j la quantité de chaleur reçue en une journée (donnée par les équations (8) et (9)), et par W_a la quantité de chaleur reçue en une année, ou fraction d'année supérieure à un jour.

La condition est naturellement que $W_j = j w$, car les deux surfaces thermiques doivent être égales (j désigne la longueur d'une journée ; w l'ordonnée moyenne de la courbe B).

L'intégrale à effectuer sera donc :

$$(11) \quad W_a = Cd^2 \int_{\lambda'}^{\lambda''} w \frac{dt}{d\lambda} d\lambda \quad \lambda : \text{longitude écliptique du soleil}$$

car le temps, au cours de l'année, sera défini par la longitude écliptique du soleil.

En vertu de la seconde loi de KÉPLER (aires décrites par un rayon vecteur, proportionnelles au temps), le facteur $\frac{dt}{d\lambda}$ se combine avec d^2

pour donner une constante que nous appellerons k . Si on pose $Ck = K$, l'intégrale devient :

$$(12) \quad W_a = K \int_{\lambda'}^{\lambda''} w \, d\lambda \text{ où } w \text{ est fonction de } \delta \text{ et de } \theta_0.$$

Nous essayerons donc d'exprimer δ et θ_0 en fonction de λ seulement.

$$\delta = f(\lambda)$$

Si l'on considère le triangle sphérique rectangle formé par le plan de l'écliptique, le plan de l'équateur et le plan passant par le pôle et le soleil, on a :

$$\frac{\sin \delta}{\sin \varepsilon} = \frac{\sin \lambda}{1}$$

soit :

$$(13) \quad \sin \delta = \sin \varepsilon \sin \lambda.$$

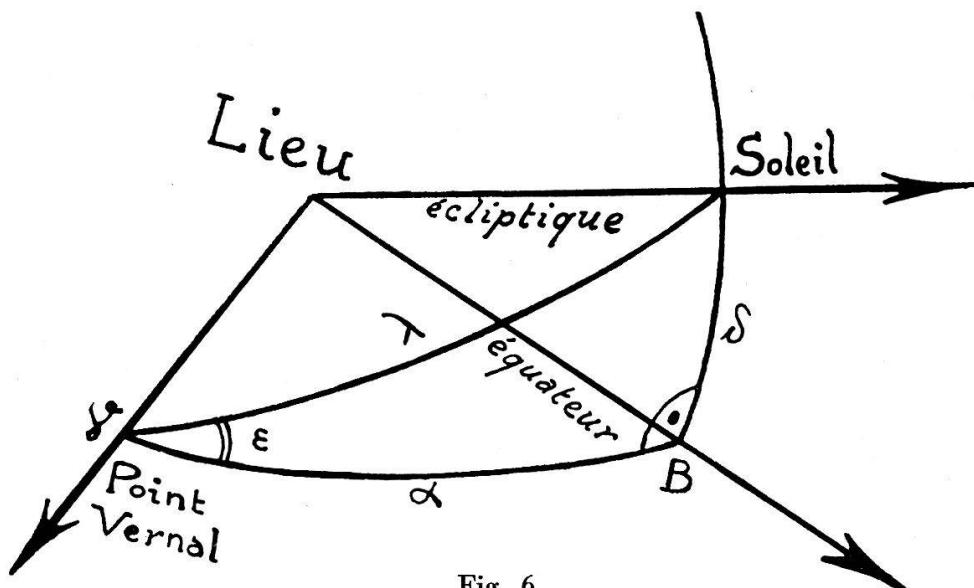


Fig. 6.

$$\theta_0 = f(\lambda)$$

On a, d'après l'équation (9) : $\cos \theta_0 = - \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta$.

De (13) nous tirons :

$$\cos \delta = \sqrt{1 - \sin^2 \varepsilon \sin^2 \lambda}$$

et alors $\operatorname{tg} \delta$ vaut :

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{\sin \varepsilon \sin \lambda}{\sqrt{1 - \sin^2 \varepsilon \sin^2 \lambda}}.$$

Donc :

$$(14) \quad \cos \theta_0 = - \operatorname{tg} \varphi \frac{\sin \varepsilon \sin \lambda}{\sqrt{1 - \sin^2 \varepsilon \sin^2 \lambda}}.$$

En partant de (13) et (14), et à l'aide de développements de séries, il devient possible d'intégrer l'équation (12), où λ' et λ'' représentent des époques arbitrairement choisies. Ces valeurs de λ' et λ'' encadreront donc soit un mois, soit une saison, soit une demi-année (hiver ou été, par exemple), soit une année complète.

Comme les résultats que nous donnons aux pages 161 et 162 nous satisfont déjà, nous jugeons inutile d'insister sur ces calculs. Il sera intéressant d'y revenir dès qu'on possédera des mesures actinométriques suivies pour Neuchâtel.

IV. RÉPARTITION PROBABLE DES TEMPÉRATURES ENTRE LES EXTRÊMES OBSERVÉS

Après avoir examiné la variation annuelle de la température à Neuchâtel, il est intéressant de voir comment se répartissent, entre les extrêmes, les températures observées au cours des différents mois de l'année.

Nous avons calculé statistiquement cette répartition pour les températures mensuelles et pour les températures journalières.

On compte combien de fois, sur le nombre de valeurs envisagées, la température se trouve entre $0^{\circ},0$ et $0^{\circ},9$,

puis entre $1^{\circ},0$ et $1^{\circ},9$,

puis entre $2^{\circ},0$ et $2^{\circ},9$, etc.

On divise donc l'intervalle des températures observées par degrés entiers.

Pour faciliter la lecture et l'interprétation des tableaux, nous avons réduit les chiffres obtenus en :

nombre de jours par mois ($n/28,25$; $n/30$ ou $n/31$ jours) ;

nombre d'années sur la période d'observation ($n/80$ ans) ;

nombre (ou chiffre) de probabilité ($n/1,0$; la probabilité maximum étant de 1,0).

On pourrait aussi déterminer ces chiffres graphiquement, en portant en abscisse le nombre de jours (fréquence) et en ordonnée la température. Dans ce cas il faudrait établir un graphique différent pour chaque mois (UTTINGER, 1940, p. 14).

TABLEAU 5. — *Répartition probable des températures mensuelles*

Température	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	JUIL.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
22,0 à 22,9					3		1					
21,0 à 21,9						8						
20,0 à 20,9						9	10					
19,0 à 19,9					2	16	9					
18,0 à 18,9				1	14	15	18	2				
17,0 à 17,9					21	20	24	8				
16,0 à 16,9				3	22	5	14	7				
15,0 à 15,9				7	11	4	2	19				
14,0 à 14,9				17	8		2	21				
13,0 à 13,9			2	20	2			13				
12,0 à 12,9					15			8	2			
11,0 à 11,9				4	8				5			
10,0 à 10,9				11	5			2	14			
9,0 à 9,9					16	4			25			
8,0 à 8,9					27				17			
7,0 à 7,9			4	12				11	2			
6,0 à 6,9				13	5			3	8			
5,0 à 5,9		1	16	3				3	14	2		
4,0 à 4,9	1	5	17						19	2		
3,0 à 3,9	3	12	12						21	7		
2,0 à 2,9	9	12	10						12	9		
1,0 à 1,9	14	17	7						3	19		
0,0 à 0,9	11	12	1						1	16		
-1,0 à -0,1	12	6								10		
-2,0 à -1,1	9	9								6		
-3,0 à -2,1	10	3								2		
-4,0 à -3,1	5	1								4		
-5,0 à -4,1	4	1								1		
-6,0 à -5,1	2									1		
-7,0 à -6,1		1										
-8,0 à -7,1												
-9,0 à -8,1										1		
Total	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	années.

Dans ce premier tableau nous voyons combien de fois, au cours des 80 années considérées, la température mensuelle, de janvier par exemple, se trouvait entre 2° et 3° . Nous trouvons 9 fois sur 80, ce qui représente 11 %. Si l'on désire savoir quelle est la probabilité d'une température mensuelle de janvier inférieure à -2° , par exemple, on additionne les chiffres qui correspondent à des températures inférieures à -2° ($10 + 5 + 4 + 2 = 21$) et on trouve $21/80$, soit 26 %. Nous en déduirons qu'en moyenne un mois de janvier sur quatre a une température mensuelle inférieure à -2° .

Si, par un hasard extraordinaire, tous les mois de janvier avaient eu la même température mensuelle, de $-0^{\circ}5$ par exemple, on trouverait, pour janvier, le seul chiffre 80 dans le tableau ci-dessus, correspondant

aux températures de $-0^{\circ},1$ à $-1^{\circ},0$. Donc plus le chiffre est élevé, plus la stabilité de la température mensuelle est grande, d'une année à l'autre.

Si l'on ne considère que le chiffre de probabilité le plus fort de chaque mois et si on en fait la somme par saison, on trouve :

Hiver	Printemps	Eté	Automne
Janvier 14	Avril 27	Juillet 20	Octobre 25
Février 17	Mai 20	Août 24	Novembre 21
Total 31	47	44	46

Nous constatons ici que la constance thermique de la température mensuelle est plus grande pendant le printemps et l'automne que pendant l'hiver. Il y a peu de différence avec l'été. Donc, d'une année à l'autre, c'est la température des mois d'hiver qui montrera les plus fortes fluctuations (hiver doux ou hiver rigoureux).

Dans le tableau 6 nous verrons combien de fois, sur le nombre de jours du mois considéré, la température journalière, en janvier par exemple, se trouvait entre $1^{\circ},0$ et $1^{\circ},9$. Nous trouvons $3,11/31,0$, ce qui représente environ 10 %. Si l'on désire savoir quelle est la probabilité d'une température journalière inférieure à -2° , en janvier par exemple, on additionne tous les chiffres qui correspondent à des températures inférieures à -2° ($2,20 + 1,87 + 1,43 + 1,37 + \text{etc.}$) et on trouve $9,68/31,0 = 0,31$; soit donc environ 31 %. Nous en déduirons qu'en moyenne, pour le mois de janvier, un jour sur trois aura une température journalière inférieure à -2° .

Les chiffres de ce tableau ont été déterminés à partir de :

$n/2480$ valeurs $n/2400$ valeurs $n/2259$ valeurs

et ramenés, par le calcul, à :

$n/31$ jours, $n/30$ jours, et $n/28,25$ jours

pour faciliter la lecture et l'interprétation.

Nous pouvons faire ici la même remarque que pour la répartition des températures mensuelles : plus le chiffre de probabilité est élevé, plus la constance thermique est grande au cours du mois considéré. Nous pourrions nous attendre à ce que cette constance soit *plus grande au cours des mois d'été et d'hiver*, où la différence de température entre le début et la fin du mois est relativement faible, *qu'au cours des mois de printemps et d'automne*, où la différence de température est assez forte entre le premier et le dernier jour du mois.

Dans le tableau 6 les chiffres en caractères gras indiquent la probabilité la plus forte de chaque mois. Les chiffres en italique indiquent la valeur de la probabilité qui correspond à la température moyenne mensuelle. Nous voyons immédiatement que la valeur maxima de la probabilité ne coïncide pas forcément avec la température mensuelle.

TABLEAU 6. — *Répartition probable des températures journalières*

Température	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	JUIL.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
28,0 à 28,9								0,01				
27,0 à 27,9								0,04	0,01			
26,0 à 26,9							0,01	0,25	0,06			
25,0 à 25,9							0,07	0,71	0,34			
24,0 à 24,9					0,03	0,13	0,96	0,58				
23,0 à 23,9					0,02	0,45	1,52	1,03	0,12			
22,0 à 22,9					0,19	1,05	2,40	1,42	0,31			
21,0 à 21,9					0,25	1,52	2,61	1,88	0,57			
20,0 à 20,9					0,54	2,46	3,19	3,07	0,90			
19,0 à 19,9					1,09	3,16	3,51	3,23	1,35	0,01		
18,0 à 18,9				0,04	1,64	3,15	3,42	3,85	2,08	0,05		
17,0 à 17,9					0,19	2,01	3,35	3,16	4,07	2,59	0,12	
16,0 à 16,9				0,01	0,34	2,35	3,02	2,80	3,39	3,02	0,44	0,02
15,0 à 15,9					0,01	0,48	2,61	2,60	2,19	2,72	3,41	0,67
14,0 à 14,9				0,02	1,00	2,85	2,25	1,58	2,38	3,21	1,09	0,03
13,0 à 13,9				0,06	1,41	2,81	2,22	1,11	1,45	3,21	1,43	0,07
12,0 à 12,9				0,01	0,14	1,95	2,80	1,96	0,96	0,74	2,96	2,29
11,0 à 11,9				0,03	0,38	2,64	2,76	1,00	0,40	0,53	2,21	3,12
10,0 à 10,9	0,09	0,08	0,94		2,91	2,42	0,76	0,14	0,17	1,61	3,36	0,49
9,0 à 9,9	0,09	0,09	0,09	1,44	3,61	1,87	0,43	0,04	0,07	1,15	3,79	1,11
8,0 à 8,9	0,19	0,32	2,17	3,24	3,04	1,61	0,26		0,00	0,69	3,43	1,83
7,0 à 7,9	0,40	0,72	2,79		2,97	1,15	0,14		0,01	0,42	3,11	2,38
6,0 à 6,9	0,73	1,25	3,09		2,74	1,06	0,01			0,12	2,43	3,03
5,0 à 5,9	1,17	1,78	3,49		2,48	0,56				0,06	2,04	3,17
4,0 à 4,9	1,83	2,27	2,72		1,61	0,29			0,01	1,41	3,77	2,00
3,0 à 3,9	2,10	3,24	3,22		1,16	0,07				1,17	3,28	2,78
2,0 à 2,9	2,46	2,78	3,18		0,66	0,02				0,49	2,72	2,65
1,0 à 1,9	3,11	2,85	2,48		0,47					0,28	2,81	3,24
0,0 à 0,9	3,02	2,97	1,53		0,23					0,18	1,87	3,40
- 1,0 à - 0,1	3,54	2,09	1,26	0,05						0,04	1,38	2,90
- 2,0 à - 1,1	2,59	1,88	0,68	0,01						0,03	0,71	2,31
- 3,0 à - 2,1	2,20	1,67	0,55	0,01						0,00	0,53	1,87
- 4,0 à - 3,1	1,87	1,32	0,29							0,02	0,23	1,36
- 5,0 à - 4,1	1,43	0,92	0,26							0,14	0,95	
- 6,0 à - 5,1	1,37	0,62	0,15							0,04	0,84	
- 7,0 à - 6,1	0,77	0,46	0,11							0,01	0,78	
- 8,0 à - 7,1	0,65	0,36	0,02							0,04	0,51	
- 9,0 à - 8,1	0,42	0,23	0,01								0,34	
- 10,0 à - 9,1	0,38	0,16									0,18	
- 11,0 à - 10,1	0,21	0,11									0,18	
- 12,0 à - 11,1	0,15	0,00									0,15	
- 13,0 à - 12,1	0,14	0,03									0,05	
- 14,0 à - 13,1	0,05	0,01									0,05	
- 15,0 à - 14,1	0,03											
- 16,0 à - 15,1	0,01											
Total jours	31,0	28,25	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0

Si l'on ne considère que le chiffre de probabilité le plus fort de chaque mois et si on en fait la somme par saison, on trouve :

	Hiver	Printemps	Eté	Automne			
Janvier	3,54	Avril	3,61	Juillet	3,51	Octobre	3,79
Février	3,24	Mai	2,85	Août	4,07	Novembre	3,77
Total	6,78		6,46		7,58		7,56

Nous constatons ici une grande constance thermique de la température journalière, au cours d'un mois donné, pour l'été et l'automne. Les plus grandes fluctuations se montrent au printemps, comme nous l'avons déjà vu précédemment par l'allure plus accidentée de la courbe de variation annuelle de la température (fig. 1, p. 153).

Il est intéressant d'examiner, pour chaque mois, la valeur la plus forte du chiffre de probabilité, ainsi que l'amplitude de la variation de la température, tant pour la température mensuelle que pour la température journalière. Nous donnons ces chiffres dans le tableau ci-dessous :

TABLEAU 7. — *Valeurs des maxima de la répartition probable des températures, et amplitude*

	Mensuelles			Journalières		
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Janvier	14/80 ans = 0,17		9,4	3,54/31 jours = 0,11		25,8
Février	17/80 » = 0,21		11,6	3,24/28,25 » = 0,11		30,3
Mars	17/80 » = 0,21		7,3	3,49/31 » = 0,11		24,3
Avril	27/80 » = 0,34		8,1	3,61/30 » = 0,12		21,0
Mai	20/80 » = 0,25		9,6	2,85/31 » = 0,09		22,4
Juin	22/80 » = 0,27		6,0	3,35/30 » = 0,11		19,8
Juillet	20/80 » = 0,25		7,6	3,51/31 » = 0,11		18,4
Août	24/80 » = 0,30		7,7	4,07/31 » = 0,13		19,9
Septembre	21/80 » = 0,26		8,2	3,41/30 » = 0,11		19,8
Octobre	25/80 » = 0,31		6,8	3,79/31 » = 0,12		23,0
Novembre	21/80 » = 0,26		6,3	3,77/30 » = 0,13		24,1
Décembre	19/80 » = 0,24		14,1	3,40/31 » = 0,11		26,3

On a ici :

- (1) : Chiffre de probabilité maximum pour les températures mensuelles, sur 80 ans ;
- (2) : Chiffre de probabilité maximum sur 1,0 ;
- (3) : Amplitude des températures mensuelles : température mensuelle la plus haute — température mensuelle la plus basse ;
- (4) : Chiffre de probabilité maximum pour les températures journalières, en nombre de jours ;
- (5) : Chiffre de probabilité maximum sur 1,0 ;
- (6) : Amplitude des températures journalières : température journalière la plus haute — température journalière la plus basse.

Nous voyons ici que l'*amplitude* est plus forte pour les températures journalières (6) que pour les températures mensuelles (3), ce qui est très

compréhensible du fait que ces dernières sont tirées d'environ 30 températures journalières, ce qui réduit la dispersion. Le *chiffre de probabilité* doit donc être plus fort pour les températures mensuelles (2) que pour les températures journalières (5). C'est bien ce que nous constatons ici.

D'autre part, en faisant les sommes des probabilités maxima des colonnes (2) et (5), par 6 mois, on obtient :

	Col. (2)	Col. (5)
Janvier à juin	1,45	0,65
Juillet à décembre	1,62	0,71

Nous retrouvons ici le fait que la dispersion des températures, même pour les moyennes mensuelles, est plus forte pendant la montée de printemps que pendant la descente de l'automne.

V. AMPLITUDE DE LA VARIATION DIURNE DE LA TEMPÉRATURE

L'amplitude de la variation diurne de la température est définie comme la différence entre la température la plus haute et la température la plus basse *d'une même journée*. Généralement elle est donnée par la lecture d'un thermomètre à maxima et à minima. Les chiffres ci-dessous sont tirés, en partie, de l'ouvrage « Variation séculaire des éléments météorologiques à Neuchâtel » (GUYOT, 1933, p. 19 à 23), qui donnait les valeurs correspondant aux 66 années de 1865 à 1930 ; nous avons complété les calculs et nous donnons ici la moyenne des 79 ans de 1865 à 1943. Chaque chiffre est la moyenne d'environ 2370 valeurs (79 × environ 30).

TABLEAU 8. — *Amplitude de la variation diurne de la température*

	°		°
Janvier	4,70	Juillet	11,74
Février	6,42	Août	11,20
Mars	8,30	Septembre	9,78
Avril	9,81	Octobre	7,12
Mai	11,05	Novembre	5,03
Juin	11,48	Décembre	4,17

Moyenne annuelle = 8°,40.

On voit que l'amplitude de la variation diurne de la température présente une variation annuelle très régulière ; elle est maxima en été et minima en hiver. En comparant les chiffres ci-dessus à ceux de la colonne 10 de la page 148, nous voyons qu'ils présentent une variation annuelle presque semblable. Mais, à la page 148, il ne s'agit pas de températures observées au cours *d'une même journée*, aussi l'amplitude y est considérablement plus forte, et, de plus, on peut y remarquer, spécialement pour mai, l'influence de la pente saisonnière.

VI. VARIATION SÉCULAIRE DE LA TEMPÉRATURE

Il est intéressant de déterminer si, au cours des 80 années considérées, la température présente une variation séculaire, c'est-à-dire toujours dans le même sens.

TABLEAU 9. — Températures mensuelles, réparties en deux séries de 40 années

Mois	(1) Période I 1864-1903	(2) Période II 1904-1943	(3) Différence	(4) Moyenne mensuelle
Janvier	— 0,9	+ 0,1	+ 1,0	— 0,41
Février	+ 1,0	+ 1,1	+ 0,1	+ 1,01
Mars	+ 4,2	+ 4,7	+ 0,5	+ 4,42
Avril	+ 9,0	+ 8,5	— 0,5	+ 8,76
Mai	+ 12,9	+ 13,5	+ 0,6	+ 13,22
Juin	+ 16,7	+ 16,9	+ 0,2	+ 16,79
Juillet	+ 18,9	+ 18,7	— 0,2	+ 18,80
Août	+ 17,9	+ 18,1	+ 0,2	+ 18,01
Septembre	+ 14,8	+ 14,7	— 0,1	+ 14,74
Octobre	+ 8,8	+ 9,4	+ 0,6	+ 9,10
Novembre	+ 4,0	+ 4,4	+ 0,4	+ 4,20
Décembre	0,0	+ 1,3	+ 1,3	+ 0,69
Année	+ 8,93	+ 9,27	+ 0,34	+ 9,10

Si l'on fait les sommes des chiffres de la colonne (3) pour les mois d'été et d'hiver séparément, on obtient :

Mois d'été : — 0,5 avril	Mois d'hiver : + 0,6 octobre
+ 0,6 mai	+ 0,4 novembre
+ 0,2 juin	+ 1,3 décembre
— 0,2 juillet	+ 1,0 janvier
+ 0,2 août	+ 0,1 février
— 0,1 septembre	+ 0,5 mars
Total + 0,2	Total + 3,9
Moyenne : + 0,03	Moyenne : + 0,65

On voit que l'accroissement moyen de la température de l'hiver : + 0°,65 dépasse notablement celui de l'été : + 0°,03. L'hiver subit un réchauffement considérable (décembre + 1°,3 et janvier + 1°,0), alors que l'été change très peu (juin + 0°,2 et juillet — 0°,2). Avril, juillet et septembre sont légèrement plus frais pour la seconde période que pour la première. La moyenne annuelle a augmenté de + 0°,34 de la période I à la période II.

Nous allons examiner aussi l'amplitude de la variation diurne de la température pour mettre en évidence la variation séculaire que nous venons de constater.

L'amplitude de la variation diurne de la température est liée à la température : plus la température est haute, plus l'amplitude de la variation diurne est forte. De ce fait, à une diminution d'amplitude correspond un abaissement de température, et inversement à une augmentation d'amplitude correspond une hausse de température.

TABLEAU 10. — *Amplitude de la variation diurne, répartie en deux séries de 40 années*

Mois	(1) Période I	(2) Période II	(3) Différence	(4) Moyenne
Janvier	4,45	4,95	+ 0,50	4,70
Février	6,13	6,72	+ 0,59	6,42
Mars	7,97	8,63	+ 0,66	8,30
Avril	9,92	9,70	- 0,22	9,81
Mai	11,11	11,00	- 0,11	11,05
Juin	11,77	11,18	- 0,59	11,48
JUILLET	11,97	11,51	- 0,46	11,74
Août	11,07	11,34	+ 0,27	11,20
Septembre	9,68	9,89	+ 0,21	9,78
Octobre	6,82	7,43	+ 0,61	7,12
Novembre	4,72	5,34	+ 0,62	5,03
Décembre	4,01	4,33	+ 0,32	4,17
Année	8,30	8,50	+ 0,20	8,40

Si l'on fait les sommes des chiffres de la colonne (3) pour les mois d'été et d'hiver séparément, on obtient :

Mois d'été : — 0,22 avril
 — 0,11 mai
 — 0,59 juin
 — 0,46 juillet
 + 0,27 août
 + 0,21 septembre

Total — 0,90
 Moyenne — 0,15

Mois d'hiver : + 0,61 octobre
 + 0,62 novembre
 + 0,32 décembre
 + 0,50 janvier
 + 0,59 février
 + 0,66 mars

Total + 3,30
 Moyenne + 0,55

Nous retrouvons donc ici une augmentation assez forte de la température en hiver, et une faible baisse en été.

Les conclusions que nous pouvons tirer d'après : a) les températures mensuelles, b) l'amplitude de la variation diurne de la température, sont les mêmes :

la température de l'hiver a augmenté : $\left\{ \begin{array}{l} \text{décembre } + 1,3^{\circ} \\ \text{janvier } + 1,0 \\ \text{février } + 0,1 \\ \text{mars } + 0,5 \end{array} \right.$

celle de l'été a très peu changé :	{	juin	+ 0,2
		juillet	- 0,2
		août	+ 0,2
		septembre	- 0,1

Il est clair que dans ce cas l'amplitude annuelle de la température (juillet-janvier) est aussi diminuée :

$$\begin{aligned} \text{Période I} &= 19,8^{\circ} \text{ (différence : juillet-janvier)} \\ \text{Période II} &= 18,6^{\circ} \text{ (" : " ")} \\ \text{Diminution} &= 1,2 \end{aligned}$$

Bien des personnes âgées prétendent que les hivers actuels sont des « hivers pourris », et nous pouvons leur donner raison. La différence d'environ 1 degré que nous remarquons entre les moyennes d'hiver des deux périodes 1864-1903 et 1904-1943 suffit pour empêcher l'accumulation de la neige. Les précipitations ne sont ni moins abondantes, ni moins fréquentes qu'au temps passé, mais du fait de ce réchauffement la neige « tient » moins longtemps : elle arrive plus tard en novembre ou décembre, et s'en va plus tôt en février ou mars.

Cette augmentation de la température de l'hiver a été observée par de nombreuses stations européennes, et on a trouvé (WAGNER, 1940, p. 17 à 22), pour la zone tempérée, un léger accroissement de la moyenne annuelle, en général $+0^{\circ},5$ (à Neuchâtel $+0^{\circ},34$) et une diminution plus forte de l'amplitude annuelle, pour l'Europe de 2° à 3° (à Neuchâtel $1^{\circ},2$). Ce changement très net a été attribué à l'accroissement d'intensité de la circulation générale des vents. Si la composante horizontale des vents augmente, la composante verticale doit aussi augmenter ; dans les zones d'air descendant les précipitations seront plus faibles, dans les zones d'air ascendant elles seront plus fortes. De plus, si la circulation générale augmente, la ceinture de Ross se déplace lentement vers les calottes polaires. Remarquons encore qu'une diminution des nuages pour la ceinture de Ross (courant descendant accru) augmente l'insolation, qui est déterminante pour la température sous cette latitude : donc *il fera plus chaud*. Pour les hautes latitudes une augmentation des nuages (courant ascendant accru) diminue la perte par rayonnement (en hiver également pour les latitudes moyennes) et, comme l'insolation y a moins d'influence, *il fera également plus chaud !* On voit donc qu'un léger changement de l'intensité de la circulation générale peut provoquer des variations sensibles de la température.

Pour expliquer cet accroissement de la circulation générale on a échafaudé de nombreuses théories. On a étudié, entre autres, les fluctuations de la constante solaire, les déplacements des pôles, la radio-activité terrestre, etc. La théorie qui semble être le plus en faveur actuellement est celle d'Arthur WAGNER (1940, p. 167 à 175) qui considère le flux de chaleur provenant des désintégrations atomiques intra-terrestres.

DEUXIÈME PARTIE

Effets de la température

I. PHÉNOLOGIE ET CLIMAT THERMIQUE

La phénologie est la science qui s'occupe de la succession dans le temps des divers phénomènes apparents dans la flore et la faune d'une région. On conçoit que plusieurs de ces phénomènes soient liés à la climatologie. On peut mettre facilement les résultats en évidence par des graphiques ou des cartes isochrones (pour des définitions détaillées, voir GENSLER, 1946, p. 13).

Nous déplorons, avec MM. les professeurs Henri SPINNER et Claude FAVARGER, l'extrême pauvreté du matériel d'observations phénologiques dans notre canton. Depuis 1943 la station d'essais viticoles, à Auvernier, note la date de la floraison de la vigne et observe divers phénomènes relatifs à la maturité du raisin. Ces observations, qui arrivent malheureusement trop tard pour nous, pourront être utilisées dans une dizaine d'années, car la série des observations homogènes sera alors assez longue.

Nous nous contenterons donc de donner ci-dessous trois exemples de phénologie : la date d'arrivée des premières hirondelles, le premier chant du coucou au printemps et la maturité de la vigne.

1^o Arrivée des premières hirondelles

Les observations sont tirées des rapports météorologiques de l'Observatoire cantonal de Neuchâtel, où l'arrivée des hirondelles est notée

depuis 1934. Les observations provenant d'autres sources (*Bulletin* de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles, *Rameau de Sapin*, Société protectrice des animaux) sont trop sporadiques pour pouvoir être utilisées. Nous regrettons de ne disposer que de dix années d'observations suivies, mais, comme le rapport météorologique de l'Observatoire continue de publier cette date d'arrivée des premières hirondelles, nous pensons qu'il sera possible, dans quelques années, de donner des conclusions plus nettes. En faisant les moyennes par deux ans (graphique ci-contre), nous

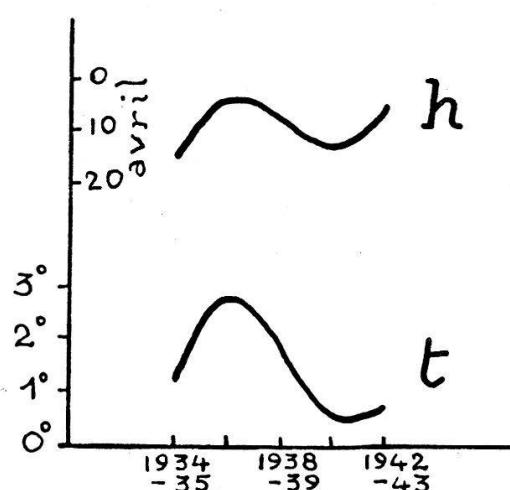


Fig. 7. — Date d'arrivée des premières hirondelles.

voyons une corrélation s'établir entre la date d'arrivée des hirondelles (h) et la température moyenne de l'hiver (t). A notre avis la température des mois de mars et avril doit être déterminante, mais il s'agirait de la connaître également pour les régions que les hirondelles *quittent* pour pouvoir conclure de façon valable.

2^o Premier chant du coucou

Les observations sont également tirées des rapports météorologiques de l'Observatoire cantonal de Neuchâtel. Nous nous sommes contenté de remonter jusqu'en 1901, date des premiers rapports imprimés parus,

estimant que cette série de 42 années était suffisante pour voir s'il se présentait une corrélation intéressante. Pour un travail plus approfondi il serait possible de remonter encore une vingtaine d'années en arrière à l'aide des carnets d'observations manuscrits. Ici nous n'avons rien trouvé de décisif en considérant les courbes tracées année par année. En revanche, en faisant les moyennes par cinq ans (graphique ci-contre), nous voyons une relation

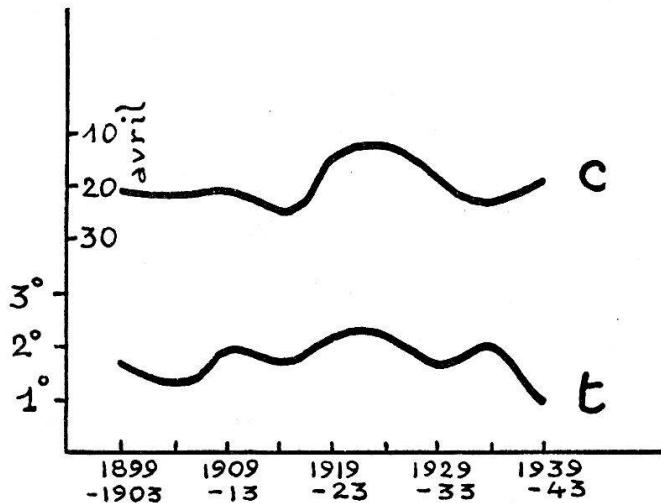


Fig. 8. — Date du premier chant du coucou.

grossière s'établir entre la date du premier chant du coucou (c) et la température moyenne de l'hiver (t). Il est cependant difficile de donner des conclusions précises.

3^o Maturité de la vigne

La base de nos observations est fournie par les carnets de notes prises sur le vif par M. David ROULET-PY (observations : 1781-1832) et M. Paul-Albert ROULET (observations : 1887-1943), qui nous ont été aimablement prêtés par Mme FAVRE-ROULET, de Peseux-sur-Neuchâtel. Naturellement ces observations présentaient quelques lacunes dues à des voyages ou des maladies. Nous avons trouvé des renseignements supplémentaires, pour combler les trous des séries d'observations, auprès de M. Jâmes PERROCHET, à Auvernier. Nous remercions ici ces collaborateurs bénévoles.

Nous avons distingué : a) la date de la floraison, b) la date des vendanges, c) le rendement quantitatif de la vigne (exprimé en hl/ha).

a) Date de la floraison de la vigne

En portant en graphique la date de la floraison, la température moyenne de l'hiver et celle de l'été, année par année, on ne distingue

aucune correspondance directe. Même la courbe de température moyenne annuelle ne montre aucune corrélation. Pourtant si l'on fait des moyennes par 5 ans (graphique ci-dessous), il semble qu'on distingue une corrélation assez bonne entre la date de la floraison (f) et la température moyenne de l'hiver (t).

Il y a de nombreux trous dans notre courbe de date de floraison, établie année par année, et nous n'avons pas trouvé les renseignements

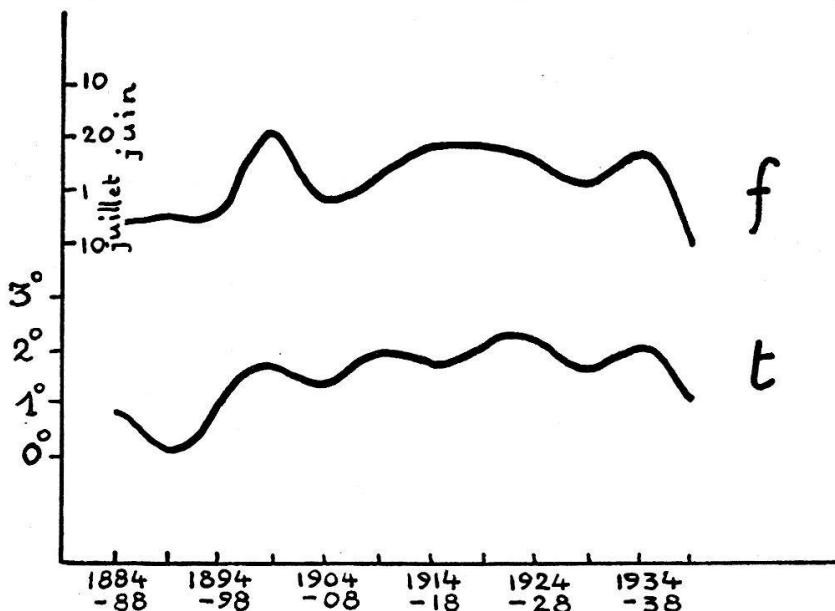


Fig. 9. — Date de la floraison de la vigne.

qui nous auraient permis de combler ces lacunes. Dans quelques années il sera sans doute possible, en utilisant les observations récentes de la station d'essais viticoles d'Auvernier, d'établir sûrement si une relation existe entre la date de la floraison de la vigne et la température de l'hiver ou du printemps. Pour le moment contentons-nous de dire qu'une telle relation est probable; toutefois nous n'avons pas pu la mettre clairement en évidence.

b) Date des vendanges

Ici la correspondance se voit immédiatement: la courbe de la date des vendanges (v) est presque parallèle à celle de la température moyenne

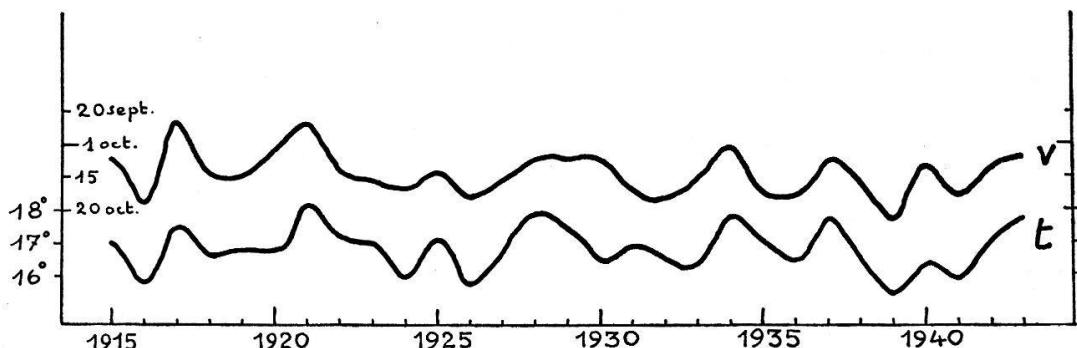


Fig. 10. — Date des vendanges.

de l'été (t). Comme ce sont surtout les températures mensuelles de juin et juillet qui importent pour la maturité du raisin (GUYOT, 1940, p. 11), on conçoit facilement cette corrélation avec la température moyenne de l'été (mai à août).

c) *Rendement quantitatif de la vigne*

Si l'on considère les courbes tracées année par année, on ne distingue aucune corrélation entre le rendement quantitatif de la vigne (r) et la température moyenne annuelle (a), celle de l'été (é) ou celle de l'hiver (h). Nous pouvions nous y attendre, car le rendement quantitatif

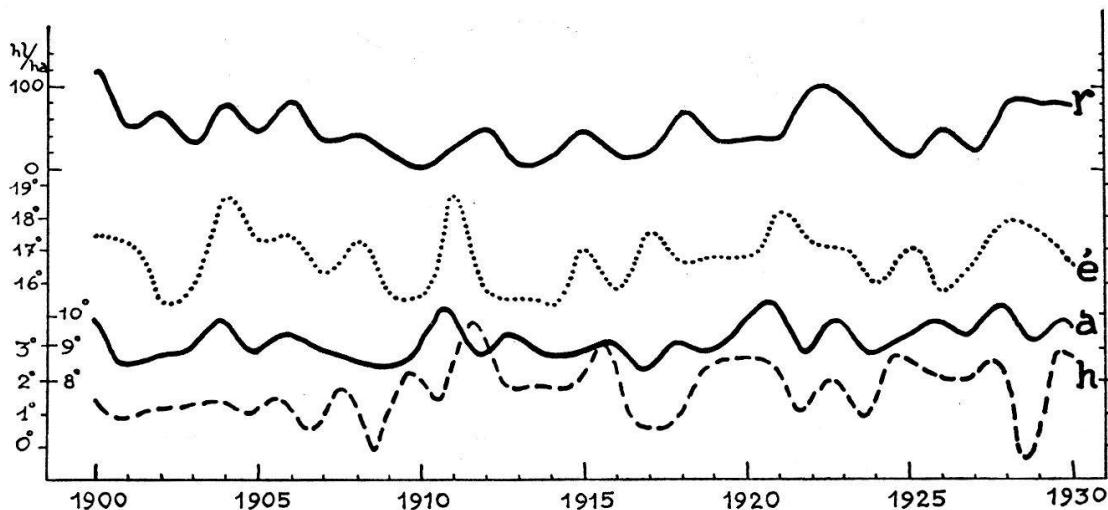


Fig. 11. — Rendement quantitatif de la vigne.

dépend de trop de facteurs divers : de la bonne ou mauvaise « sortie » des bourgeons (avril-mai), de la floraison plus ou moins bien réussie (mi-juin), des destructions par les parasites et la grêle (juin à septembre), de l'humidité (précipitations et brouillard) qui fait gonfler ou pourrir les grains, suivant les conditions.

Les deux premiers ne dépendent pas de la température de l'été. Les deux derniers peuvent être très dissemblables pour des années ayant à peu près la même température. On voit donc qu'une corrélation, année par année, est très improbable. En revanche, il semble bien qu'en moyenne, sur plusieurs années, on trouve une corrélation et que les années chaudes favorisent un bon rendement quantitatif (GUYOT et GODET, 1935, deux graphiques, p. 24).

Nous ne nous occuperons pas du rendement qualitatif.

II. CONSIDÉRATIONS SUR LE GEL

Tous les corps chauffés pendant le jour se refroidissent pendant la nuit. C'est en particulier le cas pour le sol, mais il ne faut pas oublier que les mesures thermométriques se font en général à 1 ou 2 mètres au-dessus du sol ! Il pourra donc se produire du givre par une tempé-

rature de l'air de + 3° ou + 4°. Plus on rapproche le thermomètre du sol, plus l'indication du gel sera exacte.

Pour Blankenburg près de Berlin (von HANN, 1932, p. 23) on a, en mesurant la température à 2 m du sol : 100 jours de gel par année, à 5 cm du sol : 129 jours de gel ! Cette différence d'environ 30 % est considérable.

Rappelons que le minimum de température dépend, dans une très grande mesure, de la configuration du terrain, de son orientation, de sa nature et même de sa couleur. Tous les vallonnements et petits creux sont beaucoup plus exposés au gel nocturne, car l'air froid (descendant) s'y accumule pendant la nuit. Il est cependant difficile de donner des règles générales, et chaque fois qu'on voudra des indications précises il sera utile de faire des mesures de micro-climatologie sur place.

Disons encore que le gradient vertical de température que nous signalons ici est plus fort pour un climat continental que pour un climat maritime.

1^o *Dates extrêmes des gels observés*

Il nous a paru intéressant de faire la statistique des dates extrêmes auxquelles on a observé (à 1,20 m du sol), entre 1874 et 1943, une température minima inférieure à 0° à l'Observatoire de Neuchâtel. (Remarquons qu'elle ne se produit pas nécessairement pendant la nuit.)

TABLEAU 11. — *Fréquence des dates extrêmes des gels nocturnes (t. min. inf. à 0°)*

PRINTEMPS		AUTOMNE	
11-15 mars	1 fois	21-25 septembre	1 fois
16-20 »	2 »	26-30 »	0 »
21-25 »	3 »	1- 5 octobre	0 »
26-31 »	4 »	6-10 »	3 »
1- 5 avril	8 »	11-15 »	6 »
6-10 »	6 »	16-20 »	4 »
11-15 »	8 »	21-25 »	4 »
16-20 »	12 »	26-31 »	15 »
21-25 »	5 »	1- 5 novembre	10 »
26-30 »	6 »	6-10 »	6 »
1- 5 mai	4 »	11-15 »	8 »
6-10 »	3 »	16-20 »	7 »
11-15 »	4 »	21-25 »	2 »
16-20 »	4 »	26-30 »	2 »
<hr/>		1- 5 décembre	2 »
<hr/>		sur 70 ans	
		sur 70 ans	

Les dates extrêmes observées ont été les 24 septembre 1931 et 20 mai 1880 et 1935.

Ce sont là des exceptions, et les gels nocturnes sont loin de se produire chaque année entre le 24 septembre et le 20 mai ! Nous voyons, d'après le tableau ci-dessus, que les dates les plus probables sont entre le *26 et le 31 octobre*, pour les premiers froids, et entre le *16 et le 20 avril*, pour les derniers froids.

Pour essayer de déterminer d'une autre manière ces dates les plus probables, nous avons supposé que la température journalière moyenne (tableau de température, p. 150, et graphique, p. 153) se trouvait à mi-distance entre le maximum et le minimum de la journée. Nous soustrairons donc de la température journalière la demi-amplitude de la variation diurne (donnée à la p. 169), augmentée de 4° pour tenir compte du gradient vertical signalé à la p. 177.

Demi-amplitude de la variation diurne + correction de gradient vertical :

$$\begin{array}{rcl} \text{octobre} & = & 3,5 \\ & + & 4,0 \\ \hline & & 7,5 \text{ degrés} \end{array} \qquad \begin{array}{rcl} \text{avril} & = & 4,9 \\ & + & 4,0 \\ \hline & & 8,9 \text{ degrés.} \end{array}$$

Nous pouvons maintenant soit soustraire $7^{\circ},5$ de la température journalière d'octobre pour estimer la date du premier gel nocturne, soit examiner depuis quelle date on a une température journalière, en octobre, inférieure à $7^{\circ},5$. On trouve le *26 octobre* comme date du premier gel nocturne. Si on note maintenant à partir de quelle date on observe une température journalière, en avril, supérieure à $8^{\circ},9$, on trouve le *19 avril* comme date du dernier gel nocturne. La coïncidence de ces deux dates avec celles que nous avons données précédemment est remarquable. A l'aide de ce calcul, on peut essayer de prévoir le gel nocturne, mais il faudra encore tenir compte de la nébulosité et de l'humidité relative. En effet, un ciel entièrement couvert diminue notablement le danger de gel, car l'écran des nuages renvoie vers la terre la chaleur nocturne rayonnée, et la vapeur d'eau absorbant 70 fois plus de chaleur que l'air sec (voir p. 156), un air humide pourra restituer une assez grande quantité de chaleur, pendant la nuit. Disons encore que l'Observatoire est situé sur une petite colline, ce qui diminue localement le danger de gel.

Remarquons enfin que les *gels dangereux* sont ceux qui se produisent après le *20 avril*, surtout quand il y a eu, avant cette date, de longues périodes chaudes qui ont pu activer la croissance de la végétation. Les gels d'automne sont moins importants pour l'agriculture, sauf quand ils se produisent exceptionnellement tôt. C'est peut-être la raison pour laquelle il n'y a pas de Saints de Glace en automne !

2^e Statistique des jgl, jch et jsg

Pour étudier le problème du gel, nous introduirons les trois définitions suivantes :

- jgl : jour de glace : t. max. $< 0^{\circ}$
jch : jour de changement de gel : t. min. $< 0^{\circ}$ mais t. max. $> 0^{\circ}$.
jsg : jour sans gel : t. min. $> 0^{\circ}$

Nous ferons la statistique des jgl, jch et jsg au cours de trois séries de 10 hivers choisis de la façon suivante :

- a) Hivers chauds : 10 hivers dont la moyenne d'hiver est la plus haute ;
- b) Hivers froids : 10 hivers dont la moyenne d'hiver est la plus basse ;
- c) Hivers normaux : 10 hivers 1934-1943, dont les températures extrêmes sont publiées, sous une forme facile à consulter, dans les « Observations météorologiques », annexes aux rapports annuels du directeur de l'Observatoire de Neuchâtel.

De plus nous avons choisi les 20 hivers a) et b) seulement dans les années 1901-1943, dont les températures extrêmes étaient publiées dans les rapports de l'Observatoire. De ce fait nous avons omis intentionnellement les années 1864-1900, mais cette façon de faire ne gênera pas nos conclusions, car, pour les hivers froids, seuls 1880, 1891 et 1895 sont plus froids que 1942. Les hivers chauds sont pratiquement inchangés.

Nous avons appelé *moyenne d'hiver* la température moyenne du 1^{er} novembre au 28 ou 29 février inclus.

Ci-dessous nous donnons cette répartition statistique au cours de l'année :

TABLEAU 12. — *Répartition des jgl, jch et jsg au cours de l'année*

Hivers chauds :

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total
jgl	2,3	1,4	0,4	0	0	0	0	0	0	0	1,3	4,7	10,1
jch	16,4	16,8	11,0	3,1	0,3	0	0	0	0	1,1	9,1	10,7	68,5
jsg	12,3	10,0	19,6	26,9	30,7	30,0	31,0	31,0	30,0	29,9	19,6	15,6	286,6
	31,0	28,2	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	365,2

Hivers normaux :

jgl	9,5	4,7	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0,9	7,0	22,5
jch	13,4	16,4	12,1	3,3	0,5	0	0	0	0	1,5	7,7	13,6	68,5
jsg	8,1	7,1	18,5	26,7	30,5	30,0	31,0	31,0	30,0	29,5	21,4	10,4	274,2
	31,0	28,2	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	365,2

Hivers froids :

jgl	14,6	8,7	0,4	0	0	0	0	0	0	0	0,2	10,6	34,5
jch	12,0	15,6	15,5	2,9	0,4	0,	0	0	0	2,0	7,7	13,4	69,5
jsg	4,4	3,9	15,1	27,1	30,6	30,0	31,0	31,0	30,0	29,0	22,1	7,0	261,2
	31,0	28,2	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	31,0	30,0	31,0	30,0	31,0	365,2

Total des jgl, jch et jsg au cours de l'année

	Jgl	Jch	Jsg	Total	Moyenne d'hiver
Hivers chauds :	10,1	68,5	286,6	365,2	+ 2,86
Hivers normaux :	22,5	68,5	274,2	365,2	+ 1,42
Hivers froids :	34,5	69,5	261,2	365,2	+ 0,29

Estimation en % de la valeur des hivers normaux

	Jgl	Jch	Jsg
	%	%	%
Hivers chauds :	45	100	104,5
Hivers froids :	153,5	101,5	95,2

Ecart en %

	%	%	%
Hivers chauds :	- 55	0	+ 4,5
Hivers froids :	+ 53,5	+ 1,5	- 4,8

On voit directement ici que l'écart est fort pour les jgl, et faible pour les jch et jsg.

Ce sont surtout ces derniers facteurs (jch et jsg) qui favorisent la période de végétation. A Neuchâtel, du point de vue purement thermique, un hiver chaud ou un hiver froid n'aura pas une bien grande répercussion sur la croissance des plantes. Bien entendu, d'autres facteurs climatologiques (humidité, précipitations, insolation) devront être aussi considérés. Rappelons enfin (voir aussi p. 177) que le nombre des jgl et jch est *plus élevé pour le sol que pour l'air* et qu'il dépend aussi de *conditions locales* (situation et orientation du terrain).

3^e Répartition des jgl et jch au cours de l'hiver

En faisant la statistique des jgl et jch de 5 en 5 jours, tant pour les hivers chauds que pour les hivers froids, on obtient :

TABLEAU 13. — *Statistique des jch et jgl, groupés par 5 jours*

	Hivers chauds				Hivers froids			
	Fréquence décennale		Chiffre annuel		Fréquence décennale		Chiffre annuel	
	jch	jgl	jch	jgl	jch	jgl	jch	jgl
Octobre	1- 5	0	0	0	Octobre	1- 5	0	0
	6-10	0	0	0		6-10	0	0
	11-15	1	0	0		11-15	1	0
	16-20	2	0	0		16-20	0	0
	21-25	0	0	0		21-25	4	0
	26-31	8	0	0		26-31	15	0
1,1 0				2,0 0				
Novembre	1- 5	8	0	0	Novembre	1- 5	7	0
	6-10	2	0	0		6-10	5	1
	11-15	15	1	0		11-15	9	0
	16-20	24	1	0		16-20	11	0
	21-25	24	3	0		21-25	20	0
	26-30	18	8	0		26-30	25	1
9,1 1,3				7,7 0,2				

		Hivers chauds				Hivers froids				
		Fréquence décennale		Chiffre annuel		Fréquence décennale		Chiffre annuel		
		jch	jgl	jch	jgl	jch	jgl	jch	jgl	
Décembre	1- 5	12	0			Décembre	1- 5	28	6	
	6-10	16	4				6-10	28	7	
	11-15	18	14				11-15	28	11	
	16-20	20	18				16-20	18	24	
	21-25	21	10				21-25	15	29	
	26-31	20	1				26-31	17	29	
		10,7		4,7		13,4		10,6		
Janvier	1- 5	22	1			Janvier	1- 5	19	21	
	6-10	22	3				6-10	20	27	
	11-15	22	5				11-15	20	25	
	16-20	30	5				16-20	17	21	
	21-25	36	2				21-25	14	26	
	26-31	32	7				26-31	30	26	
		16,4		2,3		12,0		14,6		
Février	1- 5	29	3			Février	1- 5	18	28	
	6-10	30	7				6-10	22	20	
	11-15	25	3				11-15	28	17	
	16-20	29	0				16-20	28	15	
	21-25	33	1				21-25	39	5	
	26-28	22	0				26-28	21	2	
		16,8		1,4		15,6		8,7		
Mars	1- 5	22	0			Mars	1- 5	34	4	
	6-10	25	3				6-10	38	0	
	11-15	24	1				11-15	32	0	
	16-20	20	0				16-20	28	0	
	21-25	8	0				21-25	9	0	
	26-31	11	0				26-31	14	0	
		11,0		0,4		15,5		0,4		
Avril	1- 5	7	0			Avril	1- 5	11	0	
	6-10	1	0				6-10	9	0	
	11-15	5	0				11-15	3	0	
	16-20	12	0				16-20	3	0	
	21-25	6	0				21-25	2	0	
	26-30	0	0				26-30	1	0	
		3,1		0		2,9		0		
Mai	1- 5	0	0			Mai	1- 5	4	0	
	6-10	1	0				6-10	0	0	
	11-15	1	0				11-15	0	0	
	16-20	1	0				16-20	0	0	
	21-25	0	0				21-25	0	0	
	26-31	0	0				26-31	0	0	
		0,3		0		0,4		0		
Total annuel		<u>68,5</u>		<u>10,1</u>		<u>69,5</u>		<u>34,5</u>		

Le fait que ces valeurs ne portent que sur 10 années diminue la cohérence de nos chiffres : la dispersion statistique s'y fait encore un

peu sentir. Nous ne nous étonnerons donc pas de trouver, comme dates extrêmes des jch et jgl :

Hivers chauds : jch : 11 octobre et 20 mai ; jgl : 11 novembre et 15 mars.
Hivers froids : jch : 11 octobre et 5 mai ; jgl : 6 novembre et 5 mars.

Nous aurions pu nous attendre à ce que la période froide soit plus longue pour les hivers froids que pour les hivers chauds. Nous trouvons ici le contraire, avec une différence de 15 jours pour les jch, et 5 jours pour les jgl. Nous attribuons ceci d'une part à la dispersion statistique, d'autre part au fait que la moyenne d'hiver peut être haute, même si les mois extrêmes (octobre et mai) sont spécialement frais, ce qui augmente la période froide pour les hivers chauds. Inversement la moyenne d'hiver peut être basse, même si les mois extrêmes sont spécialement chauds, ce qui raccourcit la période froide pour les hivers froids. Sur nos deux fois dix ans, le cas a pu se produire.

Répartition des jch : Nous voyons qu'elle est presque semblable pour les hivers chauds et pour les hivers froids. La seule particularité intéressante est que, pour les hivers froids, du 16 décembre au 10 février, le nombre des jours avec une température constamment inférieure à 0° est grand, ce qui fait diminuer le nombre des jch au profit des jgl.

Répartition des jgl (graphique ci-dessous) : Cette répartition nous permet de voir quelle est la période la plus froide de l'hiver. Pour les hivers chauds celle-ci se trouve entre le 16 et le 20 décembre. Le réchauffement de Nouvel-an est clairement visible du 26 décembre au 5 ou même 10 janvier. Pour les hivers froids il semble se marquer très faiblement, mais la période la plus froide, qui se trouve entre le 20 et le 31 décembre, se prolonge par un froid presque constant jusqu'au 5 février.

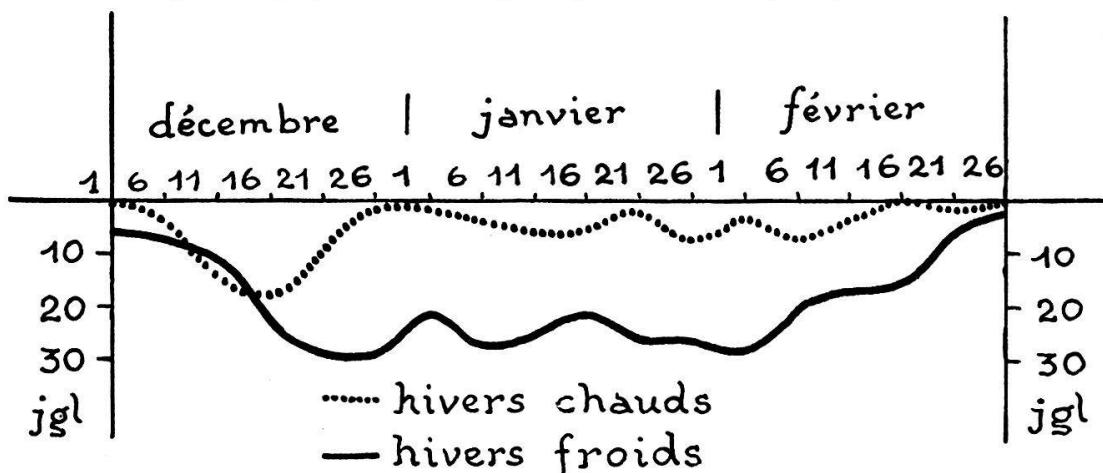


Fig. 12. — Répartition des jours de glace, en décembre, janvier et février, au cours de 10 hivers chauds et 10 hivers froids (1901-1943).

Tout se passe donc comme s'il se produisait, pour les hivers chauds, un réchauffement accidentel qui ferait sentir ses effets jusque vers fin février. Pour les hivers froids, la courbe a l'allure d'un minimum très plat.

Les dates extrêmes des gels sont presque les mêmes pour les hivers chauds que pour les hivers froids.

TROISIÈME PARTIE

Causes de la variation de la température

I. INFLUENCE DE L'INSOLATION ET DU VENT SUR LA TEMPÉRATURE DE L'AIR

On appelle *durée d'insolation* (ou simplement *insolation*) le nombre d'heures pendant lesquelles le soleil a brillé au cours de la journée. Cette grandeur varie au cours des saisons, à cause de la variation de la longueur du jour, et elle peut être très différente d'un jour à l'autre suivant les circonstances météorologiques : ciel clair, nuages plus ou moins opaques, brouillard au sol ou brouillard élevé.

La quantité de chaleur reçue par une surface horizontale dépend de la hauteur du soleil (variation saisonnière et variation journalière). Elle est conditionnée par deux phénomènes :

1^o L'angle d'incidence des rayons sur la surface considérée : plus les rayons sont perpendiculaires au terrain, plus la quantité de chaleur reçue par unité de surface est grande (formule (1), p. 157) ;

2^o L'épaisseur de la couche d'air à traverser (absorption directe par l'air). Pour illustrer cet effet de l'absorption de l'atmosphère, nous reproduisons ici une partie des valeurs de l'intensité du rayonnement solaire arrivant au sol après avoir traversé l'atmosphère (von HANN, 1932, p. 110). Le coefficient de transmission de 0,78 adopté ici ne vaut que pour les radiations rouges.

TABLEAU 14. — *Intensité du rayonnement solaire au sol*

<i>h:</i>	0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
<i>i:</i>	0,0	0,01	0,05	0,17	0,31	0,44	0,55	0,65	0,72	0,76	0,78

h: hauteur du soleil ;

i: intensité du rayonnement au sol.

Nous devons donc nous attendre à trouver une *forte influence* de l'insolation sur la température *en été*, et une *faible influence en hiver*. Pour la mettre en évidence, nous avons fait le calcul suivant : nous avons choisi, parmi les années 1902-1943 (pendant lesquelles des mesures d'insolation ont été faites de façon suivie), dix valeurs à forte insolation et dix valeurs à faible insolation. De plus, pour distinguer l'hiver de l'été, il a fallu choisir un mois type de ces deux saisons. Nous avons pris *février* pour l'hiver (au lieu de décembre ou janvier, où le brouillard est trop fréquent) et *juillet* pour l'été.

Pour tenir compte dès maintenant de l'influence du vent, nous indiquerons quels sont les vents régnants à Neuchâtel.

Le vent du N : *joran* est très souvent thermique et purement local.

Le vent du S : *ubère* est le plus souvent une petite brise du lac, qui souffle pendant les jours chauds, mais parfois le *fœhn* se fait également sentir jusqu'à Neuchâtel.

Le vent du SW à W : *vent de pluie*, souvent lié au passage d'une dépression.

Le vent du NE à E : *bise* se produisant souvent lors d'une situation anticyclonique.

Nous pouvons retrouver ces diverses situations (*bise*, vent du SW, *fœhn*, *joran*) dans les notes des rapports de l'Observatoire.

Pour simplifier nous ne considérerons que les deux courants principaux : *bise du NE à E* et *vent du SW à W* (pour la fréquence des vents en 1943, voir : GUYOT, 1944, graphique p. 116).

Nous pouvons nous attendre à ce qui suit :

En hiver :

La bise (froide, plaquée au sol) provoque très souvent un brouillard élevé à l'altitude d'inversion des températures : c'est la bise noire. Quand la bise faiblit ou cesse, le brouillard élevé peut se dissiper par réchauffement, soit par les rayons solaires (l'après-midi, par exemple), soit par tassemement des couches d'air, en général pendant la nuit (réchauffement adiabatique par compression). Le ciel s'éclaircit alors et il y a un très fort refroidissement nocturne par rayonnement, qui abaisse la température (moyenne) journalière. Donc : *la bise n'influence pas beaucoup l'insolation, mais fait baisser notablement la température.*

Le vent du SW apporte des nuages bas, de la pluie et parfois de la neige (à notre altitude). Le ciel reste en général couvert pendant la nuit. Après le passage du front froid (saute du vent au NW), la température peut baisser brusquement et il y a généralement des averses de neige (bourrasques), quelquefois même des orages de front ! Mais ces précipitations sont de courte durée, et, si elles se produisent entre deux observations météorologiques, elles peuvent n'avoir qu'une faible influence sur la valeur des températures notées. On suivrait mieux le phénomène sur la courbe du thermographe. Donc, d'après ce que nous venons de dire, *le vent du SW diminue notablement l'insolation et donne une température égale et assez douce.*

En été :

La bise apporte le beau temps, le ciel est clair, l'*insolation forte*, et, puisque nous avons vu que son influence est grande en été, la *température est haute*.

Le vent du SW, au contraire, apporte un temps couvert, de la pluie, une *faible insolation*, une *température assez basse*.

En général, quand un système dépressionnaire nous atteint, le vent, après avoir soufflé de l'W ou du SW, tourne brusquement au NW. Si donc la fréquence des vents est assez forte pour SW, W et NW, nous pouvons en conclure que le mois considéré a vu le passage de quelques dépressions.

Les orages sont de petits systèmes dépressionnaires locaux, mais parfois assez étendus ; ils ont donc à peu près la même influence que le vent du SW, quoique le phénomène soit plus rapide et plus brutal.

1^o *Moyennes établies sur 10 années*

Les valeurs données dans les quatre tables ci-dessous sont groupées par insolaton croissante.

<i>Abréviations :</i>	t. fr. = très fréquent	dépr. = dépression
	fr. = fréquent	pl. = pluie
	éq. = équilibré	** = neige
	j. = jour	br. = brouillard
	var. = variable	av. = averses
	f-d-m. = fin du mois	gi. = givre
	or. = orageux	or !! = orages

TABLEAU 15. — *Influence thermique de l'insolation et du vent*

TABLEAU 15 a : *février.* (10 années à faible insolation)

Année	Insolation	Tempér.	Vent	Remarques
1940	26,2	0,5	SW	**, pl. et br.
1902	35,0	0,1	NE	pl. fr., 4 jours clairs.
1907	39,8	- 1,6	NE fr.	dépr., pl. et **.
1914	40,9	2,0	SW et NE	pl. et ** (15 j. SW, puis 15 j. NE).
1923	41,9	3,3	SW	faible pl. et **.
1904	44,4	2,2	SW	pl. et ** intermittente.
1915	44,8	1,1	NW	pl. et **.
1937	48,9	3,7	W et SW	pl. et av. **, vent tr. fr.
1916	54,1	2,0	NE et SW	pl. et **, dépr.
1941	54,9	1,3	SW fr.	pl. et **.
Moyenne	43,09	1,46	régime SW	pluie et neige

TABLEAU 15 b : *février.* (10 années à forte insolation)

Année	Insolation	Tempér.	Vent	Remarques
1922	103,9	1,3	SW, NE éq.	dépr. pl. ** br. tonnerre, 4 j. clairs.
1911	108,9	1,5	NE fr., SW	gr. gi. f-d-m : pl. **, puis 5 j. clairs
1909	112,2	- 1,5	NE fr.	2 dépr., puis NE pl. **, puis br. élevé.
1918	112,7	1,2	NE fr.	gi. br. f-d-m : dépr. pl. et **.
1913	139,3	1,4	NE fr.	gi. br. forte brume.
1928	141,7	3,3	SW fr., NE	gi. br. **, f-d-m : dépr. W fr. pl. **.
1921	148,0	2,1	NE fr., S	br., puis faible föhn avec ciel clair.
1932	156,7	- 1,8	NE, E t. fr.	faible **, puis ciel clair.
1920	159,4	3,2	NE, NW, SE	faible **, puis dépr. pl. **, puis föhn.
1934	170,6	0,8	NE fr.	faible **, puis gi., ciel clair.
Moyenne	135,34	1,15	régime NE	gi. br. faible **, parfois dépr. et pl.

TABLEAU 15 c : juillet. (10 années à faible insolation)

Année	Insolation	Tempér.	Vent	Remarques
1910	184,2	16,2	SW, W, NW	or !! av. tempête le 22.
1932	186,1	17,5	éq.	chaud, or. joran fr.
1914	188,8	16,8	NE, SW	or !! fr., av.
1936	191,4	17,2	var.	or. av. f-d-m : dépr. ciel var.
1913	194,8	15,5	N fr.	beau et chaud, puis or. av. et pl.
1912	195,5	17,8	NE, N fr.	or !! thermiques.
1930	202,0	17,4	W t. fr.	dépr. f-d-m : or !!
1916	202,2	17,3	éq.	or. au début, puis bise ciel var.
1940	210,0	17,3	SW fr.	frais, pl. continue, 4 j. clairs.
1903	210,6	17,7	SW fr.	var. tonnerre, av.
Moyenne	196,56	17,07	régime SW	orageux, averses et pluie.

TABLEAU 15 d : juillet. (10 années à forte insolation)

Année	Insolation	Tempér.	Vent	Remarques
1929	281,8	20,2	éq.	chaud or. av. et grêle.
1918	288,5	18,5	NE-N fr.	or. av., puis beau et clair.
1934	293,8	20,4	éq.	beau, puis très or., grêle, trombe !
1905	306,5	21,7	N t. fr.	beau, un peu or.
1923	308,2	31,9	éq.	beau, puis or. av. et pl.
1904	314,1	22,3	NE	clair, f-d-m : forts or !! grêle.
1935	317,1	20,4	SW, NE	dépr., var., puis très beau, joran et NE.
1921	325,0	21,7	NE, E, N fr.	très beau, f-d-m : or. av.
1928	357,8	22,9	E, SE t. fr.	faible or !!, puis très beau temps.
1911	357,9	22,3	NE t. fr.	très beau, f-d-m : faible or !!
Moyenne	315,07	21,23	régime NE	ciel clair, un peu orageux.

Tirons quelques chiffres de ces quatre tableaux, et examinons d'abord quelques cas particuliers :

TABLEAU 15 a :	Année	i	t	
		h	°	
	1907	39,8	- 1,6	température trop basse : très forte bise.
	1923	41,9	3,3	température trop haute : vent du SW.

Pour une différence d'insolation de 2,1 h, la température varie de 4°,9.

TABLEAU 15 b :	1932	156,7	- 1,8	température trop basse : très forte bise.
	1920	159,4	3,2	température trop haute : vent du SW, föhn.

Pour une différence d'insolation de 2,7 h, la température varie de 5°,0.

Et encore pour la même table :

TABLEAU 15 b :	1909	112,2	- 1,5	température trop basse : bise dominante.
	1918	112,7	1,2	température trop haute : vent SW dominant.

Pour une différence d'insolation de 0,5 h, la température varie de 2°,7.

Ces exemples montrent la forte influence du vent en hiver.

Pour l'été (juillet : tableaux 15 c et 15 d), nous ne trouverions pas de si fortes différences : tout est un peu mélangé à cause des fréquentes situations orageuses. L'influence prépondérante de l'insolation se voit directement dans les tableaux.

Formons maintenant la différence entre l'insolation la plus forte et la plus faible d'un même tableau, et formons également la différence des températures correspondantes. Exemple pour le tableau 15 a :

$$\Delta i = 54,9 - 26,2 = 28,7 \text{ heures, et}$$
$$\Delta t = 1,3 - 0,5 = 0,8 \text{ degrés.}$$

Δi
 Δt
heures degrés

TABLEAU 15 a :	28,7	0,8	vent du SW	pluie, neige	} février.
15 b :	66,7	- 0,5(!)	bise NE, E	givre, brouillard	
15 c :	26,4	1,5	vent du SW	orages de front, averses, pluie	} juill.
15 d :	76,1	2,1	bise NE, E	ciel clair, quelquefois orageux	

Nous avons ce résultat extraordinaire que, *par bise en hiver* (tableau 15 b), le mois qui a la plus forte insolation (1934) montre une température plus basse que celui qui a la plus faible insolation (1922) : Δt est négatif ! En revanche, pour l'été nous avons bien une correspondance directe entre Δt et Δi .

Nous constatons aussi que les différences d'amplitude de l'insolation (Δi), qui correspondent à un régime du SW (28,7 et 26,4), sont considérablement plus faibles que celles qui correspondent à un régime du NE (66,7 et 76,1). Nous pouvions le prévoir : par vent du SW le temps est souvent couvert, l'insolation est en général faible et varie assez peu. Par bise, au contraire, la nébulosité varie beaucoup : en hiver le brouillard élevé peut dissoudre partiellement ou totalement ; en été (par temps beau et chaud) des orages peuvent se produire, qui obscurcissent totalement le ciel. L'insolation sera variable, plus forte en été qu'en hiver, et sûrement supérieure à celle qui correspond à un régime du SW. Nous pouvons le constater à l'aide des moyennes des quatre tables données, que nous répétons ici :

Moyennes février :	<i>i</i>	<i>t</i>	<i>i</i>	<i>t</i>
	h	°		
TABLEAU 15 a : faible insolation	43,09	1,46	régime SW	48 %
valeur moyenne	90,0	1,01		100 %
TABLEAU 15 b : forte insolation	135,34	1,15	régime NE	151 %
				100 %
				114 %

Moyennes juillet :	<i>i</i>	<i>t</i>	<i>i</i>	<i>t</i>
	h	°		
TABLEAU 15 c : faible insolation	196,56	17,07	régime SW	79 %
valeur moyenne	249,1	18,80		100 %
TABLEAU 15 d : forte insolation	315,07	21,23	régime NE	126 %
				100 %
				113 %

La valeur moyenne donnée ici pour l'insolation porte sur les années 1902-1941, et pour la température sur les années 1864-1943.

Si nous notons les écarts d'avec la valeur moyenne en %, nous obtenons :

		<i>i</i>	<i>t</i>
Février:	faible insolation	régime SW — 52 %	+ 45 %
	forte insolation	régime NE + 51 %	+ 14 %
Juillet:	faible insolation	régime SW — 21 %	— 9 %
	forte insolation	régime NE + 26 %	+ 13 %

Pour février, la variation de l'insolation et celle de la température vont en sens inverse. Mais nous voyons clairement l'influence du vent du SW.

Pour juillet, une corrélation étroite se montre entre l'insolation et la température. Nous en concluons que :

*en hiver l'influence du vent surpasse celle de l'insolation,
en été l'influence de l'insolation surpassé celle du vent.*

Si, au lieu de considérer les plus fortes différences d'insolation, nous avions examiné les plus fortes différences de température, nous aurions trouvé :

TABLEAU 15 a : 15 b :	9,1	5,3 (1937-1907)	régime SW	} février
	15,0	— 5,1 (1932-1928)	régime NE	
15 c : 15 d :	0,7	2,3 (1912-1913)	régime SW	} juillet
	69,3	4,4 (1928-1918)	régime NE	

et nous serions arrivés aux mêmes conclusions !

Pour mieux mettre en évidence l'influence du vent sur la température, en hiver, nous avons choisi deux cas particuliers, pris au cours de l'hiver 1947.

TABLEAU 16. — *Exemple de l'influence thermique du vent*

Janvier 1947				Février 1947					
Date	Température	Vent	Nébulosité	Date	Température	Vent	Nébulosité		
1	0,6	W	0	7/10	17	— 3,7	NE	2	10/10
2	— 1,6	NW	0	8	18	— 3,7	NE	1	8
3	— 0,1	NE	2	7	19	— 4,0	NE	1	10
4	— 2,7	NE	1	10	20	— 2,2	NE	0	10
5	— 5,8	NE	1	10	21	2,1	SW	2	10
6	— 9,4	NE	1	10	22	6,1	W	2	10
7	— 2,7	NE	0	10	23	1,2	NW	3	6
8	0,0	S	0	10	24	— 1,5	NE	3	10
9	0,5	S	0	10	25	— 4,3	NE	2	10
10	1,7	W	1	7	26	— 3,1	NE	2	1
11	1,9	W	1	10	27	— 3,2	NE	0	10
12	6,6	WSW	2	7	28	0,2	W	2	9

<i>Force du vent :</i>	Chiffre	km/h	m/sec
	0	0- 1	0- 0,3
	1	1-12	0,4- 3,3
	2	12-26	3,4- 7,2
	3	26-44	7,3-12,2
	4	44-65	12,3-18,1

L'influence du vent est ici très nette. Elle se passe de commentaires.
La bise provoque une *baisse de température* de :

9°,8 en 64 heures, soit 0°,15/heure (3 au 6 janvier)
et 4°,6 en 32 heures, soit 0°,14/heure (24 au 25 février).

Le vent provoque une *hausse de température* de :

4°,7 en 24 heures, soit 0°,20/heure (11 au 12 janvier)
et 10°,2 en 30 heures, soit 0°,34/heure (21 au 22 février).

Il est possible que, de façon générale, le vent exerce une influence plus forte sur la rapidité de la variation de la température, que la bise. Pour pouvoir l'affirmer il faudrait étudier de nombreux cas de variation. Nous renonçons à conclure sur la base de ces deux seuls exemples.

2^e Exemple des hivers extrêmes 1911-1912 et 1941-1942

TABLEAU 17. — *Moyennes mensuelles*

Mois	Pression (mm Hg)			Précipitations (mm eau)			Vent (régime dominant) (v. p. 190 et 191)	
	I	M	II	I	M	II	I	II
Octobre	719,9	719,6	722,2	89,9	93	63,2	SW	SW
Novembre	717,6	719,5	719,6	104,2	79	44,6	SW	NE
Décembre	720,0	719,9	725,6	111,7	79	54,2	SW	NE
Janvier	719,3	721,0	717,6	94,0	61	124,4	NE	NE
Février	716,4	719,9	716,7	63,2	60	8,1	SW	NE
Mars	718,5	717,8	717,9	105,3	69	37,1	SW	NE
Avril	720,1	717,4	717,7	15,4	72	40,4	NE	NE
Mai	719,8	718,8	719,6	75,7	83	66,2	SW	SW
Moyenne	718,9	719,2	719,6	82,4	74,5	54,8	SW	NE

Mois	Insolation (heures/jour)			Nébulosité moy. (n/10)		Température (degrés)		
	I	M	II	I	II	I	M	II
Octobre	66,8	90,0	77,1	8,0	7,5	9,6	9,1	8,6
Novembre	46,7	45,5	31,8	8,1	8,8	6,4	4,2	3,8
Décembre	11,5	27,2	61,8	8,8	7,1	3,3	0,7	0,7
Janvier	44,3	41,0	38,2	8,6	8,4	1,4	- 0,4	- 4,0
Février	94,3	84,2	48,4	7,4	8,3	4,0	1,0	- 2,9
Mars	123,9	133,1	90,9	6,9	7,2	6,8	4,4	5,0
Avril	186,4	154,4	177,1	5,7	5,3	8,4	8,8	9,3
Mai	217,9	206,3	206,8	6,3	5,8	14,3	13,2	13,2
Moyenne	99,0	97,7	91,5	—	—	6,8	5,1	4,2

Nous étudierons encore les causes de la variation de la température en considérant, comme exemples types, l'hiver le plus chaud (1911-1912) et l'hiver le plus froid (1941-1942), observés au cours des années 1901 à 1943 (voir tableau 17).

Nous désignons par :

I : Les moyennes mensuelles de l'hiver chaud 1911-1912 ;

II : Les moyennes mensuelles de l'hiver froid 1941-1942 ;

M : Les moyennes mensuelles établies sur de longues périodes, soit pour les précipitations : 1864-1941 (78 ans); la pression : 1864-1944 (81 ans); l'insolation : 1902-1941 (40 ans); la température : 1864-1943 (80 ans).

D'après ce tableau, nous pouvons faire les constatations suivantes :

Pression. — En moyenne la pression est plus forte pour un hiver froid (II) que pour un hiver chaud (I). Cela paraît indiquer que la fréquence des situations anticycloniques (avec bise en général) est plus grande pour les hivers froids que pour les hivers chauds.

Précipitations. — D'après les chiffres moyens on voit que les précipitations sont généralement plus faibles en hiver qu'en toute autre saison. D'autre part les précipitations de l'hiver chaud (I) sont plus abondantes que celles de l'hiver froid (II). Ceci se comprend facilement, car l'air chaud peut dissoudre, donc transporter, plus de vapeur d'eau que l'air froid. Donc les précipitations seront fortes chaque fois que la température sera relativement haute (été), et faibles chaque fois que la température sera relativement basse (hiver) (voir GUYOT, 1943, table p. 18, et GUYOT, 1933, graphique p. 45). Mais la fréquence des précipitations reste assez sensiblement la même pendant toute l'année (voir UTTINGER, 1940, tableau 8, p. 20).

Vent. — Nous ne possédons pas ici de chiffres moyens de la fréquence des vents régnants ; aussi nous indiquons simplement le régime de tel ou tel mois, en moyenne, tiré des chiffres suivants (*Annales suisses de météorologie*) :

Fréquence du vent :

1911-1912

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmes
Octobre	13	23	3	4	0	14	9	15	12
Novembre	13	19	0	4	0	17	8	15	14
Décembre	9	18	3	2	0	19	9	21	12
Janvier	9	27	8	2	0	13	6	10	18
Février	9	12	4	1	3	13	9	23	13
Mars	12	7	2	4	1	36	13	16	2
Avril	13	33	17	2	0	7	8	9	1
Mai	7	13	10	4	1	24	6	23	5
Total	85	152	47	23	5	143	68	132	77

Fréquence du vent :

1941-1942

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmes
Octobre	2	6	16	5	5	23	12	6	18
Novembre	0	13	18	6	1	9	3	4	36
Décembre	3	21	20	1	0	18	14	5	11
Janvier	1	17	29	1	0	13	10	6	16
Février	0	20	28	1	0	5	6	4	20
Mars	0	18	15	7	3	19	4	3	24
Avril	2	12	29	7	2	6	11	2	19
Mai	1	8	3	10	5	24	9	13	20
Total	9	115	158	38	16	117	69	43	164

Nous voyons que, de novembre à février inclus, à un régime de vent du SW correspond une température trop haute, et inversement, à un régime de bise correspond une température trop basse (voir p. 189). L'importance de cette différence de température est déterminée par les caractéristiques thermiques des différentes masses d'air qui nous arrivent.

Insolation. — La durée d'insolation est naturellement plus faible en hiver qu'en été, mais, si on établit un rapport en %, on voit que la durée d'insolation en hiver est encore plus faible que celle à laquelle on pourrait s'attendre (voir GUYOT, 1943, p. 24). La moyenne M tient déjà compte de cette diminution, puisqu'il s'agit de chiffres réellement observés, et nous pouvons ainsi voir directement quels sont les mois qui ont une insolation trop faible ou trop forte.

Nébulosité. — Ces chiffres complètent ceux de l'insolation. Ils devraient montrer une variation inverse, mais la corrélation n'est pas très étroite, puisque la nébulosité est observée seulement trois fois par jour (voir remarque p. 192).

Température. — Dans le tableau de la page 189 nous voyons simplement que pour l'hiver chaud 1911-1912 (I), les températures des mois de janvier et avril sont trop basses, ce qui correspond à un régime de bise ; pour l'hiver froid 1941-1942 (II), les températures des mois de décembre, mars, avril et mai sont trop hautes, ce qui correspond, pour décembre et mars, à une très faible fréquence de la bise avec un nombre assez fort de calmes ; pour avril et mai à une insolation trop forte et donc une nébulosité moyenne très faible. L'influence prépondérante du vent semble cesser vers fin mars, et nous pouvons affirmer qu'en été l'insolation régit la température, en hiver le vent régit la température.

Pour mieux voir la corrélation entre la température et les autres éléments météorologiques cités ici, nous avons tracé un graphique où nous avons reporté, pour chaque jour des hivers extrêmes 1911-1912 et 1941-1942, la température minima et la température maxima. L'inter-

vale entre les deux courbes a été rempli en noir de façon qu'on puisse estimer à la fois la température et l'amplitude de la variation diurne. La durée d'insolation, les précipitations, la nébulosité, le vent et la pression, ont été reportés également.

Remarquons que la température (à l'aide d'un thermomètre à maxima et à minima), la durée d'insolation (à l'aide de l'héliographe) et les précipitations (à l'aide du pluviomètre) traduisent des phénomènes enregistrés. Nous aurons donc là des indications précises sur ce qui s'est effectivement passé au cours du jour considéré. Au contraire, la nébulosité, le vent et la pression sont observés seulement à trois moments déterminés de la journée (7 h 30, 13 h 30 et 21 h 30). Il est donc tout à fait possible que des phénomènes intéressants se produisent en dehors des heures d'observations, et, de ce fait, ne soient pas catalogués. A l'aide des enregistrements de l'anémographe et du barographe nous aurions pu compléter ces données, mais, pour les besoins de notre graphique, il était inutile de pousser la précision si loin. Nous nous sommes contenté d'un seul chiffre moyen par jour pour la nébulosité, le vent et la pression. Il peut donc fort bien se produire que nous indiquions 10/10 couvert et que pourtant la valeur de la durée d'insolation ne soit pas nulle : quelques éclaircies se seraient produites en dehors des heures d'observations. De même la durée d'insolation peut être nulle alors que la nébulosité moyenne n'atteint pas 10/10 : on peut admettre alors que de brèves éclaircies se sont produites lors des heures d'observations, sans que le soleil soit assez fort pour brûler le papier de l'héliographe ; ou encore qu'une forte éclaircie a eu lieu pour l'une des observations où le soleil n'est pas encore levé (en hiver 7 h 30), ou déjà couché (21 h 30), le reste du jour la nébulosité restant voisine de 10/10. Il est possible aussi que le léger saut de pression qui correspond généralement au passage du front froid nous échappe, mais nous pourrons assez bien le percevoir soit par le changement de direction du vent, soit par le caractère des précipitations (averses).

Dans le graphique ci-contre nous nous sommes surtout intéressé à la valeur de la *température* et à l'*amplitude* de la variation diurne. Nous avons pu suivre, jour après jour, tous les accidents de la courbe, mais nous nous bornerons à donner ci-dessous un condensé de nos constatations.

Température : Pendant les mois chauds (spécialement mai) on voit apparaître une relation directe entre la durée d'insolation et la température.

Les précipitations sont liées à la pression : chaque fois qu'elles sont fréquentes ou abondantes, cela correspond à une situation dépressionnaire. Nous ne constatons qu'une seule exception, entre le 20 et le 28 février 1942, où, malgré la faible pression, il n'y a pas de précipitations. Sans doute s'agissait-il d'une situation fœhnique caractéristique. Les précipitations ne semblent pas influencer directement la température. Pourtant une hausse de pression accentuée correspond,

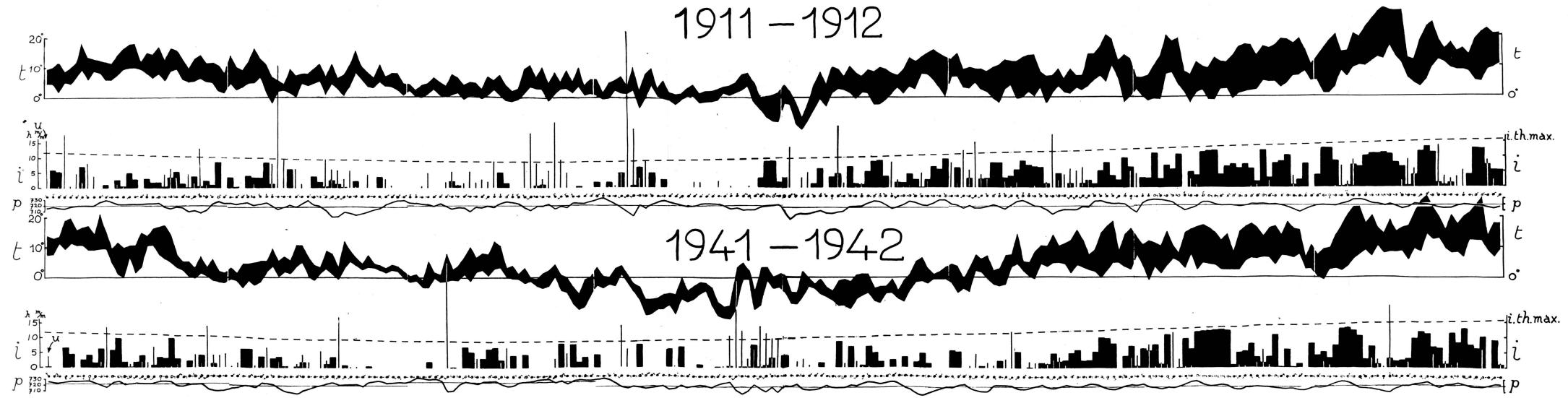


Fig. 13. — Exemple des hivers extrêmes 1911-1912 et 1941-1942 (série 1901-1943).

en général, à l'arrivée d'une vague de froid. Dans ce cas c'est surtout le *changement des masses d'air* qui provoquera un saut brusque de la température. On peut se demander quel est l'ordre de grandeur d'un pareil saut. Un exemple, étudié d'après les analyses de cartes synoptiques dessinées à l'aérodrome de Dubendorf le 22 février 1947, nous montre qu'à cette date la température est montée d'environ 10 degrés en quelques heures, à la suite d'une invasion d'air tropical. D'après les tables de températures équivalentes de SCHINZE, corrigées pour la Suisse par le Dr Th. ZINGG (« Anleitung für den Wetterdienst », publication de l'armée, 1946, table Xa), le saut de température peut atteindre au maximum 8° à 10° en été, et 10° à 15° en hiver.

En résumé :

la température maximum est haute quand le soleil a brillé vers le milieu du jour, ou quand une dépression a amené des masses d'air chaud, sans que le ciel soit nécessairement sans nuage ;

la température minimum est basse quand la nuit a été claire, ou quand la bise a soufflé fortement, même pendant la nuit (dans ce cas : faible amplitude).

Amplitude de la variation diurne de la température : Nous voyons, au premier coup d'œil, qu'elle est, en moyenne, bien plus forte pour les mois chauds que pour les mois froids. Nous constatons aussi qu'elle est très faible chaque fois que le temps a été couvert, et forte chaque fois que le temps a été clair le jour (fort maximum) ou la nuit (minimum très bas). Les précipitations semblent avoir très peu d'influence. Nous avons cherché à déterminer, par des calculs analogues à ceux des pages 185 à 188 l'influence du vent. Nous ne donnerons ici que les valeurs moyennes :

TABLEAU 18. — *Influence de l'insolation et du vent sur l'amplitude de la variation diurne de la température*

Février :

10 années à			
amplitude	amplitude	insolation	vent
	°	h	
faible	5,39	44,29	faible régime W
forte	8,26	128,30	fort régime NE
différence	+ 2,87	+ 84,01	

Juillet :

10 années à			
amplitude	amplitude	insolation	vent
	°	h	
faible	9,89	202,24	régime moyen SW
forte	13,04	295,04	régime moyen NE et N (joran)
différence	+ 3,15	+ 92,80	

Formons dans les deux cas les quotients :

différence d'amplitude / différence d'insolation

$\Delta a / \Delta i$

Février : $2,87 / 84,01 = 0,034$

Juillet : $3,15 / 92,80 = 0,034$

Ceci nous montre que l'amplitude de la variation diurne de la température est proportionnelle à la durée d'insolation. *Le vent n'a donc pas d'influence.* Nous pouvions nous y attendre, car il abaissera ou élèvera aussi bien le minimum que le maximum de la journée.

En résumé :

l'amplitude diurne est forte quand la journée et la nuit ont été claires ; *l'amplitude diurne est faible* quand la journée et la nuit ont été très fortement nuageuses, ou même entièrement couvertes (souvent brouillard).

3^e Essais de prévision de la variation thermique

Il est permis de se demander si l'on peut prévoir, à partir de la température de la première moitié de l'hiver, quelle sera celle de la seconde moitié. M. Gerhard SCHINDLER, de Podersam en Bohême, dit que si la somme des températures avant le 15 janvier montre que l'hiver est trop froid, le reste de l'hiver sera également rigoureux. Pour vérifier cette règle, nous avons fait la comparaison des moyennes mensuelles de décembre et février de deux façons différentes :

1^o Pour les 80 ans, de 1864 à 1943, en prenant des moyennes sur 5 ans. Il y a 6 coïncidences et 6 divergences sur un total de 16 cas ;

2^o Pour 5 années où décembre a été particulièrement froid, et pour 5 années où il a été spécialement chaud. Il y a 2 coïncidences et 5 divergences sur ces 10 cas ! Il semble donc que la règle trouvée par M. SCHINDLER ne puisse pas s'appliquer à Neuchâtel.

Remarquons d'ailleurs que la moyenne des températures de la première moitié de l'hiver intervient dans le calcul de la moyenne de l'hiver entier ; cette dernière valeur sera donc influencée !

On peut se demander également si un hiver froid succède forcément à un hiver froid, ou si, au contraire, une certaine alternance a lieu. Nous reproduisons ci-dessous les 20 hivers choisis pour les calculs et considérations des pages 178 à 182 (années 1901 à 1943 seulement) :

TABLEAU 19. — *Liste chronologique de 10 hivers chauds et 10 hivers froids (période 1901-1943)*

Hivers chauds		Hivers froids (moyenne d'hiver)	
Année	Température	Année	Température
1911-1912	3,8	1906-1907	+ 0,5
1915-1916	3,1	1908-1909	- 0,1
1919-1920	2,7	1916-1917	+ 0,8
1920-1921	2,6	1917-1918	+ 0,6
1924-1925	2,8	1923-1924	+ 0,9
1927-1928	2,6	1928-1929	- 0,4
1929-1930	2,9	1933-1934	+ 0,2
1934-1935	2,4	1939-1940	+ 0,5
1935-1936	2,8	1940-1941	+ 0,5
1936-1937	2,9	1941-1942	- 0,6
Moyenne :	+ 2,86	Moyenne :	+ 0,29

On voit qu'il se présente 6 fois une succession directe et 5 fois une alternance. La répartition est donc tout à fait quelconque.

Nous avons cherché graphiquement à établir une correspondance entre la température de l'été et celle de l'hiver, mais nous n'en avons point trouvé.

De même il est facile de voir, dans le tableau des températures de la page 189, qu'à un hiver froid ne succède pas forcément un printemps froid, puisque, pour cet hiver 1941-1942 qui était le plus froid de notre série de 80 ans, les mois de mars, avril et mai sont anormalement chauds !

Nous revenons donc au fait que *la température de l'hiver est régie par les changements des masses d'air qui se produisent tout à fait au hasard*.

On sait que les Scandinaves ont été parmi les premiers pionniers de la météorologie. La théorie norvégienne des fronts, donnée par BJERKNES, a été une contribution importante aux progrès de la météorologie théorique. La compréhension des divers phénomènes atmosphériques liés à la météorologie était plus facile pour les Scandinaves que pour nous, car, en Suisse, les barrières du Jura et des Alpes peuvent inverser localement la situation météorologique, c'est-à-dire provoquer des précipitations pour une situation anticyclonique (rétentions nuageuses) ou produire de belles éclaircies pour une situation dépressionnaire (effet föhnique). De plus, en Scandinavie, et tout spécialement sur la côte ouest de Norvège, les cyclones arrivent à un stade moins avancé de leur évolution qu'en Suisse, ce qui facilite l'étude de leur constitution et de leur évolution (fronts, secteurs, occlusions, etc.).

Du fait que l'étude approfondie des différents phénomènes météorologiques a pu être réalisée en Scandinavie mieux que chez nous, il est intéressant de se demander s'il existe une relation entre le climat scandinave et le nôtre.

Nous nous sommes contenté ici de voir si des coïncidences se produisaient pour les températures mensuelles de janvier et nous avons comparé la liste des mois de janvier spécialement chauds ou froids en Scandinavie (SANDSTRÖM, 1942, p. 1), de 1871 à 1930, à nos valeurs pour la période correspondante.

La moyenne mensuelle de janvier, sur 80 ans, étant à Neuchâtel de $-0^{\circ}4$, nous avons choisi comme critère de corrélation cette valeur moyenne de $-0^{\circ}4$. Si donc (voir tableau ci-dessous) nous trouvons que le mois de janvier 1872 (chaud en Scandinavie) a une température mensuelle supérieure à $-0^{\circ}4$ chez nous, nous indiquerons la coïncidence par le signe +. Si nous trouvons, au contraire comme en 1880, une température mensuelle inférieure à $-0^{\circ}4$ chez nous, nous indiquerons la divergence par le signe -. Pour les mois de janvier signalés comme froids en Scandinavie, ce sera naturellement le contraire : le signe + indiquera aussi une coïncidence, mais la température sera cette fois inférieure à $-0^{\circ}4$; le signe - indiquera une divergence, mais la température sera chez nous supérieure à $-0^{\circ}4$.

TABLEAU 19 a. — *Comparaison des températures mensuelles de janvier en Scandinavie et à Neuchâtel*

Janvier chaud	Janvier froid
1872 +	1871 +
1873 +	1895 +
1874 +	1875 -
1880 -	1912 -
1882 -	1877 -
1884 +	1913 -
1887 -	1881 +
1889 -	1915 +
1890 +	1885 +
1896 -	1917 +
11 coïncidences = 55 %	1892 +
9 divergences = 45 %	1918 -
	1893 +
	1922 -
	8 coïncidences = 57 %
	6 divergences = 43 %

Nous voyons ici qu'il ne semble exister *aucune corrélation entre les températures mensuelles de janvier en Scandinavie et chez nous*. Nous pouvions nous en douter, car d'une part, si nous consultons les cartes publiées par SANDSTRÖM (fig. 1 et 2, pl. I, hors texte), nous constatons que la Suisse est située dans la zone marginale extrême des déviations de température qui intéressent la Scandinavie ; d'autre part, si nous considérons qu'un système dépressionnaire a, en moyenne, un diamètre qui varie entre 1000 et 2000 km, et que la distance entre la Scandinavie et la Suisse est aussi d'environ 2000 km, il est bien peu probable qu'une situation météorologique semblable ait lieu simultanément aux

deux endroits. Comme en hiver ce n'est pas la durée d'insolation, mais le changement des masses d'air qui régit la température, nous ne sommes pas étonné de nos résultats.

II. INFLUENCE THERMIQUE DU LAC

Le lac agit de deux façons distinctes sur la température de l'air : 1^o par réflexion de la chaleur incidente ; 2^o par échange thermique direct (absorption, puis restitution).

1^o Réflexion

La réflexion ne jouera pas un grand rôle pour notre lac, car ses rives sont trop basses (le Léman est plus favorisé à cet égard). Le soleil est trop haut en été et ses rayons sont renvoyés vers le ciel : à part les falaises de Cortaillod, il n'y a aucune rive abrupte pour les recueillir. Les plus fortes pentes de Chaumont et de la chaîne Montagne de Boudry-Mont-Aubert sont de l'ordre de 50 à 60 %, ce qui correspond à un angle de 27° à 31° avec l'horizontale. C'est donc seulement en hiver, et en été aux heures les moins chaudes de la journée,

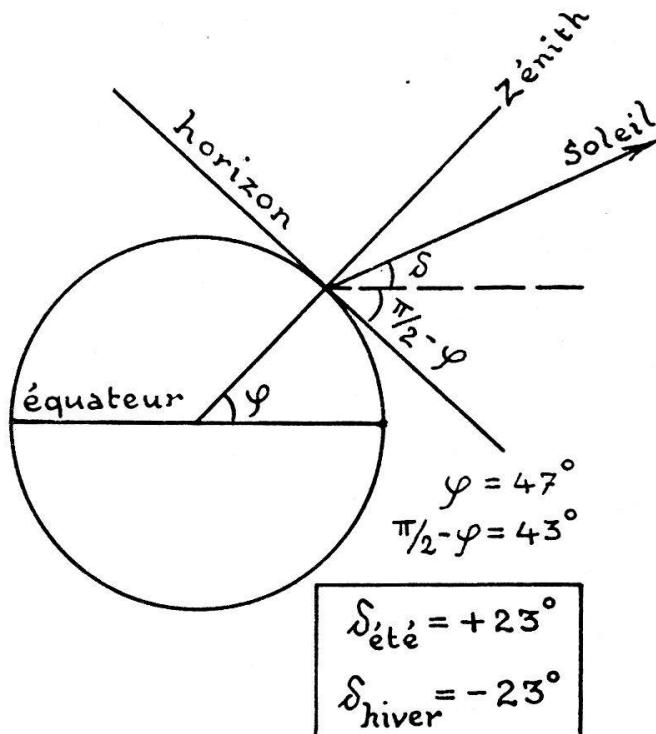


Fig. 14 a. — Hauteur du soleil à midi local.

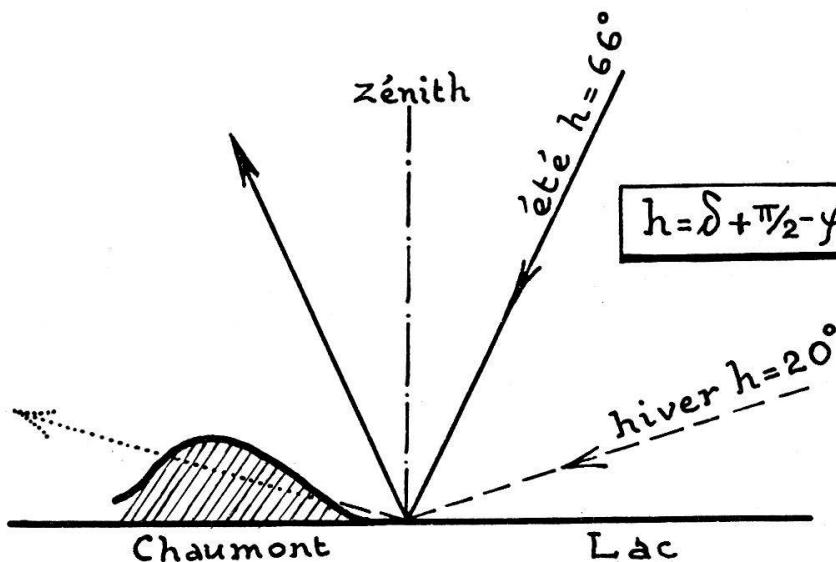


Fig. 14 b. — Hauteur du soleil à midi local.

que les pentes orientées vers le sud recevront un peu de chaleur réfléchie par le lac (voir « Intensité du rayonnement solaire au sol », tableau p. 183). De plus, en hiver, le brouillard est fréquent et il empêche le lac de fonctionner comme miroir.

2^o *Echange thermique direct*

On calcule facilement qu'un mètre cube d'eau peut, par son refroidissement, réchauffer 3250 mètres cubes d'air (von HANN, 1901, p. 86, note 3). On conçoit donc que l'influence thermique du lac ne soit pas négligeable.

En surface, la température du lac atteint 20° en été, et 4° en hiver. Les eaux s'ordonnant, de la surface au fond, par densité croissante, on peut s'attendre à ce que la température des eaux profondes soit voisine de 4° et reste à peu près constante (en réalité environ 4°,6 pour notre lac, voir GUYOT, 1939, p. 25 et 28). Si l'on considère les poids spécifiques de l'eau à 0° et à 20°, on a :

Différence :	Saison :
à 0° : 0,99987	Hiver (température la plus basse possible).
4° : 1,00000	0,00013
20° : 0,99823	Eté (température moyenne).

Nous voyons que la différence de poids spécifique entre l'eau de surface (0° et 20°) et l'eau de fond (4°) est *plus de dix fois plus forte en été qu'en hiver*. Un brassage mécanique (vent) amènera donc beaucoup plus facilement les eaux profondes à la surface en hiver qu'en été. Cela aura pour conséquence que *le réservoir thermique des eaux profondes* (qui devrait abaisser la température en été et l'élever en hiver) *agira mieux en hiver qu'en été*. Il faudra vraisemblablement d'assez longues périodes sans vent, en hiver, pour que toute la surface puisse se prendre en glace.

Comme l'eau a un grand pouvoir absorbant pour les radiations calorifiques, mais que sa conductibilité thermique est faible, on comprendra que seules les couches superficielles s'échaufferont, formant une mince pellicule d'eau tiède. Pour une température d'environ 20° l'énergie rayonnée (pendant la nuit par exemple) n'est pas très grande, et on s'explique alors que :

1^o En été la température de l'eau de surface suive de très près celle de l'air ;

2^o La température moyenne mensuelle de l'eau puisse dépasser, dès le mois de juin, celle de l'air (accumulation de la chaleur emmagasinée).

Le graphique ci-contre n'a pas été tracé point par point, car nous ne disposons pas encore de valeurs moyennes pour la température du

lac. Le graphique qui correspondrait aux mesures faites en 1938 (GUYOT, 1939, table p. 22) présente des irrégularités que nous avons égalisées à l'œil pour obtenir une variation annuelle moyenne.

Nous voyons que la température de l'air et celle de l'eau à 0,1 m de profondeur présentent une différence de 2° à 3° en été (eau plus chaude

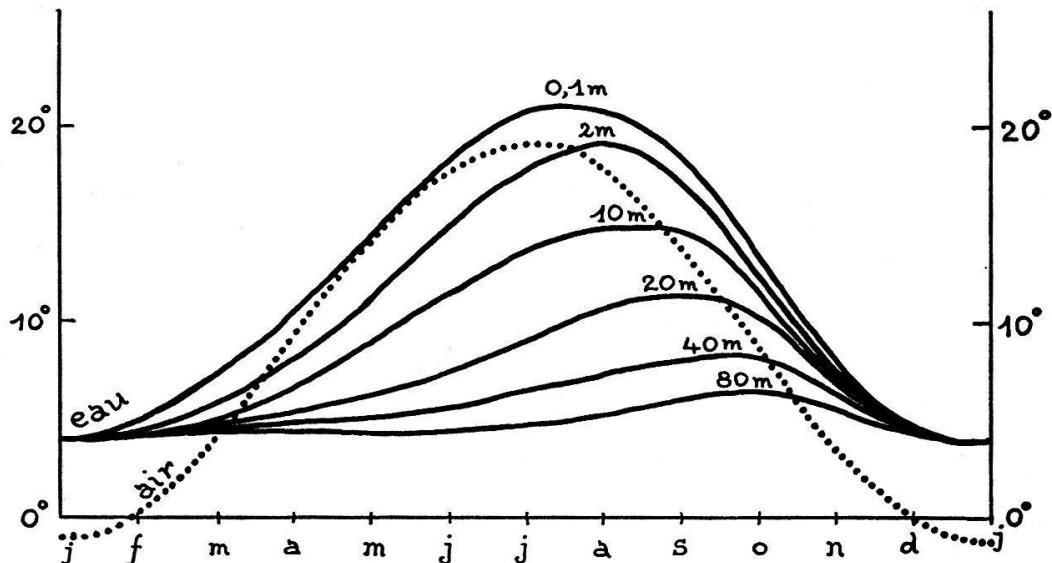


Fig. 15. — Variation annuelle moyenne de la température du lac.

que l'air) et de 4° à 6° en hiver (eau également plus chaude). La forme des deux courbes nous montre que le lac chauffe l'air surtout en automne et en hiver.

L'apport thermique est donc indéniable. Malheureusement nous n'avons aucun chiffre à notre disposition pour nous permettre d'en fixer l'ordre de grandeur.

3^e Effets de la correction des eaux du Jura

Nous voulons pourtant essayer de montrer quel a été l'effet de la correction des eaux du Jura sur le climat local.

Les travaux de correction ont duré 20 ans, et nous pouvons distinguer les périodes suivantes :

- a) avant la correction jusqu'en 1868,
- b) pendant 1869-1888,
- c) après depuis 1889.

Les modifications subies par le lac ont été (QUARTIER, 1947, p. 142) :

- 1^o Un abaissement moyen du niveau de 2,73 m,
- 2^o Une diminution de la surface libre d'environ 18 km²,
- 3^o Une diminution de volume d'environ 2 km³.

Comme c'est surtout la surface libre qui joue un rôle dans l'échange thermique direct, on peut admettre que celui-ci a légèrement diminué.

L'ancienne surface étant de 235 km², la diminution de l'effet thermique devrait être de 7 à 8 %. Nous ne pensons pas que cette diminution aura été sensible.

Mais la correction a complètement modifié la physionomie de la variation annuelle du niveau moyen du lac (dont dépend la surface libre).

Avant la correction les hautes eaux se produisaient en avril, mai et juin ; les basses eaux en août, septembre, octobre et novembre. La rapide diminution de niveau entre juin et août permettait aux eaux de surface, relativement chaudes, d'être évacuées par la Thielle. La capacité d'échange thermique était ainsi fortement diminuée pour l'hiver à venir.

Après la correction le lac de Neuchâtel est devenu, par l'intermédiaire du lac de Bienne, un lac alpin, c'est-à-dire que son niveau est régi par la fonte des glaciers du bassin de l'Aar. Après les basses eaux de février et mars, le niveau monte rapidement jusqu'en juin où la cote maxima est atteinte. L'écoulement dans le lac de Bienne est ralenti, quelquefois même la Thielle refoule. De juin à novembre (inclus) la diminution de niveau est lente ; la surface libre est donc, relativement, plus grande, ce qui aura pour résultat d'adoucir la température de l'automne et du début de l'hiver (QUARTIER, 1947, graphique p. 146).

Les disponibilités thermiques du lac sont ainsi mieux réparties au cours de l'année, et l'effet sur le climat semble nettement favorable.

Nous venons de voir la corrélation étroite entre la température moyenne de l'été et la date des vendanges (p. 175). Avant la correction, entre 1781 et 1848, elle tombe, en moyenne, le 13 octobre. Après la correction, entre 1887 et 1945, elle tombe le 7 octobre ! Ces 6 jours d'avance correspondent environ à un demi-degré de hausse pour la température de l'été. Nous pensons donc que, malgré ce qu'en disent certains vignerons, la correction des eaux du Jura a été favorable au vignoble.

La répartition des brouillards (humidité relative) et de l'humidité absolue (teneur en vapeur d'eau, en g/m³) au cours de l'année n'entre pas dans le cadre de notre étude. Elle joue pourtant un grand rôle dans toutes ces questions d'échanges thermiques dont la répercussion se fait sentir sur la végétation et la faune riveraine. Il faudrait en tenir compte également pour une étude climatopathologique de la région.

QUATRIÈME PARTIE

Comparaison à d'autres stations

Nous allons maintenant comparer le climat thermique de Neuchâtel à celui d'autres stations. Pour pouvoir le faire avec profit, il faut introduire des corrections d'altitude et de latitude.

I. FORMULES DE CORRECTION DE LA TEMPÉRATURE EN FONCTION DE L'ALTITUDE

Une masse d'air qui s'abaisse subit, du fait de la compression adiabatique, un réchauffement de $1^{\circ}/100$ m, sous notre latitude. Pour une masse d'air saturée d'humidité ce réchauffement diminue de moitié. On peut donc s'attendre à trouver en réalité un gradient vertical voisin de $0^{\circ},5/100$ m (von HANN, 1897, p. 239 à 246).

En fait on trouve pour les tropiques $0^{\circ},56/100$ m et pour les zones subtropicales $0^{\circ},57/100$ m. HIRSCH donne pour la Suisse (von HANN, 1897, p. 242, et MAURER, BILLWILLER, HESS, 1909, Erster Band, p. 65 et 66) :

Versant S des Alpes : $0^{\circ},69/100$ m.
Versant N des Alpes : $0^{\circ},55/100$ m.

On a donc pour Neuchâtel :

T_0 : température réduite au niveau de la mer.
 $T_0 = T + 0,55 h$ T : température à l'altitude considérée.
 h : altitude en hectomètres.

TABLEAU 20. — *Températures non réduites*

Stations	Lugano	Bâle	Genève	N'tel	Z'ch	Sion	Berne	Chx-Fds	Säntis
Altitude	276	277	405	488	493	549	572	985	2500 m/M.
Mois	°	°	°	°	°	°	°	°	°
Janvier	1,6	0,4	0,4	- 0,4	- 0,9	- 0,7	- 1,6	- 2,2	- 8,6
Février	3,3	2,1	2,0	1,0	0,8	1,7	0,2	- 1,4	- 8,8
Mars	7,0	5,2	5,1	4,4	4,2	5,5	3,6	1,2	- 7,4
Avril	11,1	9,3	9,1	8,8	8,6	10,1	8,0	4,6	- 4,7
Mai	15,3	13,5	13,5	13,2	13,0	14,5	12,4	9,9	- 0,2
Juin	19,1	16,8	17,0	16,8	16,3	17,7	15,8	12,8	2,8
JUILLET	21,3	18,7	19,2	18,8	18,1	19,4	17,8	15,0	4,8
Août	20,4	17,7	18,3	18,0	17,2	18,3	16,8	14,1	4,8
Septembre	17,0	14,5	15,0	14,7	14,0	15,1	13,5	11,1	2,7
Octobre	11,5	9,4	9,6	9,1	8,6	9,6	8,0	6,7	- 0,9
Novembre	6,2	4,7	4,9	4,2	3,7	4,3	3,1	1,7	- 4,7
Décembre	2,7	1,4	1,5	0,7	0,2	0,2	- 0,6	- 0,6	- 7,3
Année	11,4	9,5	9,6	9,1	8,6	9,6	8,1	6,1	- 2,3
Amplitude	19,7	18,3	18,8	19,2	19,0	20,1	19,4	17,2	13,6

Nous voyons directement, d'après ce tableau, que Neuchâtel a un climat presque semblable à celui des autres stations du Plateau suisse. On voit aussi que l'amplitude de la variation annuelle diminue avec l'altitude et que, pour les stations de montagne, les températures extrêmes sont retardées. La barrière des Alpes a aussi une très grande importance climatologique, à cause des rétentions nuageuses et des effets fœhniques qu'elle peut produire. Pour aller plus loin, il est nécessaire de considérer les températures réduites.

TABLEAU 21. — *Températures réduites au niveau de la mer (stations groupées par ordre de latitude croissante)*

Latitude env.		T	+ 0,55 h =	T ₀	Amplit.	Remarques
46° 00'	Lugano *	+ 11,4	+ 1,9 = +	13,3	19,7	versant S des Alpes
46° 15'	Genève	+ 9,6	+ 2,3 = +	11,9	18,8	forte influence du lac
46° 15'	Sion	+ 9,6	+ 3,0 = +	12,6	20,1	vallée bien protégée
46° 55'	Berne	+ 8,1	+ 3,1 = +	11,2	19,4	Plateau
47° 00'	Neuchâtel	+ 9,1	+ 2,7 = +	11,8	19,2	forte influence du lac
47° 10'	Chx-Fds	+ 6,1	+ 5,4 = +	11,5	17,2	station d'altitude
47° 15'	Säntis	- 2,3	+ 13,7 = +	11,4	13,6	sommet des Préalpes
47° 25'	Zurich	+ 8,6	+ 2,7 = +	11,3	19,0	faible influence du lac
47° 35'	Bâle	+ 9,5	+ 1,5 = +	11,0	18,3	versant N du Jura

* pour Lugano : T + 0,69 h = T₀

Les températures réduites T₀ sont légèrement différentes les unes des autres. Il faut voir là l'influence de la situation géographique (qui détermine la plus ou moins grande continentalité du climat) et des nappes d'eau environnantes (réservoir de chaleur). On voit que Genève, située en avant de la barrière du Jura, bénéficie d'un climat plus océanique que les stations du Plateau. Lugano, au sud des Alpes, a nettement un climat plus chaud. Berne et Zurich ont un climat un peu plus continental que Neuchâtel : moyenne annuelle plus basse, amplitude plus forte. Bâle, étant située au-delà du Jura, jouit d'un climat plus océanique, mais comme c'est la station la plus septentrionale de notre série, sa température moyenne T₀ est la plus faible. Sion, se trouvant dans une vallée très bien protégée, se distinguera par une insolation plus forte, donc une température plus élevée et une amplitude augmentée. La Chaux-de-Fonds et Säntis sont des stations d'altitude ; leur amplitude sera donc faible.

L'amplitude de la variation annuelle de la température est influencée par l'altitude, et on trouve, pour la Suisse occidentale (von HANN, 1901, p. 133, note 2) :

A : amplitude annuelle.

$$A = 21^{\circ},45 - 0,22 \text{ h}$$

h : altitude en hectomètres.

A l'aide de cette formule on peut déterminer l'altitude à partir de laquelle il n'y a plus de variation annuelle. Pour A = 0, on trouve environ h = 9200 m/M. Cette altitude s'entend naturellement à l'air libre. Dans les hautes vallées assez fermées (Engadine, Brévine, etc.)

on trouve de nouveau une forte amplitude, car l'air froid, descendant, s'y accumule pendant la nuit (surtout les nuits claires de l'hiver).

Sous les tropiques, l'amplitude annuelle est beaucoup plus faible qu'aux latitudes élevées ; il est donc compréhensible que l'altitude à partir de laquelle il n'y a plus de variation annuelle soit moindre. On trouve environ $h = 5000$ m/M, et on observe déjà des neiges éternelles relativement bas (sur le Chimborazo à 6253 m/M, on note -6° en janvier et -8° en juillet (von HANN, 1901, p. 134, note 1).

II. FORMULES DE CORRECTION DE LA TEMPÉRATURE EN FONCTION DE LA LATITUDE

On a essayé de trouver des relations simples pour déterminer la température d'un lieu en fonction de sa latitude (la température étant d'abord réduite au niveau de la mer), mais les résultats ont été décevants, car la température dépend trop de particularités géographiques locales : pour des stations situées au bord de la mer, de façon identique, on trouve encore des températures différentes ! La seule chose qu'on ait pu calculer par des formules est la *température moyenne d'un parallèle donné* (von HANN, 1901, p. 138 à 154).

Nous indiquons ci-dessous trois de ces formules :

$T_L = -17,8 + 44,9 \cos^2(L - 6,5)$: formule simplifiée, donnée par FORBES et valable seulement pour l'hémisphère nord (von HANN, 1901, p. 150).

$T_L = -10,8 + 32,9 \cos L^{5/4} + 21,2 T \cos 2L$: formule donnée également par FORBES (von HANN, 1901, p. 151).

$T_L = -2,43 + 17,6 \cos L + 7,1 \cos 2L + 19,3 T \cos 2L$: formule donnée par SPITALER (von HANN, 1901, p. 152).

L : latitude T : % des terres.

Les deux dernières formules tiennent compte de la répartition des terres et des mers le long du parallèle considéré.

A titre d'exemple nous avons calculé, à l'aide de la première formule simplifiée, la température des parallèles de Paris, Vienne, Madrid et Athènes. Nous pouvons nous attendre à une température moyenne assez haute et une amplitude annuelle faible pour un climat maritime ; et à une température moyenne plus basse et une forte amplitude annuelle pour un climat continental. C'est bien ce que nous voyons dans le tableau ci-dessous.

TABLEAU 22. — *Comparaison de quatre stations (températures réduites)*

	Th	T_0	T_L	$T_0 - T_L$	Ampl.	Lat.	Climat
Paris	10,2	10,4	6,8	+ 3,6	15,6	$48^\circ 48'$	climat assez maritime
Vienne	9,6	10,6	7,2	+ 3,4	21,7	$48^\circ 15'$	climat assez continental
Madrid	13,8	17,1	13,0	+ 4,1	20,5	$40^\circ 24'$	climat continental
Athènes	17,3	17,8	14,8	+ 3,0	17,5	$37^\circ 58'$	climat maritime

Nous voyons que les températures observées sont de 3° à 4° trop fortes ($T_0 - T_L$). Il s'agit là de l'influence thermique de la présence du continent. En effet, si tout l'hémisphère nord était constitué par un océan, la température moyenne vaudrait 13°,8 ; si, au contraire, il était constitué par de la terre ferme, la température moyenne vaudrait 20°,2 (von HANN, 1901, p. 512).

Nous donnons encore ci-dessous les valeurs non réduites de quelques stations :

	Lat.	Alt. m/M	T. moyen.	Min.	Max.	Ampl.
Werkjansk	67° 33'	112	— 16,2	— 50,4	+ 15,6	66,0
Oslo	59° 55'	25	5,8	— 4,0	17,4	21,4
Moscou	55° 50'	164	3,6	— 10,8	18,0	28,8
Prague	50° 05'	197	9,2	— 1,1	19,3	20,4
Paris	48° 48'	50	10,2	2,6	18,2	15,6
Vienne	48° 15'	202	9,6	— 1,6	20,1	21,7
Neuchâtel	47° 00'	488	9,1	— 0,4	18,8	19,2
Milan	45° 28'	147	12,9	1,3	23,8	22,5
Madrid	40° 24'	655	13,8	4,6	25,1	20,5
Athènes	37° 58'	107	17,3	9,1	26,6	17,5
Alexandrie	31° 12'	32	20,3	14,0	26,2	12,2
Bombay	18° 55'	11	27,0	24,2	29,9	5,7
Batavia	— 6° 11'	7	26,1	25,5	26,6	1,1
Capetown	— 33° 56'	12	16,8	12,6	21,1	8,5
Adélaïde	— 34° 56'	43	17,2	11,0	23,4	12,4

(chiffres tirés de UTTINGER, 1940, tableau p. 34)

Comme on le voit, les températures varient de façon très appréciable à la surface du globe, et on peut difficilement comparer entre elles les diverses stations. Près des tropiques, à Batavia par exemple, la courbe annuelle est très aplatie et présente deux maxima et deux minima ; à Bombay le maximum a lieu en mai, à cause de la mousson de juin qui empêche une élévation de température.

III. COUPE CLIMATOLOGIQUE A TRAVERS LE JURA

Nous allons maintenant appliquer les formules de correction en fonction de l'altitude et en fonction de la latitude à quatre stations choisies de manière à former une coupe climatologique à travers le Jura.

Nous allons comparer les climats thermiques de :

	Lat.	N. env.	Dates des observations
Berne	572	m/M	46° 55'
Neuchâtel	488	m/M	47° 00'
La Chaux-de-Fonds	985	m/M	47° 07'
Besançon	312	m/M	47° 15'

Nous avons utilisé les abréviations suivantes :

Sources :

Ber : Berne

UTTINGER, 1940

Neu : Neuchâtel

chiffres du présent travail

Cdf : La Chaux-de-Fonds

HOFMAENNER, 1930

Bçn : Besançon

WEIMER-CHOFARDET, 1946.

Nous réduirons les diverses observations à la situation géographique de Neuchâtel.

Nous avons calculé, à l'aide de la formule simplifiées de FORBES (p. 203), les températures moyennes des parallèles de chaque station pour déterminer la correction de latitude, et nous avons trouvé :

$$\begin{array}{ll}
 \text{Ber} = 8,2 & \text{Correction de latitude} = 0,0 \\
 \text{Neu} = 8,2 & \text{---} \\
 \text{Cdf} = 8,1 & + 0,1 \\
 \text{Bçn} = 8,0 & + 0,2
 \end{array}$$

D'autre part nous avons utilisé la formule : $\Delta t = \pm 0,55 \cdot \Delta h$ (voir p. 201) pour trouver la correction d'altitude. Il faut prendre le signe + si la station considérée est plus élevée que Neuchâtel, le signe - si elle est plus basse.

Correction d'altitude :

$$\begin{array}{l}
 \text{Ber} = + 0,5 \\
 \text{Cdf} = + 2,7 \\
 \text{Bçn} = - 1,0
 \end{array}$$

Correction totale :

$$\begin{array}{l}
 \text{Ber} = + 0,5 + 0,0 = + 0,5 \\
 \text{Cdf} = + 2,7 + 0,1 = + 2,8 \\
 \text{Bçn} = - 1,0 + 0,2 = - 0,8
 \end{array}$$

TABLEAU 23. — Température mensuelle, annuelle, saisonnière et amplitude annuelle.

	Non réduite				Réduite à Neuchâtel			
	Ber	Neu	Cdf	Bçn	Ber	Neu	Cdf	Bçn
Janvier	- 1,6	- 0,4	- 2,2	+ 1,1	- 1,1	- 0,4	+ 0,6	+ 0,3
Février	0,2	1,0	- 1,4	2,5	0,7	1,0	1,4	1,7
Mars	3,6	4,4	1,2	5,9	4,1	4,4	4,0	5,1
Avril	8,0	8,8	4,6	9,5	8,5	8,8	7,4	8,7
Mai	12,4	13,2	9,9	13,6	12,9	13,2	12,7	12,8
Juin	15,8	16,8	12,8	16,9	16,3	16,8	15,6	16,1
Juillet	17,8	18,8	15,0	18,6	18,3	18,8	17,8	17,8
Août	16,8	18,0	14,1	18,3	17,3	18,0	16,9	17,5
Septembre	13,5	14,7	11,1	15,5	14,0	14,7	13,9	14,7
Octobre	8,0	9,1	6,7	10,4	8,5	9,1	9,5	9,6
Novembre	3,1	4,2	1,7	5,6	3,6	4,2	4,5	4,8
Décembre	- 0,6	0,7	- 0,6	2,0	- 0,1	0,7	2,2	1,2
Année	8,1	9,1	6,1	10,0	8,6	9,1	8,9	9,2
Hiver	- 0,7	0,4	- 1,4	1,9	- 0,2	0,4	1,4	1,1
Printemps	8,0	8,8	5,2	9,7	8,5	8,8	8,0	8,9
Eté	16,8	17,9	14,3	18,1	17,3	17,9	17,1	17,3
Automne	8,2	9,3	6,5	10,4	8,7	9,3	9,3	9,6
Amplitude	19,4	19,2	17,2	17,5	19,6	19,2	18,3	17,1

Les températures non réduites montrent que La Chaux-de-Fonds a la température la plus basse, du fait de l'altitude. Ensuite viennent Berne, puis Neuchâtel, enfin Besançon qui est la plus chaude des quatre stations. La plus forte différence des moyennes annuelles (Cdf-Bçn) vaut environ 4°.

Les températures réduites à la situation géographique de Neuchâtel montrent une égalisation très sensible. La plus forte différence entre les moyennes annuelles (Ber-Bçn) a été ramenée à $0^{\circ},6$.

Si nous comparons les températures réduites de Berne et de Neuchâtel, nous voyons qu'elles coïncident presque (écart seulement $0^{\circ},3$) pendant toute la montée du printemps. En été, en automne et en hiver, l'écart augmente et Neuchâtel est nettement plus chaud que Berne. Comme les deux stations se trouvent situées du même côté du Jura, il faut voir là un effet du lac qui élève surtout la température de l'automne et de l'hiver. On peut donc admettre que la continentalité légèrement plus forte du climat de Berne est due avant tout à l'absence de lac.

Si nous comparons maintenant les températures réduites de La Chaux-de-Fonds et de Neuchâtel, nous voyons que, relativement, la température de La Chaux-de-Fonds est trop élevée en hiver et trop faible en été. L'amplitude annuelle est diminuée à cause de l'altitude (soleil en hiver, voir p. 202). La valeur relativement trop faible du mois d'avril (différence = $1^{\circ},4$) est vraisemblablement due à la perte de calories, qui correspond à la fonte des neiges.

Si, pour terminer, nous comparons les températures réduites de Besançon et de Neuchâtel, nous trouvons également, pour Besançon, une température relativement trop forte en hiver et trop faible en été, mais, cette fois-ci, ce n'est plus à cause de l'altitude. Besançon se trouvant situé en avant du Jura jouit d'un climat plus océanique : la température annuelle est plus haute et l'amplitude est plus faible.

Pour pouvoir comparer les amplitudes annuelles, nous avons utilisé la formule : $A = 21,45 - 0,22 h$ (voir p. 202) pour calculer l'amplitude théorique qui correspond à l'altitude de chaque station.

Nous avons trouvé :

Ber = 20,2	Correction d'altitude : Ber = + 0,2
Neu = 20,4	Neu = —
Cdf = 19,3	Cdf = + 1,1
Bçn = 20,8	Bçn = — 0,4

Nous n'avons pas introduit de correction de latitude, car elle est très difficile à déterminer (ANGOT, 1899, p. 66 et 67). Du reste la différence de latitude entre Besançon et Berne n'étant que de $20'$ d'arc, la correction serait relativement faible.

Nous avons trouvé les amplitudes réduites suivantes :

Ber = 19,6
Neu = 19,2
Cdf = 18,3
Bçn = 17,1

En résumé, la barrière du Jura vaut à Neuchâtel un climat plus continental que celui de la Franche-Comté, mais il est tempéré par la

présence du lac. (Les précipitations nous montreraient aussi l'influence du Jura : Besançon, moyenne annuelle 1885-1944 = 1107 mm ; Neuchâtel, moyenne annuelle 1864-1930 = 952 mm.)

IV. DIAGRAMMES DE THERMOISOPLÈTHES

Si l'on veut comparer avec profit les variations de température de plusieurs stations, il est indiqué de tenir compte non seulement de la variation annuelle, mais aussi de la variation diurne de la température.

On peut représenter ces deux variations simultanément sous une forme simple par les diagrammes de thermoisoplèthes (voir TROLL, 1943). En abscisse on reporte les mois au cours de l'année, en ordonnée les heures de la journée de 0 à 24 heures, et dans la troisième dimension, perpendiculaire aux deux autres, on reporte la température. Des lignes chronoisothermiques, ou thermoisoplèthes, dessineront sur le graphique des sortes de courbes de niveau qui rendront compte aussi bien de la variation diurne que de la variation annuelle de la température.

Nous avons établi deux de ces diagrammes de thermoisoplèthes pour Neuchâtel ; l'un pour les 10 années dont la *moyenne annuelle* est la plus basse, l'autre pour les 10 années dont la moyenne annuelle est la plus haute, sur les 80 ans dont nous disposons. Remarquons que ces années, dont la moyenne annuelle est extrême, ne coïncideront pas forcément avec celles dont la moyenne d'hiver est extrême (voir p. 195), car les premières portent sur les années 1864-1943, et les secondes sur les années 1901-1943.

Nous avons choisi :

TABLEAU 24. — *Liste de 10 années chaudes et 10 années froides (période 1864-1943)*

Années les plus chaudes		Années les plus froides	
Année	Moyenne	Année	Moyenne
1868	10,41	1879	7,18
1943	10,40	1896	7,83
1921	10,38	1887	7,86
1928	10,31	1890	7,97
1911	10,21	1888	8,07
1934	10,16	1891	8,08
1866	9,96	1889	8,10
1900	9,95	1871	8,13
1872	9,89	1864	8,27
1904	9,87	1917	8,39
Moyenne	10,154	Moyenne	7,988

Les deux diagrammes publiés ici sont calculés à l'aide des trois observations journalières seulement (7 h 30, 13 h 30 et 21 h 30). Il sera possible de préciser ces données à l'aide des thermogrammes et de tracer ces courbes à l'aide de 24 points par jour. Pour le moment nous nous contentons de les tracer avec 36 points, chacun moyen de 10 valeurs choisies dans 10 années différentes.

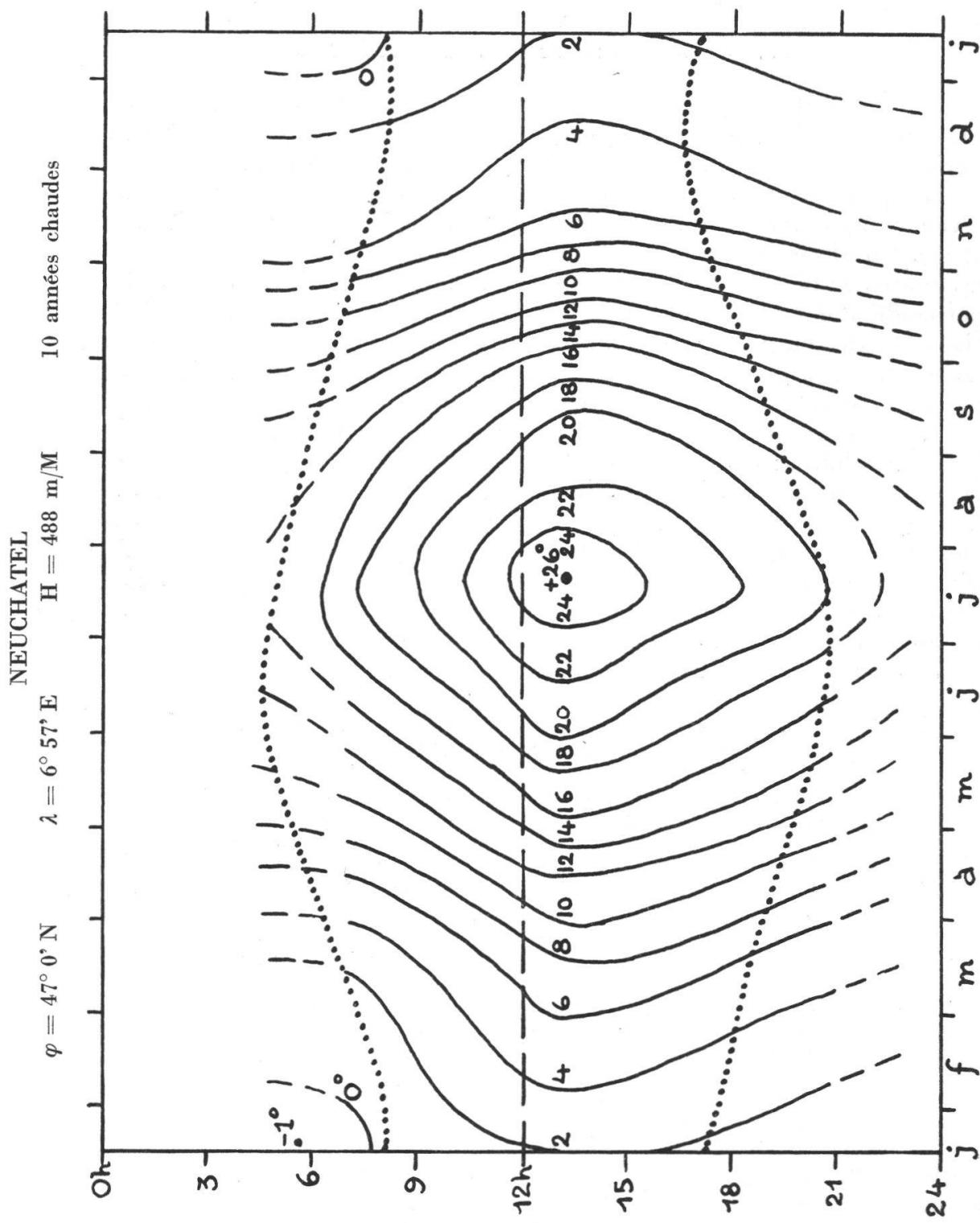
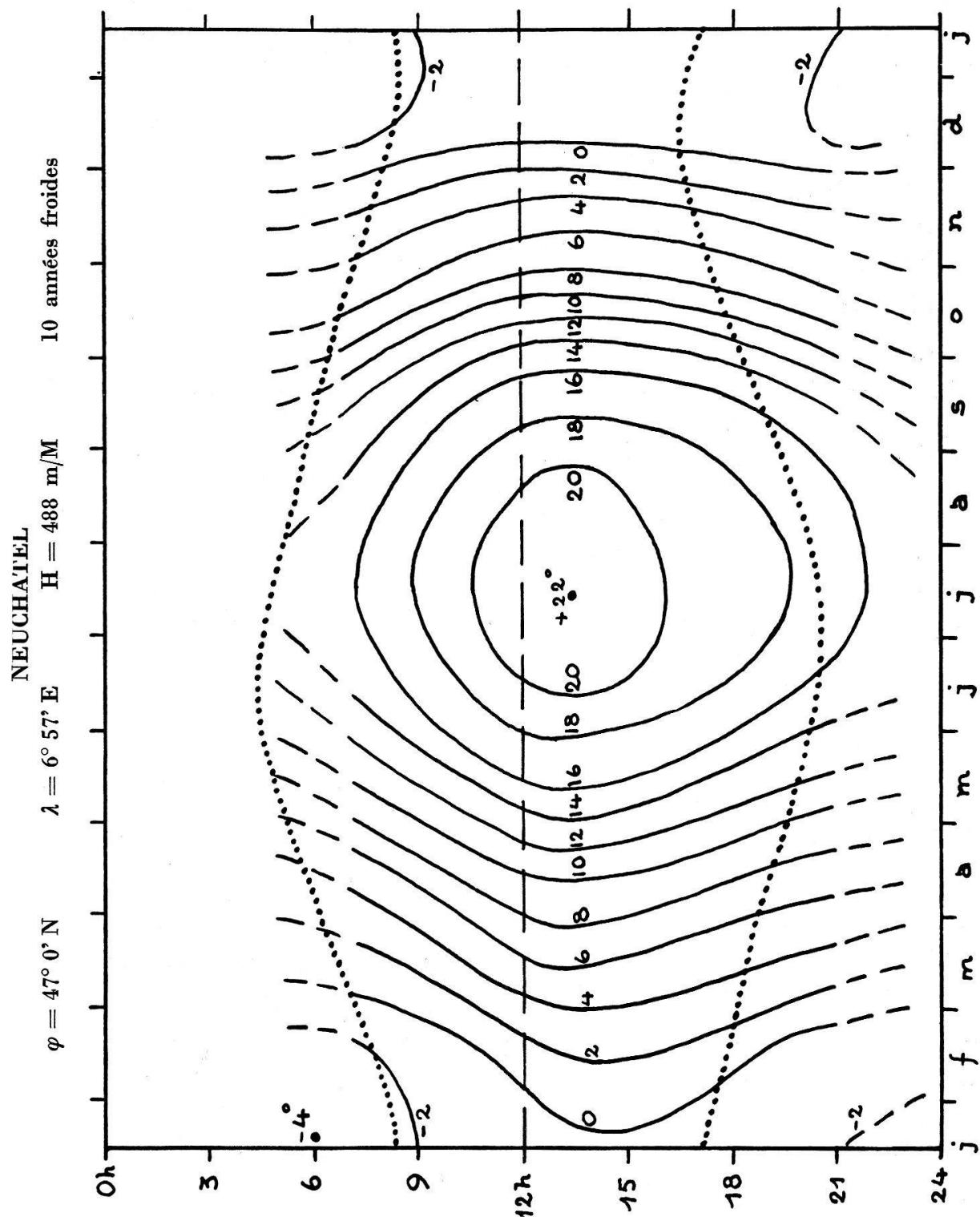


Fig. 16a.— Diagramme de thermoïsoplèthes pour 10 années chaudes (série 1864-1943).



En comparant nos diagrammes à ceux publiés par TROLL (1943, table 14), nous voyons que, parmi les climats typiques donnés, c'est celui de Klagenfurt (lat. $46^{\circ} 37' N$; long. $14^{\circ} 18' E$; alt. 446 m/M) qui se rapproche le plus de celui de Neuchâtel. Il n'y a là rien d'étonnant, puisque les autres exemples (Helsinki, Oxford, Tombouctou, Quito, etc.) se trouvent dans des régions très éloignées et présentent des caractéristiques thermiques très différentes de celles de Neuchâtel.

Comparaison des températures extrêmes

Klagenfurt :

minimum : — $7,1^{\circ}$: janvier, vers 7 h du matin.
maximum : + $23,8^{\circ}$: juillet, vers 14 h.
amplitude : 30,9

Neuchâtel :

minimum : — 1,0 : pour les années chaudes } janvier, vers 6 h du
 — 4,0 : pour les années froides } matin.
maximum : + 26,0 : pour les années chaudes } juillet, vers 13 h 30.
 + 22,0 : pour les années froides }
amplitude : 27,0 : pour les années chaudes
 26,0 : pour les années froides.

Conclusion : La température est plus haute pour Neuchâtel que pour Klagenfurt ; l'amplitude est plus faible : donc le climat de Neuchâtel est moins continental que celui de Klagenfurt.

*Comparaison des amplitudes de la variation diurne
et de la variation annuelle de la température*

En général, plus le climat devient continental, plus l'amplitude de la variation diurne augmente, alors que l'amplitude de la variation annuelle augmente un peu moins, ceci, naturellement, pour les climats tempérés. Pour constater la chose facilement, il suffit de compter le nombre des intersections des thermoïsoplèthes ouvertes, soit avec les côtés haut-bas du diagramme, soit avec les côtés gauche-droite. Si le nombre des intersections haut-bas surpassé celui des intersections gauche-droite, cela signifie que l'amplitude de la variation annuelle l'emporte sur l'amplitude de la variation diurne de la température, et vice versa.

Nous trouvons, en ne comptant que les thermoïsoplèthes correspondantes de chaque diagramme :

Forte amplitude annuelle
(haut-bas)

Klagenfurt : 22 intersections,
Neuchâtel : 14 »
 16 »

Forte amplitude diurne
(gauche-droite)

4 intersections,
2 » années chaudes,
0 » années froides.

Si l'on forme les différences entre les intersections « haut-bas » et « gauche-droite », on obtient :

Klagenfurt : 18
Neuchâtel : 12 : années chaudes,
16 : années froides.

Conclusion : Le climat de Neuchâtel est moins continental que celui de Klagenfurt, mais il est plus continental pour les années froides que pour les années chaudes. On peut d'ailleurs voir directement que des deux diagrammes établis pour Neuchâtel, c'est celui des années froides qui ressemble le plus à celui de Klagenfurt.

L'estimation du nombre des intersections n'a pu être faite, pour Neuchâtel, que d'une manière approchée, puisque nous n'avons pas noté les températures de la nuit. Les indications de la journée, qui nous sont mieux connues, nous permettent de voir que le maximum d'été des années froides semble plus aplati que celui des années chaudes. Nous avons vu (p. 183 à 194) qu'en été l'insolation joue un rôle déterminant pour la température. Or nous constatons que la durée moyenne d'insolation valait :

juillet, 10 années à faible insolation = 196,56 heures,
juillet, 10 années à forte insolation = 315,07 heures.

Cette différence, qui est presque du simple au double, suffit sans doute pour expliquer le maximum plus aigu des années chaudes. Il serait intéressant de compléter ces conclusions par un diagramme d'isoplèthes de la nébulosité ; malheureusement, pour le moment, le matériel d'observation fait entièrement défaut.

CONCLUSIONS

Rappelons, pour terminer, quelques caractéristiques thermiques du climat de Neuchâtel :

Température moyenne annuelle (sur 80 ans)	= + 9,10
Température mensuelle la plus haute (juillet) (sur 80 ans)	= + 18,80
Température mensuelle la plus basse (janvier) (sur 80 ans)	= - 0,41
Amplitude	= 19,21
Température journalière la plus haute (21 juillet) (sur 80 ans)	= + 19,57
Température journalière la plus basse (13 janvier) (sur 80 ans)	= - 0,88
Amplitude	= 20,45
Température mensuelle maxima (juillet 1928)	= + 22,9
Température mensuelle minima (décembre 1879)	= - 8,2
Amplitude	= 31,1
Température journalière maxima (14 juillet 1928)	= + 28,1
Température journalière minima (12 février 1929)	= - 17,4
Amplitude	= 45,5
Température absolue maxima (28 juillet 1921)	= + 37,1
Température absolue minima (13 février 1929)	= - 19,9
Amplitude	= 57,0

En conclusion, nous dirons que la variation annuelle de la température à Neuchâtel est due essentiellement à la variation des éléments astronomiques, mais qu'elle est fortement influencée par l'insolation en été, et par le vent en hiver.

Les deux principaux « accidents » que nous voyons sur la courbe de variation annuelle, la mousson de mi-juin et le réchauffement de Nouvel-an, sont vraisemblablement dus tous deux à des changements de masses d'air. M. SCHUEPP montre dans son travail « Ueber die Darstellung und die Realität der meteorologischen Singularitäten » que ce réchauffement de Nouvel-an (pour Zurich) n'est clairement apparent que de 1909 à 1936, avec un petit effet avant-coureur au début du siècle. Avant et après cette période, Nouvel-an est plutôt froid. Pour la mousson de mi-juin, c'est différent ; on la retrouve de 1864 à 1946, sur toute la période d'observation. Les Saints de Glace ne se montrent plus, mais étaient observables, paraît-il, autrefois. Nous n'avons pas poussé nos recherches si loin et nous avons simplement trouvé que les Saints de Glace et l'été de la Saint-Martin présentent actuellement des écarts qui sont du même ordre de grandeur que ceux dus à la simple dispersion statistique, ce qui rend leur réalité douteuse.

La température moyenne annuelle, à Neuchâtel, est de 9°,10 et les extrêmes observés valent + 37°,1 pour le 28 juillet 1921, et - 19°,9 pour le 13 février 1929, ce qui donne une amplitude extrême de 57°,0. L'amplitude moyenne de la variation des températures journalières a été, durant ces 80 ans, de 20°,45.

Le gel nocturne peut se présenter, généralement, du 26 octobre au 20 avril, soit environ 6 mois sur 12. Mais le nombre des jours où se produit le gel nocturne (jours de changement de gel : jch) n'est pas très différent pour les hivers chauds et pour les hivers rigoureux ; aussi ces derniers n'auront pas un très grand effet sur la végétation, sauf s'il se produit des gels brutaux au printemps.

Au cours des dernières décennies la température de l'hiver s'est réchauffée, celle de l'été reste presque inchangée. Ce fait est sans doute dû à un accroissement de l'intensité de la circulation générale des vents.

Nous dirons, pour terminer, que Neuchâtel a un climat thermique semblable à celui de la plupart des stations du Plateau suisse, mais deux faits contribuent à le rendre un peu plus doux :

1^o Sa situation géographique, dans la zone marginale du climat atlantique, qui lui permet d'en ressentir les effets, atténués d'ailleurs par la présence du Jura. Mais l'absence de montagnes transversales à l'est laisse le champ libre aux froides bises continentales. L'alternance du régime des vents du SW et du NE sera donc déterminante pour le climat thermique de Neuchâtel, surtout en hiver lorsque l'influence du vent sur la température de l'air est prépondérante.

2^o Sa situation géographique au bord d'un lac, dont nous avons vu que l'influence thermique était indéniable. Nous avons même pu montrer, à l'aide de la date des vendanges, que cette influence favorable a été encore augmentée par la correction des eaux du Jura.

Le climat thermique de Neuchâtel se définit donc comme un climat tempéré subissant les influences alternantes du climat océanique et du climat continental, mais la présence du lac le rend plus égal et plus aimable.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGOT, Alfred — (1899). *Traité élémentaire de météorologie*. Gauthier-Villars (*Paris*), 417 p., 25 tabelles, 103 fig.
- Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt* (1864-1943). City-Druck A.-G. (*Zürich*).
- GENSLER, Gian-Alfred — (1946). *Der Begriff der Vegetationszeit*. Engadin Press Co. (*Samedan u. St. Moritz*), 141 p., 51 tabelles, 4 fig.
- GUYOT, Edmond — (1933). Variations séculaires des éléments météorologiques à Neuchâtel. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* **57** : 5-44, 9 tabelles, 2 planches.
- (1939). La température du lac de Neuchâtel en 1938. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* **64** : 21-31, 13 tabelles, 4 fig.
- (1940). Calcul des coefficients de corrélation entre le rendement du vignoble neuchâtelois, la température et la durée d'insolation. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* **65** : 5-15, 6 tabelles.
- (1943). La durée d'insolation à Neuchâtel. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* **68** : 21-26, 6 tabelles.
- (1944). Le vent à Neuchâtel en 1943. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* **69** : 105-117, 8 tabelles, 7 fig.
- GUYOT, Edmond et GODET, Charles — (1935). *Le climat et la vigne*. Tirage à part de l'*Annuaire agricole de la Suisse*. Imprimerie fédérative S. A. (*Berne*), p. 17-68, 46 tabelles, 22 fig.
- von HANN, Julius — (1897). *Handbuch der Klimatologie*. I Band : Allgemeine Klimatologie. J. Engelhorn (*Stuttgart*), 404 p., 132 tabelles, 13 fig.
- (1901). *Lehrbuch der Meteorologie*. Tauchnitz (*Leipzig*), 805 p., 459 tabelles, 111 fig., 8 autotypies, 15 cartes.
- (1932). *Handbuch der Klimatologie*. J. Engelhorns nachf. (*Stuttgart*), 444 p., 298 tabelles, 26 fig.
- HOFMAENNER, B. — (1930). *Le climat de La Chaux-de-Fonds*. Fiedler S. A. (*La Chaux-de-Fonds*), 20 p.
- KOHLRAUSCH, F. — (1877). *Leitfaden der praktischen Physik*. Teubner (*Leipzig*), 254 p., 34 tabelles, 29 fig.
- KOEPPEN, Wilhelm — (1931). *Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter & Co. (*Berlin & Leipzig*), 388 p., 55 tabelles, 28 fig.
- MAURER, Julius, BILLWILLER, Robert jr., HESS, Clemens — (1909). *Das Klima der Schweiz*. Komissionverlag Huber & Co. (*Frauenfeld*), vol. I, 1909, 302 p.; vol. II, 1910, 217 p.
- MILANKOVITCH, M. — (1930). *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. Gebrüder Bornträger (*Berlin*), 176 p., 15 tabelles, 21 fig.
- QUARTIER, Archibald — (1947). *Le lac de Neuchâtel*. *Mém. Soc. neuch. Géogr.* Editions de la Baconnière (*Neuchâtel*), 164 p., 35 tabelles, 15 fig., 1 carte.
- SANDSTRÖM, J. W. — (1942). Warm winters and cold winters in Scandinavia. *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik. Acad. Royale de Suède*, vol. **28** A, n° 1, p. 1-3, 6 fig.

- SCHINDLER, Gerhard — (1946). Versuch einer Temperaturprognose eines Winters nach Ablauf seiner Halbzeit mit Hilfe der Kältesummen. *Viertelj. Zch.*, **91** : 261.
- SCHÜEPP, Max. — (1946). Ueber die Darstellung und die Realität der meteorologischen Singularitäten. *Verh. Schw. Nat. Ges.* **1946** : 98-99.
- TIERCY, Georges — (1946). Une vieille question de météorologie. Les gelées nocturnes du mois de mai. *La Fédération horlogère suisse*, n° 5 : 59-65, 6 tabelles, 1 fig.
- TROLL, C. — (1943). Thermische Klimatypen der Erde. *Petermanns Geographische Mitteilungen* **89** : 81-89, 2 fig., 2 planches hors texte (p. 128).
- UTTINGER, H. — (1940). Vom zürcher Klima. Sonderdruck aus den *Zürcher statistischen Nachrichten*, Heft 2, 1940, 46 p., 20 tabelles, 3 fig.
- WAGNER, Arthur — (1940). Klimaänderungen und Klimaschwankungen. *Braunschweig*, 221 p., 31 tabelles, 34 fig.
- WEIMER-CHOFARDET, Madeleine — (1946). Etude du Climat bisontin, déduite de 60 années d'observations (1^{er} décembre 1884 - 30 novembre 1944). *Annales scientifiques de Franche-Comté*, première année, p. 71-101, 21 tabelles, 3 fig.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Introduction	144
Définitions	144
PREMIÈRE PARTIE: Variation de la température	147
I. Etude statistique de la variation annuelle de la température, donnée par 12 points	147
II. Etude statistique de la variation annuelle de la température journalière, donnée par 365 points	150
III. Etude théorique de la variation annuelle de la température	155
IV. Répartition probable des températures entre les extrêmes observés	164
V. Amplitude de la variation diurne de la température	169
VI. Variation séculaire de la température.	170
DEUXIÈME PARTIE: Effets de la température	173
I. Phénologie et climat thermique	173
1 ^o Arrivée des premières hirondelles	173
2 ^o Premier chant du coucou	174
3 ^o Maturité de la vigne	174
a) Date de la floraison de la vigne	174
b) Date des vendanges	175
c) Rendement quantitatif de la vigne	176
II. Considérations sur le gel	176
1 ^o Dates extrêmes des gels observés	177
2 ^o Statistique des jgl, jch et jsg	178
3 ^o Répartition des jgl et jch au cours de l'hiver	180
TROISIÈME PARTIE: Causes de la variation de la température	183
I. Influence de l'insolation et du vent sur la température de l'air	183
1 ^o Moyennes établies sur 10 années	185
2 ^o Exemples des hivers extrêmes 1911-1912 et 1941-1942 .	189
3 ^o Essais de prévision de la variation thermique	194
II. Influence thermique du lac	197
1 ^o Réflexion	197
2 ^o Echange thermique direct.	198
3 ^o Effets de la correction des eaux du Jura.	199
QUATRIÈME PARTIE: Comparaison à d'autres stations	201
I. Formules de correction de la température en fonction de l'altitude	201
II. Formules de correction de la température en fonction de la latitude	203
III. Coupe climatologique à travers le Jura	204
IV. Diagrammes de thermoisoplèthes	207
Conclusions	212
Bibliographie	214