Hydrométéorologie des bassins de haute montagne

par Aimé COUTAGNE

Table des matières

Tome 1 : Etude des facteurs conditionnels du débit

Tome 2 : Etude du régime des débits

Ce document rarissime et presque introuvable (même absent du catalogue général de la Bibliothèque Nationale de France) a été confié à hydrologie.org par la Société Hydrotechnique de France (SHF) qui en possédait un exemplaire qu'elle a bien voulu nous autoriser à reproduire et à diffuser, ce dont nous la remercions bien sincèrement. Sa numérisation a été entreprise par Vazken Andréassian, hydrologue à l'IRSTEA.

SOCIETE HYDROTECHNIQUE DE FRANCE
- 199 -
Rue de Grenelle
PARIS 7
711-2
SOGREAH

HYDROMETEOROLOGIE

des

BASSINS

de

HAUTE MONTAGNE

par

M. Aimé Coutagne

TOME I

ETUDE DES FACTEURS CONDITIONNELS DU DEBIT

Tirage provisoire exécuté par
Electricité de France

Janvier 1954

ETUDE HYDROMETEOROLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DES BASSINS DE HAUTE-MONTAGNE

TABLE DES MATIERES

TOME I.

Pages :

ETUDE DES FACTEURS CONDITIONNELS DU DEBIT

(CHAPITRE I à V)

CHAPITRE I. CARACTERISTIQUES TOPOGRAPHIQUES ET GLACIOLOGIQUES GENERALES D'UN BASSIN DE MONTAGNE.

- Courbes caractéristiques topographiques d'un bassin de montagne 13
- Altitudes caractéristiques 15
- Caractéristiques glaciologiques 15
- Limite inférieure de neiges éternelles 18
- Caractéristiques topographiques et glaciologiques du bassin de l'Arve à Chamonix 18
- Autres bassins nivo-glaciaires des Alpes Françaises 20
- Bassins Suisses 20
- Autres caractéristiques naturelles d'un bassin ... 22
- Interprétation algébrique des caractéristiques hypsométriques 22
- Conclusion : Utilisation des données hypsométriques caractérisant le relief dans l'étude des cours d'eau de montagne 23

CHAPITRE II. CARACTERISTIQUES THERMIQUES.

- Préliminaires 24
- La température de l'air : Comment elle varie, en moyenne, en fonction de l'altitude 25
  - a) Variation annuelle 25
  - b) Variation saisonnière 25
  - c) Variation journalière 25
  - d) Inversion de température 30
- Amplitude diurne et annuelle des variations de la température 30
- Température réduite au niveau de la mer 32
- Caractéristiques hypso-thermiques d'une région ... 32
- Courbes hypsométriques de l'isotherme 0 (courbe moyenne valable pour les Alpes Françaises septentrionales) 33
- Courbes thermo-isoplètes 33
- Indice de chaleur 33
- Coefficient de froidure 35
- Détermination du coefficient de froidure, pour la courbe de l'isotherme 0 35
- Courbe de probabilité des températures journalières négatives 35

- La température du sol et l'insolation 38
- La radiation solaire et la température mesurée au soleil 43
- La radiation solaire et la température moyenne usuelle 43
- La radiation solaire et l'altitude 49
- Le pouvoir fondant de l'atmosphère : formule empirique l'exprimant en fonction de la température et de l'altitude (Alpes Françaises)..... 49
- La température de l'eau 51

CHAPITRE III. CARACTERISTIQUES PLUVIOMETRIQUES ET NIVOMETRIQUES.

- Les mesures des précipitations en haute montagne et leurs difficultés 51
- Détermination indirecte des précipitations d'après les débits observés 54
- Interprétation synthétique des données pluviométriques d'une station ou d'une région 56
- Régime pluviométrique de la France en général et Alpes Françaises en particulier 59
- Influence de l'altitude sur la quantité des précipitations 59
- Accroissement moyen de la pluviosité, en fonction de l'altitude, déterminé d'après les débits observés 64
- Influence de l'altitude sur la répartition saisonnière des précipitations. a/ climat continental, b/ climat maritime 68
- Influence de l'altitude sur la nature des précipitations. La nivosité 72
- Détermination expérimentale de la nivosité 72
- Détermination indirecte de la nivosité en fonction du coefficient de froidure et de la pluviosité relative hivernale 75
- Variation de la pluviosité relative hivernale en fonction de l'altitude. Détermination de la courbe n = f (A) pour les Alpes françaises du Nord 80
- Détermination de la nivosité d'une région, d'un bassin 81
- Le coefficient de nivosité des précipitation et le coefficient de nivosité des écoulements 88
- La limite inférieure des neiges et sa variation saisonnière 88
- Les précipitations et les forêts 92
- Les précipitations dites "occultes" - la condensation 93

CHAPITRE IV. CARACTERISTIQUES METEOROLOGIQUES AUTRES QUE LA TEMPERATURE ET LA PLUVIOSITE (PRESSION, VENT, HUMIDITE DE L'AIR).

- La pression atmosphérique et l'altitude 96
- Le vent et l'altitude 101
- L'humidité de l'air 102
- L'humidité de l'air et la température 103
- L'humidité de l'air et l'altitude 108
- La variation diurne de l'humidité de l'air et l'altitude 111
- L'humidité relative ou état hygrométrique et le déficit hygrométrique 114

CHAPITRE V. L'EVAPORATION EN MONTAGNE.

- Préliminaires 118

A. - Le pouvoir évaporant de l'atmosphère 118
- Formule du pouvoir évaporant 118
- Variation diurne du pouvoir évaporant (Vallée de Chamonix - Eté) 120
- Variation du pouvoir évaporant moyen en fonction de l'altitude 122
- Variation annuelle du pouvoir évaporant de l'atmosphère 122
- Cycle thermo-évaporométrique journalier 125
- Influence propre de l'altitude sur le pouvoir évaporant 125
- Le pouvoir évaporant de l'atmosphère et l'évaporation Piche 125
- Le pouvoir évaporant de l'atmosphère et l'évaporation observée au moyen de l'appareil Wild 130
- Observations suisses (Maurer et Lutschg) concernant l'évaporation atmosphérique en montagne 130
- Données évaporométriques américaines, présentées, résumées et commentées par Horton 135
- Expérience de De Saussure au col du Géant 138

B. - L'évaporation liquide 141
- Observations suisses 142
- Observations françaises faites dans les Pyrénées .. 146
- Conclusion générale 147

C. - L'évaporation terrestre du déficit d'écoulement ... 148
- Données expérimentales 149
- Le déficit d'écoulement considéré comme fonction de la température 151
- L'évaporation des surfaces neigeuses et glaciaires. 154
- Le déficit d'écoulement considéré comme fonction du coefficient de nivosité 158
- Variation saisonnière et journalière du déficit d'écoulement 159
- Influence des radiations calorifiques sur la vitesse d'évaporation (d'après Hondaille) 160
- Accroissement de l'évaporation par la radiation ... 162
- Utilisation de la radiation par la surface évaporante 162

TOME II

ETUDE DU REGIME DES DEBITS

(CHAPITRE VI à X)

CHAPITRE VI. LE DEBIT ET SES VARIATIONS SAISONNIERES CONSIDEREES INDEPENDAMMENT DES FACTEURS QUI LES CONDITIONNENT.

- Des mesures et statistiques relatives aux débits des cours d'eau et plus particulièrement des cours d'eau des régions alpestres 164
- Interprétation des données statistiques concernant le débit des cours d'eau 165
- Des différentes expressions quantitatives du débit (absolue, relative, spécifique) 167

- Etude de la variation saisonnière du débit basé sur la considération du diagramme (ou courbe) des coefficients de débits, ou débits relatifs mensuels 167
- Coefficient d'irrégularité semestrielle 168
- Etude du régime d'écoulement de la Romanche 168
- Classification des régimes d'écoulement basée sur la variation saisonnière du débit 173

A. - Régimes élémentaires.
- a/ régime glaciaire. b/ régime nival.
c/ régime pluvial 173

B. - Régimes mixtes.
- a/ régime nivo-glaciaire. b/ régime nivo-pluvial.
c/ régime pluvio-nival 175

C. - Régimes complexes.
- Rhin (Bâle) - Rhône (Lyon) - Danube (Porte de fer). 178
- Eléments de différenciations numériques 178
- Etude comparative de l'écoulement estival et de la nivosité. Le coefficient de nivosité apparent de l'écoulement 183
- Données numériques concernant les principaux bassins des Alpes françaises (et de quelques bassins suisses) 185
- Relation entre le coefficient de nivosité des précipitations (N) et les coefficients de nivosité réelle (n) ou apparente (No) des écoulements 201
- Capacité de rétention nivo-glaciaire d'un bassin, sa variation saisonnière 203
- Le débit glaciaire. Influence de la glaciation sur le débit des cours d'eau 204
- Le débit annuel et sa variation périodique 213
- Le débit de crue 214
- Le débit solide 216
- La capacité de rétention glaciaire, la variation périodique des glaciers 219
- Etude critique des débits de l'Arve observés à Chamonix 221

CHAPITRE VII. LE DEBIT ET SES VARIATIONS INTRINSEQUES.

- Généralités 226
- Etudes statistiques des variations du débit de la Romanche 227
- Aperçu d'ensemble de la variabilité des cours d'eau de montagne 231
- Interprétation algébrique de la courbe de régime d'un cours d'eau 234
- Interprétation algébrique de la courbe de régime au moyen d'une parabole 234
- Interprétation algébrique de la courbe de régime au moyen d'une exponentielle 243
- Interprétation algébrique de la courbe de régime au moyen d'une intégrale de Gauss 255
- Conclusion générale 263
- Variabilité intrinsèque du débit annuel, du débit mensuel, et du débit journalier au cours des différents mois successifs 264

CHAPITRE VIII. LE DEBIT ET LES VARIATIONS SAISONNIERES, CONSIDERES EN FONCTION DES FACTEURS TOPOGRAPHIQUES, METEOROLOGIQUES ET GLACIOLOGIQUES QUI LES CONDITIONNENT.

- Le bilan hydrologique d'un bassin 265
- Les données essentielles du problème : caractéristiques du bassin : 1°/ permanentes - 2°/ pluviométriques - 3°/ thermiques - 4°/ glaciologiques 266
- Equation simplifiée de l'écoulement 267
- Genèse du débit pluvial 269
- Genèse du débit nival (1ère méthode) 269
- Genèse du débit nival (2ème méthode) et du débit glaciaire 269
- Etude a priori du débit de l'Arve - Essai de sa décomposition en débit pluvial, nival et glaciaire, pour les différents mois de l'année. Débits : 1°/ Pluvial - 2°/ Nival - 3°/ Glaciaire 271
- Le contrôle hydrologique d'un bassin 279

CHAPITRE IX. LE DEBIT ANNUEL EXPRIME EN FONCTION DES FACTEURS QUI LE CONDITIONNENT.

- Des différentes manières d'envisager, d'aborder le problème 283
- Du choix des facteurs α, β, γ, etc 284
- Etude directe de l'écoulement, soit en fonction des précipitations, soit au moyen d'une formule $Q = f(H)$ 284
- Expression de l'écoulement moyen, en fonction du déficit d'écoulement, préalablement déterminé en fonction de l'indice pluviométrique, de la température annuelle et du coefficient de nivosité 284
- Etude des variations périodiques du débit annuel d'un bassin en fonction des facteurs météorologiques actuels 287
- Variations du débit annuel de la Sihl 287
- Variations du débit annuel des bassins à glaciation élevée 288

CHAPITRE X. CONCLUSION 291

ETUDE HYDROMETEOROLOGIQUE

et HYDROLOGIQUE

des BASSINS de HAUTE MONTAGNE

La température, les précipitations liquides et nivales, le relief, la glaciation conditionnent essentiellement le débit d'un bassin de montagne et ses variations saisonnières. Dans quelles conditions ? C'est ce que nous nous proposons d'examiner dans le présent mémoire qui coordonnera et complétera nos études fragmentaires antérieures dans lesquelles nous avons plus ou moins effleuré ce sujet.

Nous adoptons, pour ce travail, la classification suivante :

I Caractéristiques topographiques et glaciologiques générales d'un bassin de montagne.

II Caractéristiques thermiques.

III Caractéristiques pluviométriques et nivométriques.

IV Caractéristiques météorologiques autres que la Pluviosité : Pression - vent -humidité de l'air.

V Pouvoir évaporant de l'atmosphère et Déficit d'écoulement.

VI Le débit et ses variations saisonnières, considérés en fonction des facteurs topographiques, météorologiques et glaciologiques, qui les conditionnent.

VII Le débit et ses variations saisonnières, considérés indépendamment des facteurs qui les conditionnent.

VIII Etude comparative générale des débits et des précipitations.

IX Etude des variations intrinsèques des débits annuel, mensuel et journalier.

X Conclusion.

Tableau 1. Caractéristiques topographiques et glaciologiques du Bassin du Haut-Rhône Suisse.

Zones d'altitude Δ A = 300 m	Surfaces partielles Km2	en %	Surfaces cumulées Km2	en %	Produit des surfaces partielles % par l'altitude.
300 - 600 m	187,232	3,6	187,232	3,6	16,20
600 - 900 "	242,139	4,6	429,371	8,2	34,50
900 - 1.200 "	312,654	6,0	742,025	14,2	63,00
1.200 - 1.500 "	479,773	9,2	1.221,798	23,4	114,20
1.500 - 1.800 "	561,149	10,8	1.782,947	34,2	178,20
1.800 - 2.100 "	627,429	12,	2.410,376	46,2	234,00
2.100 - 2.400 "	716,853	13,7	3.127,229	59,9	308,25
2.400 - 2.700 "	766,136	14,7	3.893,365	74,6	374,85
2.700 - 3.000 "	605,262	11,6	4.498,627	86,2	330,60
3.000 - 3.300 "	541,109	10,3	5.039,736	96,5	324,45
3.300 - 3.600 "	135,255	2,6	5.174,991	99,1	89,70
> 3.600 "	45,115	0,9	5.220,106	100	33,30
					2.101,25

Alt. moyenne 2100 m. Altitude médiane 2183. Alt la plus fréquente 2550

Superficie des glaciers du Bassin

Bassins	Station de base	Superficie totale en Km2	Superficie glaciaire en Km2	Superficie glaciaire en %
Rhône	Gletsch	38,87	24,19	63,0
Rhône	Reckingen	214,61	49,47	23,0
Fiescherbach	Fiesch	81,05	41,75	51,0
Massa	Gebidem	201,99	146,05	72,0
Visp	Visp	787,25	282,55	36,0
Lonza	"	-	38,07	23,0
Navigense	"	-	44,38	17,0
Borgne	Bramois	385,21	84,45	21,9
Rhône	Gampenen	2.260,20	627,19	28,0
Dr. de Bagnes	Châble	253,60	91,03	36,0
Dr. d'Entremont	Sembrancher	302,20	35,68	11,8
Dranse	Martigny	678,20	127,43	18,8
Trient	Vernayaz	155,70	15,68	10,0
Rhône	Porte de Scex	5.220,30	933,96	17,8

C H A P I T R E I

CARACTERISTIQUES TOPOGRAPHIQUES et GLACIOLOGIQUES d'un BASSIN de HAUTE MONTAGNE

Courbes caractéristiques topographiques d'un bassin de haute montagne

Nous caractérisons topographiquement un bassin par les éléments suivants :

1° La superficie totale, soit S

2° La loi de répartition de cette surface totale en fonction de l'altitude (a)

Cette loi se concrètise graphiquement par l'une ou l'autre des deux courbes suivantes, équivalentes, puisque la seconde est l'intégrale de la première ;

1° soit la courbe :

$$p = S\,\sigma(a)$$

analogue à une courbe de probabilité, donc plus ou moins en forme de cloche, telle que la superficie partielle du bassin comprise entre les altitudes a et a + da est donnée par $S\sigma(a)da$; Ao et Am étant les altitudes extrêmes, on a :

$$\int_{Ao}^{Am} \sigma(a)\,da = 1$$

2° soit la courbe :

$$s = S\,\Sigma(a)$$

donnant la superficie partielle du bassin situé à une altitude $\leq a$. On a évidemment :

$$s = S\int_{o}^{a} \sigma(a)\,da \qquad \sigma(a) = \Sigma'(a)$$

Dans le premier cas les surfaces partielles sont données par des aires. Dans le deuxième cas par des longueurs.

Nous désignons par courbe de fréquences altimétriques, la première de ces deux courbes, et la deuxième, que nous utiliserons plus communément, par courbe, équation, ou caractéristique hypsométrique du bassin, (en posant généralement S = 1, c'est-à-dire en prenant pour unité de surface la superficie totale du bassin).

On remarquera que la courbe hypsométrique n'est autre que la courbe des surfaces élémentaires du bassin classées par altitudes croissantes, ou encore une coupe en long du bassin dans laquelle les longueurs sont remplacées par les surfaces.

L'une et l'autre des deux courbes s'obtiennent facilement par planimétrage d'une carte à courbe de niveau, la première en interpolant le diagramme fourni par le planimétrage des surfaces comprises entre les courbes de niveau successives correspondant à une différence d'altitude constante, choisie aussi petite que possible (on a adopté 500 m en Suisse, 500 m en France, Service des Forces hydrauliques), la deuxième en traçant directement la courbe des surfaces partielles cumulées du diagramme en fonction de l'altitude.

La figure (I) donne, à titre d'exemple, les courbes ainsi tracées qui correspondent au bassin total du Rhône Suisse à son entrée

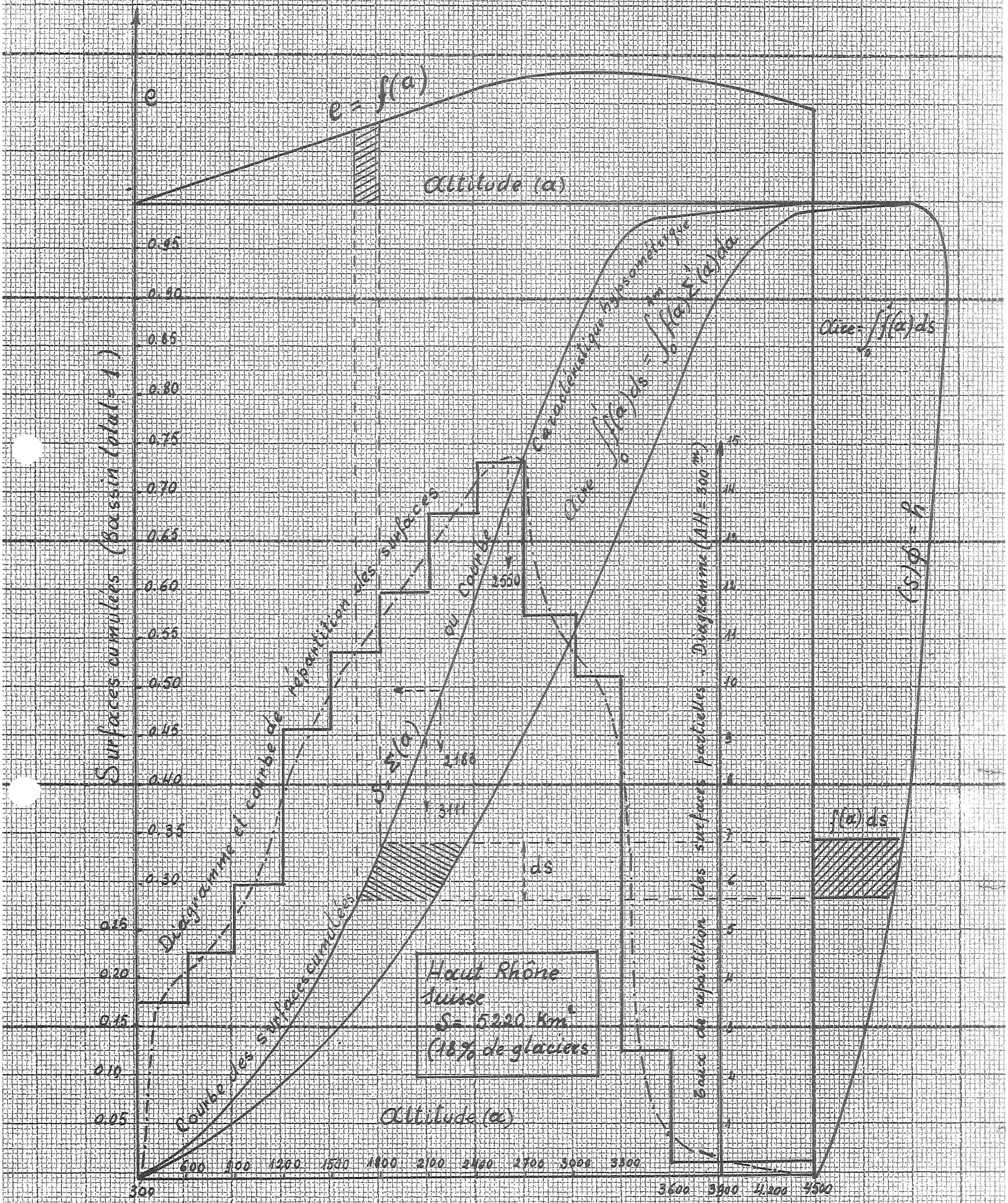


Figure I

H.I.248
e 17-7-46

dans le lac de Genève, ainsi que le diagramme fourni directement par le planimétrage. Les données numériques sont celles du tableau I.

ALTITUDES CARACTERISTIQUES

Outre les altitudes extrêmes, déjà mentionnées, soit l'altitude minimum A_o et l'altitude maximum Am, on déduit de la courbe hypsométrique du bassin :

1° L'altitude moyenne, obtenue en planimétrant soit la courbe $\int(a)x\,a$ de Ao à Am, soit la courbe hypsométrique elle-même. Généralement on se contente de la calculer d'après le diagramme expérimental, par la somme des produits partiels des surfaces élémentaires par l'altitude moyenne correspondante. (Tableau I).

Cette altitude définit ce que l'on peut appeler le centre de gravité hypsométrique du bassin.

2° L'altitude médiane, telle que la moitié du bassin est à une altitude inférieure, et la moitié à une altitude supérieure.

3° L'altitude (éventuellement les altitudes) la plus fréquente définie par le maximum de la courbe de fréquence, ou le point d'inflexion de la courbe hypsométrique.

Nous désignons ces 3 altitudes caractéristiques par A_1, A_2 et A_3. Les deux premières sont généralement très voisines l'une de l'autre, tout au moins dans le cas d'un bassin élémentaire homogène. Ainsi pour le Haut-Rhône, Suisse, on a A_1 = 2 100 et A_2 = 2 183. La 3e peut s'écarter davantage des deux premières : elle est d'ailleurs plus ou moins facile à déterminer avec précision, l'intervalle de 500 m ou même de 300 m considéré généralement étant trop grand.

Ainsi pour le Haut-Rhône, nous voyons que le taux de répartition le plus élevé est 14,7 % pour l'intervalle 2.400 - 2.700. Nous fixerons la valeur de A_3 à 2.550 m environ. Mais cette valeur peut être plus faible, et même comprise entre 2.100 - 2.400 étant donné le taux de répartition correspondant, soit 13,7 % très voisin de 14,7 %.

Aussi bien il peut exister plusieurs altitudes A_3, la courbe des fréquences altimétriques présentant plusieurs maxima. Tel est le cas, semble-t-il, précisément, pour le Haut-Rhône considéré. La courbe présente son premier maximum, que nous avons négligé d'ailleurs sur le graphique, vers l'origine, peu marqué mais qu'on peut néanmoins discerner : l'altitude Ao du bassin est en effet de 400 m environ, et non de 300 m ; le taux de répartition des surfaces est donc de 3,6 % pour 200 m (soit 1,8 % pour 100 m) et il n'est que de $\frac{4,6}{3}$ = 1,5 pour 100 m entre 600 et 900 m.

CARACTERISTIQUES GLACIOLOGIQUES

Du point de vue de la glaciation, un bassin de montagne est caractérisé d'une manière simple, par la superficie des surfaces glaciaires qu'il comporte, indiquée en valeur absolue ou en valeur relative, cette indication générale étant complétée, si possible, par la courbe hypsométrique correspondante, dite caractéristique hypsométrique glaciaire, rapportée soit à la surface totale du bassin, soit à la surface glaciaire totale proprement dite.

On notera, d'ailleurs, à ce sujet, que la détermination de la surface glaciaire d'un bassin est quelque peu élastique, la démarcation entre les glaciers proprement dits et les névés supérieurs, permanents qui les alimentent et les prolongent vers les cimes étant sujette à estimations plus ou moins différentes.

Il serait également utile et intéressant de connaître, non seulement la superficie, mais aussi le volume des masses glaciaires d'un bassin, et d'en étudier les variations périodiques. Mais c'est là un élément le plus souvent inconnu, et l'on se contente généralement

Tableau 2. Planimétrie de l'Arve à Chamonix
d'après le Service des Grandes Forces Hydrauliques. Tome II.

	1 000 / 1 500	1 500 / 2 000	2 000 / 2 500	2 500 / 3 000	>3 000	Total
Vallon du C. de Balme	0,53	4,64	2,73	0,82	-	8,72
Cirque du Tour	0,40	1,70	3,17	4,78	5,25	15,30
	3,0	11,0	21,0	31,0	34,0	100 -
Du Tour à Argentière	3,20	3,25	2,67	0,55	-	9,67
Cirque d'Argentière	1,61	2,68	5,70	12,95	12,55	35,49
	5,0	8,0	16,0	16,0	35,0	100 -
D'Argentière à l'Arveyron	10,12	9,38	6,80	3,30	0,05	29,60
Cirque de la mer de Glace	2,22	4,83	15,40	21,70	36,19	80,34
	3,0	6,0	19,0	27,0	45,0	100 -
Arveyron à Chamonix	3,72	1,56	1,42	0,65	0,40	7,75
Total en Km2	21,80	27,99	37,89	44,75	54,44	186,87
en %	11,7 %	15,00%	20,30%	23,9 %	29,1 %	100 %
Calcul de l'altitude moyenne.	146.25	262.50	456.75	657.25	620,75 350.00	2.494,50

Tableau 3. Planimétrie de l'Arvé à Chamonix, d'après la carte
de Vallot au 50.000e (détermination de l'auteur).

	Parties non glaciaires		Glaciers		
	<3000m	>3000m	<3000m	>3000m	
Vallon du Col de Balme	9,576				
Vallon des Moutets	6.480				
Vallon du Planet	2.988				
Versant Aiguilles Rouges	25.200				44.244
Cirque glaciaire du Tour	2.880	0.792	4.320	3.744	11.736
Cirque glaciaire d'Argentière	7.740	5.646	12.348	6.516	32.250
Cirque de la Pendant	12.220	-	0.828	0.050	13.098
Cirque de la mer de Glace	16.956	12.456	24.264	22.032	75.708
Versant des Nantielons	7.650	0.252	0.468	0.250	8.620
	91.690	19.146	42.228	32.592	185.656
	110.836		74.820		

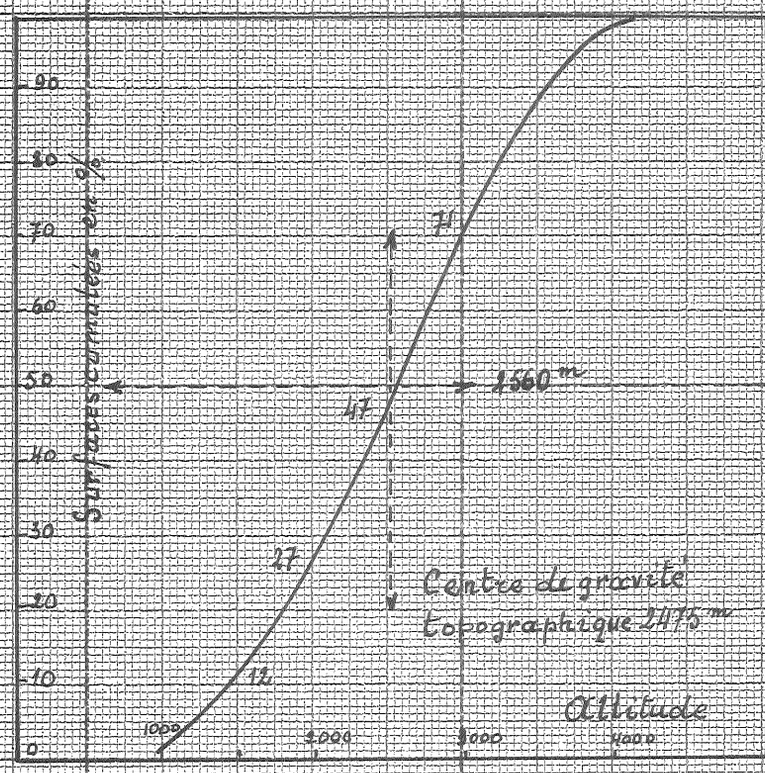


Fig II

Caractéristique hypsométrique du Bassin de l'Arve à Chamonix

S = 181 Km²

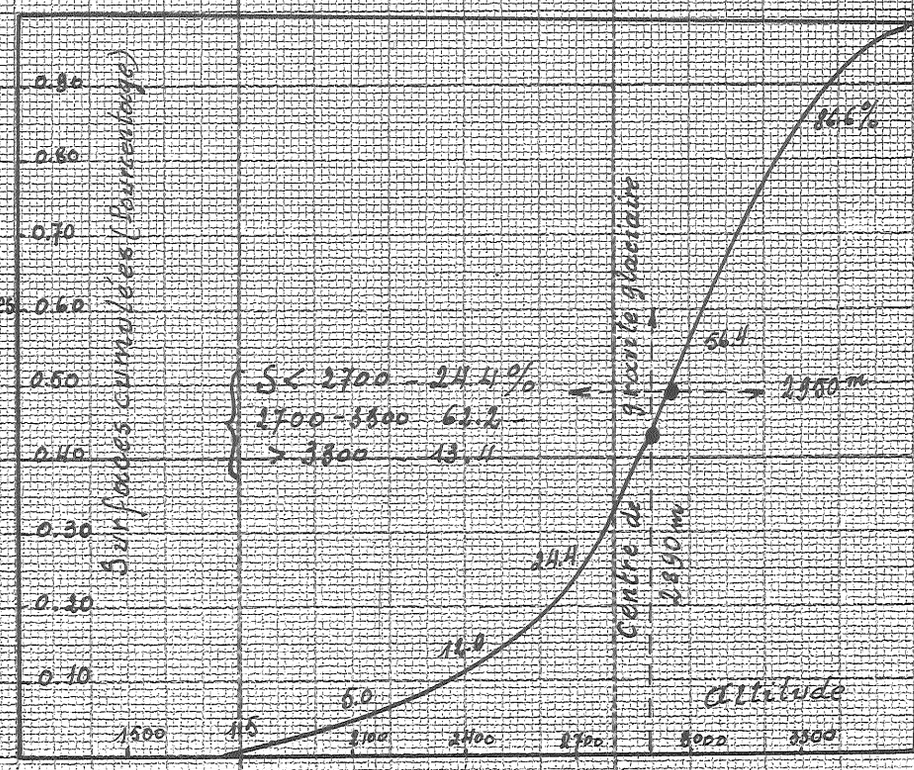


Fig III

Caractéristique hypsométrique des surfaces glaciaires du Bassin de l'Arve à Chamonix (15 Km²)

H.I. 649
le 17-7-46

d'observer les variations de la longueur des glaciers. Nous nous contenterons de signaler l'intérêt de telles études -surtout développées en Suisse- qui sortent du cadre de ce mémoire, et qui, à notre avis, devaient être entreprises, non seulement au point de vue purement statistique, mais surtout avec la préoccupation de préciser l'influence que les agents hydrométéorologiques exercent sur les variations périodiques des glaciers, tant en longueur qu'en volume. On trouvera dans les considérations que nous exposerons plus loin des éléments pouvant servir de base à de telles investigations.

LIMITE INFERIEURE DES NEIGES ETERNELLES

Un facteur à la fois climatique et orographique, important à considérer dans l'étude des massifs montagneux est l'altitude des neiges persistantes, conditionnée à la fois par la température et les précipitations.

Cette notion est d'ailleurs assez imprécise et sujette à des appréciations assez divergentes, suivant les auteurs et les méthodes d'investigations employées.

La méthode d'observations directes exige un grand nombre d'observations et elle est d'une application délicate dans les hautes montagnes quand les glaciers occupent toutes les surfaces où la raideur des pentes n'empêche pas l'accumulation des neiges. Il y a lieu d'ailleurs, de considérer, non seulement la limite inférieure des neiges, en année moyenne, mais aussi de suivre la variation saisonnière de cette limite, en année moyenne et année par année.

En ce qui concerne la limite inférieure considérée comme élément soit climatique soit orographique général, on notera que l'altitude du centre de gravité glaciaire, soit l'altitude moyenne des glaciers, permet une définition de ce facteur à la fois indirecte et objective, qui apparaît en définitive, assez satisfaisante.

Une autre définition, que nous suggérons peut être déduite de la considération de l'altitude Ag, telle que la superficie du bassin dont l'altitude est $>$ à Ag égale la superficie glaciaire proprement dite.

Le volume des masses glaciaires d'un bassin -et approximativement sa surface- est à conditions thermiques égales, d'autant plus grand qu'il tombe plus de neige dans la partie du bassin où elle ne fond pas, c'est-à-dire précisément, celle dont l'altitude est $>$ Ag.

Nous reviendrons d'ailleurs ultérieurement sur ces questions dans l'étude des modalités de fusion saisonnière des masses nivoglaciaires d'un bassin de haute montagne.

CARACTERISTIQUES TOPOGRAPHIQUES ET GLACIOLOGIQUES DU BASSIN DE L'ARVE A CHAMONIX (Massif du Mont Blanc)

Ce bassin, de beaucoup le plus glaciaire de toutes les Alpes françaises, est celui qui nous servira d'exemple-type dans le présent mémoire. Nous en donnons donc les caractéristiques principales dans les tableaux et figures ci-comprises :

Le tableau 2 donne la planimétrie du bassin, d'après les calculs faits en 1905 par le Service des Grandes Forces Hydrauliques de France. La figure II traduit ces données au moyen de la courbe hypsométrique, pour l'ensemble du bassin.

Le tableau 3 a été établi par nous, d'après la carte 1934 de Vallot au 60.000e. Les bassins élémentaires considérés sont quelque peu différents, mais la surface totale est sensiblement la même. D'autre part, nous avons considéré séparément les parties glaciaires et non glaciaires, à altitude inférieure et supérieure à 3.000 m.

Le tableau 4 et la figure III précisent, par zones d'altitude de 300 mètres, la composition des parties glaciaires proprement dites.

De ces différents éléments on peut déduire les constations générales suivantes :

1° Le bassin total de 187 Km2 en chiffres ronds, s'étend entre les altitudes extrêmes 1.000 et 4.300 m environ.

2° Il contient 75 Km2 de glaciers, soit 40 % environ.

3° Il est à l'altitude moyenne de 2.500 m (A_1 = 2.495 ; A_2 = 2.560)

Tableau 4. Caractéristiques glaciologiques de l'Arve à Chamonix, d'après la carte au 50.000e de Vallot (décomposition altimétrique de l'auteur)

Zones altimétriques	Mer de glace	Glacier d'Argentière	Glacier du Tour	La Pendant	Nantillous	Total Km2	%	Surfac. altitude
1500-1800	0,756	0,390	-	-	-	1,146	1,5	24,75
1800-2100	2,124	0,500	-	-	-	2,624	3,5	68,25
2100-2400	4,860	0,650	0,432	-	-	5,942	7,9	177,75
2400-2700	4,428	3,100	0,972	0,100	-	8,600	11,5	293,25
2700-3000	12,096	7,708	2,916	0,728	0,468	23,916	32,0	912,00
3000-3300	13,968	5,016	3,312	0,050	0,250	22,596	30,2	951,30
3300-3600	8,064	1,500	0,432	-	-	9,996	13,4	462,30
Totaux	46,264	18,864	8,064	0,878	0,718	74,820	100,0	2889,60
< 3000 m	24,264	12,348	4,320	0,828	0,468	42,228	56,4	
> 3000 m	22,032	6,516	3,744	0,050	0,250	32,592	43,6	

4° L'altitude moyenne des parties glaciaires est de 2.900 m environ (A_1 = 2.890 m ; A_2 = 2.950 m). L'altitude Ag précédemment définie comme pouvant servir de base dans l'estimation de la limite inférieure des neiges est de 2.750 m.

5° Le bassin n'est pas homogène, en ce sens qu'il comprend deux parties distinctes, la première constituée par le versant sud-est des Aiguilles Rouges et le vallon supérieur du Col de Balme, régions dont l'altitude n'atteint pas 3.000 m, et pour ainsi dire sans glacier, la seconde constituée essentiellement par les cirques glaciaires du Tour, d'Argentière, et de la Mer de Glace, à caractère glaciaire prononcé.

Rapportée à la partie rive gauche de l'Arve, le vallon du Col de Balme excepté, la superficie glaciaire est de 52 %. Pour l'ensemble des 3 principaux bassins -glacier du Tour, glacier d'Argentière et glacier de la Mer de Glace- le taux de glaciation est de 62 %, soit 69 % pour le Cirque du Tour, 58 % pour le Cirque d'Argentière et 61 % pour celui de la Mer de Glace.

Pour les trois bassins glaciaires considérés isolément, on a respectivement :

Mer de Glace : Alt. moy. (A_1)= 2.932 m ; A_2 = 2.962 ; S_g = 2.700
Cirque d'Argentière : = 2.860 m ; A_2 = 2.887 ; S_g = 2.672
Cirque du Tour : = 2.938 m ; A_2 = 2.971 ; S_g = 2.495

On notera la valeur de Sg pour le Cirque du Tour, soit 2.495m: peut-être faut-il attribuer cette faible valeur à une nivosité plus grande de ce bassin, ce qui n'est pas impossible, étant données les précipitations importantes constatées, par exemple, au village du Tour et à la Cabane d'Orny. C'est peut-être dû, plus simplement, à la forme topographique des lieux.

AUTRES BASSINS NIVO-GLACIAIRES DES ALPES FRANCAISES.

Aucune autre région de France ne présente un taux de glaciation aussi élevé que celle du Mt Blanc, ainsi qu'on peut s'en rendre compte d'après les données numériques résumées au Tableau 5, concernant les principaux bassins que nous serons amenés à étudier, ou à citer dans les pages qui suivent.

Les données glaciologiques de ce tableau ne sont d'ailleurs qu'indicatives : elles résultent de renseignements recueillis ça et là, d'origine déjà ancienne, et ne tenant pas compte, par conséquent, du recul persistant des glaciers constaté depuis le début du siècle. Elles seraient à vérifier et à préciser, si l'on voulait étudier plus particulièrement l'un des bassins mentionnés.

Telles quelles, elles permettent néanmoins de se rendre compte, par la simple comparaison des superficies glaciaires et des superficies d'altitude > 3.000 m, la première étant généralement plus petite que la seconde, que ces bassins sont loin de recevoir, à haute altitude, des précipitations neigeuses de l'ordre de celles qui tombent dans le massif du Mt Blanc. L'altitude Ag, ci-dessus définie, est de 2.750 m dans le bassin de l'Arve à Chamonix ; elle apparaît ici presque partout supérieure à 3.000 m, à l'exception toutefois de la Haute-Isère et du Massif des Grandes Rousses, régions qui effectivement doivent recevoir des précipitations neigeuses importantes. L'influence de la latitude se fait également sentir sur l'élévation de Ag, sur l'élévation de la limite supérieure des neiges dans les bassins les plus septentrionaux.

Notre tableau fait état, en outre, d'un bassin des Pyrénées, celui du Gave de Pau, et d'un bassin à altitude plus basse des Préalpes, le Fier, tous les deux à régime purement nival, dont les éléments seront confrontés par la suite, avec ceux des bassins à régime nivo-glaciaire proprement dit.

BASSINS SUISSES

Nous aurons l'occasion d'utiliser souvent des données statistiques relatives à des cours d'eau de la Suisse, où, comme on le sait, les études hydrologiques de haute montagne, sont beaucoup plus en faveur, plus nombreuses, plus précises, plus complètes que celles que nous possédons en France.

Le tableau I donne pour le Haut-Rhône suisse, les taux de glaciation des principaux bassins. Mentionnons plus spécialement le glacier du Rhône (fig. IV), la Massa qui écoule les eaux du plus grand glacier d'Europe, celui d'Aletsch, dont le bassin contient 72 % des glaciers, et dans le bassin supérieur de l'Aar, le merveilleux domaine glaciaire du Grimsel, objet d'études systématiques et approfondies, notamment en ce qui concerne la glaciologie (recul des glaciers, sondages, nivométrie, etc).

On notera en particulier qu'il résulte de ces études que la capacité de retention glaciaire de ce bassin est de l'ordre de 4 milliards de m3 (glaces et neiges éternelles), ce qui donne une épaisseur de 80 m (50 Km2 de glaciers environ) correspondant à 25 fois environ le débit total annuel.

Tableau 5. Caractéristiques topographiques e' glaciologiques des Princip x bassins Français de haute altitude.

Bassins	Am / Ao	S	Zones altimétriques						Alt. moy. Al	Alt. médiane A2	Ag	α	Glaciers	
			500 / 1 000	1 000 / 1 500	1 500 / 2 000	2 000 / 2 500	2 500 / 3 000	>3000					km2	%
Arve à Chamonix	4.300 / 1.040	186,87 / %	- / -	21,80 / 11,70	27,99 / 15,00	37,89 / 20,3	44,75 / 23,9	54,44 / 29,1	2.495	2.560	2.750		74,82	40,3
Haute Isère à Tignes	3.700 / 1.650	114,39 / %	- / -	- / -	10,55 / 9,2	30,03 / 26,3	62,91 / 55,0	10,90 / 9,5						
Venéon à Bourg d'Arud	4.100 / 900	238,35 / %	0,30 / -	5,63 / 2,3	31,33 / 13,2	60,16 / 25,3	88,86 / 37,3	52,07 / 21,9						
Hte Romanche les Chazeaux	4.000 / 900	335,48 / %	0,31 / -	20,67 / 6,3	69,99 / 20,9	132,13 / 39,4	71,74 / 21,3	40,64 / 12,1						
L'Eau d'Olle la Pernière	3.400 / 700	168,83 / %	7,41 / 4,4	27,63 / 16,4	49,27 / 29,2	57,66 / 34,1	22,96 / 13,6	3,90 / 2,3						
Romanche Rioupéroux	4.100 / 500	1026,06 / %	53,81 / 5,24	124,11 / 12,10	234,99 / 22,90	307,42 / 30,03	207,00 / 20,11	98,73 / 9,62						
Arc Termignon	3.500 / 1	358,85 / %	- / -	6,78 / 1,8	47,21 / 13,2	92,72 / 25,8	124,81 / 34,8	87,33 / 24,4						
Durance l'Archidiacre.	600	3880 / %	270	690	920	1300	630	70						
Doron de Termignon	3.800 / Termignon	162,86 / %	- / -	2,69 / 1,7	8,85 / 5,4	46,45 / 28,6	65,34 / 39,9	39,53 / 24,4						
Gave de Pau Luz	3.000 / 700	275,04 / %	5,62	29,50	83,30	114,88	41,74	-						
Fier Val de Fier		1335,59 / %	667,08	331,77	145,91	14,87		<500 / 225,96						

AUTRES CARACTERISTIQUES NATURELLES D'UN BASSIN

En dehors du relief, d'autres facteurs naturels, sont à considérer, dans l'étude d'un bassin de montagne mais étant donné le rôle prépondérant, déterminant du relief, ils n'ont en général qu'une influence secondaire ou limitée à certaines particularités que nous signalerons au fur et à mesure.

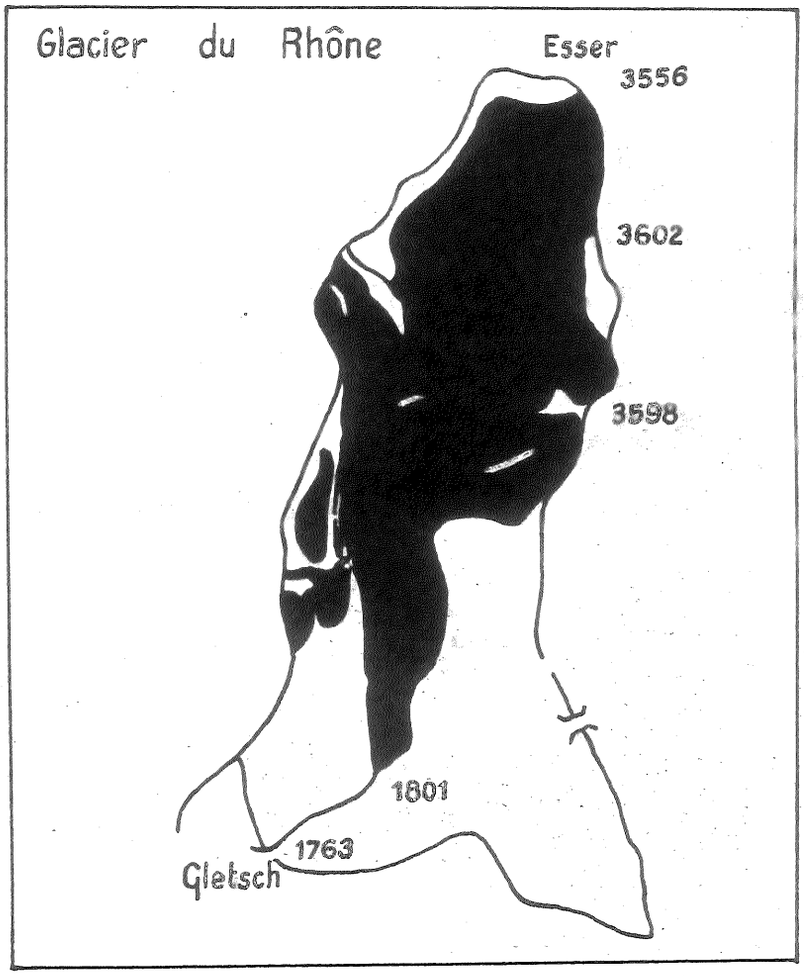
Tel est le cas, notamment, pour la nature géologique du sol : les capacités de retention glaciaire et nivale sont tellement supérieures à la capacité de retention liquide (eaux infiltrées) que cette dernière est pratiquement négligeable, sauf dans le cas des débits extrêmes de l'hiver.

INTERPRETATION ALGEBRIQUE DES CARACTERISTIQUES HYPSOMETRIQUES.

On peut dans une certaine mesure, et dans certains cas, assigner aux courbes expérimentales hypsométriques, une expression algébrique. Plus simplement la partie centrale de la courbe peut être synthétisée par une droite, dont le coefficient angulaire, rapporté à l'axe des altitudes pris pour axe des y , exprime en quelque sorte la pente du profil en long du bassin, les surfaces étant substituées aux longueurs. On pourra par exemple, adopter uniformément la droite joignant les points de fréquence 25 % et 75 %. Ainsi ont été déterminées les valeurs α du tableau 5

$$\alpha = \frac{A(75\ \%) - A\ (25\ \%)}{50}$$

Fig IV



CONCLUSION : UTILISATION DES DONNEES HYPSOMETRIQUES CARACTERISANT LE RELIEF DANS L'ETUDE DES COURS D'EAU DE MONTAGNE

Cette utilisation est évidente. Soit e une variable hydrométéorologique quelconque, fonction du temps, caractérisant un point du bassin, dont la situation est définie dans l'espace par ses coordonnées (x, y, a = altitude)

$$e = f(x, y, a, t)$$

Les trois variables x, y, a, ne sont pas indépendantes et se réduisent à deux, le point étant situé sur une surface comme : $F(x, y, a) = 0$. L'effet totalisateur de l'élément considéré, pour une certaine période de temps, pour la totalité ou une partie du bassin est donnée par : $E = \iiint f(x, y, t)\, dx\, dy\, dt$, l'intégration portant sur certains intervalles de x, y et t.

Le fait que la plupart des facteurs météorologiques peuvent être considérés, en moyenne tout au moins, comme fonctions de l'altitude, permet de substituer aux deux variables x et y, une seule variable, l'altitude a et de ramener les calculs à une intégration double, en ne considérant que 2 variables indépendantes, l'altitude et le temps,

$$e = f(a, t) \qquad E = \iint f(a, t)\, da\, dt,$$

et à une intégration simple, si la variable météorologique est indépendante du temps, le cas général pouvant d'ailleurs se ramener à ce cas particulier, en faisant successivement $t = t_1, t = 2 \ldots t = tn$ (courbes des valeurs cumulées en fonction du temps : $e = f(a)$ $E = \int f(a)\, da$.

Pratiquement on peut procéder suivant l'une des trois méthodes suivantes :

1° Par le calcul. On a divisé le bassin en surfaces élémentaires s_1 s_2 ... s_n d'altitudes moyennes $a_1, a_2, a_3 \ldots a_n$; On aura : $E = \sum f(a_n)\, s_n$ (surface totale $S = 1$). C'est ainsi que nous avons calculé simplement la surface moyenne d'un bassin, la fonction $f(a)$ se réduisant à $f(a) = a$.

2° On utilise la courbe $p = \sigma(a)$ supposée connue et tracée. On a alors :

$$ds = \sigma(a)\, da \qquad E = \int f(a)\, \sigma(a)\, da$$

On trace la courbe $y = f(a)\ \sigma(a)$ et on la planimètre. Cette méthode n'est que la traduction graphique du calcul précédent, en prenant, à la limite, des surfaces infiniment petites.

3° Un 3e procédé, également graphique, qui n'est que la conséquence du précédent, repose sur la substitution de la variable S à la variable a. C'est celui que nous emploierons généralement, le considérant comme le plus commode, le plus rapide et le plus expressif. Il consiste à utiliser au lieu de la courbe $p = \sigma(a)$, son intégrale, soit la courbe hypsométrique $s = \Sigma(a)$, qui n'est autre, nous le répétons, que la courbe des surfaces cumulées du bassin en fonction de l'altitude. On a :

$$E = \int f(a)\, \Sigma'(a)\, da = \int \Phi(s)\, dS$$

La courbe $y = \Phi(s)$ s'obtient, compte tenu de la relation $s = \Sigma(a)$ par transposition graphique, au moyen de lignes de rappel de la courbe $e = f(a)$, comme le montre d'une manière suffisante la figure I.

On peut d'ailleurs construire l'aire $\int \Phi(s)\, ds$ soit à partir

d'une verticale, soit directement à partir de la courbe $s = \Sigma(a)$ comme nous l'avons indiqué sur la dite figure. Le premier mode de représentation est plus pratique, le second plus figuratif.

Si on a $e = f(a, t)$ ce qui est le cas le plus général, on déduira de même de l'abaque $e = f(a,t)$ tracée pour différentes valeurs successives $t, t_1, t_2 \ldots t_n$ (les 12 mois par exemple) une abaque transformée $Y = \Phi(s,t)$ qui permettra de déterminer par planimétrages ou totaux ou partiels, l'effet totalisateur au moyen de l'élément considéré pour le bassin total, pour la durée totale étudiée, ou pour toute partie de la surface ou de la durée que l'on aura intérêt à considérer, compte tenu du problème particulier que l'on se propose de résoudre.

Les nombreuses applications que nous ferons de cette méthode graphique, en préciseront, par la suite, les modalités d'application et toute la fécondité.

C H A P I T R E II

CARACTERISTIQUES THERMIQUES

Préliminaires.

La chaleur et l'eau constituent les facteurs essentiels qui conditionnent tant par leurs quantités que par leurs variations saisonnières mutuelles toute l'économie terrestre, et en particulier l'écoulement.

A la notion de chaleur, on substitue communément la notion de température, facteur météorologique et climatique essentiel, mais insuffisant notamment en montagne où l'ambiance thermique dépend non seulement de la température de l'air, mais aussi de la température du sol, que l'altitude, par suite de la diminution de la pression qui l'accompagne, différencie davantage qu'en plaine. Effectivement, la température augmentant, la couche d'air devient moins épaisse et moins dense, par suite l'air absorbe moins la chaleur solaire, d'où diminution de la température de l'air et atténuation de ses oscillations tant diurnes qu'annuelles, et par contre augmentation de la valeur de l'insolation pendant le jour et de la perte de chaleur pendant la nuit : d'où brusques et fortes oscillations de la température du sol qu'accentuèrent encore les contrastes du relief et de l'exposition.

Malheureusement, les données météorologiques usuelles relatives seulement à la température de l'air, observée comme on sait à l'ombre, sont les seules dont nous puissions faire état d'une manière courante, car les données relatives aux autres facteurs thermiques (insolation, radiation solaire) qui influencent plus directement les phénomènes se produisant au contact même du sol -évaporation, fusion des neiges et glaces- et dont les mesures sont, d'ailleurs, incomplètement standardisées, rares et fragmentaires. Nous nous efforcerons d'y remédier dans la mesure du possible.

Notons également que la température constitue une variable météorologique d'une nature particulière, en ce sens qu'elle s'exprime au moyen d'une échelle conventionnelle, par des valeurs seulement indicatives du sens et de l'importance relative de l'agent thermique proprement dit, l'énergie solaire. Si l'on peut dire qu'en un point il tombe deux fois plus d'eau qu'en tel autre, on ne peut pas dire qu'il y fait deux fois plus chaud, d'après les indications thermométriques usuelles. D'où la difficulté, par exemple, d'exprimer par des formules qui ne soient pas purement empiriques, l'effet résultant de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes hydrologiques auxquels donne lieu, sur les surfaces terrestres, la juxtaposi-

tion ou l'antagonisme des deux facteurs, eau et chaleur.

LA TEMPERATURE DE L'AIR : COMMENT ELLE VARIE, EN MOYENNE, EN FONCTION DE L'ALTITUDE

a) Variation moyenne annuelle

En Europe occidentale cette variation est d'environ 0,55° par 100 m de différence d'altitude. Cet écart thermique, que nous désignerons par gradient vertical de température $\frac{\Delta T}{\Delta A}$ est une quantité relativement constante, en ce sens qu'elle oscille entre 0,50 et 0,60 suivant les régions.

Voici quelques données statistiques à ce sujet :

Europe occidentale. Moyenne générale d'après Angot	0,55
Paris (d'après Angot -Paris-Tour Eiffel)	0,56
Alpes Suisses, d'après Lugeon (Santis 2.500 m, Righi 1.787 Berne 572, Zurich 493 m	0,51
Alpes orientales (Tyrol) d'après Hann	0,60
Alpes provençales, d'après Bénévent :	
Mont Ventoux (1.900 m) Apt 228 m	0,616
Mont Ventoux - Orange (39 m)	0,617
Pyrénées - Pic du Midi (2.859) - Bagnères de Bigorre (547 m)	0,54
Massif Central - Puy de Dôme (1.467 m) Clermont (388)	0,56
Alpes Grenobloises -Grenoble (214 m) Villard de Lans (1.030)	0,61
Alpes méridionales - Gap (739 m) Vinayse (2.520 m)	0,56
Provence - Nice (5 m) Thorène (1.250 m)	0,55
Région Lyonnaise - Obs. de St Genis Laval (300 m) et Mont Verdun (625 m) - 1881 - 1890 -	0,60

Notons qu'en Californie (volcan Laud, contrée de San Diego) la diminution de la température est, d'après Horton, entre 480 et 4.620 m, de 3° Fahrenheit pour 1.000 pieds, ce qui donne également 0,54° Centigrade pour 100 mètres.

b) Variation saisonnière.

La variation altimétrique de la température étant due à la plus ou moins grande absorption de la chaleur solaire par l'air, est d'autant plus faible qu'il fait plus froid. D'autre part, elle atteint généralement son maximum, non pas en été, mais au printemps, par suite de l'échauffement plus rapide, à cette époque de l'année, des couches atmosphériques inférieures, par rapport aux couches supérieures, l'échauffement de celles-ci pouvant être également retardé par la fusion des neiges qui absorbe de la chaleur ambiante.

Du tableau 6 -qui contient les caractéristiques météorologiques (année normale) de 2 stations des Pyrénées distantes en altitude de 2.300 m- et entre autres les moyennes thermiques utiles à considérer (nous utiliserons ailleurs les autres données), on tire les valeurs suivantes mensuelles du gradient vertical de température, auxquelles nous ajoutons celles relatives à d'autres régions colonne F, du tableau 7. La figure V illustre les principales données de ce tableau, avec en plus la courbe déduite des observations thermiques comparatives entre Genève et Chamonix.

c) Variation journalière.

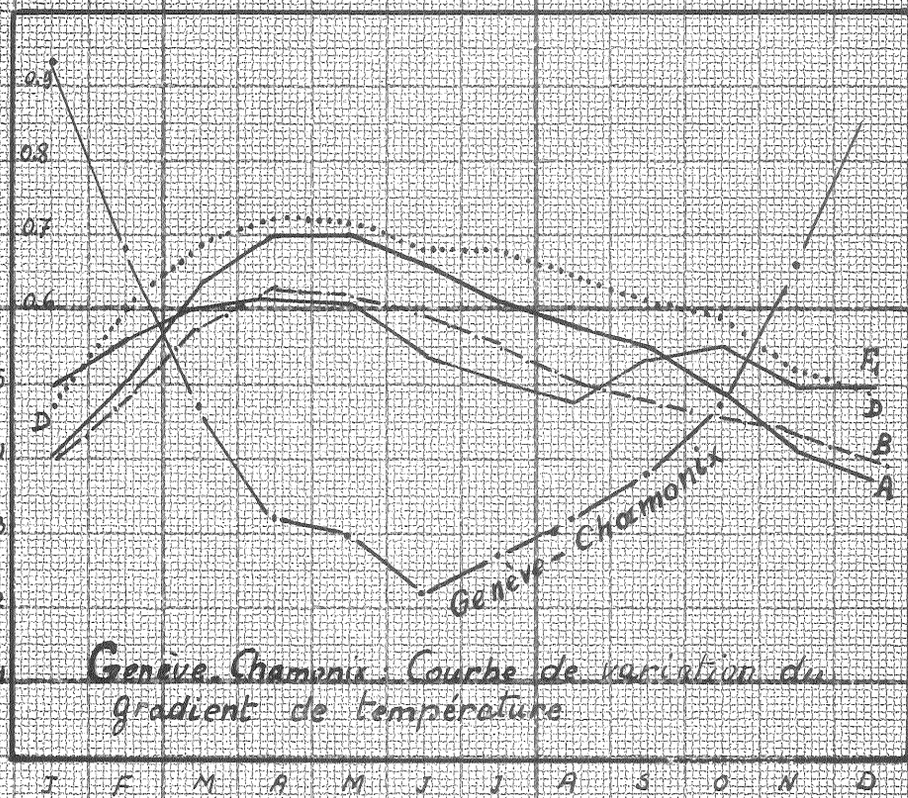
Pour la même raison ci-dessus mentionnée, l'influence de l'altitude sur la température est plus sensible le jour que la nuit. Le gradient vertical de température correspondant à la moyenne des températures maxima est, quelle que soit l'époque de l'année, supérieur et souvent notablement à celui correspondant aux températures minima.

Tableau 6. Pic du Midi (alt. 2.859 m). Caractéristiques météorologiques. Année normale.

Mois	Températures						Pression	Humidité relative.	Précipitations	
	To	Tm	(To+Tm)/2	n	(To+Tm)/2 - n	Tm - To			H	Coeff.
Janvier	-10,8	- 4,2	- 7,5	- 7,7	0,2	6,6	537,2	60,9	188	
Février	-10,9	- 3,7	- 7,3	- 7,8	0,5	7,2	536,2	62,0	150	
Mars	-10,6	- 2,8	- 6,7	- 7,3	0,6	7,8	534,9	68,6	178	
Avril	- 8,7	- 0,5	- 4,6	- 5,3	0,7	8,2	535,7	71,8	184	
Mai	- 4,4	+ 3,8	- 0,3	- 1,1	0,8	8,2	538,9	70,1	125	
Juin	- 0,3	+ 7,3	+ 9,5	+ 2,9	0,6	7,6	542,1	66,2	112	
Juillet	+ 2,7	+10,5	+ 6,6	+ 6	0,6	7,8	544,1	61,0	81	
Août	+ 3,2	+10,9	+7,05	+ 6,5	0,45	7,7	544,4	58,2	75	
Septembre	+ 0,2	+ 7,1	+3,65	+ 3,0	0,65	6,9	542,8	64,7	105	
Octobre	- 4,0	+ 2,5	-0,75	- 1,1	0,35	6,5	539,2	66,0	118	
Novembre	- 7,5	- 1,3	- 4,4	- 4,7	0,3	6,2	537,2	65,8	151	
Décembre	- 9,7	- 3,5	- 6,6	- 6,7	0,1	6,2	536,7	64,7	188	
Totaux	-60,8	+26,1	-17,35	-23,3	5,85	86,9	6469,4	780	1655	
Moy	-5,07	+2,17	-1,45	-1,94	0,49	7,24	539,1	65		

Bagnères de Bigorre (alt. 547 m). Caractéristiques météorologiques. Année normale.

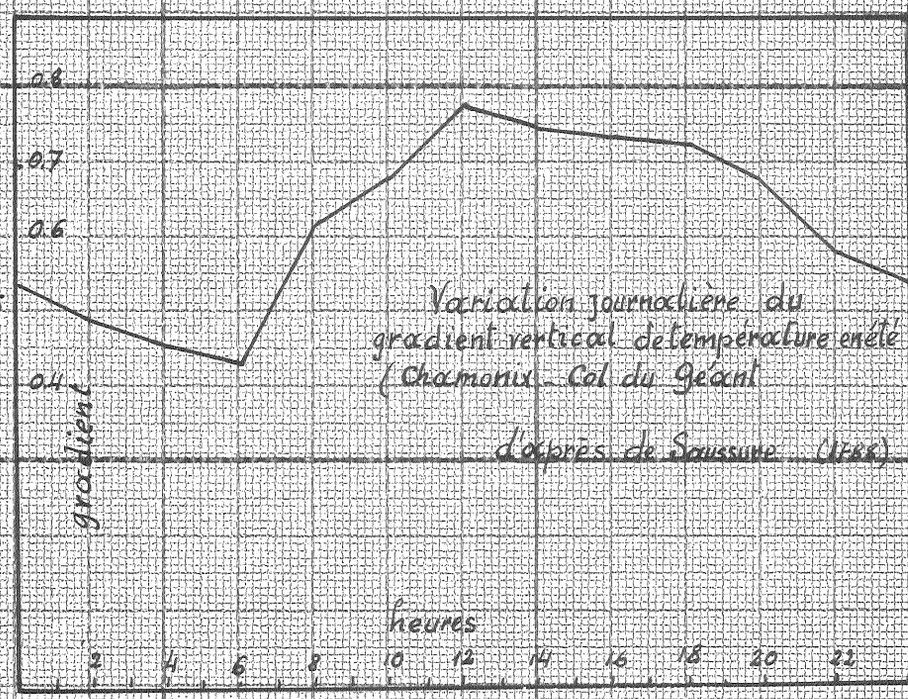
Mois	Températures						Pression	Humidité relative.	Précipitations	
	To	Tm	(To+Tm)/2	n	(To+Tm)/2 - n	Tm - To			H	Coeff.
Janvier	0,1	8,9	4,50	3,80	0,70	8,8	716,5	72,0	111	
Février	0,9	10,6	5,75	5,10	0,65	9,7	714,0	68,3	97	
Mars	2,8	12,5	7,65	6,85	0,80	9,7	712,8	67,3	125	
Avril	4,5	14,7	9,60	9,00	0,60	10,2	712,8	68,8	150	
Mai	8,3	18,8	13,55	12,90	0,65	10,5	713,0	70,2	160	
Juin	10,8	21,1	15,95	15,30	0,65	10,3	715,0	72,2	143	
Juillet	13,0	23,7	18,35	17,75	0,60	10,7	715,8	71,5	80	
Août	13,0	24,0	18,50	17,80	0,70	11,0	715,6	72,2	84	
Septembre	11,0	21,5	16,25	15,55	0,70	10,5	715,2	72,6	104	
Octobre	7,2	17,2	12,20	11,50	0,70	10,0	714,0	75,0	119	
Novembre	3,1	12,0	7,55	6,85	0,70	8,9	713,2	75,6	121	
Décembre	1,2	9,6	5,40	4,80	0,60	8,4	714,5	73,8	110	
Totaux	75,9	194,6	135,25	127,2	8,05	118,7	8572,4	859,5	1.404	
Moy.	6,32	16,22	11,27	10,60	0,67	9,9	714,4	71,6		



Genève-Chamonix : Courbe de variation du gradient de température

A – Europe Occidentale résultats moyens d'après Angot.
B – Suisse d'après Lugeon.
C – Région Lyonnaise, d'après les calculs de l'auteur.
D – Alpes méridionales, d'après Beauvert (Apt-Ventoux) et (Orange-Ventoux).
E – Alpes Orientales, versant méridional du Tyrol, d'après Hann.
F – Pyrénées-Pic du Midi et Baquère de Bigorre :
F_1 – d'après les moyennes vraies de la température (M)
F_2 – d'après les minima de la température
F_3 – d'après les maxima de la température
(voir Tableau 7)

fig. V



Variation journalière du gradient vertical de température en été (Chamonix - Col du Géant

d'après de Saussure (1788)

fig. VI.

I 250
e 17.7.46

Tableau 7. Gradient vertical de température.
Variations mensuelles et saisonnières.

	A	B	C	D		E	F		
							F_1	F_2	F_3
Décembre	0,37	0,40	0,35	0,47	0,51	"	0,50	0,47	0,58
Janvier	0,40	0,40	0,30	0,45	0,49	"	0,50	0,47	0,62
Février	0,50	0,49	0,60	0,59	0,61	"	0,56	0,51	0,66
Mars	0,63	0,58	0,67	0,68	0,69	"	0,61	0,58	0,66
Avril	0,70	0,63	0,73	0,72	0,72	"	0,62	0,57	0,65
Mai	0,70	0,62	0,77	0,72	0,71	"	0,61	0,55	0,60
Juin	0,66	0,60	0,75	0,69	0,67	"	0,54	0,48	0,57
Juillet	0,61	0,56	0,72	0,70	0,66	"	0,51	0,44	0,57
Août	0,58	0,51	0,76	0,66	0,63	"	0,48	0,42	0,62
Septembre	0,55	0,48	0,62	0,62	0,60	"	0,54	0,47	0,64
Octobre	0,49	0,46	0,56	0,59	0,59	"	0,55	0,48	0,57
Novembre	0,41	0,44	0,44	0,51	0,53	"	0,50	0,46	0,56
Hiver	0,42	0,41	0,42	0,50	0,53	0,50	0,52	0,48	0,62
Printemps	0,68	0,61	0,72	0,70	0,71	0,66	0,61	0,57	0,64
Eté	0,62	0,56	0,74	0,68	0,65	0,67	0,51	0,45	0,58
Automne	0,48	0,46	0,54	0,57	0,58	0,57	0,53	0,47	0,59
Année	0,55	0,51	0,60	0,616	0,617	0,60	0,54	0,49	0,61

C'est ce que montrent les colonnes F2 et F3 du tableau 7, dont les chiffres ont été déduits des moyennes des maxima et des minima du Pic du Midi et de Bagnères de Bigorre.

Voici quelques autres données à ce sujet :

St Genis Laval, Mont Verdun (Région Lyonnaise) maxima 0,88, minima 0,32
Orange - Mt Ventoux - 0,75 - 0,48
Chamonix - Mt Blanc (Vallot) : juillet-Août - 0,74 - 0,51

Nous ferons mention, également, des observations horaires poursuivies pendant 14 jours (2 - 16 juillet 1788) par H.B. de Saussure au Col du Géant, dont nous n'avons pas trouvé l'équivalent dans des statistiques plus récentes. Le tableau ci-dessous résume ces observations et les compare à celles enregistrées simultanément à Chamonix et à Genève :

Heures	Col du Géant	Chamonix	Genève
0	0,821	11.186	14.886
2	0.639	10.307	13.379
4	0.457	9.444	11.929
6	1.936	10.186	14.321
8	2.886	14.786	16.371
10	3.743	17.450	18.807
12	4.507	19.536	20.807
14	4.714	19.064	21.964
16	3.729	17.921	20.743
18	2.364	15.979	19.486
20	1.886	14.407	17.236
22	1.007	12.086	16.486
Moyenne	2°,021	14°,363	17°,285

(en degrés Réaumur)

Différence d'altitude : Genève - Chamonix = 332 toises
Genève - Col du Géant = 1.555 toises

En opérant la conversion des toises en mètres et des degrés Réaumur en degrés Centigrade, on obtient les valeurs suivantes du gradient :

Genève - Chamonix	:	3°65 :	647 = 0°56
Chamonix - Col du Géant	:	15°00 :	2.383 = 0°63
Genève - Col du Géant	:	18°65 :	3.030 = 0°61

ainsi que le graphique journalier de la figure VI.

Cent ans plus tard les travaux comparatifs de Vallot à Chamonix, aux Grands Mulets et au Mt Blanc (15 Juillet - 15 Août 1887) ne faisaient que confirmer les données moyennes du savant genevois :

Chamonix (1.086 m)	moy. générale	16°9 (max 25°3 - min 10°3)
Grands Mulets (3.000)	-	5°8 (- 9°6 - - 3°2)
Mt Blanc (4.808)	-	- 6°4 (- 2°8 - - - 9°2)

soit pour le gradient :

Chamonix - Mt Blanc	= 0,62
Chamonix - Grands Mulets	= 0,58
Grands Mulets - Mt Blanc	= 0,67

Tableau 8. Résumé des observations de Vallot dans le Massif du Mt Blanc (15 Juillet - 15 Avril 1887)

A - à Chamonix B - aux Grands Mulets C - au St du Mt Blanc

	Température de l'air			Pression atmosphérique			Etat hygrométrique			Tension vapeur d'eau.		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Moy générale	16,9	5,8	- 6,4	674,5	534,5	426,1	75	66	-	10,6	4,5	-
Oscill.diurne moy.	11,5	4,3	3,5	1,2	1,3	1,2	42	27	-	2,5	2,1	-
Moy ds maxima	25,3	9,6	- 2,8	675,7	535,1	427,2	95	85	-	11,6	5,7	-
Moy ds minima	10,3	3,2	- 9,2	673,6	533,0	424,8	45	42	-	9,1	3,6	-
Oscill.diurne totale.	15,0	6,4	6,4	2,1	2,2	2,3	50	43	-	-	-	-
Max. absolu	30,1	13,3	4,0	680,7	539,0	430,9	100	100	100	-	-	3,5
Min. absolu	7,4	0,9	-13,0	669,1	528,7	419,9	17	14	13	-	-	0,5
Ecart entre ces extr.	22,7	12,4	17,0	11,6	10,3	11,0	83	86	-	-	-	3,0
Max. variant en 1 jour	21,4	11,3	14,7	6,2	5,7	7,6	69	72	-	-	-	-

d'après les Alpes et les Gdes Ascensions
E. Levasseur.

D'autres observations ultérieures de Vallot, en 1891, à Chamonix et à l'Observatoire des Bosses (4.359 m) donnèrent des conclusions identiques (56 jours d'observation, Chamonix 16°5, les Bosses -5°5, gradient 0°67).

On voit par là la conscience et la précision de De Saussure - dont certains, à l'époque, ont ridiculisé les baromètres et les thermo-

mètres- qui, il y a 150 ans, terminait modestement par ces mots l'exposé de ses observations thermométriques : j'ose affirmer qu'en attendant des expériences plus exactes et plus nombreuses, faites à des hauteurs égales ou plus grandes, on peut supposer qu'en été, et entre le 45° et 47° de latitude, la température moyenne de l'air décroit, depuis le niveau de la mer jusqu'à la cime des plus hautes montagnes, d'un centième de degré par toise. (0°64 centigrade par 100 m).

d) Inversion de température.

Telles sont les lois générales qui régissent -indépendamment de tout facteur régional- la valeur moyenne et le sens général des variations, tant journalières que saisonnières, du gradient vertical de température.

Elles ne doivent pas faire oublier que la température est un facteur météorologique essentiellement local, qui, en concordance avec les reliefs du sol et les autres facteurs météorologiques ou géographiques, présente de nombreuses singularités : d'où la variété des climats de montagne, due aux variations, d'un endroit à l'autre de tous les éléments : température, humidité, nébulosité, vents, précipitations, proximité de la mer, éloignement dans la masse montagneuse, etc.

Le gradient vertical de température n'échappe pas à des anomalies, dont la plus connue est l'inversion de température. Ce phénomène n'est paradoxal qu'en apparence. Il se produit, en hiver principalement, pendant les périodes de temps calme et clair, alors qu'il n'y a pas mélange entre les couches d'air, inférieures, de plus en plus refroidies par le contact du sol, et isolées de l'atmosphère par la nébulosité et les couches supérieures réchauffées par la chaleur du soleil. On l'observe surtout dans les vallées étroites, les bassins fermés ou les plaines voisines des pics isolés. Il prend dans certains endroits (Alpes Orientales) une telle fréquence qu'il influe même la température mensuelle moyenne, qui augmente avec l'altitude pendant les mois d'hiver.

Tel est le cas, par exemple, pour la vallée de Chamonix : la température moyenne, au village du Tour (1.400 m) y est supérieure pendant 3 mois (décembre, janvier, février) à celle de Chamonix (1.040 m).

Nous avons d'ailleurs figuré, sur la figure V, la courbe de variation du gradient, entre Genève (climat tempéré par le lac Léman, région peu encaissée) et Chamonix au régime continental prononcé (vallée fermée au pied de très hautes montagnes). La courbe est inversée :

Valeur annuelle : 0°50
Maximum saisonnier en janvier : 0,93
Minimum saisonnier en juillet : 0,22
Gradient des temp. maxima : 0,11
Gradient des temp. Minima : 0,88

AMPLITUDE DIURNE ET ANNUELLE DE LA TEMPERATURE

La règle générale, en corrélation avec la loi de décroissance de la température, est l'amortissement de toutes les oscillations thermiques. Absorbant moins de chaleur, l'air raréfié des hauteurs en perd moins pendant les périodes de refroidissement nocturne ou hivernal : mais là encore, les conditions locales du relief jouent un grand rôle et les variations diurnes et annuelles ne diminuent pas régulièrement avec les altitudes croissantes.

Sans entrer dans tous les détails que comporte cette question plutôt d'ordre climatique que d'ordre hydrologique, nous nous contenterons de donner quelques exemples typiques.

Tableau 9. Calcul de l'altitude moyenne de l'isotherme 0 pour les différents mois dans les Alpes françaises du Nord (Savoie et Dauphiné) 45 à 46° de latitude Nord.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Alti-tude en m	Tempé: annu-elle vraie	Tempé: réduite au niveau de la mer
Gradient	0,40	0,50	0,63	0,70	0,70	0,66	0,61	0,58	0,55	0,49	0,41	0,37			
Grenoble	0,49	2,68	6,45	10,11	14,05	17,78	19,84	19,15	15,80	11,03	5,94	2,08		10,45	11,63
"	336	750	1.238	1.658	2.221	2.908	3.466	3.516	3.087	2.465	1.664	776	214		
Chambéry	-0,10	2,05	5,98	10,04	13,63	17,90	20,07	19,23	15,57	10,44	5,20	1,52		10,13	11,58
	258	693	1.232	1.717	2.265	3.011	3.573	3.598	3.141	2.413	1.551	694	283		
Albertville	-0,28	2,34	6,83	10,57	14,37	17,97	19,91	19,54	16,12	10,93	5,48	1,43		10,43	12,30
	270	808	1.424	1.850	2.393	3.165	3.604	3.709	3.271	2.570	1.676	726	340		
Genève	-0,19	1,73	5,16	9,12	13,08	16,73	18,75	18,18	14,66	9,56	4,97	1,51		9,44	11,68
	361	754	1.227	1.731	2.276	2.943	3.482	3.542	3.078	2.313	1.620	816	408		
Annecy	-0,69	1,47	5,24	9,29	13,41	17,18	19,10	18,57	15,11	9,79	4,66	0,79		9,49	11,97
	276	742	1.280	1.775	2.364	3.051	2.579	3.650	3.195	2.448	1.585	661	448		
St Jean de M.	-1,18	0,93	5,21	9,23	14,12	17,23	19,50	18,23	14,14	9,94	3,70	-0,12		9,25	12,44
	285	766	1.407	1.898	2.597	3.190	3.776	3.722	3.151	2.608	1.482	548	580		
Bois d'Oisans	-2,54	0,06	4,34	8,65	12,27	16,12	18,13	17,42	13,07	8,89	3,60	-0,65		8,28	12,26
	89	734	1.413	1.960	2.477	3.166	3.696	3.727	3.101	2.578	1.602	549	724		
La Mure	-3,52	-1,04	1,55	5,68	8,87	12,60	15,09	14,38	11,55	7,36	1,90	-0,83		6,13	10,98
	-	670	1.128	1.693	2.149	2.791	3.356	3.361	2.982	2.384	1.345	658	882		
Villard de Lans	-4,50	-1,86	1,37	4,61	8,48	12,11	14,53	14,29	10,38	6,47	1,50	-1,90		5,46	11,12
	-	558	1.251	1.688	2.241	2.865	3.412	3.493	2.917	2.520	1.396	527	1.030		
Chamonix	-5,80	-2,33	2,18	7,00	11,03	15,22	16,81	16,07	12,25	6,53	0,83	-3,87		6,33	12,05
	-	574	1.386	2.040	2.616	2.346	3.796	3.811	3.267	2.373	1.242	6	1.040		
Totaux	1.875	7.149	12986	18010	23599	30436	35740	36129	31184	24462	15163	5.939			11,80
Moyennes	268	715	1.298	1.801	2.360	3.044	3.574	3.613	3.118	2.446	1.516	594			
Forel	544	819	1.226	1.971	2.632	3.197	3.682	3.615	3.105	2.402	1.379	683			
Maurer	170	708	1.117	1.893	2.566	3.176	3.776	3.770	3.385	2.362	1.367	362			
Lugeon	-	715	1.170	1.907	2.560	3.115	3.690	3.655	3.350	2.370	1.320	-			

Le tableau 6 montre que dans les Pyrénées Centrales, l'oscillation diurne passe de 7°24 en moyenne au Pic du Midi à 9°9 à Bagnères de Bigorre (moyennes comparatives du maximum et du minimum).

Par contre, l'amplitude annuelle correspondante, apparait du même ordre dans ces deux stations : 6.5 + 7.8 = 14°3 au Pic du Midi et 17.8 - 3.8 = 14°0 à Bagnères de Bigorre (?)

Dans le Massif du Mont Blanc, d'après les observations de Vallot que nous résumons dans le tableau 8 dont nous utiliserons plus loin les autres données, on note les chiffres suivants.

Oscillation diurne moyenne : 11°5 à Chamonix (1040)
4°3 aux Gds Mulets (3000)
3°5 au Mt Blanc (4808)

Différence des températures.
Moyennes maxima et minima : Chamonix 25.3 - 10.3 = 15°
Gds Mulets 9.6 - 3.2 = 6°4
Mt Blanc -2.8 + 9.2 = 6°4

Quant à la variation annuelle, sa diminution est une conséquence évidente des valeurs respectives mensuelles du gradient vertical de température dans les Alpes.

L'altitude en définitive diminue la continentalité thermique du climat et par là le climat des montagnes ressemble, en apparence, au climat maritime. Nous verrons plus loin qu'elle exerce un effet analogue sur la continentalité pluviométrique.

TEMPERATURE REDUITE AU NIVEAU DE LA MER

Compte tenu des valeurs respectives du gradient vertical de température et des températures annuelles et mensuelles d'une localité, on peut calculer les températures réduites au niveau de la mer, qui constituent des éléments géographiques et climatologiques intéressants, mettant en relief les variations de la température de l'air dues à d'autres causes que l'altitude.

Sauf particularités locales, assez fréquentes d'ailleurs en montagne (exposition, abri, etc) les points voisins ayant même latitude ont sensiblement la même température réduite.

Exemple :

Genève :	lat.	46.12	alt.	408,	T =	9°3	Tréd.	11°6
Lyon :	"	45.41	"	174	"	10°5	"	11°5
Clermont :	"	45.46	"	388	"	9°3	"	11°5
Puy de Dôme :	"	45.47	"	1407	"	3°3	"	11°5

Pour les 10 stations des Alpes françaises, que nous mentionnons plus loin, situées vers 45 à 46° de lat. Nord, cette température réduite varie de 12.44 (St Jean de Maurienne) à 10.98 (La Mure) : elle est en moyenne de 11°8.

Dans les Pyrénées, à la latitude 43° (Pic du Midi-Bagnères) on déduit des données du tableau 6 : T = 13°56.

CARACTERISTIQUES HYPSO-THERMIQUES D'UNE REGION

De tout ce qui précède, il résulte qu'on peut caractériser en moyenne du point de vue thermique, une région par une relation :

$$T = \Phi (A,t)$$

entre la température de l'air (T) l'altitude (A) et l'époque de l'année (t).

Cette relation peut se traduire graphiquement par un abaque de 3 manières différentes, suivant qu'on coupe la surface $T = \Phi (A,t)$ par un plan perpendiculaire à l'une des 3 variables : lignes d'égale température, lignes d'égale altitude, lignes de même saison.

En particulier la courbe correspondant à T = 0, soit $0 = \Phi (A,t)$ soit encore $A = \varphi (t)$ qui détermine, pour chaque époque la situation hypsométrique des points d'un bassin de température 0, présente un intérêt spécial, car elle constitue une démarcation, tout au moins idéale, entre les parties du bassin dans lesquelles il pleut, dans lesquelles la neige précédemment accumulée fond, et les parties du bassin dans lesquelles il neige, dans lesquelles se constituent les réserves nivo-glaciaires.

Nous appelons courbe hypsométrique de l'Isotherme 0, la courbe définie par la relation $A = \varphi (t)$ et abaque hypso-thermique ou courbes thermoisoplites les courbes définies par la relation : $T = \Phi (A,t)$ rapportée aux axes des coordonnées A et t (en faisant successivement) T = 1, T = 2... T = n.

Nous allons caractériser de ce point de vue, numériquement, la région des Alpes Françaises du Nord (Savoie et Dauphiné) où se trouvent la plupart des bassins que nous prendrons comme exemples, dans la présente étude.

COURBE HYPSOMETRIQUE DE L'ISOTHERME 0

(Courbe valable pour les Alpes Françaises septentrionales).

Nous avons déterminé ainsi qu'il suit cette courbe -tableau 9- Pour 10 stations nous avons calculé, en fonction des températures mensuelles vraies (premier chiffre), et pour chaque mois, l'altitude de l'isotherme 0, en utilisant, comme valeurs du gradient vertical de température, les valeurs d'Angot (deuxième chiffre) : et nous avons pris la moyenne des dix altitudes ainsi obtenues : d'où les 12 altitudes mentionnées à la 4e ligne, en partant du bas du tableau (Ao).

Les 3 dernières lignes établissent un parallèle entre les valeurs altimétriques ainsi calculées et celles résultant des travaux de différents auteurs, pour la Suisse (Forel, Maurer, Lugeon).

Le graphique de la figure VII donne la courbe correspondante, à laquelle nous avons adjoint celle qu'on peut déduire, de même, pour les Pyrénées, des observations thermiques de Bagnères de Bigorre et du Pic du Midi -résumées au tableau 6-. Pour cette région l'altitude de l'isotherme annuel est de 2.510 m, contre 2.156 m dans les Alpes, soit une différence de 350 m environ.

COURBES THERMO-ISOPLETES

En fonction des valeurs Ao ci-dessus calculées (tableau 9), nous avons déduit les tableaux 10 et 11 par les formules :

$$T = g\,(Ao - A) \quad \text{et} \quad A = Ao - \frac{To}{g}$$ (g = gradient vertical du temps)

et traduit graphiquement le tableau 11 par la fig VIII.

INDICE DE CHALEUR

On notera que, dans le tableau 10, nous avons totalisé séparément, pour chaque altitude, les températures positives et les températures négatives. La raison en est évidente. En effet, quand la température est inférieure à 0, la neige et la glace ne fondent pas plus à -10° par exemple qu'à -20°, tandis que, quand la température est supérieure à 0, elles fondent davantage à +20° qu'à +10°, à conditions égales d'insolation, bien entendu(mais, nous reviendrons là-dessus).

Abaque des Températures-mois, positives en fonction de l'Altitude et de l'époque de l'année

Fig IX

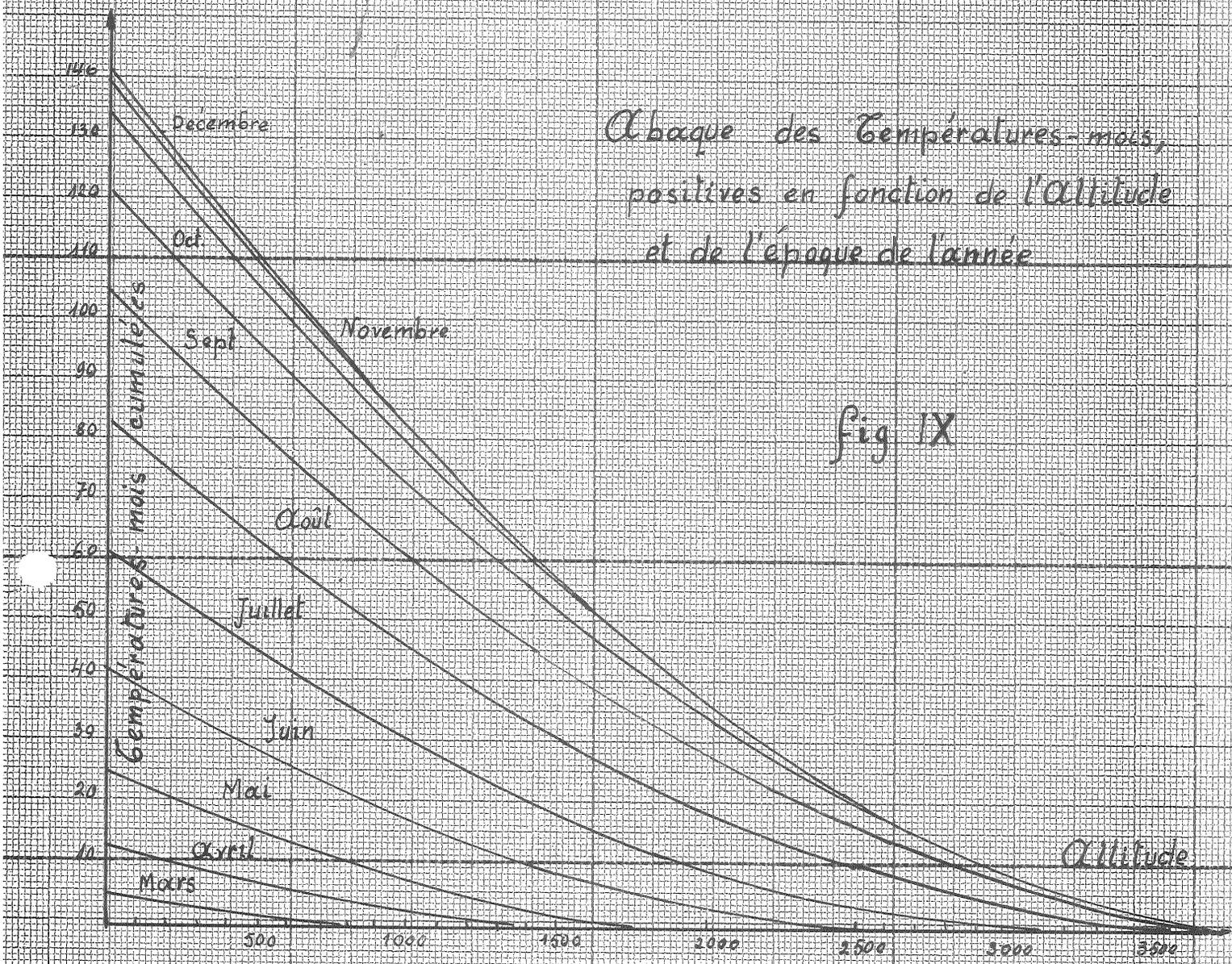
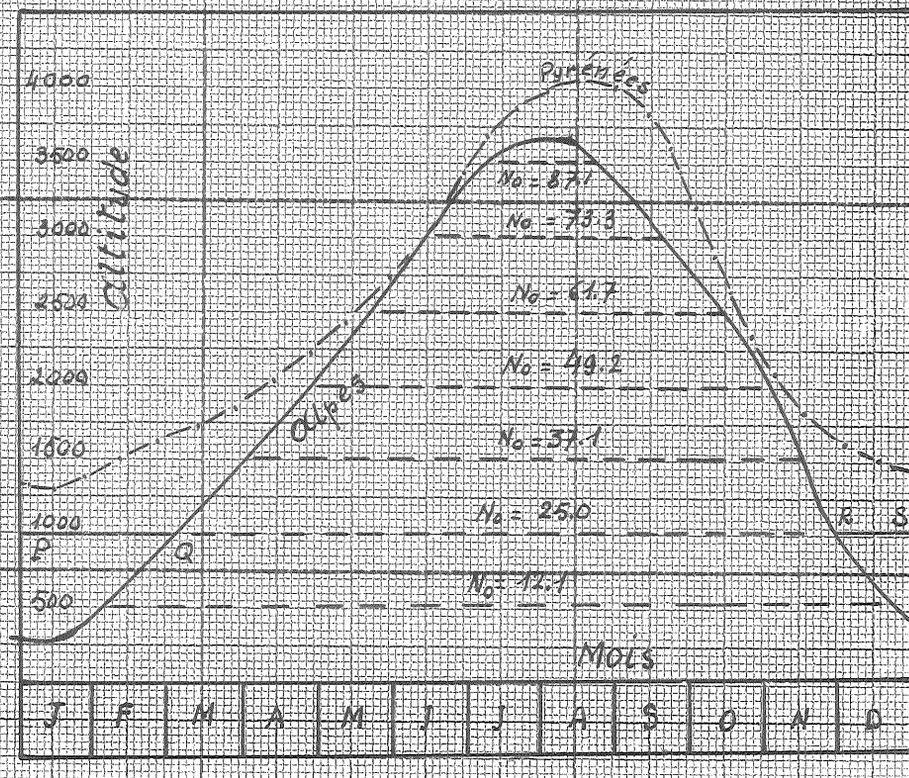


Fig VII

Courbe de l'Isotherme Zéro Alpes et Pyrénées



Nous appelons indice de chaleur d'un mois, la moyenne des températures supérieure à 0 de ce mois (total des températures journalières supérieur à 0 divisé par le nombre de jours du mois) que donne à peu près, le tableau 10 : plus exactement il faudrait faire intervenir les températures journalières, mais pour l'usage que nous ferons de cette notion indicative -à défaut de la notion plus précise d'énergie calorique- il nous suffit de considérer le mois, et de prendre pour expression de l'indice de chaleur, la température de ce mois, si elle est supérieure à 0. En totalisant, mois par mois, les températures mensuelles positives, on obtient le graphique de la figure IX que nous utiliserons plus loin, dans l'étude de la fusion de la glace, et dans celle de la limite supérieure -ou mensuelle- de la neige.

COEFFICIENT DE FROIDURE

De même la somme des températures inférieure à 0 pourrait être définie comme indice de froidure, mais cet indice n'est pas spécialement intéressant à considérer, en l'occurence. En hydrologie alpestre, si la chaleur intervient par sa masse, le froid intervient plutôt par sa durée.

Nous appelons donc coefficient de froidure et nous désignons par No la durée relative de la période de l'année ou du mois pendant laquelle la température est inférieure à 0.

Nous considérons cette notion comme fondamentale, parce que ce coefficient No conditionne essentiellement la nature, liquide ou solide, des précipitations, et par suite la nature -pluviale, nivale ou glaciaire- des écoulements.

Dans le présent chapitre, nous préciserons seulement comment on peut, à défaut d'observations directes, exprimer le coefficient No en fonction de l'altitude, soit pour les différents mois, soit pour l'année moyenne.

DETERMINATION DU COEFFICIENT DE FROIDURE, PAR LA COURBE DE L'ISOTHERME 0

Si l'on se reporte à la figure VII, on voit que l'on a

$$No = \frac{PQ + RS}{PS}$$

d'où les valeurs inscrites au dessin, soit 12,1 % à 500 m, 25 % à 1 000 m ... etc, qui satisfont à peu près, entre 1 000 et 3 500 m, la relation No % = 0,025 A, mais cette méthode simpliste -basée sur les seules températures mensuelles- n'est pas très exacte, surtout pour les altitudes extrêmes, où elle donne des valeurs de No trop faibles, aux basses altitudes, et trop fortes aux altitudes élevées d'où la méthode suivante que nous préconisons.

COURBES DE PROBABILITE DES TEMPERATURES JOURNALIERES NEGATIVES

Nous déterminons la courbe de probabilité de la température journalière d'une station de base, pour laquelle les éléments d'observations et les statistiques sont suffisantes, et nous l'appliquons à une altitude quelconque, en la décalant, compte tenu de la saison et de la valeur du gradient correspondant .

Soit à déterminer le coefficient No, soit la fréquence relative des jours à température inférieure à 0, à l'altitude A, (l'altitude de la station de base étant a) pendant une période (mois, année) de gradient g : on le prendra égal à la fréquence relative des jours où la température, à la station de base est : (A - a) g.

Comme station de base, nous avons pris la station météorologique de Lyon-Fourvière -alt 300 m- dont nous avons par le dépouillement de relevés journaliers d'une période de 48 ans (1888 - 1935)

Tableau 10. Valeurs de T = g (Ao - A) de 500 en 500 m.

Tableau 11. Valeurs de $A = Ao - \frac{T}{g}$ de 5° en 5°

10

Altitude.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	+	-	Σ	T°
0	1.08	3.55	8.19	12.60	16.52	20.06	21.78	20.94	17.16	12.0	6.23	2.22	142.33	-	142.33	11.86
270	0	2.20	6.49	10.71	14,63	18.28	20.13	19.37	15.67	10.68	5.12	1.22	124.50	-	124.50	10.37
500	0.92	1.05	5.04	9.10	13.02	16.76	18.73	18.04	14.41	9.55	4.18	0,37	110.25	0.92	109.33	9.11
600	1,32	0,55	4.41	8.40	12.32	16.10	18.12	17.46	13.86	9.06	3.77	0	104.05	1.32	102.73	8.56
710	1.76	0	3.72	7.63	11.55	15.38	17.45	16.82	13.26	8.55	3.32	0.40	97.68	2.16	95.52	7.96
1.000	2.92	1.45	1.89	5.60	9.52	13.46	15.68	15.14	11.66	7.10	2.13	1.48	82,18	5.85	76.33	6.36
1.300	4.12	2.95	0	3.50	7.42	11.48	13.85	13.40	10.01	5.04	0.90	1.59	66.20	8.66	57.54	4.80
1.500	4.92	3.95	1.26	2.10	6.02	10.16	12.63	12.24	8.91	4.65	0.08	3.33	56.79	13.46	43.33	3.61
1.520	5.00	4.05	1.39	1.96	5.88	10.03	12.50	12.12	8.80	4.55	0	3.40	55.84	13.84	42.00	3.50
1.800	6.12	5.45	3.15	0	3.92	8.18	10.80	10.50	7.26	3.18	1.15	4.44	43.84	20.31	23.53	1.96
2.000	6.92	6.45	4.41	1.40	2.52	6.86	9.58	9.34	6.16	2.20	1.97	5.18	36.66	26.33	10.33	0.86
2.360	8.36	8.25	6.58	3.92	0	4.49	7.38	7.25	4.18	0.44	3.45	6.51	23.30	37.07	13.77	1.15
2.450	8.76	8.70	7.24	4.55	0.63	3.89	6.83	6.73	3.68	0	3.82	6.84	21.13	40.54	19.41	1.62
2.500	8.92	8.95	7.56	4.90	0.98	3.56	6.53	6.44	3.41	0.25	4.02	7.03	19.04	42.61	22.67	1.89
3.000	10.92	11.45	10.71	8.40	4.48	0.26	3.48	3.54	0.66	2.70	6.07	8.88	7.94	63.61	55.67	4.64
3.040	11.08	11.65	10.96	8.68	4.76	0	3.23	3.30	0.44	2.90	6.23	9.03	6.97	65.29	58.32	4.86
3.120	11.40	12.05	11.47	9.24	5.32	0.53	2.74	2.84	0	3.29	6.56	9.32	5.58	69.18	63.60	5.30
3.500	12.92	13.95	13.86	11.90	7.98	3.04	0.43	0.64	2.09	5.15	8.12	10.73	1.07	89.74	88,67	7.39
3.570	13.20	14.30	14.30	12.39	8.47	3.50	0	0.23	2.47	5.49	8.31	10.99	0.23	93.42	93.19	7.76
3.610	13.36	14.50	14.55	12.67	8.75	3.76	0.24	0	2.69	5.70	8.57	11.13	0	95.92	95.92	7.99
4.000	14.92	16.45	17.01	15.40	11.48	6.34	8.62	2.26	4.84	7.60	10.17	12.58	-	121.67	121.67	10.14
gradient	0.40	0.50	0.63	0.70	0.70	0.66	0.61	0.58	0.55	0.49	0.41	0,37				0.55

11

T°	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
20						10	291	162					
15					217	768	1111	1024	393				
10				371	931	1525	1931	1886	1302	409			338
5			506	1086	1646	2283	2750	2748	2211	1430	276		1247
0	270	710	1300	1800	2360	3040	2570	3610	3120	2450	1520	600	2156
- 5	1520	1710	2094	2514	3074	3797	4390	4472	4029	3470	2764	1951	3065
-10	2770	2710	2887	3229	3789	4555	5209	5334	4938	4491	4008	3303	3974
-15	4020	3710	3681	3943	4503	5312	6029	6196	5847	5511	5252	4654	4883
-20	5270	4710	4475	4657	5217	6070						6005	5792
Δ F	1250	1000	793.7	714.3	714.3	757.4	819.7	862.1	909.1	1020.4	1243.9	1351.3	909.1

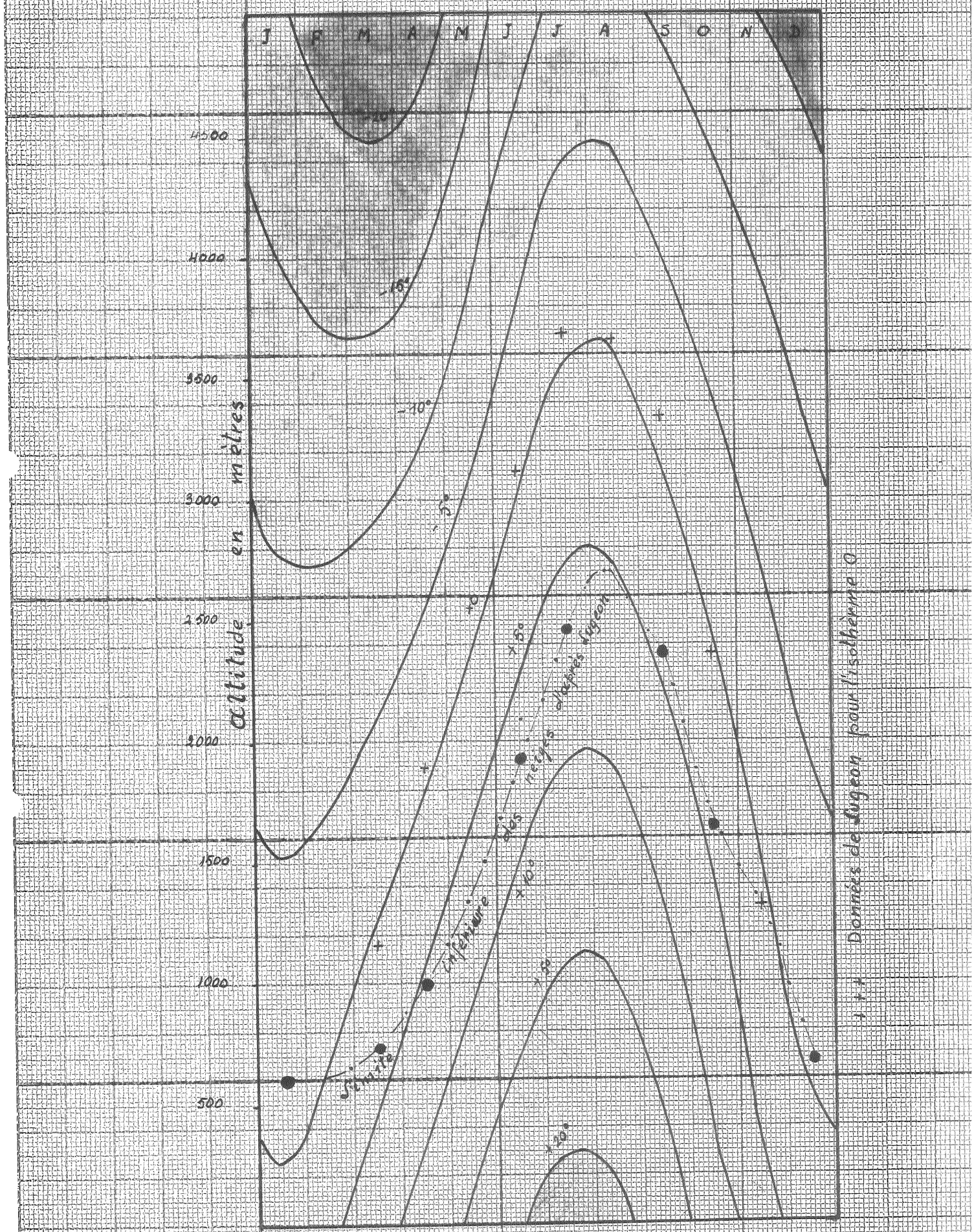

J F M A M J J A S O N D
4500
4000
3500
3000
2500
2000
1500
1000
500
altitude en mètres
-15°
-10°
-5°
+0
+5°
+10°
+20°
Limite inférieure des neiges d'après Lugeon
Données de Lugeon pour l'isothème 0

fig. VIII

déterminé la variabilité intrinsèque de la température journalière (moy. du maximum et du minimum journaliers).

Le tableau 12 fournit le résultat de ce calcul, de ces calculs, pour chaque mois et pour l'année moyenne, les valeurs étant les fréquences cumulées.

La figure X traduit les données annuelles (dernière colonne) au moyen de 2 courbes : y = f (T), soit la courbe de probabilité, qui présente deux maxima, et la courbe cumulée, intégrale de la première soit $z = \int_{-\infty}^{T} f(T)dT$. Etant donné que la température de cette série d'observations de Fourvière, réduite au niveau de la mer est de 12°76, contre 11°80 pour la région des Alpes considérée (ce qui provient de ce que dans un cas la température est la moyenne des températures extrêmes, et dans l'autre cas, la température vraie, et aussi, dans une certaine mesure, d'une différence réelle de température), nous considérons au lieu de T = (A - a)g, T = (A - a) g + 1,

D'où : $No = \int_{-\infty}^{T} f(T)\, dT$

Le tableau 13 donne les éléments de calcul de No, pour différentes altitudes, mois par mois, et en totalisant les fréquences pour l'année.

Ex : Prenons le mois de Janvier et l'altitude 1 000 m. On a g = 0,40 et T = (1 000 - 300) x 0,4 + 1 = 2,80 + 1 = 3,80.

Le tableau nous donne pour T = 3,80, 5,78 -

La valeur de No, pour ledit mois de Janvier sera de :

$$\frac{5,78}{8,49} = 68\ \% \qquad \left[8,49 = \frac{31}{365} \times 100\right]$$

Pour l'année totale, on obtiendra No en totalisant les valeurs successives (Janvier, Février ... Décembre) soit:
5,78 + 4,72 + ... 4,84 = 21,91.

On peut également, plus simplement, ne tenir compte que de l'année, et du gradient annuel, soit 0,55.

On obtient les chiffres de la dernière ligne : ainsi pour Janvier, on aura : T = (1 000 - 300) 0,55 + 1 = 4,85.

On lira directement, dans la dernière colonne de tableau, pour T = 4,85, No = 23,80.

En fonction de l'altitude, les valeurs de No ainsi obtenues par décomposition mensuelle satisfont convenablement, entre 1 000 et 3 500 m, la relation N % = 0,02625 A -5 et diffèrent peu, en somme, de celles que donne la relation ci-dessus indiquée : N % = 0,025 A.

Enfin, on peut également exprimer No en fonction de la température annuelle Ta.

On a en effet, $A = \dfrac{11°8 - T}{0,0055}$

D'où la formule : No = (50 - 4,75 T_a) correspondant à la formule : No = 0,02625 A -5

LA TEMPERATURE DU SOL ET L'INSOLATION

La cause première de presque tous les phénomènes météorologiques, sinon, même de tous -ainsi débute le traité de météorologie d'Angot- doit être cherchée dans la chaleur que nous envoie le

Tableau 12. Observatoire de Lyon - Fourvière -1888 - 1935)
Variabilité intrinsèque de la température journalière.

θ	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
													%
≤-10	0.11	0.04										0.03	0.18
- 9	0.13	0.07										0.04	0.24
- 8	0.18	0.10										0.08	0.36
- 7	0.28	0.15									0.01	0.16	0.60
- 6	0.38	0.86	0.01								0.01	0.24	0.90
- 5	0.53	0.35	0.01								0.01	0.40	1.30
- 4	0.77	0.50	0.05								0.04	0.53	1.89
- 3	1.08	0.68	0.08								0.04	0.77	2.65
- 2	1.57	0.96	0.14	0.01							0.13	1.09	3.90
- 1	2.18	1.35	0.27	0.01							0.31	1.57	5.60
0	3.02	1.85	0.40	0.01						0.01	0.55	2.34	8.18
≤+ 1	3.68	2.48	0.64	0.02						0.03	0.96	2.99	10.80
2	4.37	3.04	0.96	0.06						0.07	1.39	3.79	13.68
3	5.10	3.73	1.42	0.14						0.11	1.96	4.44	16.90
4	5.95	4.34	1.75	0.31	0.02					0.24	2.60	5.11	20.26
5	6.65	5.10	2.60	0.50	0.04					0.41	3.30	5.84	24.44
6	7.24	5.76	3.25	0.84	0.08					0.75	3.89	6.56	28.37
7	7.75	6.35	4.06	1.40	0.14				0.01	0.19	4.70	7.19	32.79
8	8.09	6.83	5.09	2.08	0.28				0.04	1.68	5.41	7.72	37.22
9	8.25	7.15	5.89	2.79	0.50				0.06	2.42	6.26	8.04	41.36
≤ 10	8.35	7.40	6.66	3.60	0.84	0.02			0.21	3.25	6.86	8.24	45.43
11	8.43	7.55	7.36	4.39	1.18	0.05			0.45	3.92	7.23	8.34	48.90
12	8.46	7.61	7.84	5.30	1.81	0.16	0.01	0.01	0.80	4.70	7.60	8.43	52.73
13	8.49	7.69	8.15	6.09	2.52	0.35	0.04	0.04	1.28	5.46	7.83	8.46	56.40
14		7.70	8.34	6.78	3.35	0.64	0.15	0.16	2.05	6.20	7.99	8.47	60.32
15		7.71	8.43	7.34	4.20	1.12	0.33	0.36	2.85	6.94	8.14	8.49	64.40
16		7.75	8.47	7.72	4.95	1.82	0.65	0.88	3.60	7.58	8.18	8.49	68.56
17			8.49	4.98	5.84	2.59	1.32	1.62	4.39	7.98	8.21		73.13
18				8.12	6.56	3.63	2.03	2.52	5.17	8.18			77.62
19				8.19	7.20	4.55	2.89	3.38	5.91	8.38			81.91
20				8.20	7.66	5.43	3.82	4.41	6.62	8.46			86.01
21				8.21	8.03	6.16	4.79	5.28	7.21	8.49			89.58
22				8.21	8.30	7.01	5.70	6.12	7.63				92.86
23					8.42	7.18	6.46	6.98	7.80				95.31
24					8.45	7.94	7.05	7.40	7.99				96.93
25					8.47	8.09	7.53	7.83	8.13				98.16
26					8.49	8.16	7.93	8.05	8.18				98.92
27						8.19	8.25	8.32	8.25				99.57
28						8.20	8.38	8.43					99.82
29						8.21	8.45	8.48					99.95
30							8.47	8.49					99.98
31							8.48						99.99
32							8.49						100.00

soleil, et dans la manière dont les différentes parties qui constituent l'écorce du globe absorbent ou rayonnent cette chaleur.

La température usuelle enregistre l'effet de cette chaleur sur l'air atmosphérique, corps transparent qui n'arrête qu'une partie des rayons solaires, mais sa considération est insuffisante pour interpréter bien des faits, et notamment le climat des montagnes, car les corps opaques qui forment la surface terrestre -la terre, l'eau, la neige, la glace, la végétation- absorbent et rayonnent cette chaleur différemment, suivant leur constitution, leur couleur, leur chaleur spécifique, suivant la durée de leur insolation et leur orientation, et suivant leur altitude, c'est-à-dire suivant que l'air atmosphérique, plus ou moins raréfié, laisse passer plus ou moins de chaleur.

C'est pour cette raison -raréfaction de l'air- que les oscillations thermiques du sol sont, en montagne, plus accentuées que celles de l'air : ainsi, à Bagnères de Bigorre (547 m) et au Pic du Midi (2 859 m) on a constaté, en septembre, les températures suivantes :

Bagnères : air 22°3	sol 36°1	différence 13°8
Pic du Midi : air 10°1	sol 33°8	différence 23°7

Par contre, si les pentes montagneuses bénéficient pendant le jour de la chaleur que l'atmosphère raréfiée ne peut absorber, elles sont réciproquement soumises pendant la nuit à un refroidissement d'autant plus intense que l'air n'arrête pas le rayonnement. On a noté qu'au sommet du Mont Blanc, la valeur du rayonnement nocturne est de 95 % plus élevé qu'à Chamonix. En 1844, Martius a observé au Grand Plateau, une température de la neige de - 19°2, alors que la température de l'air était de - 6°5.

La chaleur spécifique de la terre est les 6/10 de celle de l'eau, c'est-à-dire, que la même quantité de chaleur élévera, pendant le même temps, la température du sol environ 2 fois plus que celle de l'eau, que la même élévation de température sera acquise pour le sol deux fois plus vite, mais par suite, l'eau se refroidira environ deux fois plus lentement.

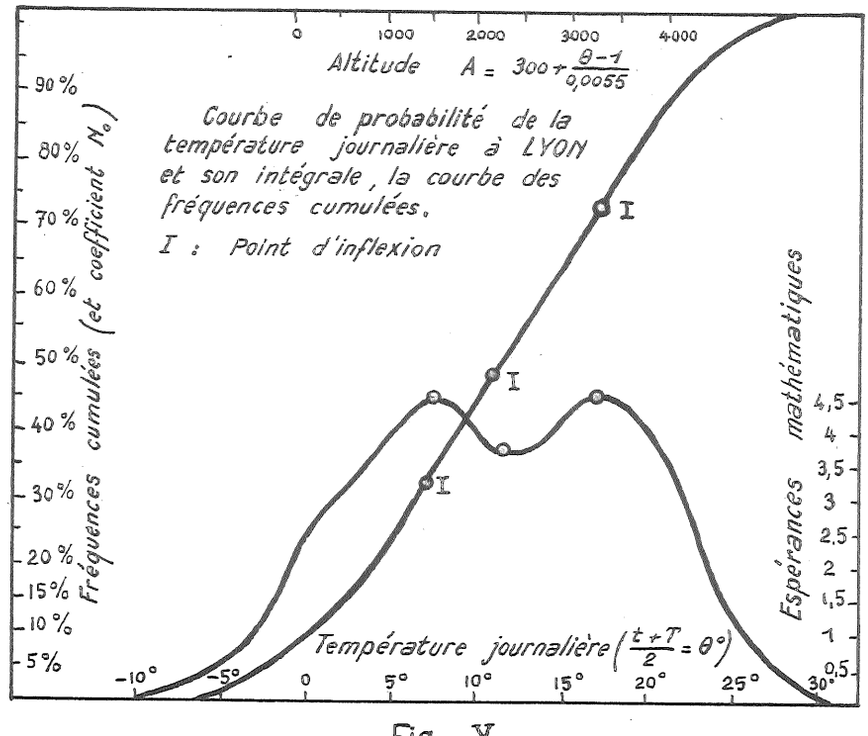


Fig. X

Tableau 13. Fréquences mensuelles des températures $\leqslant$ 0°C en fonction de l'altitude déduites de la courbe des probabilités de la température journalière à Lyon - Fourvière.

Altitude	0		300		500		1 000		1 500		2 000		2 500		3 000		3 500		4 000		a
Janv.	-0.20	2.85	1.00	3.68	1.80	4.23	3.80	5.78	5.80	7.12	7.80	8.02	9.80	8.33	11.80	8.45	13.80	8.49	15.80	8.49	0.40
Févr.	-0.50	1.60	1.00	2.48	2.00	3.04	4.50	4.72	7.50	6.35	9.50	7.27	12.00	7.61	14.50	7.71	17.00	7.73	19.50	7.73	0.50
Mars	-0.89	0.28	1.00	0.64	2.26	1.08	5.41	2.87	8.56	5.54	11.71	7.70	14.86	8.42	18.01	8.49	21.16	8.49	24.31	8.49	0.63
Avril	-1.10	0.01	1.00	0.02	2.40	0.08	5.90	0.80	9.09	3.11	12.90	6.01	16.40	7.82	19.90	8.20	23.40	8.21	26.90	8.21	0.70
Mai	-1.10	-	1.00	-	2.40	-	5.90	0.07	9.00	0.64	12.90	2.45	16.40	5.31	19.90	7.63	23.40	8.43	26.90	8.49	0.70
Juin	0.98	-	1.00	-	2.32	-	5.62	-	8.92	-	12.22	0.20	15.52	1.48	18.82	4.38	22.12	7.08	25.42	8.12	0.66
Juill.	-0.80	-	1.00	-	2.22	-	5.27	-	8.32	-	11.27	-	14.42	0.22	17.47	1.65	20.52	4.32	23.17	6.80	0.61
Août	-0.74	-	1.00	-	2.16	-	5.06	-	7.96	-	10.86	-	13.76	0.10	16.66	1.37	19.56	3.95	22.06	6.49	0.58
Sept.	-0.65	-	1.00	-	2.10	-	4.85	-	7.60	0.03	10.35	0.29	13.10	1.36	15.85	3.49	18.60	5.61	21.35	7.36	0.55
Octob.	-0.47	-	1.00	0.03	1.98	0.07	4.43	0.31	6.88	1.14	9.33	2.69	11.78	4.52	14.23	6.35	16.68	7.85	19.13	8.39	0.49
Novemb	-0.23	0.49	1.00	0.96	1.82	1.31	3.87	2.52	5.92	3.84	7.97	5.39	10.02	6.87	12.07	7.62	14.12	8.01	16.17	8.19	0.41
Décemb	-0.11	2.25	1.00	2.99	1.74	3.57	3.59	4.85	5.44	6.15	7.29	7.34	9.14	8.07	10.99	8.34	12.84	8.45	14.69	8.48	0.37
$T_o$tal	-	7.48		10.80		13.38		21.91		33.92		47.36		60.10		73.68		86.62		95.24	
Année	-0.65	6.55	1.00	10.80	2.10	13.97	4.85	23.80	7.60	35.45	10.35	46.64	13.10	56.79	15.85	67.93	18.60	80.19	21.35	90.73	0.55

C'est pour cette raison, que les grandes étendues d'eau, maritimes et même lacustres (lac de Genève, par exemple) tempèrent le climat, et plus on s'en éloigne (intérieur des continents), plus le climat devient excessif, continental, suivant l'expression courante.

L'altitude différencie donc essentiellement le climat alpin du climat polaire, celui-ci en l'opposé de celui-là, jouissant d'une température du sol plus élevée, qui favorise la végétation du sol malgré les basses températures de l'air.

"Il n'est point de voyageur, écrivait M. Martius en 1849, qui n'admire le nombre et la variété des fleurs qui, dans les Alpes, couvrent les pentes voisines des neiges éternelles. Il n'est point de botaniste qui n'ait été surpris de trouver tant d'espèces végétales à des élévations qui supposent un climat des plus rigoureux. Ainsi, le cône terminal du Faulhorn, dont la hauteur est de 80 m, la superficie de 4 hectares 1/2 et le sommet à 2 683 m au-dessus de la mer compte 131 espèces phanérogames. A égalité de climat et de surface, le nombre des espèces et des individus y est infiniment plus grand que dans les plaines du Nord. D'où vient cette différence ? La météorologie nous l'apprend. Dans le Nord, au niveau de la mer, le sol, à la surface et dans la zone où plongent les racines, offre une température égale à peu près à celle de l'air. Au contraire, en été, sur les sommets des Alpes à 2 680 m d'altitude, le sol s'échauffe au point que sa température moyenne est égale au maximum de celle de l'atmosphère. La physique nous dévoile à son tour la cause de ce phénomène singulier. Le faisceau de rayons calorifiques émané du soleil qui tombe sur le sommet de Faulhorn trouve une couche atmosphérique moins épaisse de 2 680 m que celle traversée par le faisceau qui descend jusqu'au niveau de la mer. Or, l'atmosphère absorbant une portion considérable de la chaleur de ces rayons, le faisceau qui frappe le Faulhorn sera (toutes choses égales d'ailleurs) plus chaud que celui qui a traversé l'atmosphère dans toute son épaisseur. De là, cet échauffement considérable du sol sur les sommets élevés. Dans les Alpes, ce n'est point la chaleur de l'air, c'est celle de la terre qui hâte la végétation des plantes".

Les phénomènes biologiques ou purement hydrologiques (évaporation, fusion, condensation, etc) dont le siège se trouve au contact du sol, sont, de fait, conditionnés directement par la radiation solaire, et ils ne dépendent de la température de l'air qu'indirectement, c'est-à-dire dans la mesure où celle-ci est elle-même en rapport avec la radiation solaire.

Mais en pratique, les données actinométriques n'étant pas des données météorologiques usuelles, on en est effectivement réduit à étudier l'action de la chaleur solaire sur les phénomènes en question, par le truchement de la température de l'air.

Le procédé d'investigation, pour empirique qu'il soit, se légitime parfaitement, puisque la température de l'air est fonction de la radiation solaire. Si une même cause produit deux effets analogues et parallèles, ces deux effets sont en corrélation plus ou moins intime.

On peut même dire que si on connaissait la loi qui lie ces deux éléments, température de l'air et radiation solaire, compte tenu notamment de l'altitude, il n'y aurait plus d'empirisme du tout : on aurait fait ce qu'on appelle en langage mathématique "un changement de variables".

Certes, M. l'Insp. des Eaux et Forêts Martin, dans un article récent (le climat de la Savoie, Etudes Rhodaniennes, 1909) a parfaitement raison de dire : "C'est le soleil qui fait fondre les glaciers" mais quand il tire de cette vérité, le corollaire suivant : "La fusion des glaciers est indépendante de la température", il formule non seulement un paradoxe, mais une appréciation exagérée, et même fausse la plus grande partie du temps, car la fusion des glaciers se poursuit en dehors des heures d'insolation, dont la durée n'atteint peut-être pas,

en montagne 1/10 de la durée totale de l'année. Aussi bien le soleil, quand la température de l'air est voisine de 0, ne fond pas les glaciers, dont le débit est à peu près nul pendant l'hiver, malgré l'insolation parfois intense de cette saison.

Mais, il n'en est pas moins vrai et indiscutable que l'exposition crée en montagne des contrastes d'échauffement frappants, une différenciation très nette des fonds de vallées et des versants d'orientation variée, qu'illustre par exemple les noms populaires d'adret et d'ubac et que les conditions biologiques et hydrologiques reflètent ces contrastes dûs à l'insolation, c'est-à-dire à la radiation solaire directement reçue par le sol.

LA RADIATION SOLAIRE ET LA TEMPERATURE MESUREE AU SOLEIL -

A défaut de données actinométriques, dont on ne peut malheureusement pas faire usage, étant donné leur rareté, la première idée qui vient naturellement à l'esprit est d'estimer la chaleur solaire au moyen d'un thermomètre placé au soleil.

Nous rappellerons à ce sujet, les tentatives du Comte de Gasparin, appliquées à l'agriculture. On sait que dans cet ordre d'idées, à la suite des suggestions primitives de Réaumur (1735), de nombreux savants, parmi lesquels Boussingault, ont essayé de calculer -en degrés mois- la quantité de chaleur nécessaire pour amener les récoltes agricoles à maturité.

C'est ainsi qu'il admettait que le blé exige 2 000 degrés de chaleur moyenne (température de l'air, mensuelle , cumulée) du renouvellement de sa végétation au printemps (pour T = 6°) jusqu'à sa maturité. Les totaux correspondants, pour Orange (1er Mars-25 Juin) et pour Paris (20 Mars-1er Août) et Upsal (20 Avril-20 Août), sont respectivement de 1 501°5 - 1 943°7 - 1 546°. Ces chiffres, plus ou moins différents, confirment l'action de la radiation solaire.

A Upsal, elle est continue pendant l'été à nuits très courtes et c'est à peine si l'obliquité des rayons solaires peut contrebalancer la continuité de son action : le froment y mûrit avec une quantité de chaleur moyenne très peu différente de celle d'Orange. A Paris, le ciel plus brumeux entraine une plus longue durée de temps qui produit une plus grande chaleur moyenne.

Le Comte Gasparin, génial créateur de la météorologie agricole, pour tenir compte de la radiation solaire, avait été amené à substituer à la température de l'air, ce qu'il appelait la température moyenne solaire, prise égale à la moyenne entre la température de l'air minimum et la température maximum au soleil.

Il obtenait ainsi des résultats plus concordants :

Paris		Orange	
10 jours de Mars	102	Mars	496
Avril	432	Avril	531
Mai	582.8	Mai	682
Juin	612	25j Juin	662
Juillet	703.7		
	2432.5		2371

LA RADIATION SOLAIRE ET LA TEMPERATURE MOYENNE USUELLE

L'observation des températures au soleil (à la condition d'employer un appareil, une méthode standardisée) permettrait-elle de suivre plus exactement que l'observation des températures usuellement faite à l'ombre, la radiation solaire, et sa variation saisonnière, notamment en montagne ? C'est possible, et même probable.

Mois	Equateur		45°Lat.		Pôle	
	$T_2 = 1$	$T_2 = 0,75$	$T_2 = 1$	$T_2 = 0,75$	$T_2 = 1$	$T_2 = 0,75$
Janvier	26.69	17.68	9.52	3.74	-	-
Février	27.88	18.70	13.43	6.97	-	-
Mars	28.22	18.87	19.04	11.56	1.36	0.11
Avril	27.20	18.19	24.82	15.81	15.48	2.89
Mai	25.84	17.00	29.07	18.87	27.55	10.37
Juin	24.99	16.32	30.60	20.23	33.15	17.00
Juillet	25.33	16.66	29.24	19.38	30.60	11.22
Août	26.52	17.85	25.84	16.49	20.40	3.06
Septembre	27.54	18.87	20.91	12.24	4.53	0.20
Octobre	27.54	18.70	15.30	7.65	-	-
Novembre	26.86	17.85	10.71	4.08	-	-
Décembre	26.35	17.17	8.50	2.72	-	-
	320.96	213.86	236.98	139.74	133.07	44.85

Tableau 14

Tableau 15. Température et radiation solaire - Région Parisienne

Mois	Température 1851-1900		Radiation globale		Radiation globale		Heures d'insolation Région Paris		Radiat. théorique
	T vraie	coef. mensuel	St Maur	Coef.	Mt Yodesien	Coef.	Théorique	Effective	45° lat. transp. = 0.75
Janvier	2.31	0.23	2.1	0.27	3.2	0.33	270	59	0.32
Février	3.64	0.36	3.6	0.47	4.8	0.50	283	87	0.60
Mars	5.91	0.59	6.8	0.88	8.6	0.90	367	125	0.99
Avril	9.94	0.99	10.1	1.27	10.9	1.14	409	164	1.36
Mai	13.02	1.30	13.6	1.74	14.6	1.53	471	225	1.62
Juin	16.52	1.64	13.9	1.79	16.2	1.70	480	225	1.74
Juillet	18.33	1.81	13.9	1.79	16.8	1.77	486	239	1.66
Août	17.69	1.76	12.2	1.57	15.1	1.59	442	229	1.42
Septembre	14.74	1.47	8.3	1.07	11.6	1.22	377	164	1.05
Octobre	10.05	1.00	5.0	0.64	7.8	0.82	333	114	0.66
Novembre	5.82	0.58	2.4	0.31	3.8	0.40	274	65	0.35
Décembre	2.74	0.27	1.6	0.20	1.0	0.10	256	48	0.23
	120.72	12.00	93.5	12.00	114.4	12.00	4448	1744	12.00
								39 %	
					Max	130.5			
					Min	106.3			

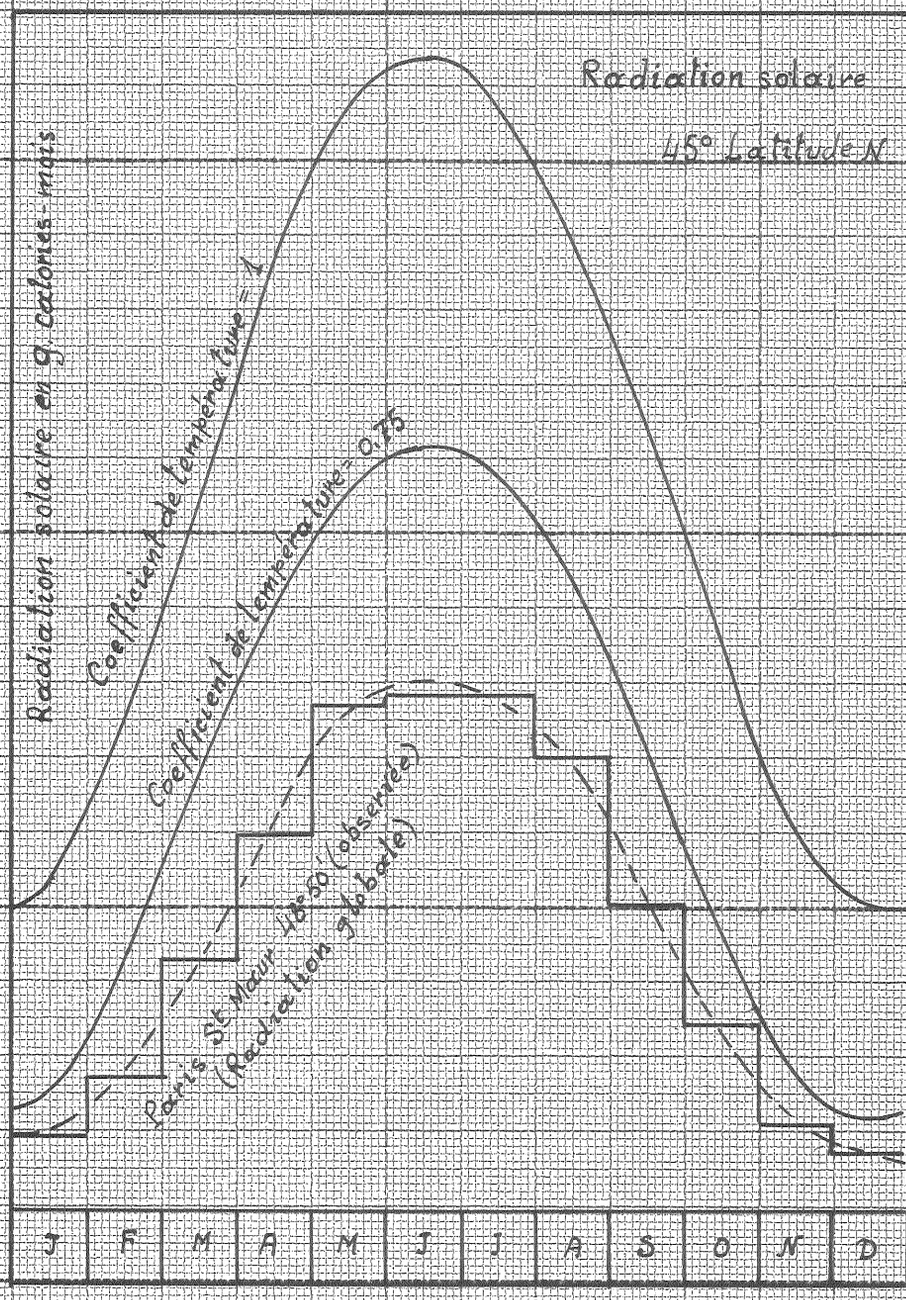
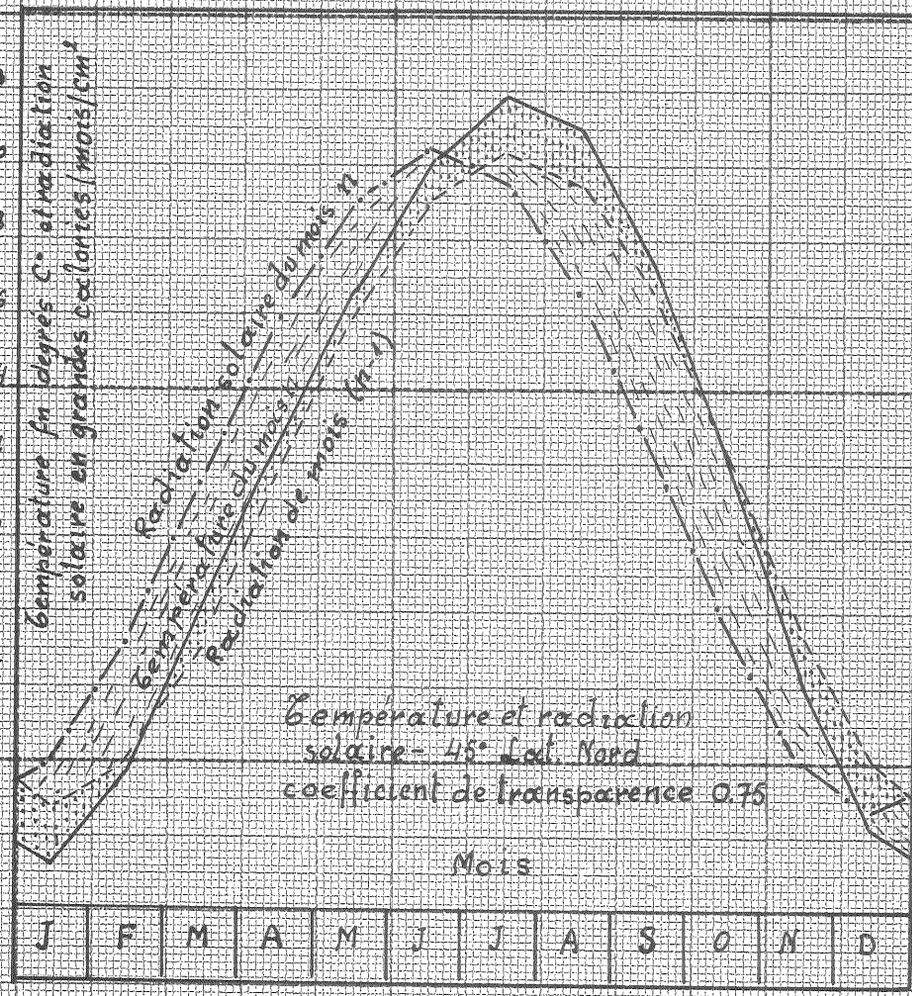

Radiation solaire
45° Latitude N
Radiation solaire en g. calories-mois
Coefficient de température = 1
Coefficient de température = 0,75
Paris St Maur 48°50' (observée)
(Radiation globale)
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
J
F
M
A
M
J
J
A
S
O
N
D

fig. XI



Température et radiation solaire - 45° Lat. Nord
coefficient de transparence 0.75

Fig. XII

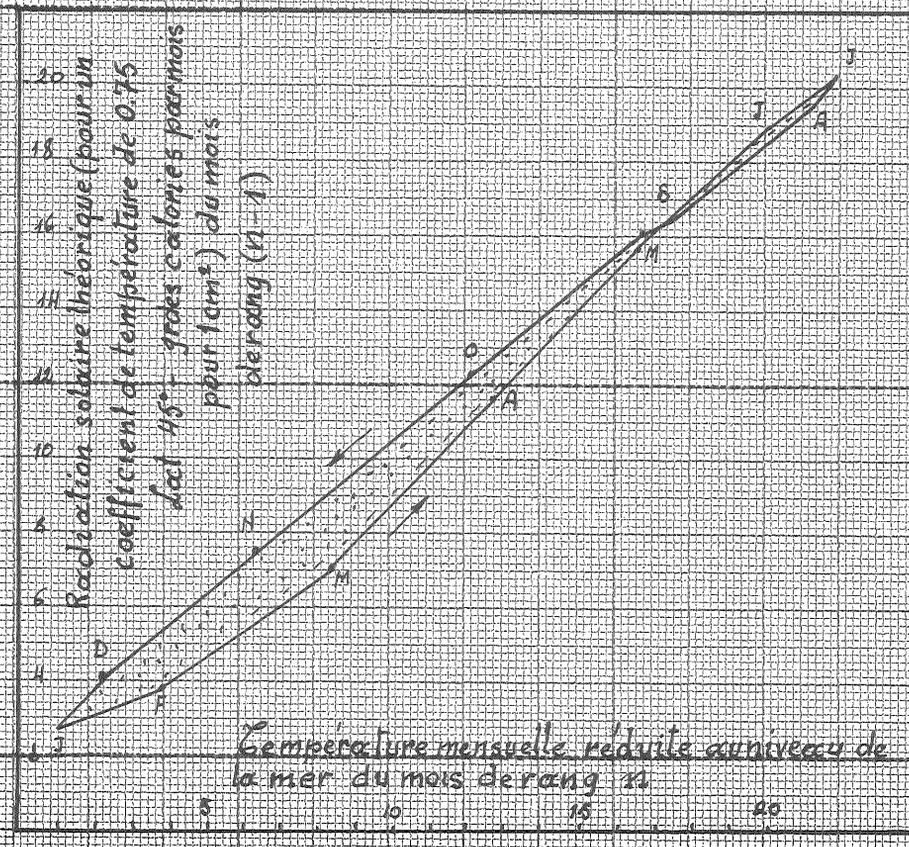


Fig XIII

Plus simplement nous nous contenterons d'étudier, comparativement, la radiation solaire et la température usuelle de l'air, dans leurs sommes respectives, et leurs variations mensuelles moyennes et déduire de cette étude, des conclusions pratiques susceptibles d'être utilisées dans l'étude des conditions de fusion, en montagne, de la neige et de la glace. Mr Angot, dans le 1er chapitre "Actinométrie de son traité de météorologie, a calculé et traduit en courbes les valeurs de la radiation solaire, pour un coefficient de transparence de l'atmosphère de 1 et 0,75, pour l'équateur, le 45° de latitude et le pôle. Sa figure ne comporte pas l'indication d'échelle, mais elle indique plus loin que "la quantité de chaleur que le soleil verse en un an sur une surface de 1 cm2, placée à l'équateur et à la limite de l'atmosphère est de 321 grandes calories. Nous en avons déduit les données numériques du tableau 14 et pour le 45° de latitude, le graphique de la figure XI, donnant en grandes calories, mais par cm2 la radiation solaire correspondant à un coefficient de transparence de 0.75. En juxtaposant à cette courbe celle de la température, réduite au niveau de la mer, pour la région Nord des Alpes françaises (chiffres de la première ligne du tableau 10), on constate que les deux courbes, sensiblement parallèles, sont décalées d'environ 1 mois et que pratiquement la température du mois du rang n est égale à la radiation solaire du mois de rang n - 1 (fig XII)

La fig XIII illustre ce fait d'une manière différente. En assimilant le polygone représentatif des variations de Tn en fonction de Rn - 1 à une ligne droite, on a approximativement :

$$Tn = 1.13\ Rn - 1 - 1.13 \quad \text{ou encore}$$
$$Rn - 1 = 1 + 0,89\ Tn.$$

Ce décalage est d'ailleurs parfaitement logique : on sait aussi bien, que la plus forte température annuelle, et la plus basse, dans nos régions, se produisent en moyenne vers le 20 Juillet et vers le 20 Janvier, c'est-à-dire précisément aux époques où le soleil envoie le plus et le moins de chaleur (à peu de choses près le solstice d'été et le solstice d'hiver).

On arrive à la même conclusion en confrontant les températures et les radiations solaires mensuelles réellement mesurées. Les données d'observations, dans la région parisienne, conduisent au tableau 15, et aux figures XIV et XV ; dans cette dernière figure, nous avons tracé à la fin le polygone représentatif des variations de Rn et Tn + 1, qui, très effilé, peut être assimilé à une droite : Rn - 1 = 0,775 Tn.

Nous avons fait état dans ce qui précède, de la radiation solaire globale observée à St Maur, parce que les données sont relatives à un grand nombre d'années. Au Mt Valérien, pour une durée plus faible, qui semble correspondre à une période relativement chaude (1926 - 1931) la radiation totale annuelle est plus élevée, soit 114 g calories, qu'à St Maur, 93,5g calories : la différence d'altitude de ces deux stations et la teneur en vapeur d'eau qui en résulte peut aussi expliquer cette différence.

Si maintenant, nous déterminons pour les radiations solaires annuelles, exprimées en grandes calories, les quantités d'eau de fusion, à partir de la glace, correspondantes, exprimées en mètres d'eau, soit en valeur absolue, soit en valeur relative comparativement au nombre de degrés-mois (80 calories par lg d'eau) nous obtenons les données suivantes :

1° Equateur :

Transp. 1	321 cal.	40,1 m par	degré-mois	0,134
Transp. 0.75	214 "	26,7 m	"	0,089
Transp. 0.60	156 "	19,5 m	"	0,065

300° environ par an 25° annuel.

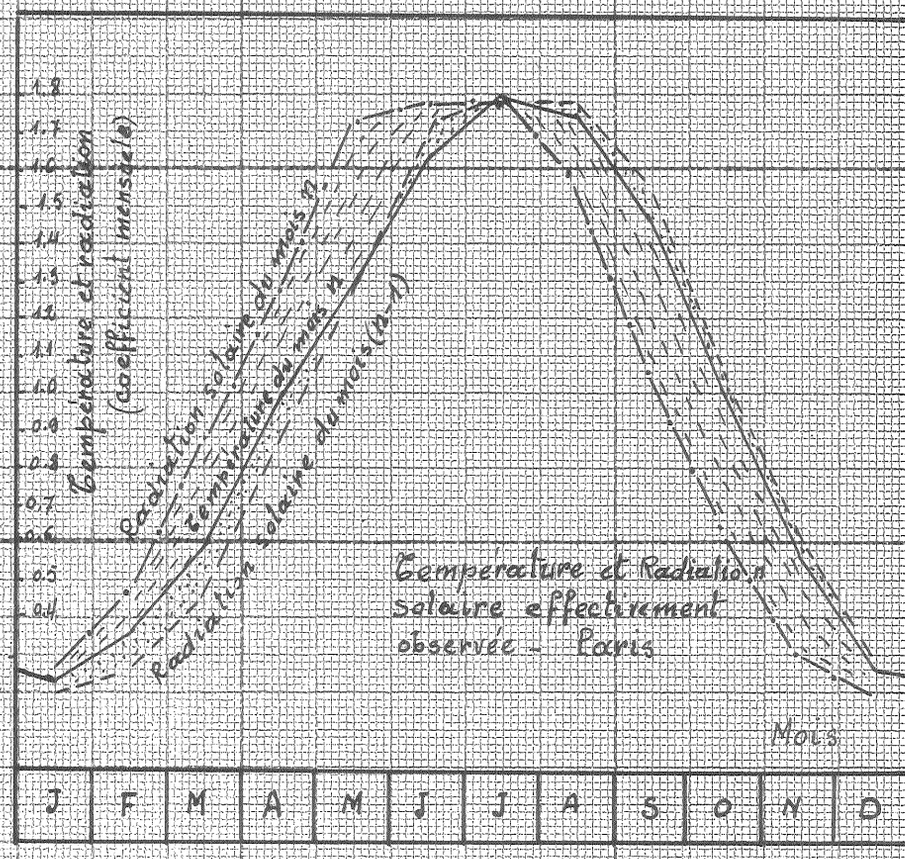


Fig. XIV

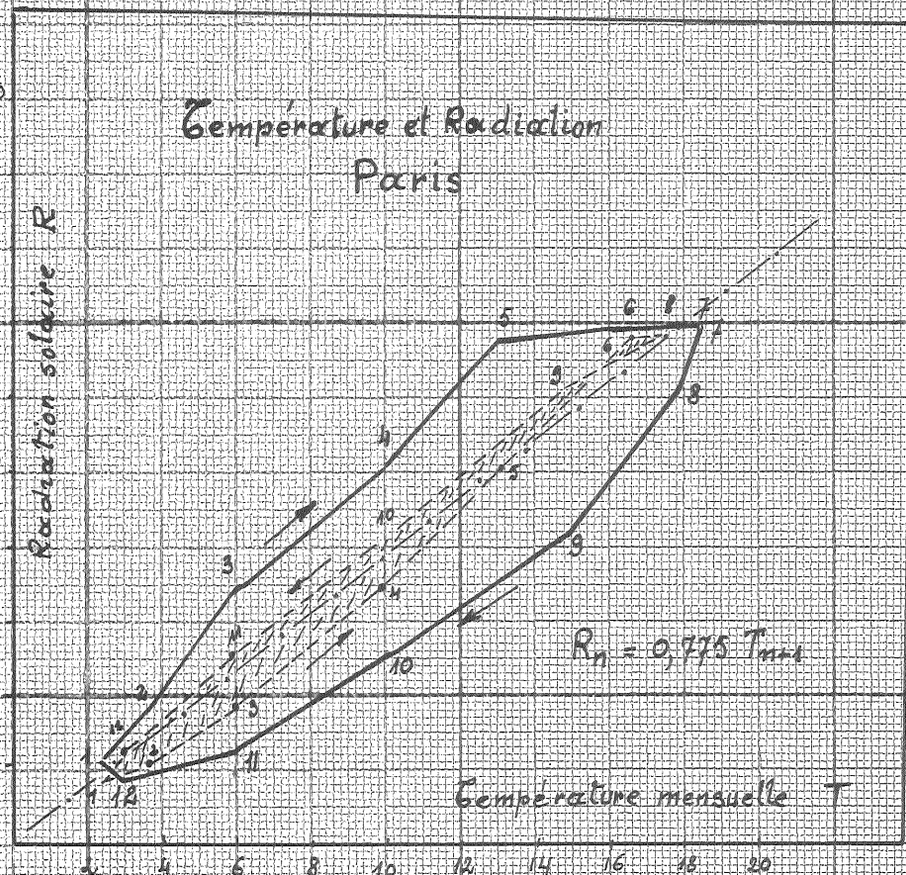


Fig. XV

2° Pôle Nord

Transp. 1 133 cal. 16,5 m
Transp. 0.75 45 " 5,6 m
Transp. 0.60 26,4" 3,3 m

3° Latitude 45°

Transp. 1 237 cal. 29,6 m par degré-mois (142,33)=0,21
Transp. 0.75 140 " 17,5 m " " =0.123

Latitude 48°50

St Maur (alt 25 m) 93,5 cal. 11,7 m " (120,7) =0.097
Mt Valérien (alt 136 m)114,0 " 14,25 m " (114,7) =0.124

LA RADIATION SOLAIRE ET L'ALTITUDE

L'influence de la diminution de la pression due à l'accroissement de l'altitude est illustrée par la figure XVI reproduite du traité de météorologie d'Angot, d'après Albot. Ce graphique a été établi à l'aide des valeurs maxima de la radiation observée à diverses altitudes en montagne et en vallée. Pour rendre les nombres comparables entre eux, on les a tous ramenés à ce qu'ils auraient été si au moment de l'observation, le soleil avait été au zénith et à sa moyenne distance de la Terre.

Plus simplement, et dans un but pratique, nous avons essayé d'établir une relation empirique entre la température et la radiation solaire moyenne, en fonction de l'altitude, d'après la fusion névoglaciaire des glaciers.

La formule que nous proposons n'est évidemment qu'indicative, mais, nous pensons, qu'elle peut rendre des services, et qu'elle permet de synthétiser la fusion des glaciers à différentes altitudes et pour les différents mois. Nous montrerons plus loin qu'elle permet de calculer pour les limites mensuelles des neiges des altitudes théoriques, qui se trouvent presque identiques aux altitudes observées effectivement.

LE POUVOIR FONDANT DE L'ATMOSPHERE. Formule empirique l'exprimant en fonction de la température et de l'altitude. - (Alpes françaises).

De même qu'on peut définir, comme notion météorologique complexe, le "Pouvoir évaporant d'un climat", on peut imaginer celle de "Pouvoir fondant d'un climat" et essayer de l'exprimer en fonction de l'altitude et des données météorologiques usuelles, en l'occurence la température de l'air. Nous le définissons par la quantité d'eau, en mètres d'épaisseur, que donne pendant la période considérée (l'année, le mois) la fusion de la neige et de la glace, et le désignons par φ. Nous désignons de même par χ la somme des températures moyennes positives du mois et de l'année, précédemment appelé "indice de chaleur".

Des considérations précédentes, il résulte :

1° Qu'à la latitude 45°, il y a sensiblement proportionnalité entre la température mensuelle exprimée en degrés-centigrade, et la radiation solaire. En réalité, il y a un décalage d'un mois, mais pour simplifier nous négligeons ce décalage (et bien d'autres facteurs en outre) car cette correction n'est pas légitimée par la précision de nos calculs tout à fait approximatifs, nous le répétons.

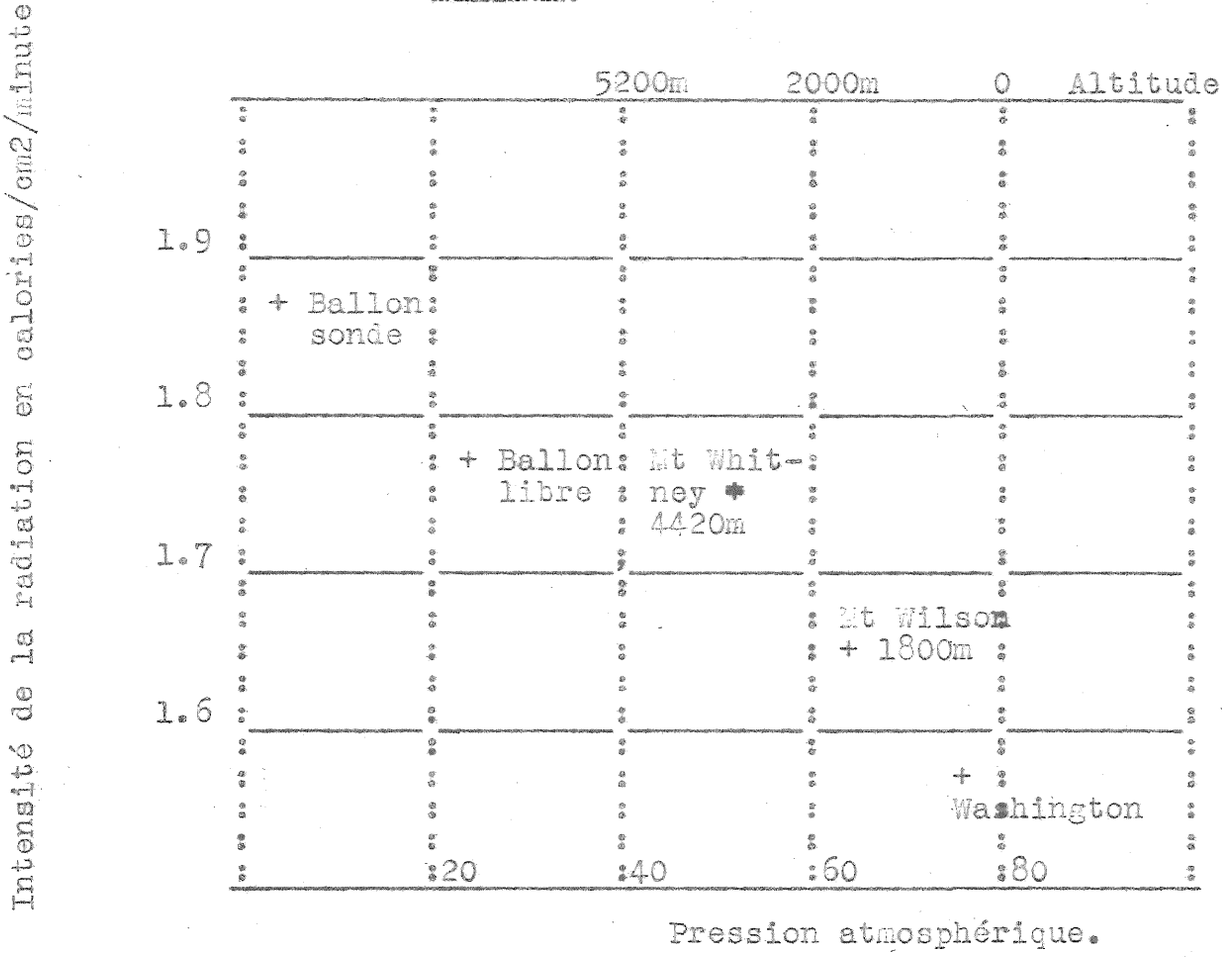
2° Qu'en posant $\varphi = \alpha \chi$ on a sensiblement $\alpha = 0,10$ à 0,12 à l'altitude 0.

3° Que le coefficient α ne peut que croître avec l'altitude,

Tableau 16

Alt.	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept	Oct	Nov.	χ	χ moyen pour zone	taux de répartition pour zone	χ moy. du Bassin
1500	2.10	6.02	10.16	12.63	12.24	8.91	4.65	0.08	56.79			
1800		3.92	8.18	10.80	10.50	7.26	3.18		43.84	50.315	1.5%	0.75
2100		1.82	6.20	8.97	8.76	5.61	1.71		33.07	38.455	3.5%	1.35
2400			4.22	7.14	7.02	3.96	0.24		22.58	27.825	7.9%	2.20
2700			2.24	5.32	5.28	2.31			15.15	18.865	11.5%	2.17
3000			0.25	3.48	3.54	0.66			7.94	11.545	32.0%	3.69
3300				1.65	1.80				3.45	5.695	30.2%	1.72
3600					0.06				0.06	1.755	13.4%	0.23
											100%	12.11

Fig. XVI. Influence de l'altitude sur la radiation solaire maximum.



du fait de l'augmentation de la chaleur reçue par le sol, au fur et à mesure que l'air se raréfie.

Nous avons déterminé la loi de variation de α d'après l'écoulement névoglaciaire des surfaces glaciaires du bassin de l'Arve à Chamonix, comme il suit :

Cet écoulement, comme nous le montrerons plus loin, est de l'ordre de 2 m d'eau (fusion des neiges et glaces correspondant à la surface glaciaire de 75 km2, et d'altitude moyenne 2 890 m). En divisant cette hauteur de 2 m par l'indice de chaleur moyen correspondant, nous obtiendrons donc la valeur du coefficient α pour cette altitude de 2 890 m.

Le calcul est indiqué par le tableau 16, d'après les mêmes données que le tableau 10, les taux de répartition altimétriques des glaciers étant ceux du tableau 4.

On obtient ainsi χ moyen annuel = 12° environ et par suite : $\alpha = \frac{2}{12} = 0{,}167$. En admettant finalement 0,17 à 3 000 m et 0,11 à 0,12 m nous avons adopté la formule :

$$\varphi = (0{,}11 + 0{,}002\ A)\ \chi$$

Le tableau 17 donne les valeurs correspondantes de φ (eau de fusion) pour les différents mois et de 300 en 300 m d'altitude. Le deuxième chiffre correspond aux valeurs cumulées. Nous utiliserons ultérieurement les données de ce tableau.

LA TEMPERATURE DE L'EAU

Nous signalons, en terminant ce chapitre, ce genre d'observations comme susceptible de donner des renseignements sur l'actuelle fusion des neiges et glaces d'un bassin. Pour un bassin donné, en un lieu d'observations donné, il doit y avoir une certaine relation, évidemment empirique, donc à déterminer dans chaque cas, entre le pourcentage d'eau provenant des réserves nivoglaciaires où l'altitude moyenne à laquelle la fusion se produit, et l'écart entre la température de l'eau et la température de l'air.

Le tableau 18 bis auquel correspond le graphique de la figure XVII contient quelques données statistiques à ce sujet, concernant le Rhône et la Saône à Lyon. Les températures de l'eau sont relatives à la période (1838 - 1843) + (1870 - 1879) = 16 ans.

Les températures de l'air sont les moyennes (1880 - 1930) observées à l'observatoire de Lyon (St Génis Laval) situé à 300 m (140 m au-dessus du confluent des deux cours d'eau).

L'influence de la fusion des neiges et glaces se manifeste dans la température de l'eau du Rhône par un écart, par rapport à celle de la Saône, de 0°5 en Avril et de 2° environ en Mai - Juin - Juillet - Août.

C H A P I T R E I I I

CARACTERISTIQUES PLUVIOMETRIQUES ET NIVOMETRIQUES

Les mesures des précipitations en haute montagne et leurs difficultés.

Tous les météorologistes et hydrologues s'accordent à reconnaître qu'il est très difficile d'obtenir en haute montagne des mesures exactes des précipitations, étant donné leur inclinaison

Tableau 17

Altitude.	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Septe.	Octob.	Novem.	α
1500	0.30	0.84	1.42	1.77	1.71	1.25	0.65	0.01	0.140
	0.30	1.14	2.56	4.33	6.04	7.29	7.94	7.95	
1800		0.57	1.20	1.58	1.53	1.06	0.46		0.146
		0.57	1.77	3.35	4.88	5.94	6.40		
2100		0.28	0.94	1.36	1.33	0.85	0.26		0.152
		0.28	1.22	2.58	3.91	4.76	5.02		
2400			0.67	1.13	1.11	0.62	0.04		0.158
			0.67	1.80	2.91	3.53	3.57		
2700			0.37	0.87	0.86	0.38			0.164
			0.37	1.24	2.10	2.48			
3000			0.05	0.59	0.60	0.11			0.170
			0.05	0.64	1.24	1.35			
3300				0.29	0.32				0.176
				0.29	0.61				
3600					0.01				0.182
					0.01				

Tableau 18 bis

Mois	Le Rhône à Lyon / La Saône à Lyon				Ecart	Température de l'air		
	Q_1	T_1	Q_2	T_2	T_2-T_1	Min.	Max.	Moy.
Janvier	425	4.4	555	3.6	- 0.8	- 1.03	4.80	1.885
Février	460	4.5	631	4.0	- 0.5	- 0.03	7.44	3.705
Mars	550	7.6	605	7.2	- 0.4	2.45	11.64	7.045
Avril	623	10.9	475	11.6	+ 0.5	5.51	15.54	10.525
Mai	638	14.1	346	16.2	+ 2.1	9.31	20.43	14.870
Juin	688	17.9	242	20.2	+ 2.3	12.47	24.08	18.275
Juillet	714	19.6	197	21.9	+ 2.3	14.47	26.46	20.465
Août	642	19.4	153	21.4	+ 2.0	14.00	26.00	20.000
Septembre	527	18.6	184	18.6	0	11.34	22.08	16.710
Octobre	520	12.5	307	12.8	+ 0.3	7.05	15.69	11.370
Novembre	508	7.8	496	7.2	- 0.6	3.22	9.50	6.360
Décembre	508	4.7	620	4.7	0	0.32	5.79	3.055
	567	11°83	400	12°45		6.59	15.79	11°19

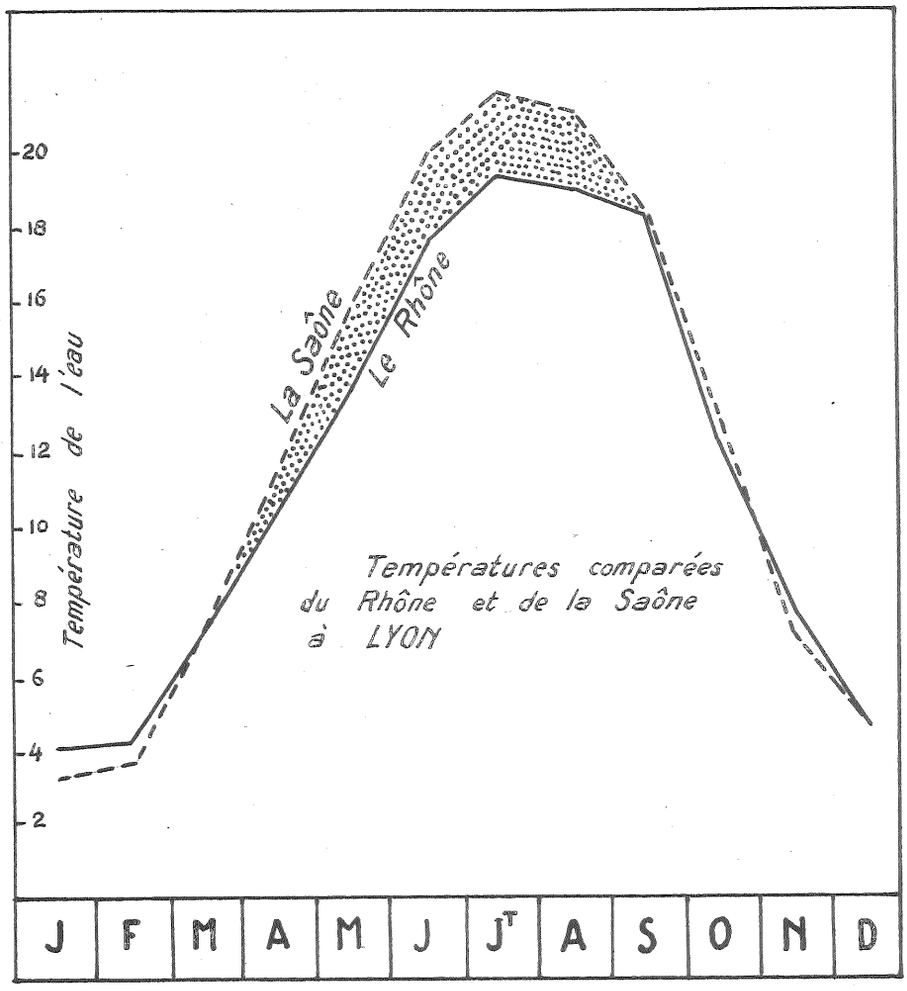


Fig. XVII

variable avec le vent, l'importance relative des chutes de neige, l'obliquité des versants, la grande variabilité de la pluviosité, l'éloignement des points d'observation des centres habités, etc.

Depuis le début du siècle, et surtout pendant ces dernières années, ils se sont ingéniés, et s'ingénient encore à l'heure actuelle, à imaginer des dispositifs appropriés supprimant les erreurs antérieures constatées. Il suffit, à ce sujet, de citer les travaux de Mougin et de Pers en France, et surtout ceux des hydrométéorologistes suisses, Lutschg, Mercanton, etc.

Sans entrer dans le détail, et l'exposé critique de toutes ces recherches, ce qui nous sortirait du cadre de notre travail, nous résumerons seulement en quelques lignes l'état actuel de la question.

1° Le prototype des pluviomètres, nivomètres totalisateurs, a été inventé, il y a trente ans, par l'Inspecteur Gl des Eaux et Forêts Mougin, qui en fit la première application en Savoie, dans le Massif du Mt Blanc notamment.

2° Des perfectionnements successifs ont été apportés par les Suisses à cet appareil qu'on appelle d'ailleurs toujours "un Mougin". Ils ont consisté essentiellement à doter l'appareil d'un écran métallique en tronc de cône renversé, dans le but de neutraliser l'influence perturbatrice du vent sur la récolte des pluies et surtout des neiges (écran Nipher, écran Billwiller) et à améliorer l'emmagasinement et la mesure directe de l'eau récoltée. On obtient ainsi des résultats satisfaisants, comme l'a montré récemment M. Baldit,

(comparaison d'un nivomètre **Mougin** à lecture annuelle avec un pluviomètre association à lecture journalière, Etudes Rhodaniennes, volume XV - 1939) en ce sens que les erreurs grossières sont éliminées. Toutefois, certains auteurs sont encore sceptiques. C'est ainsi que M. Martin, Inspecteur des Eaux et Forêts, dans son article "Climat de la Savoie" (même revue et n° que ci-dessus) est d'un avis contraire "Ainsi, jusqu'à nouvel ordre, les renseignements donnés par les totalisateurs pour la neige sont sans valeur".

Cette assertion nous semble exagérée.

3° Il y a une dizaine d'années, **Mr** Pers, professeur au Lycée de Grenoble, secrétaire de la C^on^ de Météorologie de l'Isère, en vue de tenir compte de la forme du bassin de montagne, et de l'inclinaison des précipitations a proposé l'emploi de pluviomètres spéciaux dénommés, "rectopluviomètre" et "stéréopluviomètre" qu'il a expérimentés par la suite dans le Massif des Grandes Rousses.

4° Plus récemment, dans le même ordre d'idée, MM. Haas et Lutschg, ont conçu un appareil ingénieux "le pluviomètre en boule", consistant en une boule percée de trous circulaires disposés de telle manière que sous n'importe quel angle du vent, la surface réceptrice égale celle du pluviomètre Hellman, soit 50 cm2.

5° En ce qui concerne plus spécialement la mesure des précipitations neigeuses, dans les lieux habités, où elle peut être faite journellement, il est hors de doute que le meilleur dispositif consiste à récolter la neige sur une surface plane aussi grande que possible, et à déduire, de l'observation directe, les hauteurs correspondantes de la neige et de l'eau de fusion. Il a été crée, à cet effet, des tables à neiges sur bascule, mais leur emploi ne parait pas s'être généralisé.

6° Quelle que soit la précision des observations ainsi localement faites, il reste une difficulté qu'aucune amélioration technique ne peut résoudre, quand il s'agit de déterminer la pluviosité moyenne d'un bassin d'une certaine étendue. En montagne, la pluviosité varie extrêmement d'un point à un autre, souvent très voisins, à cause du relief, de l'orientation, de la situation plus ou moins abritée. Seule la multiplication des appareils récepteurs peut résoudre la question. A ce point de vue, sont à signaler les travaux remarquables de Lutschg, qui le premier au monde a employé en masse les récepteurs pluviométriques, notamment les totalisateurs Mongin.

Haute Saaser-Visp	20	récepteurs	pour	25	Km2
Wäggital	18	"	"	42	"
Barberine	15	"	"	28	"
Salanfe	6	"	"	18	"
Baye de Montreux	60	"	"	14	"

Bassin du Grimsel, des glaciers d'Aletsch et du Rhône, etc.

Ces travaux ont notamment permis de déterminer, dans une certaine mesure, l'ordre de grandeur du déficit d'écoulement, en haute montagne, et par comparaison et généralisation, permettent de suppléer à l'absence ou l'insuffisance de mesures directes des précipitations, par l'estimation de la pluviosité et de la nivosité moyennes d'un bassin au moyen de l'observation des débits des cours d'eau correspondants.

DETERMINATION INDIRECTE DES PRECIPITATIONS D'APRES LES DEBITS OBSERVES

Il faut être, évidemment, très prudent, dans la détermination des précipitations moyennes d'un bassin, basée sur la considé-

ration des débits -de telles estimations pouvant être plus ou moins faussées- d'autant plus que le bassin est petit, par des pertes souterraines dues à la nature perméable du sol, et également, d'une manière plus générale, par l'utilisation de statistiques de débits plus ou moins exactes, ou se rapportant à des périodes d'observations trop courtes, soit trop sèches ou trop humides.

On peut citer, à ce sujet, les conclusions météorologiques fantaisistes déduites par Pardé et Benévent d'une série de débits de la Diosaz complètement erronée.

Mais, sous ces réserves, et celle qui résulte d'autre part de l'estimation préalable d'un certain coefficient de ruissellement, d'un certain déficit d'écoulement, la méthode utilisée par Pardé et Bénévent pour les Alpes françaises, est la seule qui permette actuellement de déterminer approximativement les quantités de neige et de pluie (y compris éventuellement les condensations occultes) que reçoivent, en moyenne, les bassins alpestres, pour lesquels les données pluviométriques et nivométriques limitées aux fonds des vallées, sont pratiquement inutilisables : beaucoup de ces dernières sont d'ailleurs sujettes à caution quand la station a un coefficient de nivosité important. Nous partageons, à ce propos, complètement l'avis de M. Martin, déjà cité "Je dois cependant signaler que pour la partie de ces vallées supérieure, au delà de Modane et de Bourg St Maurice, et pour les vallées secondaires, toutes les fois que l'altitude y dépasse franchement 1 000 m., les statistiques actuelles me paraissent fausses, et fausses largement par défaut. Nous tombons ici dans la cause générale de défaillance de nos observations en raison de la prépondérance des chutes de neige".

Quoi qu'il en soit, la méthode qui revient à considérer le bassin orographique lui-même comme totalisateur, peut être appliquée de deux manières différentes, suivant qu'on se donne a priori, le coefficient de ruissellement, ou le déficit d'écoulement.

Soit Q, H, D et S le débit, les précipitations, le déficit d'écoulement et le coefficient de ruissellement : on applique, en définitive l'une des deux formules :

$$H = \frac{Q}{S} \qquad H = Q + D$$

La première a été utilisée par Pardé et Bénévent. Nous avons préconisé nous-même l'emploi de la seconde, parce que la fixation a priori du coefficient S est beaucoup plus aléatoire que celle du facteur D.

A titre d'exemple concernant cette dernière remarque, nous citerons les déterminations de Pardé, pour le bassin du Haut-Rhône suisse, et pour le bassin supérieur du glacier du Rhône.

Pardé a admis respectivement un coefficient de ruissellement de 0,70 et de 0,85 pour des précipitations de 1 400 $^{m}/_{m}$ et 2 800 $^{m}/_{m}$. On en déduit que le déficit d'écoulement est, dans l'un et l'autre cas de 420 $^{m}/_{m}$: (1 400 x 0.30 = 2 800 x 0.15 = 420 $^{m}/_{m}$) ce qui n'est pas possible, étant donné les altitudes respectives des deux bassins.

On notera, enfin, qu'étant donné l'importance des précipitations en haute montagne, de l'ordre de 2 000 $^{m}/_{m}$ et plus une erreur, même importante, dans l'estimation du déficit D, n'influence pas sensiblement le calcul de H. Une erreur, par exemple, de 100 $^{m}/_{m}$ sur le déficit, quand ce déficit est de l'ordre de 200 à 300 $^{m}/_{m}$, erreur bien improbable, ne fausserait que de 5 % un indice pluviométrique.

INTERPRETATION SYNTHETIQUE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES D'UNE STATION OU D'UNE REGION

Cette interprétation peut se faire de multiples façons, soit numériquement, soit graphiquement, suivant le point de vue général auquel on se place, ou le but particulier que l'on se propose

1° La pluviosité annuelle moyenne est donnée par le total annuel des précipitations, désigné communément par indice pluviométrique. On définira de même l'indice nivométrique -Ho- la nivosité relative pouvant être exprimée par la rapport $n = \frac{Ho}{n}$ (coefficient de nivosité).

Si les données statistiques sont suffisantes, une région sera caractérisée par sa carte pluviométrique, obtenue en joignant les stations d'égal indice pluviométrique.

2° La variation saisonnière est caractérisée par les indices pluviométriques mensuels, auxquels on substitue généralement, quand il s'agit de comparer entre eux différentes stations et les différents mois, les fractions ou les coefficients pluviométriques mensuels.

Les fractions pluviométriques donnent le pourcentage des précipitations de chaque mois, par rapport au total annuel. ($f - \Sigma f = 100$). Les coefficients pluviométriques donnent le pourcentage des précipitations de chaque mois, la pluviosité moyenne de l'année étant prise pour unité ($C - \Sigma c = 12$).

On calcule ces coefficients, généralement à partir des fractions pluviométriques, compte tenu de la durée de chaque mois. En ce qui nous concerne, nous les calculons directement, par rapport à la pluviosité mensuelle moyenne, soit $\frac{H}{12}$, de manière à ce que leur somme soit exactement égale à 12 ($Cn = \frac{12\ hn}{H}$). Au diagramme saisonnier, des fractions, des coefficients pluviométriques, on a souvent intérêt à substituer le diagramme de leurs valeurs cumulées.

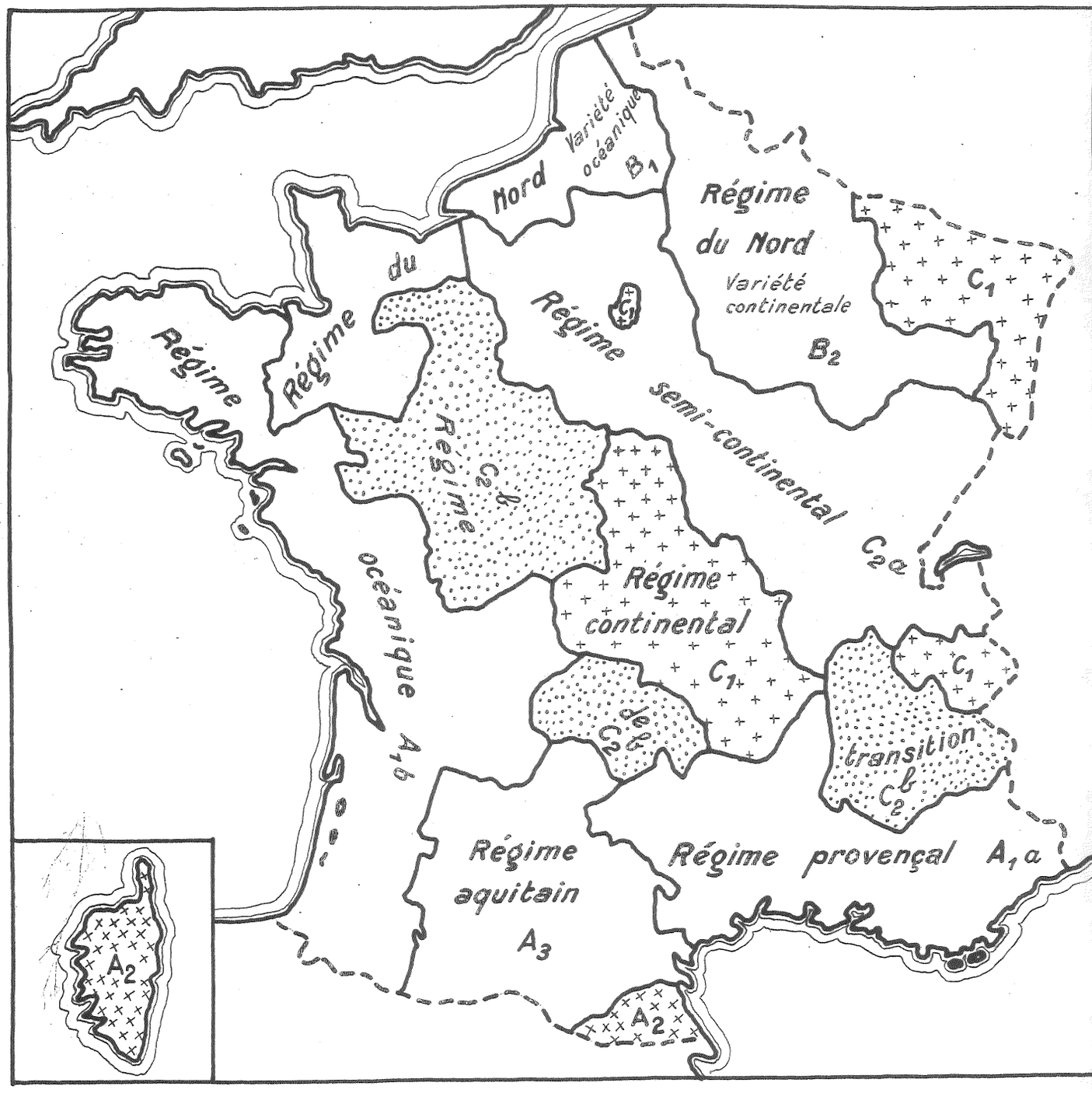
3° La notion du régime pluviométrique résulte directement des notions ci-dessus. Le principe de toute classification est basé sur la considération des époques de l'année présentant soit un maximum, soit un minimum.

4° Un élément statistique encore plus synthétique, est constitué par le rapport des précipitations de l'été (les 6 mois les plus chauds, mai - octobre) aux précipitations de l'hiver (les 6 mois les plus froids) ou plus exactement le rapport des pluviosités relatives correspondantes, si l'on tient compte de l'inégalité des mois.

Nous avons désigné ce rapport par coefficient de continentalité pluviométrique (C). Effectivement, plus ce coefficient est grand, plus le régime est, suivant l'expression consacrée, continental.

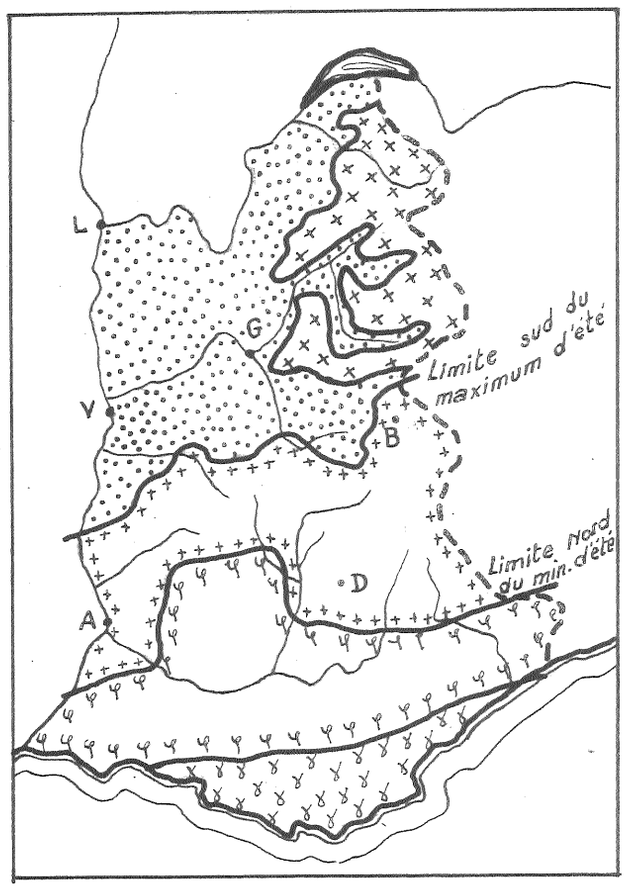
5° Un autre mode représentatif du régime pluviométrique consiste à tracer la courbe des précipitations mensuelles (ou des coefficients pluviométriques) en fonction de la température. On obtient ainsi, un diagramme thermo-pluviométrique dont la forme caractérise le climat, du point de vue thermique et du point de vue pluviométrique.

D'autres notions pluviométriques se rattachent à la considération de la variabilité intrinsèque des précipitations, mais



Minimum principal en été (Juin, Juillet, Août)	Maximum en Automne (Octobre)	Mini. d'été très accentué par rapport au max. d'automne. Min d'été beaucoup moins prononcé.	
	Max en hiver Nov.Déc.Jan:	Régime méditerranéen	A2
	Max printem:	Régime aquitain	A3
Minimum au printemps.	Pluviosité des 3 mois d'été < moy.	R. Nord de la France. Variété maritime	B1
	Pluviosité des 3 mois d'été > moy.	R. Nord de la France Variété continentale	B2
Minimum en hiver	Max en été : Juin.Juil.A:	Régime continental proprement dit	C1
	Maximum en Octobre	Période pluvieuse de 6 mois consécutifs, R. semi continentale	C2a
		Période pluvieuse estivale coupée en 2. Juillet et Août étant < moy. R. de transition	C2b

Fig XVIII. Régimes pluviométriques de la France
Tableau 18. Classifications des régimes pluviométriques de la France



Zône de transition à tendance continentale

Zône continentale

Zône de transition à tendance méditerran.

Zône méditerranéenne sublittorale.

Zône méditer. littorale

Maximum absolu	Minimum absolu	Maximum secondaire	Minimum secondaire	
	été	hiver printemps	printemps hiver	zone méditer. littorale (Cannes) zone méditer. sublittorale (Draguignan)
Automne	hiver	printemps	été	zone de transition à tendance méditerranéenne (Gap)
		été	printemps	zone de transition à tendance continentale (St Jean M. de Moutiers)
Eté	hiver	automne	printemps	zone continentale (Chamonix, Beaufort, St Martin de Belleville)

Fig. XIX. Régimes pluviométriques des Alpes françaises d'après Bénévent

Tableau 19. Classifications des régimes pluviométriques des Alpes françaises, d'après Bénévent.

nous les laissons de côté, n'ayant pas à les utiliser dans la présente étude.

REGIMES PLUVIOMETRIQUES DE LA FRANCE EN GENERAL ET DES ALPES FRANCAISES EN PARTICULIER. -

Pour illustrer ce qui précède, nous donnons (fig. XVIII et tableau 18), la classification des régimes pluviométriques de la France, basée sur la considération de l'époque du minimum et de l'époque du maximum, que nous avons établie, d'après les données départementales moyennes d'Angot.

Le tableau 19 et la figure XIX, relatifs à la région des Alpes, sont extraits de l'ouvrage de Bénévent sur le climat des Alpes françaises. Le tableau 20 résume les caractéristiques thermo-pluviométriques de Chamonix au climat nettement continental (voir également la fig. XX. Dans le tableau 21, nous avons réuni, classés par ordre de décroissance du coefficient C (coefficient de continentalité pluviométrique) qui permet de chiffrer le degré de continentalité d'une manière commode, quelques autres stations analogues, c'est-à-dire, présentant leur pluviosité maximum en été, en général au mois d'Août, et leur pluviosité minimum en Janvier.

Ainsi, dans leur ensemble, les Alpes françaises septentrionales, se caractérisent par leur continentalité. Mais ce n'est là, qu'une apparence, car il s'agit, ci-dessus, de données concernant à peu près exclusivement les fonds de vallées, et ne tenant pas compte des caractéristiques réelles de la plus grande partie de la région, essentiellement conditionnées par l'altitude.

Effectivement, l'altitude exerce une triple influence sur les précipitations, agissant à la fois, sur leur quantité, leur répartition saisonnière et leur nature.

Nous allons examiner successivement ces trois points :

INFLUENCE DE L'ALTITUDE SUR LA QUANTITE DES PRECIPITATIONS

La loi générale qui n'est vraie qu'en moyenne, car localement elle présente de nombreuses exceptions, est que la pluviosité augmente avec l'altitude, jusqu'à une certaine altitude, dite des précipitations optima à partir de laquelle elle décroit.

Un simple coup d'oeil jeté sur une carte pluviométrique met ce fait en évidence : les régions les plus élevées sont les plus arrosées. Ainsi, pour la France, la carte d'Angot dénote, pour chaque massif montagneux, même de faible relief, une pluviosité supérieure : Alpes, Pyrénées, Massif Central, Vosges, Morvan, Monts d'Arrée, etc. D'autre part, l'étude des débits d'un cours d'eau, qui croissent généralement d'amont en aval, confirme le fait.

De nombreux auteurs se sont ingéniés à exprimer cette loi par des formules empiriques, en rapport plus ou moins avec le profil et l'exposition des versants. L'expression algébrique la plus générale semble être, en l'occurence, la fonction exponentielle :

$$H = Hm\ e^{-K2\ (A - Am)2}$$

puisque la courbe, d'abord concave vers le ciel, s'infléchit et passe ensuite par un maximum. La formule parabolique

$$H = Ho + KA - K'A^2$$

proposée par exemple par Mathias, n'est qu'une simplification de cette fonction, développée en série, et limitée à ces deux premiers termes.

De telles formules ne peuvent être vérifiées que localement

Tableau 20. Caractéristiques thermopluviométriques de Chamonix (1 040 m)

Mois	Températures					Précipitations				
	Tm	To	(Tm+To)/2	moy. vraie	Tm-To	H	f	p	n	Ho
Janvier	- 0.80	-10.40	-5.60	-5.80	9.6	61	5.44	0.64		
Février	4.40	- 8.40	-2.00	-2.33	12.8	64	5.71	0.75		
Mars	9.50	- 4.30	+2.60	2.18	13.8	65	5.80	0.68		
Avril	14.40	0.40	7.40	7.00	14.0	67	5.98	0.73		
Mai	19.00	3.90	11.45	11.03	15.1	90	8.04	0.95		
Juin	23.90	7.30	15.60	15.22	16.6	116	10.36	1.26		
Juillet	25.80	8.60	17.20	16.81	17.2	120	10.72	1.26		
Août	24.90	8.10	16.50	16.07	16.8	133	11.87	1.40		
Sept.	20.40	5.10	12.75	12.25	15.3	112	10.00	1.22		
Octobre.	12.70	1.30	7.00	6.53	11.4	116	10.36	1.22		
Novembre	6.60	- 4.20	1.20	0.83	10.8	86	7.68	0.94		
Décembre	0.60	- 7.80	-3.60	-3.87	8.4	90	8.04	0.95		
Totaux	161.4	- 0.40	80.5	75.92	161.8	1120	100	12		
Année	13.45	- 0.03	6.71	6.33	13.48					

Tableau 21. Stations des Alpes à climat continental (max en été)

	Alt.	H annuel	Maximum		Minimum		C	Maximum Minimum
Chamonix	1040	1120	133	Août	61	Janvier	1.58	2.18
Val d'Isère	1849	861	93	Juin	47		1.50	2.04
St Martin	1394	847	95	Août	50		1.44	1.90
Sallanches	555	1075	114	Août	63		1.38	1.81
Tanninges	629	1297	132	Juin	76		1.38	1.79
Faverges	427	1234	128	Août	76		1.27	1.66
Ste Foy	1057	845	88	"	53		1.27	1.66
Megaie	1113	1324	132	"	84		1.22	1.57
Samoens	710	1521	151	"	97		1.22	1.55
Beaufort	745	1375	138	"	90		1.22	1.53

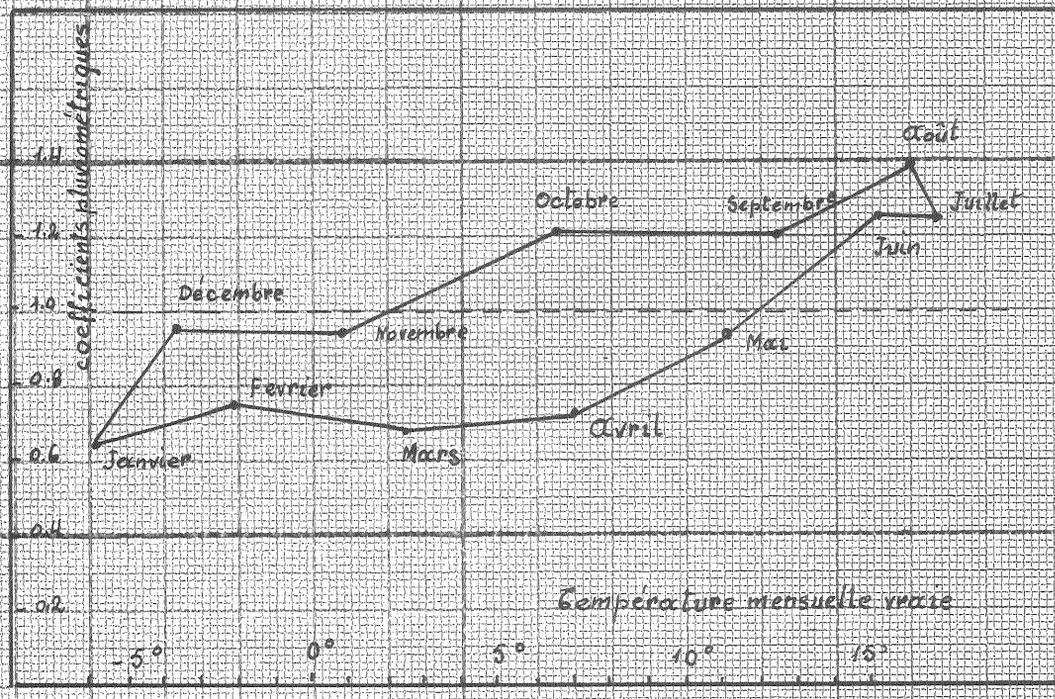


Fig. XX

Augmentation de la pluviosité pour les différents mois

1.22	1.00	1.85	0.82	0.50	0.58	0.56	0.74	0.60	0.77	0.80	1.04

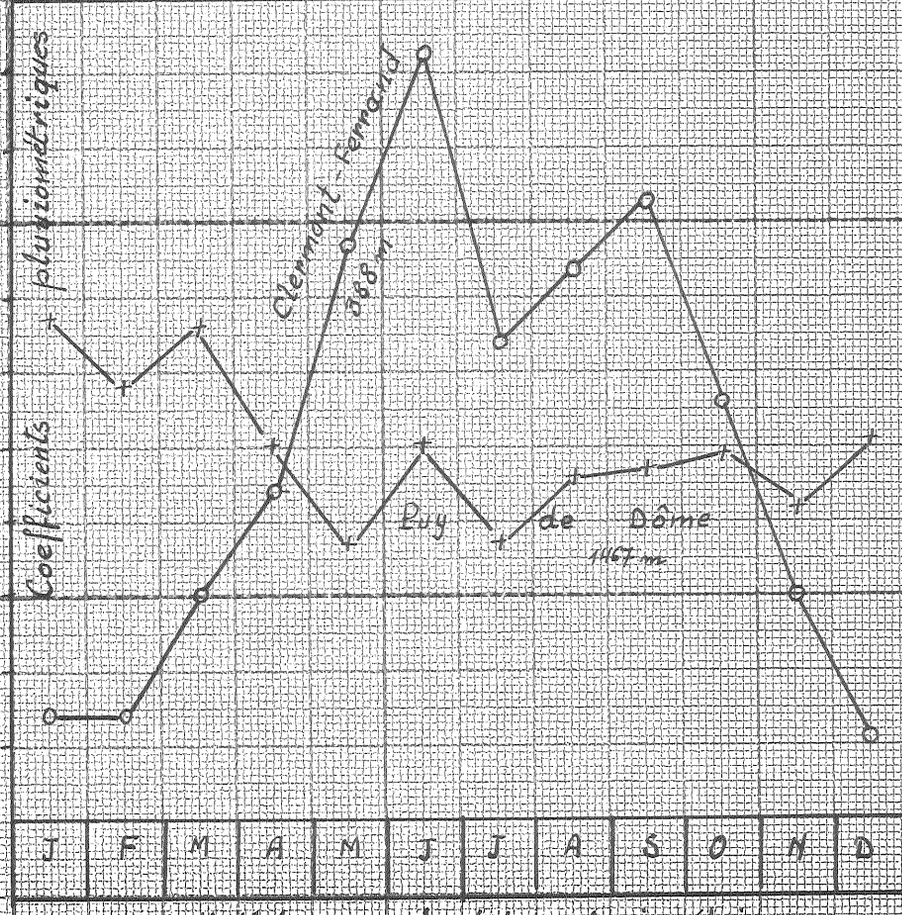


Fig XXI

Clermont-Ferrand (368 m)
Puy de Dôme (1467 m)

H. I. 856

Influence de l'altitude sur le régime pluviométrique

et n'ont pas et ne peuvent pas avoir de portée générale. Qu'il s'agisse de l'augmentation de la pluviosité en fonction de l'altitude, (gradient vertical de pluviosité) ou de l'altitude de l'optimum pluviométrique, les constatations de l'expérience apparaissent variables à l'infini. Et même pour une même région assez limitée, les opinions divergent suivant les auteurs et la manière dont ils interprètent les mêmes statistiques, d'ailleurs incomplètes et insuffisantes.

En réalité, nous citons E. de Martonne, chaque montagne, chaque versant (et il faut ajouter chaque saison) a sa loi d'augmentation des précipitations, les seules règles générales étant :

1° L'accroissement est plus rapide quand la pente est plus forte.

2° Il est d'autant plus marqué, que le vent pluvieux souffle plus près de la normale à la direction du versant considéré (il y a dans la plupart des chaînes un versant humide et un versant sec).

3° Il dépend de la température initiale de l'air et de son humidité (accroissement plus rapide dans les pays chauds et humides, et en France, par exemple, dans les Préalpes.)

L'altitude moyenne de la zone des précipitations maxima n'est connue exactement que dans un petit nombre de points. E. de Martonne cite : 800 m à Java, 1 300 m dans l'Himalaya, 1 400 m dans la Sierra Nevada, 1 400 m à l'Aigoual, 1 300 m dans la Forêt Noire, 1 500 à 2 000 m dans les Alpes occidentales, 2 500 m dans le Massif du Mt Blanc.

En ce qui concerne ce dernier massif, cette altitude de 2 500 m résulte des relevés faits au début du siècle par le service des Eaux et Forêts, sous la direction de l'Inspecteur Général Mongin, sur le profil les Houches, Plateau des Rognes, Tête-Rousse. Nous reproduisons le tableau résumant ces observations, tel qu'il figure dans le tome III des Etudes Glaciologiques du Ministère de l'Agriculture (tableau 22), en y joignant celui résumant les observations analogues, faites à la même époque, dans la région de Modane, et un autre tableau plus récent (même référence, tome VII) concernant des observations relatives à la décade 1920 - 1930.

D'après les auteurs suisses (notamment Lugeon), les précipitations atteindraient vraisemblablement leur maximum vers 3 500 - 4 000 m dans les Alpes Bernoises. Ainsi, pour le versant Nord de cette chaîne, une statistique, résumant les observations de 25 années, fait ressortir une augmentation toujours croissante, à allure nettement parabolique, d'une parfaite régularité.

Lauterbrunnen	810 m - 1 180	m/m	Concordia	2 850m - 2 340	m/m
Grindelwald	1 050 - 1 230		Jungfraujoch	3 450 - 2 940	
Eigergletscher	2 323 - 2 020		Mönchgrat	3 810 - 3 230	
Scheidfluh	2 800 - 2 330				

Cette divergence des deux courbes d'augmentation : Mt Blanc et Alpes Bernoises, qu'illustre la fig. XXIII ne laisse pas de surprendre un peu, étant donné le développement glaciaire du même ordre de ces deux régions. Sans vouloir contester l'exactitude des observations françaises -certains chiffres paraissent a priori bien extraordinaires- on peut faire remarquer que le profil choisi pour ces observations est assez particulier et que cette série unique ne peut être généralisée à l'ensemble du Massif, caractérisé par un développement de la glaciation qui semble peu compatible avec une décroissance aussi brusque des précipitations à partir de 2 800 m, c'est-à-dire dans la zone nourricière des glaciers.

Augmentation des précipitations avec l'altitude - Massif du Mt Blanc
(1902 - 1910)

Stations	Alt m	1902 1903	1903 1904	1904 1905	1905 1906	1906 1907	1907 1908	1908 1909	1909 1910
Les Houches (le Pont)	1010	621.5	597.7	1161.0	1359.4	1011.0	1209.7	894.2	1916.1
Baraque Inf de la Griez	1540	635.5	-	1314.5	-	-	738.4	1129.0	2096.0
Baraque en bois de la Griez	2100	412.1	-	1688.8	626.2	1065.8	1424.4	798.7	1915.0
Plateau des Rognes	2550	2385.2	2265.4	2634.2	-	-	-	2019.3	4835.4
Baraque de Pierre Ronde	2850	575.6	685.1	1009.5	652.0	2169.0	4703.2	1082.5	3813.8
Laboratoire de Tête Rousse	3185	475.1	486.9	636.0	1262.0	1407.1	1652.4	1431.5	1547.0

[illegible]des Glaciologiques - tome III

Maurienne (1906 - 1910)

Stations	Alt. m	1906 1907	1907 1908	1908 1909	1909 1910
Sècherie forestière.....	1040	642.7	814.8	513.9	801.06
Le Plan Marin.....	1363	76.6 ?	624.0	417.7	662.61
Pépinière de St.Antoine.	1910	1174.5	1219.5	729.7	1151.01
Baraque de St Antoine...	2160	967.7	1082.3	749.5	1085.63
Mont Rond.....	2468	634.7	807.1	513.1	747.62
Belle-Plinier.....	3091	1838.2	1300.7	1818.0	2413.48

[illegible]des Glaciologiques. Tome III

Zone d'altitude	Arve	Romanche	Gave de Pau
1000 - 1500	1340.50	-	1399.90
1500 - 2000	1521.80	1200.60	1675.85
2000 - 2500	2113.50	1761.85	1604.25
2500 - 3000	3249.72	1844.10	2299.75
supérieure à 3000	2097.70	-	2314.30

Etat (extrait) par bassins fluviaux et par zone d'altitude des moyennes annuelles des précipitations recueillies de 1920 à 1930.

Etudes Glaciologiques. Tome VII 1934

Tableau 22

Les conclusions de Bénévent (Le climat des Alpes françaises) sur ce sujet sont les suivantes :

"Dans les Alpes françaises du Nord, l'altitude de l'optimum pluviométrique augmente des Préalpes aux grands massifs et à la zone intra-alpine : elle doit être de 2 000 m dans les Préalpes (de Martonne indiquait 1 300 m) de 2 500 m dans les massifs centraux au-delà dans les montagnes les plus lointaines de la zone intra-alpine, l'optimum se tient probablement entre 2 500-3 000m. Il semble donc qu'il existe quelque lien entre l'altitude de l'optimum et de l'importance de l'abri, c'est-à-dire entre l'altitude des précipitations optima et l'usure des systèmes nuageux". Quant à l'accroissement par mètre, il serait, d'après le même auteur :

1,5 mm dans les chaînons occidentaux des Préalpes
0,6 pour Belledonne et le Beaufortin
0,5 dans la moyenne maurienne et le Doron de Bozel (augmentation dans les hautes vallées de l'Isère et de l'Arc, due à la lombarde)
1,6 dans le Massif du Mont Blanc.

Pour les Alpes méridionales (bassin de la Haute Durance) de Rham place le maximum pluviométrique vers 2 750 m (d'après la comparaison des débits du Gyr et de l'Onde) et la valeur du gradient de pluviosité à 0,45.

On voit, par ces quelques appréciations plus ou moins divergentes, comme il est difficile de préciser cette question. Et nous devons conclure, avec Pardé :

"Il nous faut de plus en plus renoncer à définir la pluviosité en montagne par des lois simples, et à admettre l'augmentation régulière des chutes d'eau depuis la base jusqu'à une altitude optima assez uniforme dans un même massif. Les faits nous déroutent de plus en plus par une complexité en rapport avec l'infinie variété des formes montagneuses. Il demeure cependant, que toutes choses égales d'ailleurs les bassins de plus haute altitude moyenne reçoivent en général les plus fortes pluies annuelles. Ils émettent en tous cas, les débits les plus abondants, ce qui revient à peu près au même".

ACCROISSEMENT MOYEN DE LA PLUVIOSITE, EN FONCTION DE L'ALTITUDE, DETERMINE D'APRES LES DEBITS OBSERVES

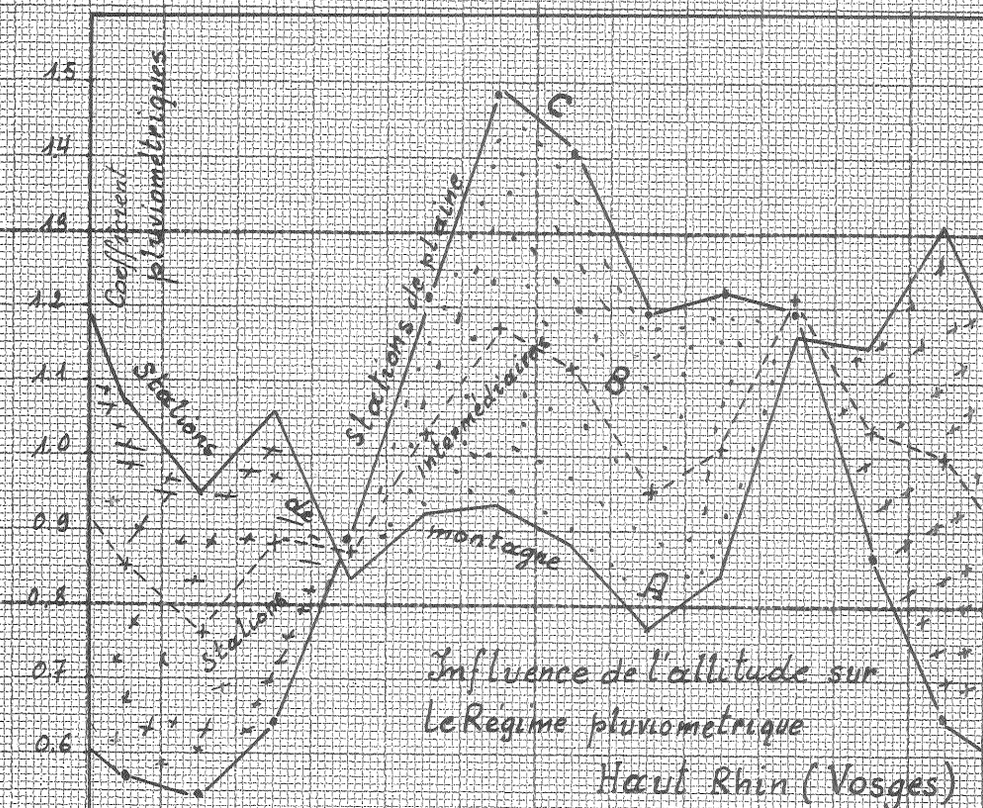
De fait, dans la plupart des cas, c'est en considérant les débits qu'on peut se faire une idée de l'accroissement de la pluviosité en fonction de l'altitude. Il s'agit, évidemment, d'un accroissement moyen, un peu fictif, puisqu'il néglige l'existence de l'optimum pluviométrique, c'est-à-dire la décroissance à partir d'une certaine altitude, de la pluviosité, décroissance qui n'affecte généralement qu'une très faible partie d'un bassin de montagne.

Soit Ho, l'indice pluviométrique des parties basses du bassin (altitude Ao) généralement connu par des observations pluviométriques directes. On peut considérer, soit une station, soit plusieurs stations.

Soit Q, l'indice d'écoulement, D, le déficit d'écoulement, et H, l'indice pluviométrique moyen du bassin. On calcule H par l'égalité : $H = Q + D$

L'altitude moyenne du bassin étant A, on aura pour le gradient vertical de pluviosité :

$$h = \frac{H - Ho}{A - Ao}$$

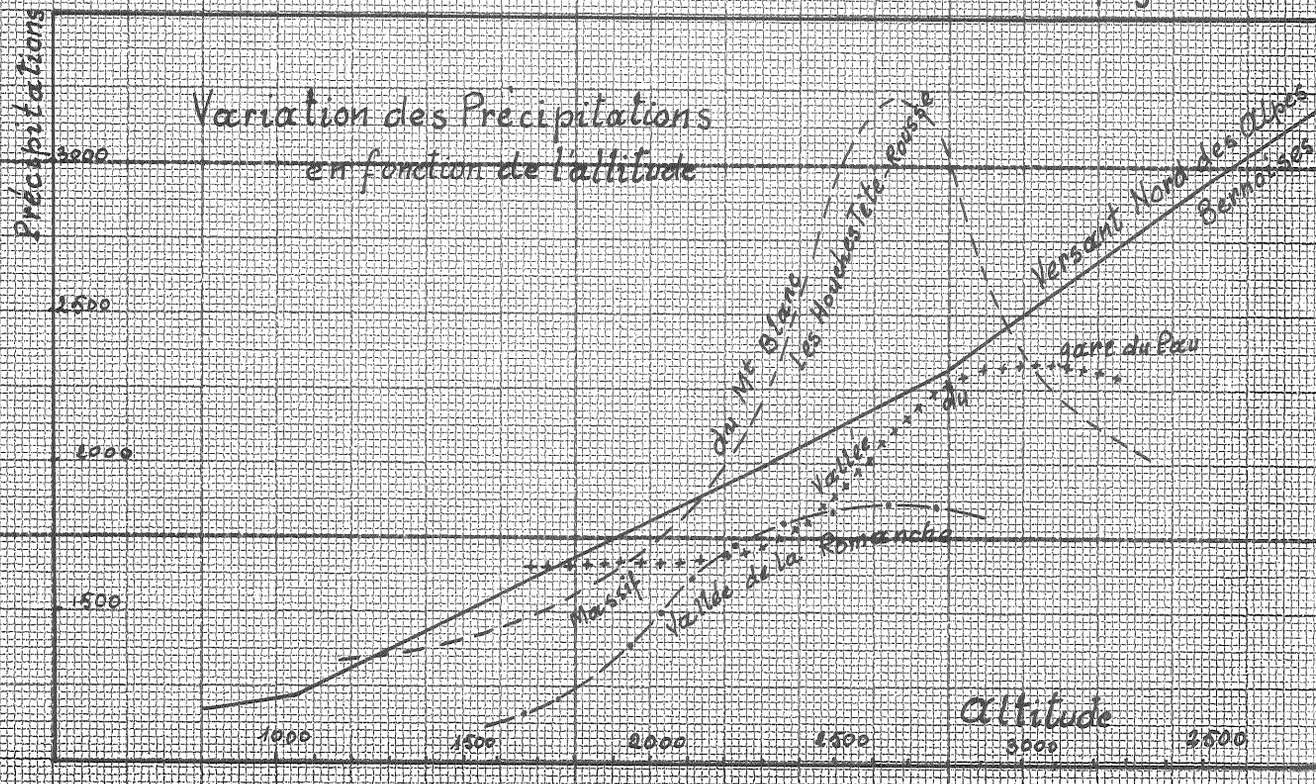


Influence de l'altitude sur le Régime pluviométrique Haut Rhin (Vosges)

Fig. XXII

A	1.09	0.96	1.07	0.84	0.93	0.94	0.89	0.78	0.85	1.17	1.15	1.32
B	0.86	0.77	0.89	0.88	1.04	1.18	1.13	0.96	1.03	1.22	1.04	1.00
C	0.58	0.55	0.65	0.90	1.22	1.50	1.42	1.20	1.23	1.20	0.80	0.68
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D

Fig. XXIII



On peut également se fixer un palier approximatif pour le maximum, et par tâtonnements successifs, compte tenu de la répartition des zones altimétriques trouver le taux de croissance et de décroissance, de part et d'autre de ce palier qui conduit à l'indice moyen H connu par les débits.

Nous allons donner quelques exemples, en adoptant, pour D la valeur :

$$D = 600 (1 - 0{,}00025 A)$$

que nous légitimerons en étudiant le déficit d'écoulement.

DORON DE BOZEL, EN AMONT DE PRALOGNAN (alt. moy. du bassin).

Le débit moyen, d'après des observations ayant porté sur 10 ans, est de 5 120 litres (bassin versant 97,6 Km2). On en déduit un indice d'écoulement d'environ 1 650 $^{m}/_{m}$.

$$D = 600 (1 - 0{,}00025 \times 2\,550 \text{ m}) = 220$$

D'où : H = 1 650 + 220 = 1 870.

Comme station de base, nous prenons Pralognan (1 400 m), dont l'indice pluviométrique est de 950 $^{m}/_{m}$ (??). On en déduit :

$$h = \frac{1870 - 950}{2550 - 1400} = 0{,}8 \ ^{m}/_{m}$$

VALLON DE LA BISSORTE, AU-DESSUS DE MODANE (alt. moy. 2 500)

Ce bassin, y compris les petits bassins adjacents, drainés dans le réservoir de la Bissorte, a 43,4 Km2. L'indice d'écoulement, résultant de certaine notice de la Société A.F. et C serait de 1 500 $^{m}/_{m}$.

D'où : H = 1 500 + 225 = 1 725.

En comparant cette pluviosité à celle de Modane H = 640 et Ao = 1 050 m, on en déduit :

$$h = \frac{1\,725 - 640}{2\,500 - 1050} = 0{,}75 \ ^{m}/_{m}$$

HAUTE ISERE A TIGNES (Bassin versant : 114 km2, alt. moy. 2 560 m).

L'indice d'écoulement, pour la période 1909 - 1915, d'après le service des Forces Hydrauliques, est de 1 510 $^{m}/_{m}$

D'où : H = 1 510 + 220 = 1 730 $^{m}/_{m}$

En composant cette pluviosité avec celle de Val d'Isère (H = 860, Ao = 1 850) on obtient :

$$h = \frac{1\,730 - 860}{2\,560 - 1\,850} = 1{,}2 \ ^{m}/_{m}$$

Ce chiffre est très probablement un peu fort : à notre avis, l'indice pluviométrique de Val d'Isère est erroné par défaut, et de beaucoup.

VALLEE DE LA ROMANCHE.

L'augmentation est beaucoup plus faible : ainsi, si l'on considère l'ensemble de la vallée à Rioupéroux (H = 1110 + 285 = 1 395 $^{m}/_{m}$) par rapport au Bourg d'Oisans (H = 925 pour A = 725) on obtient h = 0,34 $^{m}/_{m}$

Stations pluviométriques de la Tarentaise.

Stations	Albertville		Moutiers		B St Maurienne		Ste Foy		Val d'Isère		Bozel		St Martin		Pralognan	
Altitude	361 m		487 m		851 m		1 057		1 849		872		1 394		1 424	
Précipitations	1 154		761		913		847		861		860		847		980	
Température	9°49		8°80		6°80		5°66		1°31		6°68		3°81		3°65	
Continentalité	1.09		1.15		1.27		1.27		1.45		1.17		1.44		1.63	
Coeff. Pluviométrique	p	Σp moy	p	Σp moy	p	Σp moy	p	Σp moy	p	Σp moy	p	Σp moy	p	Σp moy	p	Σp moy
Janvier	0.84	0.84	0.82	0.82	0.73	0.73	0.74	0.74	0.65	0.65	0.81	0.81	0.70	0.70	0.58	0.58
Décembre	1.09	0.96	1.08	0.85	0.95	0.84	0.94	0.84	0.80	0.72	1.06	0.93	0.87	0.78	0.80	0.69
Février	1.00	0.98	0.96	0.95	0.88	0.85	0.94	0.87	0.84	0.76	0.94	0.93	0.84	0.80	0.66	0.68
Novembre	1.07	1.00	1.04	0.97	0.99	0.88	0.95	0.89	0.86	0.78	0.96	0.94	0.87	0.82	0.76	0.70
Mars	0.87	0.97	0.84	0.95	0.81	0.87	0.85	0.88	0.79	0.79	0.82	0.92	0.76	0.81	0.77	0.71
Avril	0.87	0.96	0.83	0.93	0.93	0.88	0.85	0.88	0.95	0.81	0.93	0.92	0.87	0.82	0.98	0.76
Octobre	1.31	1.01	1.28	0.98	1.33	0.94	1.19	0.92	1.16	0.86	1.15	0.95	1.18	0.87	1.18	0.82
Mai	0.91	1.00	0.94	0.97	1.05	0.96	1.00	0.93	1.16	0.90	1.02	0.96	1.06	0.89	1.30	0.88
Septembre	1.06	1.00	1.09	0.98	1.12	0.97	1.10	0.95	1.05	0.91	1.06	0.97	1.18	0.92	1.05	0.90
Juin	0.98	1.00	1.01	0.99	1.07	0.98	1.12	0.97	1.32	0.96	1.07	0.98	1.18	0.95	1.34	0.94
Août	1.06	1.00	1.12	1.00	1.12	0.99	1.22	0.99	1.20	0.98	1.14	0.99	1.32	0.98	1.31	0.97
Juillet	0.95	1.00	0.99	1.00	1.01	1.00	1.09	1.00	1.21	1.00	1.02	1.00	1.16	1.00	1.27	1.00
No																
p_o																
n = No po																

Tableau 23. Influence de l'altitude, de l'éloignement dans la masse montagneuse (et également de statistiques pluviométriques erronées) sur la continentalité et la nivosité.

Pour le Vénéon proprement dit, (station de base St Christophe 1 400 m - 985 $^{m}/_{m}$) on obtient h = 0,5 $^{m}/_{m}$.

MONT BLANC, BASSIN DE L'ARVE A CHAMONIX

En admettant un indice d'écoulement de 2 000 $^{m}/_{m}$ qui peut être considéré déjà comme un maximum, un déficit d'écoulement de 225 $^{m}/_{m}$ correspondant à une altitude de 2 500 m, on obtient par comparaison avec Chamonix (1 040 m H = 1 120 $^{m}/_{m}$)

$$h = \frac{225 - 1\,120}{2\,500 - 1\,040} = \frac{1\,105}{1\,460} = 0,75\ ^{m}/_{m}$$

Même en majorant ce taux d'augmentation, pour tenir compte du maximum pluviométrique, on est loin de celui indiqué par Bénévent, de 1,6 $^{m}/_{m}$.

CAVE DE PAU - PYRENEES.

Pour le bassin supérieur, en amont de Gèdre (bassin versant 275 $K_{m}2$, alt. moyenne 2 000 m), l'écoulement est de l'ordre de 1 600 $^{m}/_{m}$. Il lui correspond un indice pluviométrique de : 1 600 + 350 = 1 950 $^{m}/_{m}$. Celui de Gèdre étant de 900 $^{m}/_{m}$ (alt 1000 m) on en déduit :

$$h = \frac{1\,950 - 900}{2\,000 - 1\,000} = 1,05\ ^{m}/\ m$$

INFLUENCE DE L'ALTITUDE SUR LA REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS

Mais si chaque vallée, chaque versant a son gradient vertical de pluviosité, chaque saison a aussi le sien. La règle générale est que l'influence de l'altitude -à autres conditions égales- est plus faible pendant l'été et l'automne que pendant les mois d'hiver et de printemps.

En d'autres termes, si nous considérons en particulier le facteur climatologique que nous avons appelé, coefficient de continentalité pluviométrique (C) disons plus simplement continentalité, la continentalité diminue quand l'altitude augmente.

D'où les deux conséquences suivantes :

a) Si le climat du fond de la vallée est continental (prédominance des pluies de la saison chaude) l'altitude croissante aura pour effet d'uniformiser, au cours de l'année les précipitations, et même, éventuellement de créer une irrégularité saisonnière inverse de l'irrégularité initiale.

b) Si le climat du fond de la vallée est plus ou moins maritime, caractérisé par exemple par une répartition uniforme des pluies au cours des différents mois, l'altitude aura pour effet de rompre cette uniformité, et d'accentuer les écarts pluviométriques des différents mois.

Mais, si la continentalité C est conditionnée partiellement par l'altitude, elle l'est également par d'autres facteurs géographiques, qui peuvent agir en sens inverse, et annuler et même inverser l'effet de l'altitude. Si dans une masse montagneuse on suit le thalweg d'une vallée d'aval en amont, on constate souvent un accroissement de la continentalité malgré l'accroissement de l'altitude.

Ces règles générales étant énoncées, nous allons les illustrer par quelques exemples :

Clermont Ferrand - Puy de Dôme - Ces 2 stations sont caractérisées par les facteurs suivants :

Clermont-Ferrand - altitude 388 m - H = 646 - C = 1,77
Puy-de-Dôme " 1 467 m - H = 1 683 - C = 0,90

La fig. XXI donne les courbes respectives du coefficient pluviométrique. Une différence d'altitude de 1 000 m accentuée probablement du fait de l'isolement de la montagne en question, augmente la pluviosité de 1 037 m/m, soit en moyenne de 1 m/m par mètre, cette augmentation variant de 0,50 en mai à 1,22 en Janvier, et ramène la continentalité de 1,77 à 0,90.

Au sommet du Puy-de-Dôme, les différents mois sont à peu de choses près également pluvieux : l'altitude a un effet régulateur, elle atténue les contrastes pluviométriques accusés, résultant de la nature très continentale du climat.

Région des Vosges. Dans son étude pluviométrique de la France, Angot, a classé les stations du Haut-Rhin en 3 catégories, et calculé les coefficients pluviométriques moyens correspondants. De cette classification, est déduit le graphique de la fig. XXII, très caractéristique de l'influence de l'altitude sur la répartition saisonnière des pluies. On a d'autre part :

Station de plaine : C = 1,66 (régime très continental)
Station intermédiaire : C = 1,06
Station de montagne : C = 0,77

La dissymétrie du régime pluviométrique, tend, sous l'effet de l'altitude, d'abord à s'atténuer, puis à s'inverser. Comme dans l'exemple précédent, on notera que c'est en Avril et Octobre que s'égalisent les coefficients pluviométriques.

Pyrénées Centrales. La comparaison de 3 stations Bagnères de Bigorre, Pic du Midi et Col de Sencours illustre la remarque (b) ci-dessus.

Bagnères de Bigorre - Alt. 547 m - H = 1 404 - C = 0,96
Col de Sencours " 2 366 m - H = 2 295 - C = 0,84
Pic du Midi " 2 859 m - H = 1 655 - C = 0,66

Tarentaise. Ce troisième exemple montre comment l'effet de l'altitude peut être annihilé et même inversé dans certains cas. Le tableau 23 contient, pour 8 stations de la Tarentaise, les coefficients pluviométriques mensuelles, et les mois étant classés par ordre des températures croissantes, le coefficient pluviométrique moyen correspondant : si nous considérons par exemple la station de Moutiers, le coefficient 0,85 (Février, 2e colonne) signifie que pendant les 3 mois les plus froids (Janvier, Décembre, Février), la pluviosité est de 0,85 par rapport à la moyenne annuelle. La fig. XXIV donne les courbes de ce coefficient pluviométrique moyen, de mois en mois, ledit coefficient tendant vers 1, par défaut, par suite de la continentalité du climat.

Ces courbes - et également la considération du coefficient de continentalité C- montrent nettement que la continentalité s'accroît d'aval à l'amont, malgré l'augmentation sensible de l'altitude.

Ainsi dans la vallée principale de l'Isère, on a pour C : Albertville : 1,09, Moutiers : 1,15, B. st Maurice et Ste Foy : 1,27 Val d'Isère : 1,45 et dans la vallée du Doron de Bozel C = 1,15 (Moutiers) - 1, 17 (Bozel) - 1,44 (St Martin) et 1,63 (Pralognan).

Un tel accroissement de la continentalité dû à ce que Bénévent appelle "l'éloignement dans la masse montagneuse" est-il possible, est-il exact ? Nous ne le pensons pas, et notre avis est

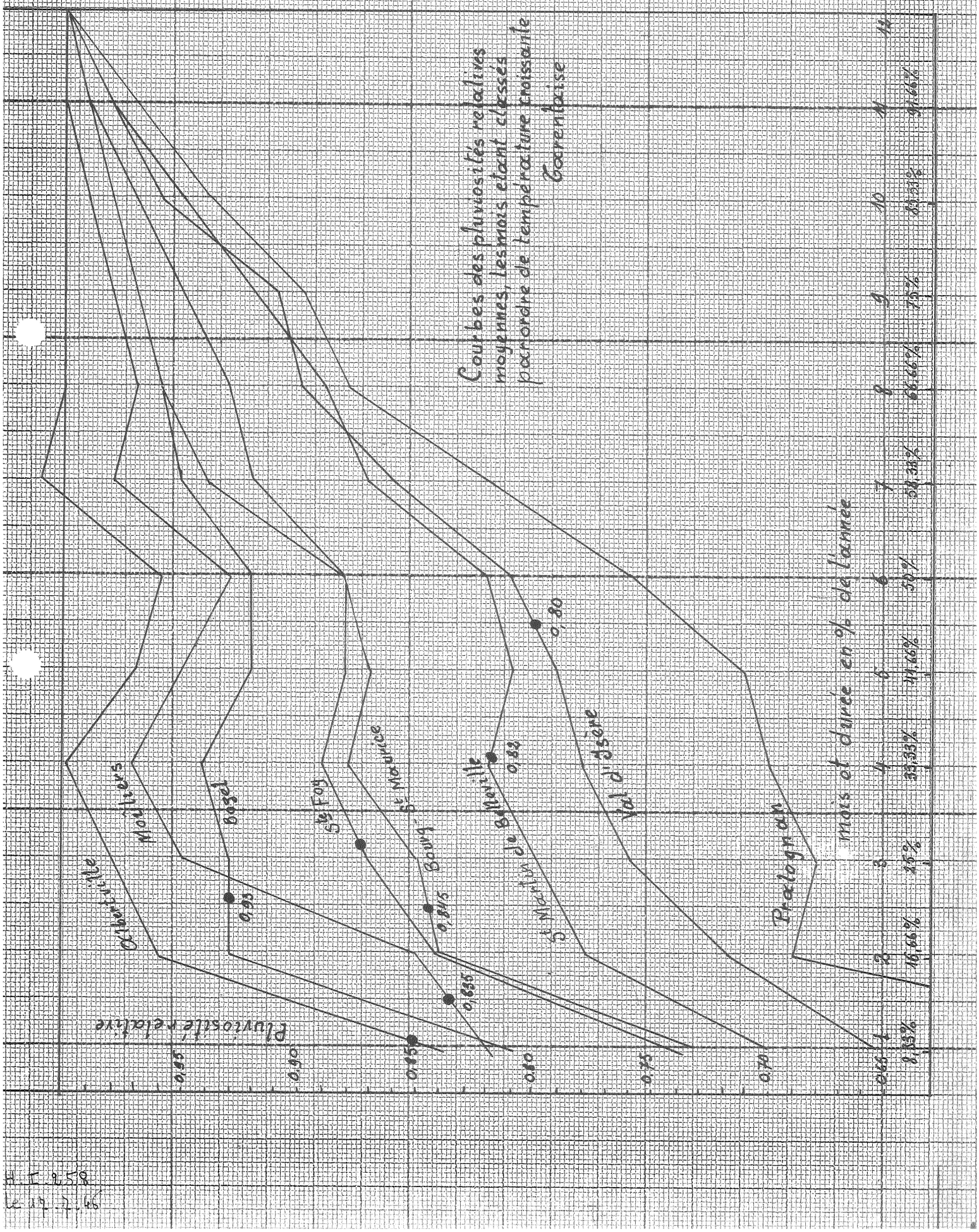
Tableau 24. Chutes de neige . Dauphiné (Juillet 1909 - Juin 1917 = 8 hivers)

Stations	Altitude.	H. Total	Neige m/m	Eau de fusion	légére té de la neige	n % nivosité	température
Grenoble	212	1075	379	38.2	9.92	3 %	10.45
Bourg d'Oisans	724	925	1521	179.2	8.49	17 %	8.28
Allemont	800	1171	2114	-	-	-	-
La Ferrière	850	1442	2390	295.4	8.09	-	-
St Pierre de Chartreux	880	-	2030	-	-	-	-
St Martin de Trièves	981	1371	1527	144.1	10.59	-	-
Villard de Lans	1025	1256	2780	286.9	9.69	20 %	5.46
Valjouffrey	1050	1208	2040	253.8	8.04	-	-
Prémol	1095	1315	3007	294.1	10.23	22 %	-
La Charmette	1180	-	7740	-	-	-	-
Villard Notre Dame	1550	-	4114	-	-	-	-
La Bérarde	1738	985	4993	443.2	11.27	40 %	-

Tableau 25. Chutes de neige. Savoie (Oct. 1901 - Mai 1914)

Chambéry	270	1180	396	43.2			10.13
Annecy	450	1154	522	55.7			9.49
Bonneville	439	1294	518	-			8.46
Thonon	370	985	260	-			-
Thônes	626	1556	1822	231.1			7.54
Vailly	800	-	1661	148.9			-
St Jean d'Aulph	791	-	2150	-			-
Abondance	935	-	1728	157.8			-
Sisèt	763	-	2743	214.0			-
St Pierre d'Albigny	404	-	772	-			-
Grignon-Albertville	330	-	805	81.9			10.43
Ugine	460	-	1380	134.6			-
Megève	1125	1324	5229	434.4			-
Sallanches	570	1075	1209	114.0			-
St Jean de M	669	748	1097	92.9			9.25
St Jean d'Arve	1496	810	3256	-			-
Modane	1050	639	2009	155.9			-
Moutiers	480	761	728	-			-
Bozel	806	860	2128	-			-
St Martin	1394	847	3872	-			-
Pralognan	1421	980	4660	-			-
B. St Maurice	840	913	2205	198.8			-
Ste Foy	1050	847	2716	-			-
Val d'Isère	1849	861	6987	663.3			1.71
Beaufort	745	1375	2622	238.7			-
Les Houches	1008	1120	2891	206.5			6.33
Le Tour	1431	-	9614	704.3			4.56

Fig. XXIV Tarentaise. Variation du coefficient pluviométrique dans le fond de la vallée, en fonction de l'altitude



H. I. 258
le 17.7.46

qu'il est dû, sinon en totalité, du moins en grande partie à ce que les relevés pluviométriques hivernaux sont d'autant plus inexacts, par défaut, que l'altitude est plus élevée, c'est-à-dire, qu'il tombe plus de neige. La continentalité excessive des fonds de vallée de la Tarentaise (Val d'Isère, Pralognan, St Martin) est manifestement due à l'insuffisance des relevés nivométriques, ainsi que cela résulte, par exemple, du rapprochement de l'indice pluviométrique total du Val d'Isère, dont nous avons fait état, soit 861 m/m et de son indice nivométrique (1901 - 1914) de 663 m/m absolument incompatibles.

L'inversion dans le phénomène de la diminution de la continentalité quand l'altitude augmente est, néammoins, possible, mais elle est moins prononcée, moins fréquente, quand il s'agit de stations assez rapprochées, que semblent l'indiquer certaines statistiques.

INFLUENCE DE L'ALTITUDE SUR LA NATURE DES PRECIPITATIONS. LA NIVOSITE

La nivosité constitue l'effet le plus important de l'altitude sur les précipitations, le plus tangible, et l'enneigement l'un des traits essentiels du climat de montagne.

L'étude des précipitaions neigeuses comporte de multiples aspects, suivant le point de vue auquel on se place, on peut, notamment, les considérer en valeur absolue, indépendamment des chutes de pluie proprement dites, et comme pour les précipitations totales, calculer les fractions, les coefficients mensuels nivométriques, en déduire, des régimes pluviométriques ; on peut en rechercher la fréquence, caractérisée par exemple par le nombre de jours neigeux, etc...

Du point de vue hydrologique, qui est le nôtre, le facteur hydrométéorologique essentiel est constitué par le rapport des précipitations neigeuses (indice nivométrique) aux précipitations totales (indice pluviométrique) les uns et les autres étant exprimés en m/m d'eau effective ou de fusion.

Nous désignons ce rapport (n) par coefficient de nivosité ou plus simplement, par abréviation, nivosité.

Nous nous proposons d'en étudier l'expression et les variations altimétriques et saisonnières moyennes.

DETERMINATION EXPERIMENTALE DE LA "NIVOSITE"

Cette détermination directe, évidemment à la base de toute investigation, de toute généralisation ultérieure exige de longues et délicates séries d'observations : elle n'est de fait possible, en détail, que dans les lieux habités où l'on peut se livrer aux relevés nombreux et méthodiques qu'elle nécessite.

Effectivement, les données statistiques relatives à la neige, d'ailleurs d'origine récente, sont encore peu nombreuses et fragmentaires, et à de rares exceptions près, limitées aux basses régions. Les totalisateurs placés en haute montagne ne permettent pas de discriminer les chutes de pluie des chutes de neige, ni a fortiori, de déterminer les chutes de neiges des différents mois.

Elles sont souvent également, incomplètes, en ce sens que, réduites aux hauteurs de neige seulement, parfois sans indication de l'eau de fusion équivalente et même des hauteurs des précipitations totales, elles ne permettent pas de calculer l'importance relative de la neige, c'est-à-dire, le coefficient de nivosité.

En ce qui concerne le rapport de la hauteur de neige au

volume d'eau de fusion, on sait que la densité de la neige, varie avec l'altitude, la neige étant d'autant moins dense, d'autant plus légère qu'elle tombe par une température plus basse.

D'après Mougin, on peut admettre les valeurs moyennes suivantes de la légèreté de la neige, en fonction de l'altitude :

0 - 500 m	9.97
500 - 1 000 m	11.48
1 000 - 1 500 -	13.14
1 500 - 2 000 -	15.26
(2 000 - 2 500)	(18.00)
(2 500 - 3 000)	(21.00)

Nous reproduisons les deux tableaux de données numériques qui se trouvent dans l'ouvrage classique de Bénévent. Le 1er (tableau 24) est relatif à une série de 8 hivers consécutifs (Alpes Dauphinoises - Cn de Météorologie de l'Isère, quelques chiffres sont interpolés). Le 2e (tableau 25) est relatif à 11 hivers consécutifs (Alpes de Savoie) et résulte des observations du Service des Eaux et Forêts, entreprises sur l'initiative de l'Inspecteur Général Mougin, qui le premier en France prit l'initiative d'instaurer des mesures nivométriques méthodiques.

En ce qui concerne les Alpes Dauphinoises, le coefficient de nivosité n'a été effectivement déterminé que pour 5 stations seulement : Grenoble, Bourg d'Oisans, Villard de Lans, Prémol et la Bérarde. Pour les Alpes de Savoie aucun calcul de ce coefficient n'est indiqué d'une manière explicite . Nous avons remédié à cette lacune en le calculant pour quelques stations, compte tenu de l'indice pluviométrique moyen des dites stations. Mais ce calcul, est plus ou moins exact, car il n'y a pas coïncidence des périodes d'observation de l'un et de l'autre des deux indices.

Ce calcul fait apparaître d'ailleurs des erreurs flagrantes des statistiques pluviométriques classiques. Ainsi en est-il, par exemple, pour la station de Val d'Isère : l'indice pluviométrique classique (voir le tableau de Bénévent) de 861 m/m est manifestement faux, puisqu'en cette station l'indice nivométrique atteint déjà 663 m/m.

La température est inférieure à 0 pendant 5 mois : si on ajoute à l'indice nivométrique ci-dessus, supposé exact, les précipitations des 7 autres mois, soit 581 m/m, on arrive à un total de 1 244 m/m. Si maintenant on calcule le coefficient de continentalité, on obtient finalement :

$$C = \frac{514}{730} = 0{,}70$$ au lieu de 1,45 indiqué plus haut. La continentalité doit vraisemblablement s'atténuer en Tarentaise même dans le fond de la vallée, au fur et à mesure que l'altitude augmente, malgré "l'éloignement dans la masse montagneuse".

Quant à l'augmentation de la pluviosité en fonction de l'altitude, dans la haute Isère, en faisant état d'un indice pluviométrique de 1 234, on ne la trouve plus qu'égale à 0,7 mm au lieu de la valeur ci-dessus calculée de 1,2 mm, manifestement trop élevée. On trouvera dans d'autres publications ultérieures, d'autres données numériques d'origine plus récente sur les chutes de neige (Etudes glaciologiques du M. de l'Agriculture - ouvrage de Rham sur le climat des Alpes Méridionales, etc) mais nous bornons là cet aperçu des statistiques nivométriques proprement dites, pour aborder l'étude spéculative et analytique des facteurs conditionnant la nivosité et ses variations en haute montagne.

Tableau 26. Calcul de la nivosité de Chamonix $n = \frac{227,9}{1\,120} = 20,4\ \%$

						n	H	Ho
Janvier	- 5,6	1,61	7,21	7,82	8,49	0,92	61	56,1
Février	- 2,0	2,99	4,99	5,10	7,75	0,66	64	42,2
Mars	+ 2,6	6,93	4,33	2,03	8,49	0,24	65	15,6
Avril	7,4	10,58	3,18	0,17	8,21	0,02	67	1,3
Mai	11,45	15,11	3,66	-	-	-	90	-
Juin	15,60	18,61	3,01	-	-	-	116	-
Juillet	17,20	20,62	3,42	-	-	-	120	-
Août	16,50	20,09	3,59	-	-	-	133	-
Septembre	12,75	16,72	3,97	-	-	-	112	-
Octobre	7,00	11,36	4,36	0,30	8,49	0,04	116	4,6
Novembre	0,70	6,13	5,43	3,55	8,21	0,43	86	37,0
Décembre	- 3,60	2,63	6,23	6,70	8,49	0,79	90	71,1
				25,67			1120	227,9

Tableau 27. Calcul de la nivosité du Lautaret (2 058 m)

	H	p			n	Ho
Janvier	71	0,66	8,02	8,49	0,95	67,5
Février	76	0,78	7,27	7,75	0,94	71,5
Mars	99	0,93	7,70	8,49	0,91	90,1
Avril	102	0,99	6,01	8,21	0,73	74,5
Mai	91	0,85	2,45	8,49	0,29	26,4
Juin	92	0,89	0,20	8,21	0,03	2,8
Juillet	92	0,86	-	-	-	-
Août	111	1,04	-	-	-	-
Septembre	134	1,29	0,29	8,21	0,04	5,4
Octobre	160	1,49	2,69	8,49	0,32	51,2
Novembre	122	1,18	5,39	8,21	0,66	80,5
Décembre	111	1,04	7,34	8,49	0,87	96,6
	1261	12,00	47,36			566,5

DETERMINATION INDIRECTE DE LA NIVOSITE, EN FONCTION DU "COEFFICIENT DE FROIDURE" ET DE LA PLUVIOSITE RELATIVE HIVERNALE.

Nous avons précédemment défini le coefficient de froidure comme étant égal à la fréquence relative des jours à température inférieure à 0. Nous définissons de même la pluviosité relative hivernale comme étant égale au rapport du coefficient pluviométrique moyen des jours à température négative. Enfin, nous admettons qu' en moyenne toutes les précipitations sont liquides quand la température journalière est supérieure à 0 et solides quand elle est inférieure à 0. On obtiendrait, peut-être, des données plus exactes en prenant pour démarcation la température + 1 au lieu de 0. Mais la méthode ne change pas.

Dans ces conditions, la relation entre la nivosité, le coefficient de froidure et la pluviosité relative hivernale $n = No\ p_o$ résoud le problème proposé.

Nous avons vu comment on peut calculer No, si l'on ne le connait pas par une étude directe de la température locale, d'après la courbe de fréquence d'une station de base. En fonction de l'altitude, le tableau 30 donne la valeur de No, pour la région Nord des Alpes françaises (Savoie et Dauphiné). La figure XXVII donne la courbe correspondante, soit en fonction de l'altitude, soit en fonction de la température ($T = 11°8 - 0{,}0055\ A$, pour la région considérée, pour la partie centrale de la courbe tout au moins).

Si les précipitations étaient également réparties sur toute l'année, on aurait simplement n = No. Le terme correctif p_o fait intervenir le rôle de la répartition saisonnière des précipitations sur la nivosité, évident a priori, à température égale la nivosité étant d'autant plus grande que la saison hivernale est plus pluvieuse.

Ainsi, à Chamonix, la température, d'après les résultats mensuels est inférieure à 0 pendant 3 mois sur 12 (No = 0,25, la courbe moyenne donne No = 21,91, mais on sait que Chamonix est relativement plus froid en hiver). Mais pendant les 3 mois les plus froids (Décembre, Janvier, Février), le coefficient pluviométrique est en moyenne de 0,78, soit environ 0,80. On aura donc : n = No po = 0,25 x 0,80 = 0,20 environ.

Plus exactement, on peut calculer ainsi, non seulement la nivosité annuelle, mais celle des différents mois. Le tableau 26 donne les calculs pour cette même station de Chamonix. Les 3 premières colonnes donnent la température de Chamonix, de la station de base Lyon-Fourvière, et l'écart correspondant. La 4e colonne donne la fréquence des jours à température inférieure à 0 (tableau 12).

Ainsi, pour le mois de Janvier, à l'écart thermique 7,21 (1ère colonne du tableau 12) correspond pour Janvier : 7,82. Pour le mois considéré la fréquence est donc égale à $\frac{7{,}82}{8{,}49} = 0{,}92 = 92\ \%$ des jours, en Janvier, qui ont une température négative. On prendra, pour n, le produit de 0,92 par la pluviosité correspondante, ce qui donnera Ho = 56,1. En totalisant, on trouve pour l'année, Ho = 227,9 et $n = \frac{2279}{112} = 20{,}4\ \%$. On rapprochera la valeur ainsi trouvée pour Ho, l'indice nivométrique, soit 227,9 de celui trouvé aux Houches, expérimentalement pour la période 1901 - 1914, soit 206,5 (voir tableau 25). Le calcul directe pour l'ensemble de l'année, donne d'autre part : No = 25,67 p_o = 0,78 (moy des coefficients pluviométriques des 3 mois les plus froids) et par suite : n = 25,67 x 0,78 = 20,02 %.

Tableau 28

Nombre de jours	Température.	Nombre de jours cumulés	Fréquence cumulée.	pluviosité relative correspondante	pluviosité par zone thermique.	Pluviosité absolue.	Pluies totales.
32	- 15 à -10	32					13.1
196	- 10 à - 5	228	1.3	0.122		0.252	57.5
1.206	- 5 à 0	1.434	8.2	0.154		0.317	455.1
2.850	0 à 5	4.284	24.4	0.494		1.017	4.357.7
3.680	5 à 10	7.964	45.4	0.805		1.658	13.204.3
3.326	5 à 15	11.290	64.4	0.992		2.043	23.070.1
3.789	15 à 20	15.079	86.0	1.063		2.188	32.993.9
2.129	20 à 25	17.208	98.2	1.012		2.083	35.844.4
323	25 à 32	17.531	100.0	1.000		2.058	36.070.8
17.531							

Tableau 29

	Bourg-d'Oisans 724 m		Villard-de Lans 1 030 m		Prémol 1 095 m		La Bérarde 1 738 m		Nasbinals 1 187 m	
Janvier	8.33	0.79	0.79	0.72	0.72	0.75	0.75	0.66	0.66	0.86	0.86
Décembre	16.66	1.12	0.96	1.05	0.88	1.11	0.93	1.19	0.92	1.28	1.07
Février	25.00	0.99	0.97	0.83	0.87	0.88	0.91	0.65	0.83	0.90	1.01
Novembre	33.33	1.22	1.03	1.10	0.92	0.96	0.92	1.42	0.98	1.18	1.05
Mars	41.66	0.88	1.00	0.85	0.91	1.03	0.95	1.15	1.01	1.04	1.05
Avril	50.00	0.87	0.98	1.06	0.93	1.07	0.96	0.75	0.97	1.10	1.06
Octobre	58.33	1.42	1.04	1.22	0.97	1.28	1.01	1.48	1.04	1.22	1.08
Mai	66.66	0.88	1.02	1.18	1.00	1.04	1.01	0.90	1.02	0.98	1.07
Septembre	75.00	1.02	1.02	0.99	1.00	0.88	1.00	1.07	1.03	0.92	1.05
Juin	83.33	0.91	1.01	1.12	1.01	1.02	1.00	0.98	1.02	0.95	1.04
Août	91.66	1.04	1.01	0.99	1.01	1.08	1.00	1.02	1.02	0.81	1.02
Juillet	100.00	0.86	1.00	0.89	1.00	0.90	1.00	0.73	1.00	0.73	1.00

	Bourg d'Oisans	Villard-de Lans	Prémol	La Bérarde	Nasbinals
No	17,20	22,63	24,19	40,31	26,40
po	0,96	0,87	0,91	1,00	1,01
N = No p_o	16,51%	19,69%	22,01%	40,31%	26,66%
N observé	17 %	20 %	22	40%	26 %

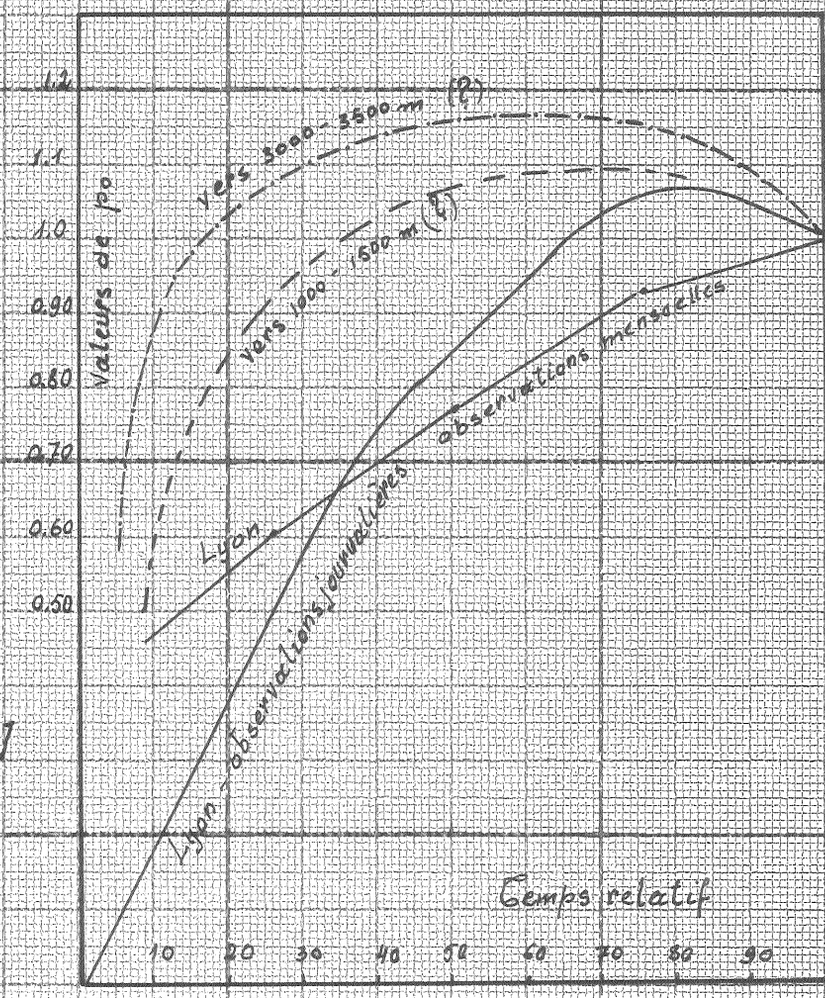


fig. XXV

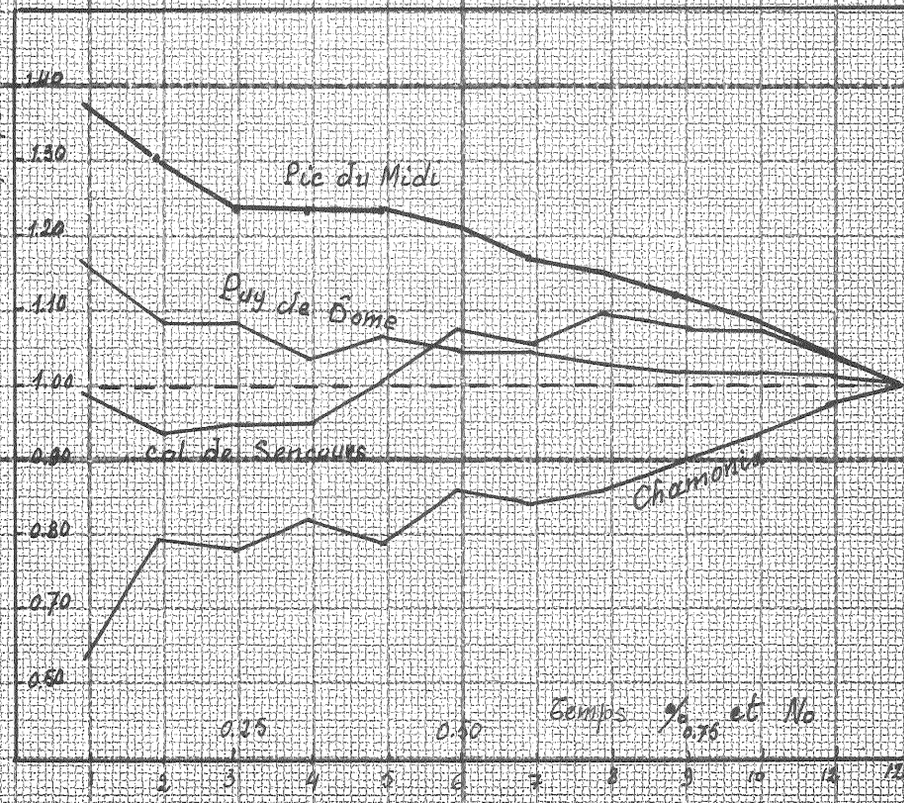


fig. XXVI

H. I. 259
le 17.7.46

Tableau 30. Coefficient de nivosité dans les Alpes

Maurer (A. Suisses)			Bénévent (A. du Dauphiné)			Pardé (A. de Savoie)		
Altitude	n	0,032 A - 5	Altit.	n	0,028A - 8	Altitude	n	0,032 A - 10
200	5	-						
			250	4				
500	12	11						
						750	16	14
1 000	26	27	1000	20	20			
						1 250	30	30
1 500	43	43						
			1750	40	41	1 750	46	46
2 000	60	59						
						2 250	62	62
2 500	77	75						
			2800	70	70.4	2 750	78	78
3 000	90	91						
						3 250	90	-
3 500	100	-	3500	90	90			

Tableau 31. Nivosité du Département de la Savoie d'après Ed Martin

Altitudes	Bouges et Bourget		Combe de Savoie		Tarentaise		Maurienne		Départe. de la Savoie	
	Pluie	Neige	Pluie	Neige	Pluie	Neige	Pluie	Neige	Pluie	Neige
Infér. à 500	27	3	14	2	1	0	2	0	7	1
500/1 000	31	6	14	3	4	1	4	1	9	2
1 000/1 500	21	5	19	5	10	2	10	2	13	3
1 500/2 000	4	3	15	11	15	11	12	9	12	9
2 000/2 500	-	-	3	14	6	25	5	21	4	18
2 500/3 000	-	-				20		24		15
Supér. à 3 000	-	-				5		10		7
	83 %	17 %	65 %	35 %	36 %	64 %	33 %	67 %	45 %	55 %

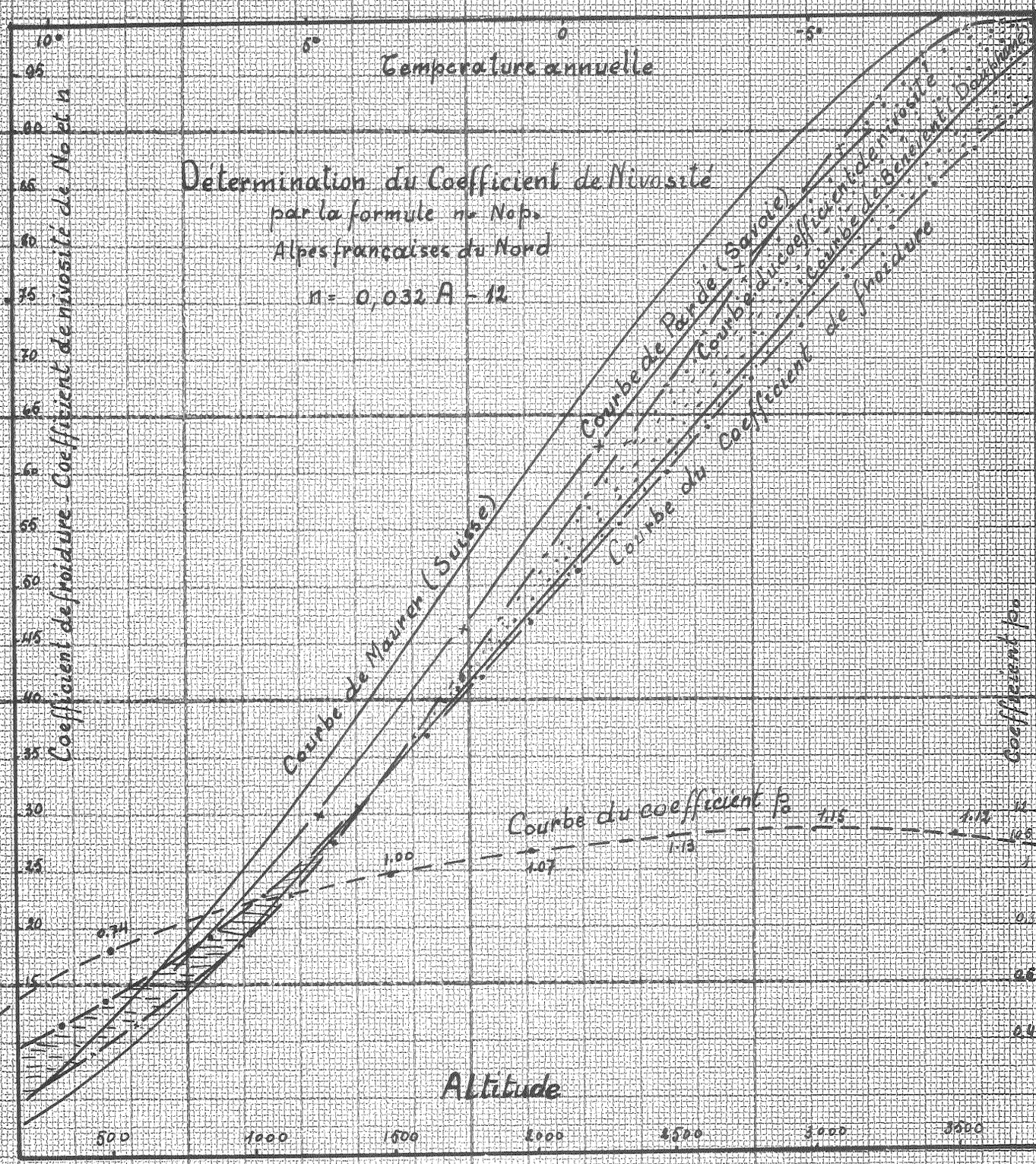


Fig. XXVII

H. I. 260
e 17.7.46

Si l'on ne possède pas les données thermométriques de la station, on y suppléera, en calculant les températures, compte tenu du gradient vertical de température, à partir d'une station voisine, ou encore, on adoptera les valeurs moyennes du tableau 10.

Le tableau 27 donne le calcul pour le Lautaret. En récapitulant les résultats mensuels, on trouve n = 45 %.

En calculant directement la nivosité de l'année, on trouve un chiffre un peu plus élevé : No = 47,36 p_o = 1,01 (coeff. pluviométrique moyen des 6 mois les plus froids).

n = 47,36 x 1,01 = 47,83 %.

L'indice nivométrique correspondant, soit 1 261 x 0,4780 = 602 mm (environ 6 m de neige), nous paraît un peu faible, il doit tomber au Lautaret plus de 6 m de neige par an. L'indice pluviométrique 1 261 dont nous avons fait état, doit-être inexact par défaut.

VARIATION DE LA PLUVIOSITE RELATIVE HIVERNALE EN FONCTION DE L'ALTITUDE. Détermination de la courbe n = f (A) pour les Alpes françaises du Nord.

Le coefficient p_o peut être déterminé avec une certaine exactitude (les trop basses altitudes exceptées) si l'on connait le régime saisonnier pluviométrique de la station considérée. Soit p = f (t) la courbe de la pluviosité relative en fonction du temps cumulé (compté en % de l'année totale = 1), le temps étant cumulé par ordre des températures croissantes.

On admettra p_o = f (No). A la limite p = f (1) = 1. Nous donnons, à titre d'exemple, la courbe p = f (t) ainsi établie, en prenant comme unité de temps le jour pour la station de Lyon-Fourvière, et pour 48 ans (1888 - 1935) et le tableau numérique ayant servi à l'établir (tableau 28 et fig. XXV). Plus pratiquement, et à défaut de statistiques suffisantes, nous déterminons p_o en fonction de la courbe correspondante, établie en prenant comme unité de temps, le mois.

La figure XXIV a déjà donné ces courbes pour les stations de la vallée de la Tarentaise et le tableau 23 le calcul correspondant de No et p_o. Nous en donnons quelques autres, relatives à Chamonix, le Puy de Dôme, le Pic du Midi et le Col de Sencours (fig. XXVI) (les deux dernières stations dans les Pyrénées), qui montrent l'influence de l'altitude et du régime pluviométrique (Pyrénées). Enfin, le tableau 29 donne le calcul de p_o et par suite de n = No p_o pour 5 stations dont le coefficient de nivosité a été déterminé par des observations directes : les 4 premières sont situées dans les Alpes et les valeurs de n observées sont celles déjà mentionnées (tableau 24). La cinquième est située dans le Massif Central (Monts d'Aubrac). Nous avons personnellement calculé le coefficient de nivosité d'après des observations directes portant sur 8 années consécutives (1916 - 1923). Pour chaque station la 1ère colonne donne la pluviosité relative du mois correspondant ; la 2e colonne, la pluviosité relative moyenne des mois cumulés depuis le plus froid (Janvier) jusqu'au plus chaud (Juillet) et par suite la valeur de p_o correspondant à No.

Comme on le constate, la vérification est très satisfaisante : il y a presque concordance entre les valeurs calculées et les valeurs observées.

Si maintenant nous essayons de généraliser en interpollant les résultats fragmentaires fournis par l'observation et de déterminer la relation liant le coefficient de nivosité à l'altitude, nous

arrivons aux conclusions suivantes :

Dans les Alpes, le coefficient p_o est d'abord inférieur à 1, étant donné la continentalité du climat. Il semble atteindre 1 vers 1 500 mètres. Donc, pour altitude inférieure à 1 000, la courbe No = f (A) donne le coefficient n par excès. Au-delà de 1 500 m, le coefficient p_o croît légèrement, par suite de l'altitude atténuant le régime pluviométrique des basses régions. La courbe No = f (A) donne le coefficient n par défaut.

Finalement, la courbe p_o = f (A), a l'allure de celle figurée sur la fig. XXVII, dont nous avons fixé, au jugé -en nous servant de certains repères- l'expression numérique. Compte tenu, enfin, de la courbe No = f (A) précédemment étudiée, nous aboutirons à la courbe n = f (A) tracée sur la dite figure. Elle correspond aux valeurs numériques suivantes de No et p_o :

Altitude	No	p_o	n = No p_o	n en chiffres ronds
0	7.48	0.40	2.99	3 %
500	13.38	0.74	9.90	10 %
1 000	21.91	0.90	19.71	20 %
1 500	33.92	1.00	33.92	34 %
2 000	47.36	1.07	50.67	51 %
2 500	60.10	1.13	67.93	68 %
3 000	73.68	1.15	84.73	85 %
3 500	86.62	1.12	97.01	97 %
4 000	95.24	1.05	99.75	100 %

Comme expression moyenne (de 1 000 à 3 500 m) on a très sensiblement : n = 0,032 A - 12. On rapprochera utilement notre courbe de celles indiquées antérieurement par Maurer (Alpes Suisses) Bénévent (Alpes Dauphinoises) et Pardé (Alpes de Savoie) déduites des données ci-jointes (tableau 30). On notera d'ailleurs le parallèlisme de notre courbe avec celles de Maurer et celle de Pardé, qui répondent aux formules : Maurer : n = 0,032 A - 5, Pardé : n = 0,032 A - 10.

Dans un article récent (Importance relative des chutes de neige en Savoie, La météorologie - mars 1935), M. Ed Martin a calculé la nivosité moyenne de la Savoie. Ses conclusions sont résumées par un tableau que nous reproduisons (tableau 31). Pour l'ensemble du département, dont l'altitude moyenne est de 1 632 m, il fixe le coefficient de nivosité à 55 %. Ce taux est manifestement exagéré. Il aurait été établi en admettant pour l'accroissement des précipitations en fonction de l'altitude, les coefficients suivants : 1,3 - 1,6 - 1,8 - 2 - 2,1 pour les altitudes de 500/1 000 - 1 000/1 500 - 1 500/2 000 - 2 000/2 500 - 2 500/3 000 et au-delà en prenant pour base les précipitations du fond des vallées de 0 à 500 m.

L'auteur ne dit pas comment ont été faits ses calculs. Nous allons montrer comment nous concevons la détermination de la nivosité d'un bassin de montagne, et comme application donner celle de celui de l'Arve à Chamonix, moyennant certaines hypothèses de base, indispensables pour suppléer à l'insuffisance des données expérimentales.

DETERMINATION DE LA NIVOSITE D'UNE REGION, D'UN BASSIN

Cette détermination repose sur la connaissance :

1° Des caractéristiques hypsométriques du bassin, en l'espèce la courbe hypsométrique $s = \Sigma (a)$

2° Des caractéristiques thermiques, en l'espèce la courbe

Tableau 32. Calcul du coefficient de nivosité du Bassin de l'Arve à Chamonix.

Altitude	H	n	D	Ho	S% (ΔS)	H ΔS	D ΔS	(H-D)ΔS	Ho ΔS
1 000	1120	20%	480	224					
	1320		438	370	11,7%	154.44	51.25	103.19	43.29
1 500	1520	34	396	517					
	1720		345	748	15.0	258.00	51.75	206.25	112.20
2 000	1920	51	294	979					
	2120		243	1278	20.3	430.36	49.33	381.03	259.43
2 500	2320	68	192	1578					
	2520		141	1945	23.9	602.28	33.70	568.58	464.85
3 000	2720	85	90	2312					
	2720		54	2475	23.0	625.60	12.42	613.18	469.25
3 500	2720	97	18	2638					
	2520		9	2479	6.1	153.72	0.55	153.17	151.22
4 000	2320	100	0	2320					
					100.0	2224.40	199.00	2025.40	1500.24
									67.4 %

	1 000 m			1 500 m			2 000 m			2 500 m		
Octobre	10.36	116	116	9.35	142	142	8.33	160	160	7.32	170	170
Novembre	7.68	86	202	8.00	122	264	8.33	160	320	8.66	201	371
Décembre	8.04	90	292	8.19	124	388	8.34	160	480	8.49	197	568
Janvier	5.44	61	353	6.88	105	493	8.33	160	640	9.78	227	795
Février	5.71	64	417	7.02	107	600	8.33	160	800	9.64	224	1019
Mars	5.80	65	482	7.07	107	707	8.33	160	960	9.60	223	1242
Avril	5.98	67	549	7.15	108	815	8.33	160	1120	9.50	220	1462
Mai	8.04	90	639	8.19	124	939	8.34	160	1280	8.48	197	1659
Juin	10.36	116	755	9.35	142	1081	8.34	160	1440	7.32	170	1829
Juillet	10.72	120	875	9.53	145	1226	8.34	160	1600	7.14	165	1994
Août	11.87	133	1008	10.10	154	1380	8.33	160	1760	6.57	152	2146
Septembre	10.00	112	1120	9.17	140	1520	8.33	160	1920	7.50	174	2320

	3 000 m			3 500 m			4 000 m			4 500 m		
Octobre	6.31	172	172	6.31	172	172	6.31	146	146	6.31	121	121
Novembre	8.99	244	416	8.99	244	416	8.99	209	355	8.99	172	293
Décembre	8.63	235	651	8.63	235	651	8.63	200	555	8.63	166	459
Janvier	11.22	305	956	11.22	305	956	11.22	260	815	11.22	215	674
Février	10.95	298	1254	10.95	298	1254	10.95	254	1069	10.95	210	884
Mars	10.86	295	1549	10.86	295	1549	10.86	252	1321	10.86	209	1093
Avril	10.68	291	1840	10.68	291	1840	10.68	249	1570	10.68	205	1298
Mai	8.63	235	2075	8.63	235	2075	8.63	200	1770	8.63	166	1464
Juin	6.31	172	2247	6.31	172	2247	6.31	146	1916	6.31	121	1585
Juillet	5.95	162	2409	5.95	162	2409	5.95	138	2054	5.95	114	1699
Août	4.80	130	2539	4.80	130	2539	4.80	111	2165	4.80	93	1792
Septemb.	6.67	181	2720	6.67	181	2720	6.67	155	2320	6.67	128	1920

Tableau 33. Massif du Mt Blanc. Bassin de l'Arve. Précipitations cumulées.

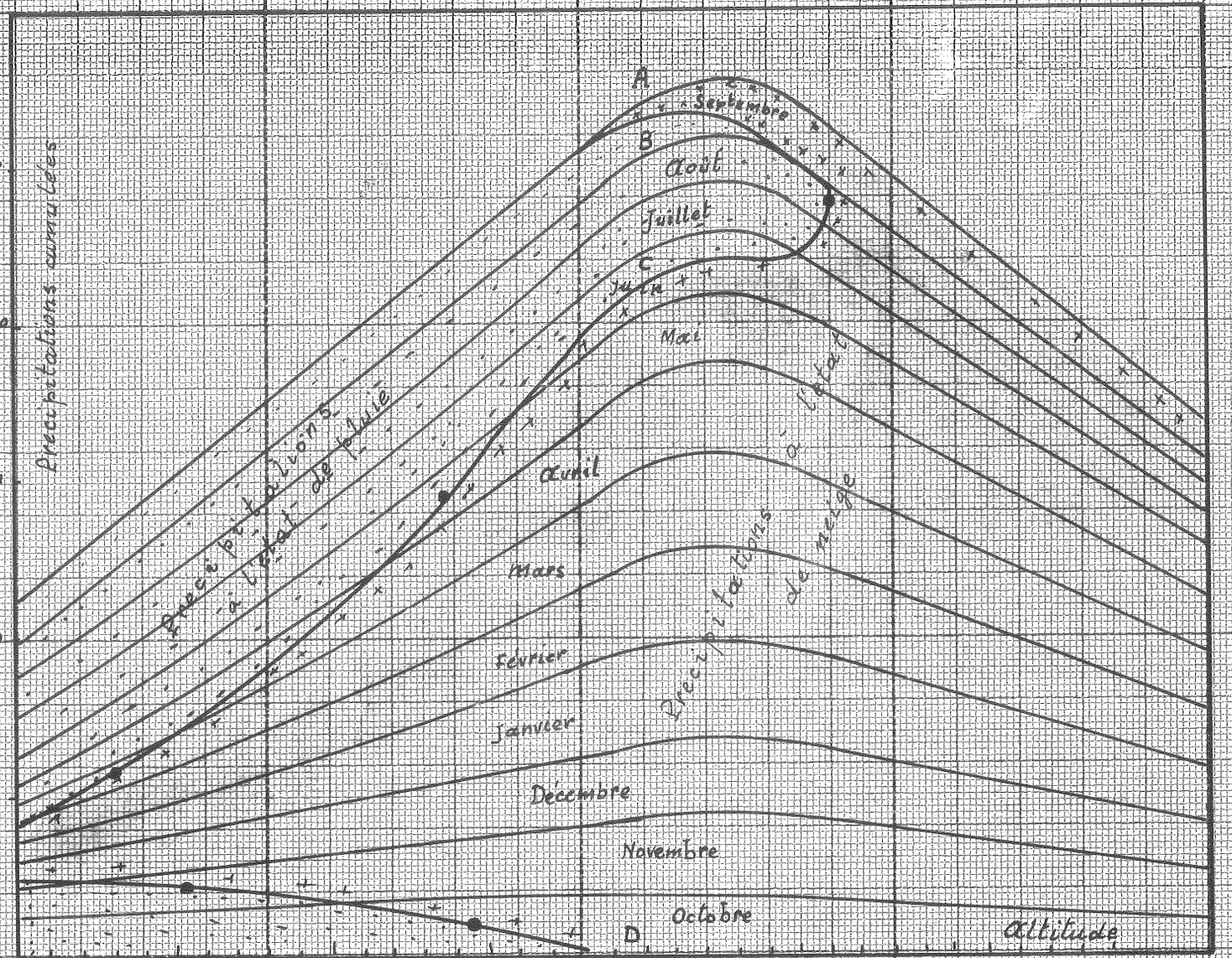

Précipitations annuelles
2500
2000
1500
1000
500
Avec 2 pluviomètres
Limite de pluie
A
Septembre
B
Août
Juillet
C
Juin
Mai
Avril
Mars
Février
Janvier
Décembre
Novembre
Octobre
D
Précipitations de neige
Altitude
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500

Fig. XVIII

saisonnière de l'isotherme 0 $a = \varphi(t)$

3° Des caractéristiques pluviométriques, en l'espèce la loi de variations de la pluviosité en fonction de l'altitude et du temps $H = F(a,t)$

Cette dernière relation, exprimant les précipitations cumulées au temps t, en fonction de l'altitude, se traduit pratiquement par un abaque, en faisant successivement t = 1, t = 2... t = 12, le mois étant pris pour unité de temps. Elle est, de fait, inconnue, surtout pour les bassins de haute montagne. Tout ce que l'on peut supposer, c'est qu'au fur et à mesure que l'altitude augmente, pour la région à régime continental des Alpes du Nord, la prédominance des précipitations estivales, s'atténue peu à peu, et fait place à la prédominance des précipitations hivernales.

Comme exemple de la détermination de la nivosité d'un bassin, en fonction des caractéristiques hypsométriques, thermiques et pluviométriques, supposées connues, nous considérons le bassin de l'Arve à Chamonix, dont l'altitude moyenne est de 2 500 m. En l'absence de données précises sur la fonction $H = F(a,t)$, nous admettons pour fixer les idées :

1° Qu'à la base du bassin (1 000 m environ) la pluviosité est celle de Chamonix, indiquée par le tableau 20 : soit, 1120 mm, répartis mensuellement suivant les fractions pluviométriques f.

2° Qu'à 2 000 mètres les fractions pluviométriques sont égales.

3° Qu'à 3 000 mètres, et au-delà, elles sont complémentaires des fractions à 1 000 m.

4° Qu'entre les intervalles elles varient proportionnellement.

5° Que la pluviosité augmente de 0,8 mm par mètre, jusqu'à 3 000 m, qu'elle reste stationnaire de 3 000 à 3 500 m, puis, qu'au-delà, elle décroit dans les mêmes proportions, soit 0,8 mm par mètre.

Ces données, nous le répétons, sont purement hypothétiques, et nous n'en garantissons pas l'exactitude : nous dirons seulement que, d'après les conséquences qu'on en peut déduire, et que nous en déduirons au cours des pages suivantes (limites des neiges éternelles, débits, etc), elles sont possibles et vraisemblables. On en déduit les tableaux 32 et 33 et les figures XXVIII et XXIX.

Le tableau 32 -nous avons pris comme coefficients de nivosité aux différentes altitudes les valeurs résultant de la courbe de la figure XXVII- donne le calcul de la nivosité globale du bassin considéré dans son ensemble : on trouve, n = 67,4 %, soit sensiblement la nivosité du centre topographique, 2 500 m, qui est de 68 %.

Il donne, en outre, l'indice pluviométrique global, soit 2 224 mm, et l'indice d'écoulement, soit 2 025 mm, en admettant que le déficit d'écoulement, en fonction de l'altitude, est donné par la formule approximative : $D = 600 (1 - n)$, (n étant le coefficient de nivosité) formule que nous légitimerons plus loin.

Le tableau 33 donne, pour chaque altitude, de 500 en 500 m, les fractions pluviométriques correspondant aux hypothèses ci-dessus énoncées, les indices pluviométriques correspondant à ces fractions, et les indices pluviométriques cumulés .

La figure XXVIII traduit, au moyen d'un abaque, ces données du tableau 33 : elle est l'expression graphique de la relation

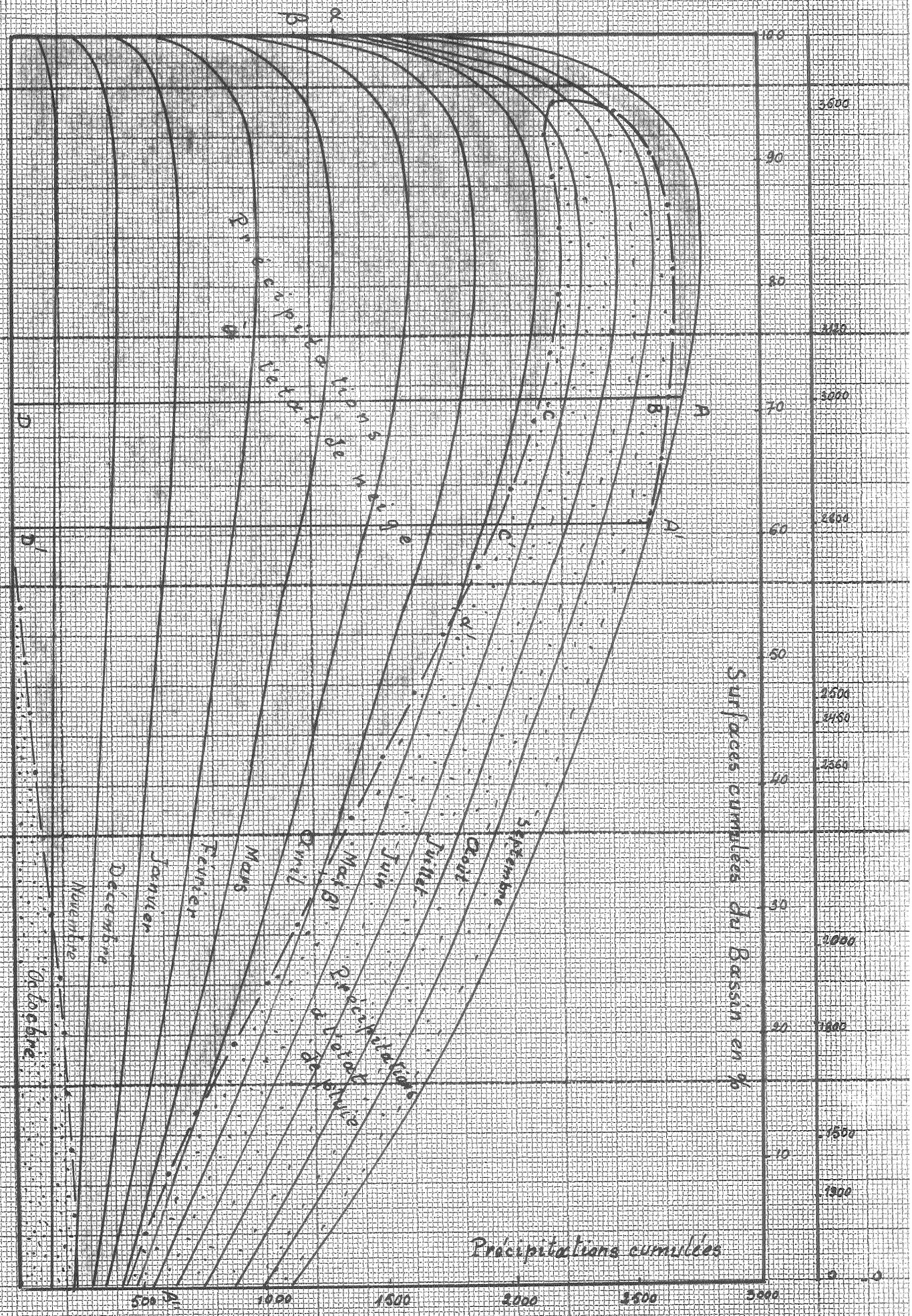

Précipitations cumulées
Surfaces cumulées du Bassin en %
Octobre
Novembre
Décembre
Janvier
Février
Mars
Avril
Mai
Juin
Juillet
Août
Septembre
Relevé de la courbe des précipitations totales
Relevé de la courbe des précipitations totales de l'année
A
B
C
D
E
R
R'
A'
B'
C'
D'
E'
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
5000
10
30
50
70
90
100
1000
1500
1800
2000
2360
2450
2500
3000
3600

Fig. XXIX

Tableau 34

	1 000/1 500		1 500/2 000		2 000/2 500		2 500/3 000		3 000/3 500		3 500/4 000		Totaux		n %
J:	-	9.711:	-	19.875:	-	39.280:	-	63.574:	-	70.150:	-	17.233:	-	219.823:	219.823: 100
F:	-	10.003:	-	20.025:	-	39.976:	-	62.379:	-	68.540:	-	16.836:	-	217.759:	217.759: 100
M:	5.425:	4.630:	-	20.025:	-	38.874:	-	61.901:	-	67.850:	-	16.684:	5.425:	209.964:	215.389: 97.7
A:	10.238:	-	11.115:	8.970:	-	38.570:	-	61.065:	-	66.930:	-	16.470:	21.353:	192.005:	213.358: 90.1
M:	12.519:	-	21.300:	-	25.331:	10.944:	-	51.624:	-	54.050:	-	13.268:	59.150:	129.886:	189.036: 68.8
J:	15.093:	-	22.650:	-	33.495:	-	40.869:	-	3.096:	36.464:	-	9.699:	115.203:	46.163:	161.366: 28.6
J:	15.502:	-	22.875:	-	32.988:	-	39.076:	-	37.260:	-	1.284:	7.871:	148.985:	7.871:	156.856: 5.1
A:	16.790:	-	23.550:	-	31.668:	-	33.699:	-	29.900:	-	1.664:	5.688:	137.271:	5.688:	142.959: 4.2
S:	14.742:	-	22.500:	-	33.901:	-	42.422:	-	9.955:	31.675:	-	10.248:	123.520:	41.923:	165.443: 25.5
O:	15.093:	-	22.650:	-	30.104:	3.390:	-	40.869:	-	39.560:	-	9.699:	67.847:	93.518:	161.365: 57.8
N:	12.168:	-	0.741:	20.376:	-	36.641:	-	53.177:	-	56.120:	-	13.816:	12.909:	180.130:	193.039: 93.3
D:	-	12.519:	-	21.300:	-	36.235:	-	51.624:	-	54.050:	-	13.268:		188.996:	188.996: 100
Totaux:	117.570:	136.863:	147.381:	110.571:	187.487:	243.910:	156.066:	446.213:	80.211:	545.389:	2.948:	150.780:	691.663:	1533.726:	2225.389: 68.9
	154.433		257.952		431.397		602.279		625.600		153.728		2.225,389		
n%:	23.9		42.8		56.5		74.1		87.2		98.1		68.9		

$H = F(a,t)$. En outre, nous y avons tracé la courbe de l'isotherme 0, en fonction du temps, $a = \varphi(t)$ d'après les données du tableau 10 et de la figure VIII). Cette courbe délimite les régions et les périodes où les précipitations sont neigeuses ou liquides.

Enfin, la fig. XXIX donne ce que nous appellerons la Transformée Superficielle (c'est-à-dire compte tenu des superficies hypsométriques définies par la relation : $s = \Sigma(a)$ de la figure précédente, la transformation s'opérant graphiquement suivant le processus schématisé par la figure I). Ce dernier abaque schématise complètement, quantitativement le régime pluviométrique et nivométrique d'un bassin de montagne. Il est, théoriquement, à la base de l'étude comparative des précipitations et des écoulements. Nous aurons l'occasion d'y revenir, plus loin.

Pour l'instant, nous l'utiliserons seulement pour montrer comment on peut en déduire les coefficients de nivosité des différents mois et des différentes zones du bassin.

La nivosité, à l'altitude de 3 000 m, par exemple, est évidemment donnée par le rapport : (fig XXVIII et XXIX)

$$n = \frac{AB + CD}{AD} = \frac{10.9}{13.5} = 80\ \%$$

De même, à 2 000 m, on trouve : $n = \frac{4.7}{9.5} = 50\ \%$

On notera, d'ailleurs, qu'aux altitudes extrêmes (basses altitudes - hautes altitudes) la nivosité est donnée, nécessairement par défaut ou excès, la courbe $a = \varphi(t)$, déterminée seulement par les températures mensuelles moyennes, étant alors plus ou moins exacte, par suite du jeu des moyennes. Si nous nous reportons, ainsi, à la figure VII, nous voyons qu'elle indique une nivosité nulle, à partir d'une altitude de 270 m, et une nivosité égale à 100 % à partir de 3 610 m. Or, en-dessous de 270 m, il peut neiger, et au-dessus de 3 600 m il peut, également pleuvoir. L'arrondi de la courbe $a = \varphi(t)$ des fig. XXVIII et XXIX doit être remplacé par une forme plus ou moins en pointe, ainsi que nous l'avons indiqué en pointillé sur l'une d'elle. Mais, il s'agit là d'une correction toute théorique, dont la portée pratique est négligeable.

Si nous considérons maintenant la figure XXIX, de par sa construction, ses différentes aires donnent -proportionnellement- les quantités de pluie et de neige reçues par le bassin, soit pour les différents mois, soit pour les différentes zones d'altitude.

Ainsi, l'aire ADA'D' = total des précipitations tombées dans la zone 2 800 - 3 000 mètres, l'aire A A'B + C C'DD' étant égale au total des précipitations neigeuses.

De même, pour le mois de mai par exemple :

Précipitations neigeuses = aire $\alpha\beta\alpha'\beta'$

Précipitations totales = aire $\alpha\beta\alpha''\beta''$

D'où : $n = \frac{\alpha\beta\alpha'\beta'}{\alpha\beta\alpha''\beta''}$

On peut également effectuer directement les calculs correspondants, en procédant, pour chaque mois, comme pour l'année considérée dans son ensemble (voir tableau 32), en tenant compte de l'altitude de l'isotherme 0 pour le mois considéré. Le calcul, avec les hypothèses précédemment admises (celles du tableau 33) conduit au tableau récapitulatif 34, équivalant numériquement au graphique de la figure XXIX, qui donne par zone d'altitude (de 500 à 500 m)

et pour les différents mois, les quantités de pluie, les quantités de neige (deuxième colonne) et les coefficients de nivosité partiels correspondants. Les précipitations sont exprimées en mm d'eau répartie uniformément sur tout le bassin.

LE COEFFICIENT DE NIVOSITE DES PRECIPITATIONS ET LE COEFFICIENT DE NIVOSITE DES ECOULEMENTS.

Il existe une autre méthode pour calculer, ou plutôt pour estimer le coefficient de nivosité des précipitations ; elle repose sur la considération des débits et leur répartition saisonnière : effectivement, plus est grande la proportion de neige qui tombe dans un bassin, plus le débit estival sera grand par comparaison au débit hivernal. Il y a donc une relation de cause à effet entre le coefficient de nivosité des écoulements (rapport du débit provenant de la fusion nivoglaciaire au débit total) et le coefficient de nivosité des précipitations.

Nous traiterons de cette question dans l'étude des débits.

LA LIMITE INFERIEURE DES NEIGES ET SA VARIATION SAISONNIERE.

La variation altimétrique de la limite inférieure des neiges constitue un facteur important de la climatologie et de l'hydrologie des régions montagneuses. La courbe exprimant cette variation, considérée à partir de la période la plus froide de l'année, est d'abord croissante (désenneigement progressif au fur et à mesure que la température diminue).

La hauteur de la limite des neiges éternelles -maximum de la courbe- dépend évidemment à la fois de la température et des précipitations. Elle se définit exactement par le point altimétrique où s'égalent l'indice nivométrique et le pouvoir fondant du climat, c'est-à-dire, pour parler un langage mathématique, par le point d'intersection de deux courbes représentatives, de ces deux facteurs climatiques, la première croissant, la deuxième décroissant avec l'altitude.

De même les valeurs successives de la limite inférieure des neiges, pendant la période des températures croissantes, sont déterminées théoriquement par les points d'intersection de la courbe d'enneigement et des courbes des pouvoirs fondants mensuels accumulés. Pour la période des températures décroissantes, la courbe, conditionnée par les chutes de neige tend plus ou moins à se rapprocher de la courbe de l'isotherme 0.

" L'influence des précipitations -ainsi que l'écrit M. de Martonne, dans le chapitre "Le Climat Alpin" de son traité classique de Géographie physique- paraît souvent prépondérante lorsqu'on étudie un massif montagneux : le versant le plus pluvieux est toujours celui où la limite des neiges éternelles est la plus basse, même si ce versant est le plus chaud. C'est ainsi que les neiges éternelles descendent jusqu'à 4 500 m sur le versant sud de l'Himalaya, exposé à la mousson pluvieuse et à 5 800 m seulement sur le versant nord tourné vers les déserts de l'Asie Centrale. Dans le Caucase occidental, la limite des neiges est à 2 900 m sur le versant sud, à 3 400 m sur le versant nord. Dans les Alpes occidentales la limite est plus basse que dans les Alpes orientales qui sont moins arrosées. Le même contraste existe entre les chaînes extérieures et les chaînes intérieures, les premières recevant des précipitations plus abondantes (Oberalpstock 2 600 m, Dent du Midi 2 900 m, Finsteraarhorn 2 950, Mont Rose 3 260 m, d'après Jegerlehner).

L'insolation est aussi un facteur important à considérer. Dans les montagnes de l'Europe centrale et orientale, où l'excès de pluviosité des versants ouest est moins marqué, l'enneigement

descend plus bas sur les pentes exposées à l'est, qui ne reçoivent que le soleil du matin.

On ne saurait trop insister sur l'intérêt des observations relatives à la limite des neiges éternelles, les variations locales de cette limite sont parallèles à celles de la limite de la forêt et à celles de la zone des précipitations maxima. Leur connaissance peut nous aider à comprendre les conditions des phénomènes glaciaires de la période quaternaire. L'extension des anciens glaciers a été due, en effet, à un abaissement de la limite des neiges éternelles".

La détermination expérimentale de la limite des neiges, tant annuelle que saisonnière, exige un grand nombre d'observations. La limite annuelle est sensiblement égale, dans les Alpes, à l'altitude moyenne des glaciers, ou encore, comme nous l'avons suggéré, à l'altitude partageant la zone glaciaire en deux parties superficiellement égales.

De nombreuses études ont été faites, notamment en Suisse, pour déterminer la courbe saisonnière de la limite des neiges. Nous donnons celles donnée par Lugeon (fig. XXX) pour le versant nord des Alpes et le tableau 35 contenant quelques autres déterminations. Nous avons d'ailleurs tracé déjà cette courbe sur la fig. VIII : on voit ainsi, la variation de son décalage par rapport à l'isotherme 0.

Ces données expérimentales sont sensiblement équivalentes à celles que nous avons déterminées théoriquement et graphiquement, comme indiqué ci-dessus, par la courbe d'enneigement et les courbes des pouvoirs fondants mensuels cumulés, la première résultant de l'abaque de la fig. XXVIII, les secondes des données du tableau 17. On obtient ainsi le graphique de la fig. XXXI, tout à fait suggestif, qui indique en outre, pour les différents mois et les différentes altitudes, les quantités de neige et de glace qui fondent et les quantités de neige qui dans les régions supérieures du bassin échappant à la fusion, nourrissent en quelque sorte les glaciers, et se substituent peu à peu aux parties inférieures de ceux-ci, rongées par la fusion.

En transformant un tel graphique, compte tenu des caractéristiques topographiques du bassin ou du glacier considéré - comme nous l'avons fait pour le graphique XXVIII transformé en graphique XXIX on obtient un nouvel abaque donnant quantitativement- par planimétrage de ses aires partielles - les quantités de neige ou de glace fondant chaque mois et les quantités de neige persistante. Un tel abaque est à la base de l'étude rationnelle de la fusion nivoglaciaire d'un bassin de montagne, ainsi que nous le montrerons plus loin, en étudiant les débits.

La courbe de la limite des neiges résultant de cette détermination théorique (partie ascendante) a été juxtaposée à celle de Lugeon (fig. XXX). La concordance est tout à fait satisfaisante, étant donné les hypothèses que nous avons faites, tant en ce qui concerne l'expression du pouvoir fondant du climat, qu'en ce qui concerne la variation saisonnière des précipitations en fonction de l'altitude.

Des investigations plus nombreuses permettraient sans doute, compte tenu également d'une expression du pouvoir fondant du climat en fonction de la radiation solaire, de préciser les rapports mutuels des précipitations, de la température, et de la limite des neiges, que la méthode de graphique appliquée ci-dessus, a eu seulement le but de schématiser.

Aussi bien la limite inférieure des neiges ne peut être

Tableau 35. Altitude moyenne mensuelle de la limite inférieure des Neiges

mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Versant Nord des Alpes												
Maurer 1889/1908	623	592	724	994	1318	1940	2423	2795	2400	1690	1305	664
Lugeon 1913/1922	610	615	737	1000	1395	1945	1470	2685	2370	1650	1320	672
Jura et Préalpes												
Moreillon Lugeon	664	680	880	1174	1590	2000	2550	±	2550	1730	1008	775
Valais												
Lugeon	700	730	915	1234	1590	2150	2690	3100	2680	1730	1370	700

Variation de l'altitude de la limite inférieure des Neiges en Suisse

(Versant Nord des Alpes Françaises)

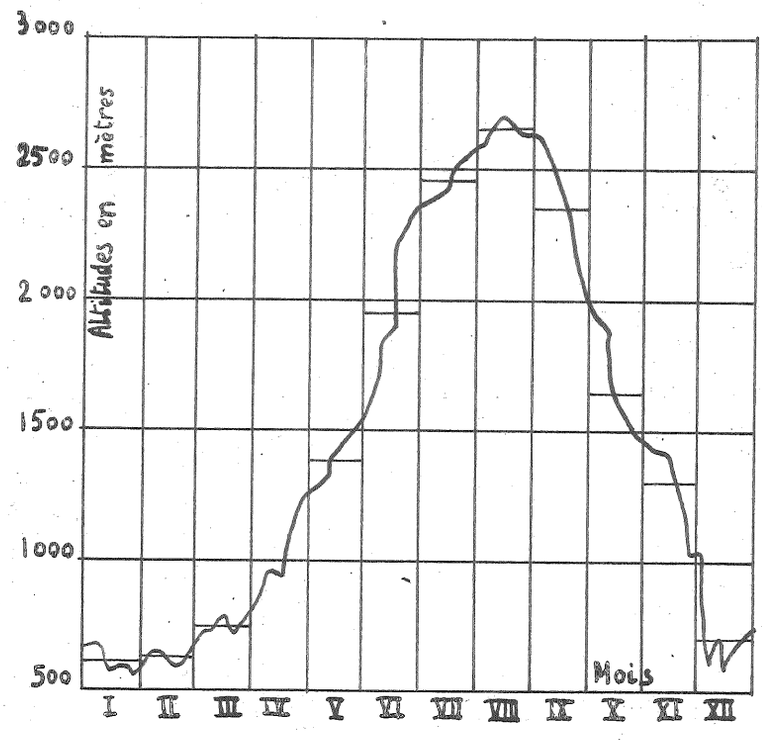


Fig. XXX

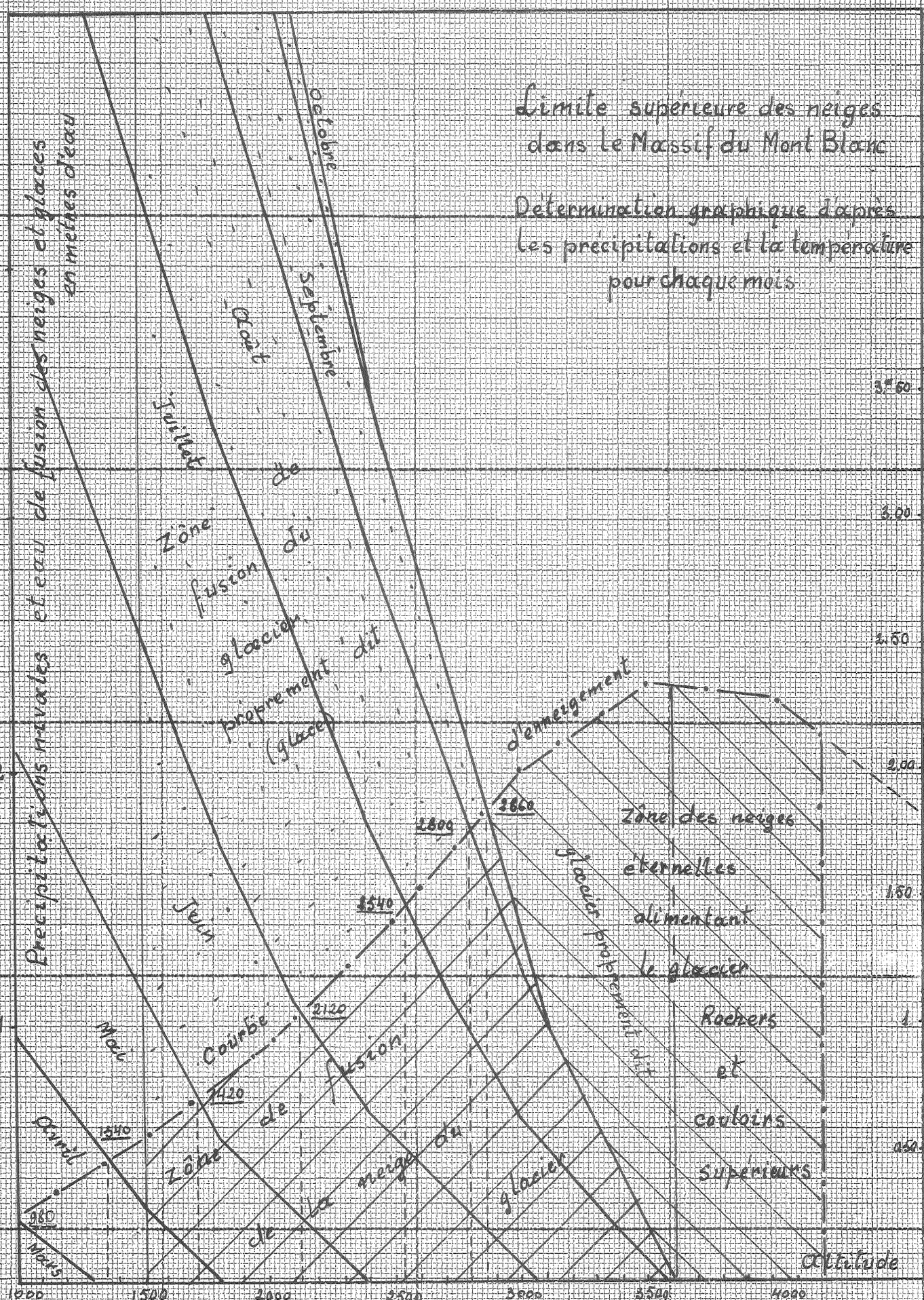


Fig. XXXI

1.7.04
2.17.7.46

l'objet que d'une estimation moyenne, essentiellement variable d'une année à l'autre, et dans un massif montagneux d'après l'inclinaison et l'orientation des versants.

LES PRECIPITATIONS ET LES FORETS

Ce sujet a fait couler beaucoup d'encre et suscité de nombreuses controverses. Les forêts augmentent-elles, et dans quelles proportions les précipitations ?

Nous ne nous étendrons pas ici sur cette question qui sort du cadre de ce mémoire. Aussi bien, en pays de haute montagne et même de moyenne montagne, elle ne se pose même pas, étant donné la prépondérance indiscutable des autres facteurs, l'altitude, l'orientation, l'exposition, le relief devant lesquels l'existance ou non de forêts est, du point de vue de la pluviosité, absolument inopérante. Nous nous contenterons seulement de quelques citations et de quelques remarques.

D'après Angot : "Parmi les causes accessoires capables non pas de déterminer la production de pluie, mais de l'augmenter localement il faut signaler l'influence des forêts qui a donné lieu à de nombreuses controverses. Il est bien établi maintenant qu'il pleut un peu plus sur les forêts que sur les régions découvertes qui les entourent : l'excès est faible du reste, et ne dépasse guère généralement que quelques centièmes de la pluie totale. Cet effet paraît être dû au frottement et par suite à la diminution de vitesse qu'éprouve l'air en passant par la forêt. A ce ralentissement correspond nécessairement une augmentation de l'épaisseur de la couche d'air en mouvement et par suite un léger mouvement ascendant local qui favorise la condensation".

Une école dit : -nous citons M. Mouillon (Pluviosité et taux de boisement du plateau Suisse, la Météorologie 1932): les forêts augmentent les précipitations atmosphériques et rendent le climat plus humide- les autres nient cette influence des bois. - Ceux qui prétendent que les belles forêts amènent des pluies abondantes prennent simplement l'effet pour la cause, les pluies assez abondantes et surtout fréquentes, sont une des conditions nécessaires au développement de la futaie vigoureuse. Les forêts sont un des effets de la pluie fréquente, elles n'en sont pas la cause .

A l'appui de la première thèse en France, on fait état en définitive, d'une seule série d'expériences, celles entreprises par le service des Eaux et Forêts, aux environs de Nancy, à trois stations météorologico - forestières et poursuivies pendant de très nombreuses années. On peut objecter à cette unique série d'observations et aux conclusions qu'on en tire, x que l'augmentation de la pluviosité due aux forêts peut atteindre 30 %, l'adage classique "Unus testis, testis nullus".

Aussi bien, dans d'autres régions, des observations analogues, beaucoup plus générales, et non limitées à quelques sous-stations toujours les mêmes, ont donné un résultat négatif. C'est ainsi que M. Mouillon, dans l'article ci-dessus, termine son étude comparative de la pluviosité et des taux de boisement du plateau suisse, pour de très nombreuses stations, par cette conclusion que la pluviosité augmente avec l'altitude et non avec le taux de boisement.

La plus grosse "énormité" que nous ayons trouvée au sujet des rapports mutuels de la végétation et des précipitations est la suivante : "La culture exclusive x de la vigne dans le Midi, a beaucoup contribué à aggraver la sécheresse !" (de la nécessité de s'occuper plus complètement de la météorologie dans ses rapports avec

l'agriculture, Maistre, Compte rendu de l'Association Française pour l'avancement des Sciences 1884 page 190). Notre opinion se résume comme il suit :

1° La forêt régularise le débit des cours d'eau sans en augmenter la quantité, suivant les conclusions du professeur suisse Engler.

Il est difficile de concevoir que la pluie, se formant à une altitude relativement élevée, disons 2 000 m pour fixer les idées, soit influencée par un facteur local, la forêt, de si faible relief.

Dire que le taux de boisement peut augmenter, "localement" la pluviosité, c'est convenir que le fait n'est pas général, c'est reconnaître, en quelque sorte, que cette augmentation, là où elle est effectivement observée, peut être parfaitement attribuable à quelque autre cause locale.

L'augmentation de la pluviosité par les forêts, si augmentation il y a, est d'ailleurs un fait incontrôlable : il y a trop de facteurs en jeu, et on ne peut les rendre tous identiques, à l'exclusion d'un seul,le boisement. Il faudrait multiplier les expériences et les soumettre au calcul des probabilités.

2° L'humidité relative de l'air est plus élevée en forêt qu'en terrain découvert. Ce fait, universellement observé, s'explique par contre très facilement, pour des raisons de température, d'hydroscopicité du sol et d'agitation de l'air. Cette dernière raison suffirait seule à expliquer le phénomène ; car, à égalité de température et de saison, l'humidité de l'air est d'autant moins élevée que l'air est plus agité, plus brassé par le vent.

Nous aurons l'occasion de revenir plus loin sur cette question et d'étayer cette dernière assertion par des chiffres.

3° Le rôle de la forêt, au point de vue hydrométéorologique, s'exerce presque exclusivement sur les phénomènes d'échanges d'eau, qui se passe au contact ou à proximité immédiate du sol, c'est-à-dire, l'écoulement, l'évaporation, la condensation. Ce rôle de la forêt est par lui-même assez important, assez bienfaisant -encore qu'il ait donné lieu également à beaucoup d'exagérations- pour qu'on n'attribue pas à la forêt une action directe sur la pluviosité, action qui ne peut être que minime et négligeable, si toutefois elle se manifeste intrinséquemment.

LES PRECIPITATIONS DITES "OCCULTES". LA CONDENSATION

En dehors des précipitations proprement dites -qu'enregistrent les pluviomètres et les nivomètres usuels- le sol reçoit d'autres apports météorologiques, soit internes, soit externes, sous forme de rosée, de givre, de brouillards, de vapeurs condensées à son intérieur. Ces apports, pour être réels, ne sont toutefois pas aussi importants, dans nos régions tout au moins, que certains auteurs l'ont prétendu.

Aussi bien les données expérimentales d'ailleurs difficiles à obtenir, sont très rares à ce sujet, et il est regrettable qu'il n'existe pas de méthode, d'appareil standardisé universellement adopté, permettant de préciser cette question, tout au moins qualitativement et comparativement, d'une région à une autre.

Une des rares statistiques d'observation de la rosée est la suivante, due à M. Raymond "sur la mesure et l'enregistrement de la rosée à Antibes" Compte rendu de l'Association Française pour l'avancement des Sciences - Lyon 1925 p 250.

Le tableau ci-dessous donne les quantités moyennes mensuelles recueillies en grammes par m2, et le nombre de jours correspondants pour 7 années consécutives (1920 - 1925)

Janvier	4,139	(23 J)	Mai	4,201	(23 j)	Septembre	3,116	(22 j)
Février	3,327	(19 j)	Juin	3,136	(23 j)	Octobre	3,859	(20 j)
Mars	3,739	(20 j)	Juillet	3,313	(26 j)	Novembre	2,931	(17 j)
Avril	3,338	(17 j)	Août	3,290	(25 j)	Décembre	3,900	(22 j)

Total annuel : 42,288 Kg (42 mm). Nombre de jours : 247 (maximum : 5 mm en une nuit).

La condensation à la surface du sol atteindrait donc, dans la région considérée, essentiellement maritime, 5 % des précipitations.

A défaut d'observations effectives, régulièrement faites, on en est réduit, dans ce domaine, à des suppositions et la plupart sontmanifestement exagérées. Il faut d'ailleurs distinguer la condensation externe et la condensation interne.

En ce qui concerne la première, son importance semble conditionnée par un climat humide et d'autre part, un temps calme. Le vent empêche la formation de la rosée. Pour ces raisons, elle ne parait pas devoir atteindre un taux élevé, en pays de montagne au climat continental, comme la région des Alpes, en dehors de certains fonds de vallées (ex : la vallée de Chamonix, vers les Houches). En particulier, au sujet de la condensation subie par les surfaces neigeuses, les avis sont souvent contradictoires, même formulés par le même auteur. C'est ainsi que Lugeon écrit quelque part : "D'une manière générale, en Europe Centrale, la neige rend à l'air davantage d'eau qu'elle n'en condense". Et ailleurs, il fait état, en relatant des observations faites au sujet de la fusion de la neige, de coefficients de ruissellement nettement supérieurs à l'unité.

Si la condensation est effectivement importante dans certaines régions maritimes et nordiques (Ahlmann a démontré, par exemple, le rôle énorme que joue, à côté des précipitations pour les glaciers de la Scandinavie, la condensation de la vapeur sur leur surface et dans leurs cavités), nous ne saurions partager les avis de certains auteurs français -par exemple Decourbes- suivant lesquels "les massifs boisés soutirent de l'atmosphère une quantité de rosée sensiblement égale à l'eau des pluies, et une quantité de brouillards 5 fois plus considérable" ou encore"l'appoint des brouillards dans les bois de montagne équivaut généralement à plusieurs fois celui des pluies et peut, dans certains cas, atteindre la valeur de 15 tranches pluviales".

Comme on ne constate nulle part, pour les bassins boisés, un accroissement de débit correspondant à de telles précipitations totales -certaines assertions à ce sujet sont grossièrement erronées parce que, faisant état de mesures de débit inexactes- il faudrait admettre une évaporation énorme correspondante, ce qui est impossible, une telle évaporation étant incompatible, et de beaucoup avec la puissance calorifique de l'atmosphère, dont une partie est déjà utilisée, d'ailleurs, à la fusion de la neige en montagne.

En ce qui concerne la condensation interne du sol, notre ignorance est peut-être encore plus grande. Et l'on ne peut, pour de grands bassins d'alimentation naturels, tirer aucune conclusion, soit d'expériences fragmentaires faites sur modèles réduits, soit de calculs basés plus ou moins sur les lois de la diffusion.

Les calculs de Lugeon, à ce sujet, nous semblent exagérer

beaucoup l'importance du phénomène (350 mm par an, avec maximum pouvant atteindre 400 mm par mois, au milieu de l'été, sous le climat suisse).

On a, au début du siècle, expliqué par les condensations occultes les coefficients d'écoulement très élevés, parfois supérieurs à 1, constatés, d'après des données de précipitations et d'écoulement, sur certains bassins de montagne. Il est aujourd'hui admis que cette constatation était simplement attribuable à une sous-estimation des précipitations proprement dites, peu ou mal observées en haute montagne.

Une certaine école allemande, il y a 50 ans, attribuait également au phénomène de la condensation interne, l'origine des eaux souterraines. Cette théorie, dite de Volger, semble aujourd'hui complètement abandonnée : les nappes souterraines, les sources sont à peu près exclusivement alimentées par les eaux pluviales infiltrées.

En résumé "le problème de la condensation sur et dans le sol n'est pas résolu", comme le déclare justement Lugeon, en terminant le chapitre qu'il a consacré à l'étude de la condensation. Et nous ajoutons qu'il n'est pas près de l'être étant donné l'impossibilité de procéder directement sur la nature à des mesures expérimentales, de discriminer entre eux tous les phénomènes d'échange d'eau dont la surface et l'intérieur du sol sont constamment l'objet.

Pratiquement, seuls sont observables, avec une précision d'ailleurs toute relative, les précipitations et les écoulements proprement dits, d'où l'on peut déduire un déficit d'écoulement moyen, apparent, c'est-à-dire, égal (les pertes par infiltration étant supposées nulles, ce qui n'est admissible que pour un grand bassin) à l'évaporation globale du sol, diminuée des apports par condensation.

En d'autres termes, n'est observable que la résultante de l'évaporation et de la condensation.

Pour les Alpes du nord, en France, notre sentiment est, qu'en haute montagne, il y a équilibre entre l'évaporation et la condensation, que subissent les surfaces neigeuses et glaciaires. Nous ferons état, plus loin, de cette hypothèse, pour l'appréciation du déficit d'écoulement relatif aux précipitations neigeuses, que nous considérons comme pratiquement nul, l'erreur éventuellement commise ainsi étant, selon nous, de l'ordre de grandeur des erreurs entachant nos observations, nos mesures des débits et des précipitations 10 Déc. 1939

(1) Tableau 35. Altitude moyenne mensuelle de la limite inférieure des Neiges.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Versant Nord des Alpes												
Maurer 1889/1908	623	592	724	994	1318	1940	2423	2795	2400	1690	1305	662
Lugeon 1913/1922	610	615	737	1000	1395	1945	2470	2685	2370	1650	1320	672
Jura et Préalpes												
Moreillon: Lugeon	664	680	880	1174	1590	2000	2550	-	2550	1730	1008	776
Valais												
Lugeon	700	730	915	1234	1590	2150	2690	3100	2680	1730	1370	700

(1) Nota : Ce tableau 35 fait double emploi avec celui de la page 90

C H A P I T R E IV

CARACTERISTIQUES METEOROLOGIQUES AUTRES QUE LA TEMPERATURE ET LA PLUVIOSITE (PRESSION - VENT - HUMIDITE DE L'AIR).

LA PRESSION ATMOSPHERIQUE ET L'ALTITUDE.

Nous résumons brièvement, d'après les ouvrages classiques d'Angot, de E. de Martonne, l'essentiel de nos connaissances en matière de pression atmosphérique, limité aux notions utiles à considérer en hydrologie alpestre.

Le fait essentiel d'où dérivent à peu près tous les caractères du climat de montagne est la raréfaction de plus en plus grande de l'air dans les hautes altitudes. De tous les phénomènes météorologiques des régions élevées, c'est le plus régulier, car c'est le seul qui ne dépende pas des conditions locales du relief. La diminution de la pression atmosphérique, pour une élévation donnée, ne dépend en effet que de l'altitude moyenne de la zone considérée, et dans une mesure plus faible, de la température de l'air, celle-ci influençant d'une manière relativement minime le poids de la colonne d'air correspondante. Cette diminution est plus rapide au niveau de la mer que dans les zones élevées et dans les climats chauds que dans les climats froids. On a ainsi pour fixer les idées :

Augmentation de l'altitude pour 1 mm de pression	A=0	A=1000m	A=2000m	A=4000m	A=6000m
	10,5m	11,8m	13,4m	17,2m	22,5m
Diminution de la pression pour 100 m d'altitude	9,52mm	8,47	7,46	5,81	4,44
Diminution de la pression pour une élévation de la température de 1°	0,32mm	0,56	0,91	1,09	-

Ces données numériques résultant de la loi de Laplace : dans l'air en repos, la pression diminue suivant une progression géométrique, quand la hauteur croit en progression arithmétique. La formule classique de Laplace, utilisée notamment pour calculer l'altitude en fonction de la pression atmosphérique est :

$$\Delta A = 18.400 \times K \ (1 + \alpha t) \log \frac{Bo}{B}$$

ΔA = différence d'altitude des 2 stations où la pression est respectivement Bo (station inférieure) et B (station supérieure)

α = coefficient de dilatation de l'air = 0,00367

t = température moyenne de la couche d'air interposée entre les 2 stations

K = un coefficient complexe, différant peu de l'unité, dépendant de la latitude, de la tension de vapeur d'eau, etc.

Du point de vue qui nous occupe, on peut se contenter généralement de la formule simplifiée :

$$B = Bo \ e^{\frac{-A}{B'}} \qquad \text{ou} \qquad B = Bo \ 10^{\frac{-A}{B}}$$

dans laquelle Bo est la pression au niveau de la mer, B, la pression à l'altitude A, et B une constante égale à 19 000 environ, dans les Alpes et les Pyrénées par exemple.

Nous concrétiserons les remarques précédentes par deux exemples.

Le premier résulte des observations faites par Vallot, dans le Massif du Mt Blanc (15 Juillet - 15 Août 1887) que nous avons résumées dans le tableau 8.

Pression atmosphérique moyenne	à Chamonix (1040m)	674,5
" " "	aux Grands Mulets (3050m)	534,5
" " "	au Mont Blanc (4807m)	426,1

On en déduit pour le coefficient B les valeurs suivantes :

Chamonix - Grands Mulets	B = 19.895	(température moy. 11°35)
Grands Mulets - Mont Blanc	B = 17.848	(" " 0°30)
Chamonix - Mont Blanc	B = 18.885	(" " 5°25)

Le deuxième exemple, qui montre notamment l'influence de l'altitude sur la variation saisonnière de la pression résulte des données barométriques moyennes portant sur un grand nombre d'années d'observations, de Bagnères de Bigorre (547 m) et du Pic du Midi (2 859) dans les Pyrénées.

En ne considérant que les valeurs moyennes annuelles, soit 714,4 mm et 539,1 mm, on obtient :

$$B = \frac{2\,312}{\log 714{,}4 - \log 539{,}1} = \frac{2\,312}{0{,}12227} = 18.909$$

soit à peu près exactement la valeur trouvée ci-dessus, en été, pour le Massif du Mt Blanc.

De fait, le coefficient B varie, suivant les mois, de 18.480 (Janvier) à 19.470 (Août) sous l'influence de la température, conformément à la formule de Laplace : en traçant la courbe en fonction de la température, on obtient :

$$B = 18.650\ (1 + 0{,}0036\ t)$$

Le tableau 36, qui résume les données expérimentales et les calculs, donne en outre, la valeur du rapport $\frac{B_1}{Bo}$, qui varie de 0,749 à 0,761, et la valeur de la différence $B_1 - Bo$.

La variation annuelle de la pression, apparemment et pratiquement faible, a cependant une importance au point de vue théorique, car elle soulève les problèmes les plus variés et les plus instructifs dans la "mécanique de l'atmosphère", problèmes dont nous n'avons pas à nous occuper ici.

Notons seulement que dans les latitudes moyennes la pression est haute en hiver et basse en été, au milieu des grands continents, que le régime est inversé sur les océans et que dans les régimes intermédiaires (ex : l'ouest de l'Europe) il arrive souvent que le régime continental prédomine en hiver et le régime maritime en été : d'où 2 maximums et 2 minimums. Tel est le cas pour Paris, Lyon, Marseille et également pour Bagnères de Bigorre. L'influence de l'altitude agit dans le même sens que l'influence maritime : il n'y a plus qu'un seul maximum et un seul minimum et en outre l'amplitude de la variation est augmentée. Tel est le cas pour le Pic du Midi, où l'amplitude est de 9,5 mm, alors qu'au pied de ce sommet, à Bagnères, elle est seulement de 3,7 mm. L'écart entre les

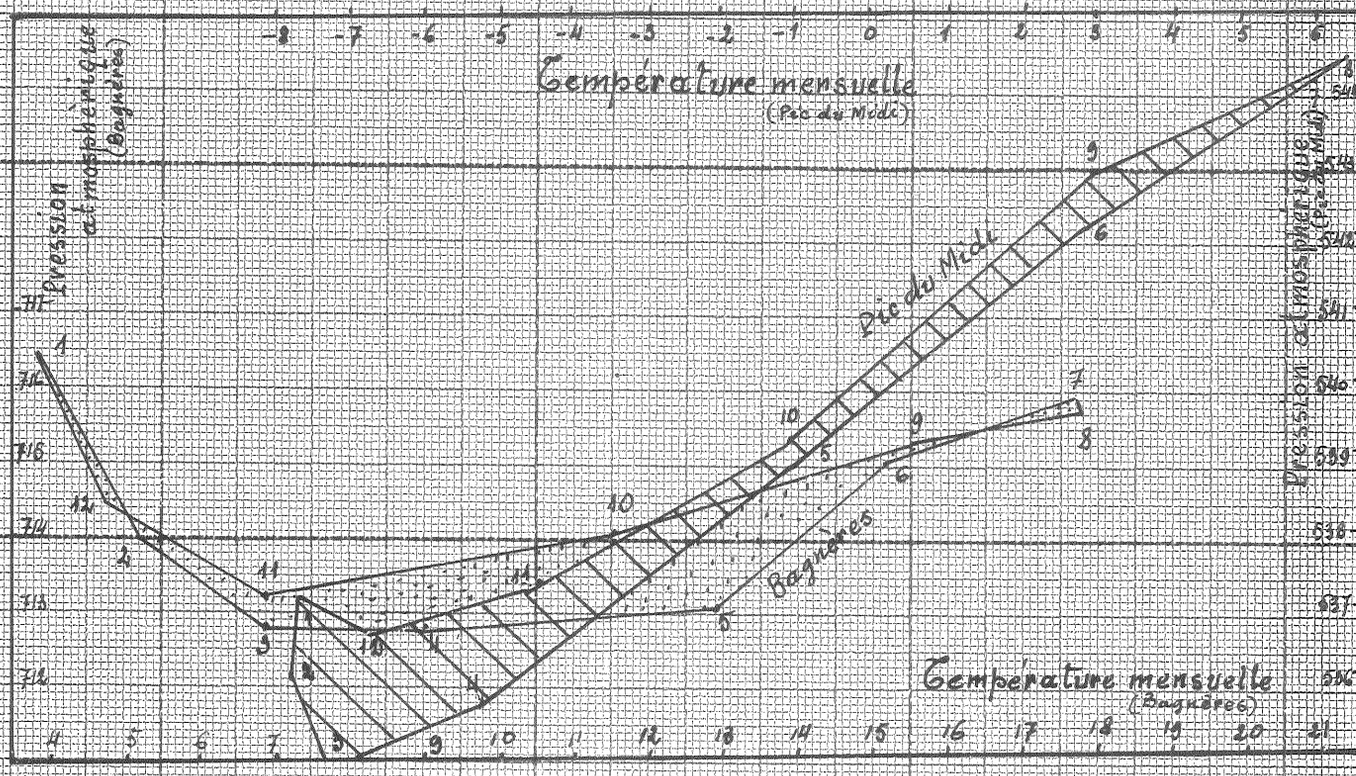
Tableau 36. Variation saisonnière de la pression suivant l'altitude

	Pression atm. Barogènes Bo	Pression atm Pic Midi B_1	$\frac{B_1}{Bo}$	Bo - B_1	Temper. $\frac{To + T_1}{2}$	Coeffi. B
Janvier	716.5	537.2	0.749	179.3	- 1.95	18.480
Février	714.0	536.2	0.751	177.8	- 1.35	18.590
Mars	712.8	534.9	0.750	177.9	- 0.225	18.540
Avril	712.8	535.7	0.751	177.1	+ 1.85	18.640
Mai	713.0	538.9	0.755	174.1	+ 5.90	19.010
Juin	715.0	542.1	0.758	172.9	+ 9.10	19.240
Juillet	715.8	544.1	0.760	171.7	+11.875	19.410
Août	715.6	544.4	0.761	171.2	+12.15	19.470
Septembre	715.2	542.8	0.759	172.4	+ 9.275	19.300
Octobre	714.0	539.2	0.755	174.8	+ 5.40	18.960
Novembre	713.2	537.2	0.753	176.0	+ 1.075	18.780
Décembre	714.5	536.7	0.751	177.8	- 0.95	18.650
Moyennes	714.4mm	539.1mm	0.755	175.3mm	4°33	18.909

Tableau 37. Influence du vent sur l'humidité relative de l'air

Saisons	R=40/50%		R =50/60%		R=60/70%		R=70/80%		R=80/90%		R=90/100%	
	R%	Vent m/sec	R%	Vent m/sec	R%	Vent m/sec	R%	Vent m/sec	R%	Vent m/sec	R%	Vent m/sec
Eté	46.2	3.72	54.8	3.09	64.8	2.40	74.5	2.23	83.5	1.78	-	-
Automne	-	-	-	-	67.0	4.00	75.0	3.03	84.6	1.62	92.2	1.02
Printemps	-	-	56.9	4.28	64.6	3.55	75.0	3.00	83.7	1.99	-	-
Hiver	-	-	-	-	66.0	5.40	75.0	4.66	85.0	2.20	92.3	1.07

Fig XXXII



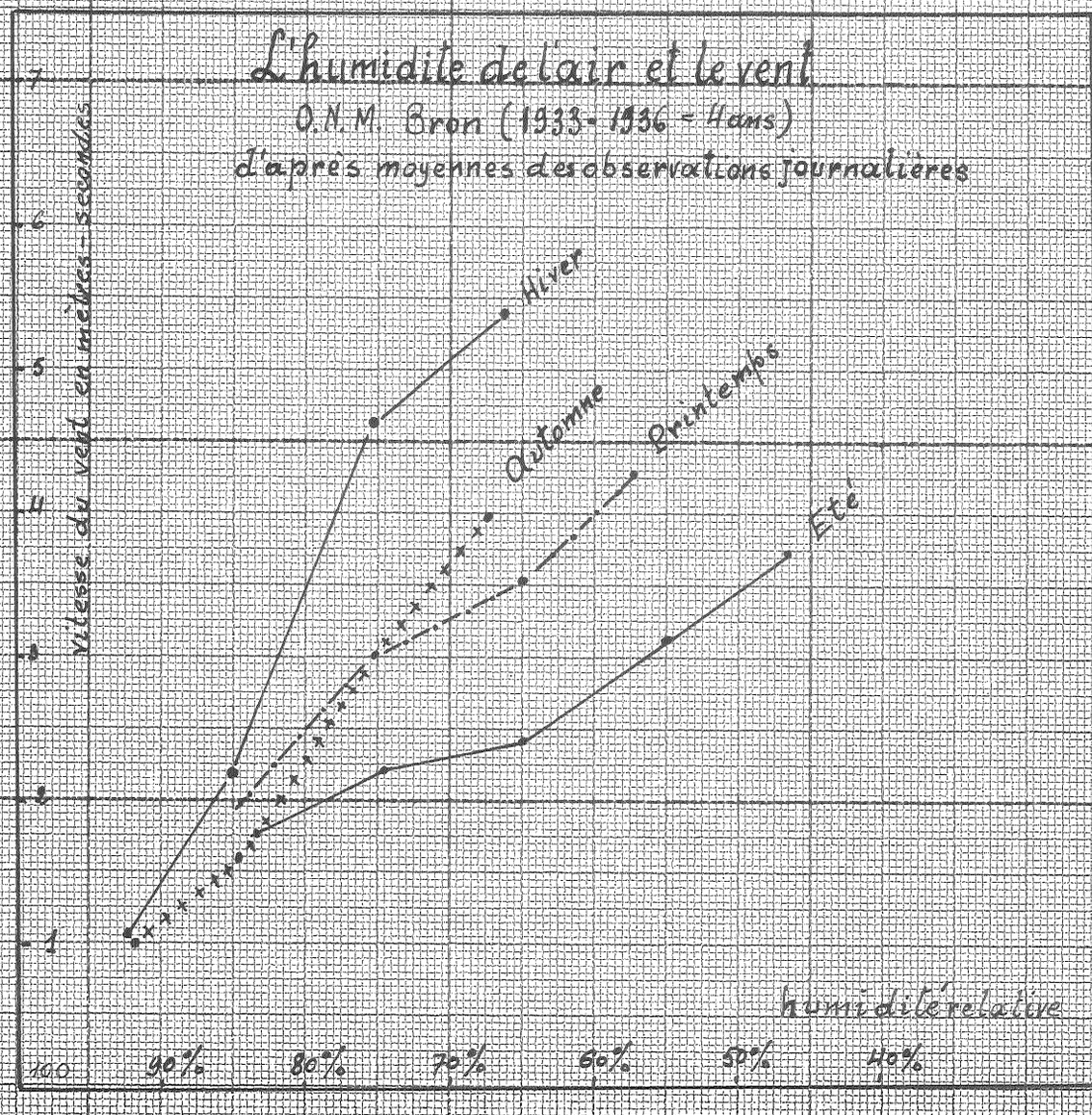


Fig XXXIV

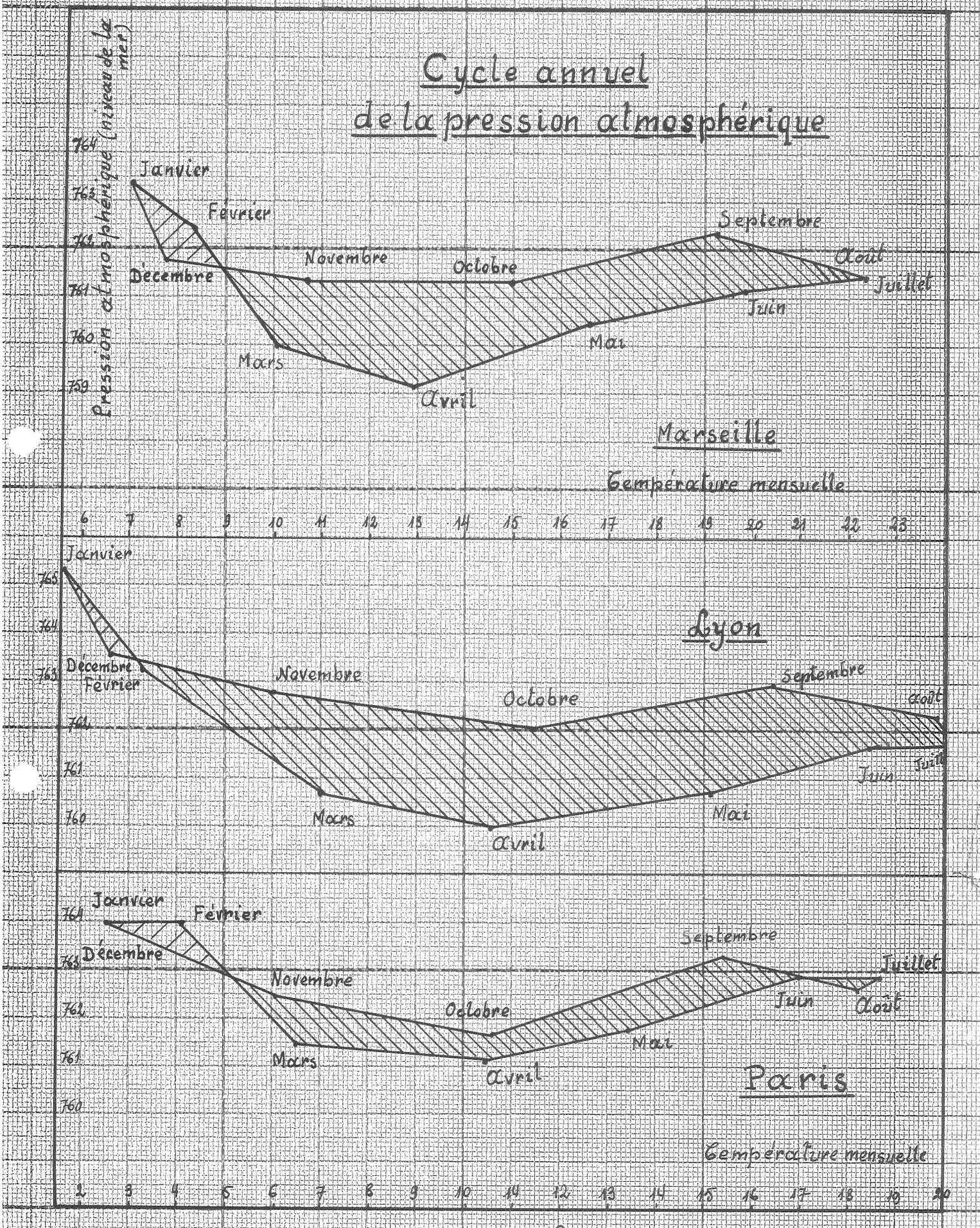

Cycle annuel
de la pression atmosphérique
Pression atmosphérique (niveau de la mer)
764
763
762
761
760
759
Janvier
Février
Décembre
Novembre
Octobre
Septembre
Août
Juillet
Juin
Mai
Mars
Avril
Marseille
Température mensuelle
6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
Janvier
Décembre
Février
Novembre
Octobre
Septembre
août
Juin
Juill
Mai
Mars
Avril
Lyon
761
760
Janvier
Février
Décembre
Novembre
Septembre
Juillet
Octobre
Juin
Août
Mai
Mars
Avril
Paris
Température mensuelle
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

fig. XXIII

deux stations, en moyenne de 175,3 est de 179,3 en Janvier, et de 171,2 en Août (diff : 8,1). Angot cite pour Genève et le Grand St Bernard, des chiffres analogues : soit un écart moyen de 159,3 maximum en hiver (167,2) et minimum en été (159,3) : différence : 7,9.

Les figures ci-jointes (fig. XXXII et XXXIII) illustrent la variation annuelle de la fusion à Bagnères de Bigorre et au Pic du Midi, d'une part, et aux trois stations de Paris, Lyon et Marseille, sous la forme de diagrammes donnant la pression en fonction de l'époque (les mois étant numérotés de 1 à 12 ou effectivement indiqués) et de la température.

L'étude de la variation diurne donne lieu à des constatations identiques : au sommet du Mt Blanc, par exemple, la courbe au lieu des deux maximums et deux minimums qu'elle présente à basse altitude (Genève) ne présente plus qu'un seul maximum et un seul minimum.

Nous terminerons ce paragraphe par la remarque suivante : étant donné la grandeur du coefficient B' de la formule :

$B = Bo\ e^{-\frac{A}{B'}}$, on peut, dans beaucoup d'applications pratiques, remplacer cette courbe exponentielle par une courbe parabolique, en développant celle-là en série et ne conservant que les trois premiers termes.

Au coefficient B = 18,885 (Chamonix - Mt Blanc) correspond un coefficient B' = B x 0,43429 = 18,885 . 0,43429 = 8.200

D'où les altitudes A étant exprimées en milliers de mètres la formule approchée :

$$B' = Bo\left(1 - \frac{A}{8,2} + \frac{A^2}{134,5}\right) = 760 - 92,7A + 5,67\ A.$$

On peut d'ailleurs déterminer directement -en fonction de 3 données expérimentales par exemple (s'il y en a plus on appliquera la méthode des moindres carrés)- les coefficients Bo, m et n d'une telle formule empirique : $B = Bo - m\ A + m\ A^2$. C'est ainsi que la formule :

$$B = 755 - 79,2\ A + 2,24\ A^2$$

exprime d'une manière satisfaisante la variation de la pression en fonction de l'altitude, dans le Massif du Mont Blanc, d'après les observations de Vallot, ci-dessus relatées, faites à Chamonix, aux Grands Mulets et au sommet du Mt Blanc. On a effectivement les valeurs calculées et les valeurs observées suivantes :

A = 1040	(Chamonix)	calculées :	674,26	observée	675,5
A = 3050	(Grands Mulets)	"	534,37	"	534,5
A = 4807	(Mt Blanc)	"	426,00	"	426,1

Une telle formule parabolique est souvent suffisante et plus commode que la formule exponentielle, pour certains calculs.

LE VENT ET L'ALTITUDE

Le vent est un facteur climatique important, souvent négligé et méconnu. Indépendamment de ses causes et autres effets d'ordre purement météorologique, dont nous ne nous occupons pas ici, il agit, directement et indirectement sur l'évaporation.

En ce qui concerne, de ce point de vue, son action indirecte, elle se manifeste par le truchement de l'humidité de l'air. A autres conditions égales dans les régions continentales l'humidité de l'air est effectivement d'autant plus faible que le vent est plus

fort, que l'atmosphère est plus brassée par l'agitation de l'air.

Il en résulte, le vent croissant en fonction de l'altitude, qu'une des raisons de la diminution de l'humidité de l'air en montagne est à rechercher, croyons-nous, dans l'action de cet élément sur la dilution, par brassage, de la vapeur d'eau de l'atmosphère. Ce fait est mis en relief par l'exemple suivant.

Nous avons pour 4 années consécutives (1933 - 1936) classé les observations journalières de l'humidité relative de l'air, à la station de l'O.N.M. à Bron, près de Lyon, suivant leurs valeurs croissantes, et pour chaque mois. Nous avons effectué les moyennes correspondantes de R % et de la vitesse du vent en mètres. En groupant ensuite les résultats suivant les 4 saisons, nous avons obtenu finalement le tableau 37 et la figure correspondante XXXIV.

On voit très nettement que pour chaque saison -c'est d'ailleurs vrai également pour chaque mois- donc pour une température donnée, l'humidité relative R % est d'autant plus faible que le vent est plus fort. On notera que la région lyonnaise est caractérisée par un climat à tendance nettement continentale, puisque notamment, la pluviosité des 6 mois les plus chauds est égale à 1 fois 6 la pluviosité des 6 mois les plus froids.

L'évaporation est d'autant plus grande qu'il y a plus de vent : c'est là un fait incontestable dû en grande partie à ce que l'humidité de l'air est d'autant plus faible que l'air est plus agité au contact du sol.

L'augmentation de la vitesse du vent, quand l'altitude croit, est d'abord rapide, jusqu'à 200/300 mètres, par suite de la disparition brusque du frottement au sol, puis elle augmente plus lentement.

Les données numériques, relatives aux régions montagneuses, font à peu près complètement défaut, mais on peut affirmer que cette augmentation se manifeste là, comme en atmosphère libre, malgré les aspérités du relief, qui contribue d'ailleurs à créer des vents spéciaux, des remous et une grande variabilité des conditions d'agitation de l'air.

Nous reproduisons ci-dessous le tableau indiquant la vitesse du vent au sol, dans la région parisienne (St Maur 30 mètres) et à 300 m d'altitude (Tour Eiffel) d'après Angot.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
St Maur	3,4	3,7	3,6	3,6	3,2	2,9	2,8	2,7	2,6	3,2	3,5	3,2	3,2
Tour Eiffel	10,2	9,8	9,4	8,7	8,9	7,6	7,4	8,0	8,2	9,3	9,2	9,9	8,8

L'HUMIDITE DE L'AIR

L'humidité de l'air s'exprime, communément de trois manières différentes :

1° D'une manière absolue, par la tension de la vapeur d'eau contenue dans l'air, soit (f).

2° D'une manière également absolue, par le nombre de grammes d'eau contenu dans un mètre cube, soit (p).

3° D'une manière relative par le rapport de la tension f à la tension maxima de la vapeur d'eau correspondant à la température T soit $R = \frac{f}{F}$. Les plus usités de ces 3 modes d'enregistrement sont le premier et le troisième.

Elle se déduit, d'une façon usuelle, de l'observation de Psychomètres, en admettant que cet appareil, considéré comme un évaporomètre, obéit à la loi de Dalton, en l'occurence de la différence (θ) des 2 thermomètres, l'un sec et l'autre imbibé d'eau, cette différence étant proportionnelle à la vitesse d'évaporation.

La formule appliquée en France est :

$f = F(T - \theta) - K B \theta$ B - pression atmosphérique
K = 0,00079 pour T supérieur à 0 ; K = 0,00069 pour T inférieur à 0.

La relation entre p et f est d'autre part :

$$p = \frac{1,0599\ f}{1 \times 0,00367\ T} \qquad f = \frac{p\ (1 + 0,00367\ T)}{1,0599}$$

En France, les statistiques officielles donnent seulement l'humidité relative R moyenne. A défaut de données directes concernant l'humidité absolue, f, on en est réduit à déduire celle-ci, de celle-là, compte tenu de la température moyenne T, en appliquant la relation f = R F (T) ; mais c'est un pis aller, et les valeurs ainsi calculées ne sont pas rigoureusement exactes.

Nous considérerons de préférence l'humidité absolue f et exceptionnellement seulement l'humidité relative R, notion qui n'a une valeur réelle que lorsqu'il s'agit d'observations instantanées : dans le cas contraire, le rapport moyen R, qui n'est qu'une moyenne de rapports, est quelque peu conventionnel, et n'est pas égal, notamment au rapport vrai, pour une période donnée, de l'humidité de l'air à l'humidité maximum possible.

L'HUMIDITE DE L'AIR ET LA TEMPERATURE

D'une manière générale, l'humidité de l'air f est d'autant plus faible que la température est plus basse, soit que la température soit conditionnée à altitude égale par la saison, soit à égalité de saison, par l'altitude.

Pour étudier l'effet propre de l'altitude sur l'humidité de l'air, il faut donc rechercher d'abord l'effet propre de la température, à altitude égale et examiner ensuite si l'altitude exerce par elle-même une influence spécifique.

L'influence de la température de l'air sur l'humidité (f) est illustrée par la figure XXXV, où sont tracés :

1° Le diagramme saisonnier relatif à la région lyonnaise (station de l'O.N.M. à Bron) établi suivant le mode de représentation déjà utilisé pour étudier la variation d'un élément en fonction de la température et de l'époque de l'année. Les données numériques sont celles du tableau 38 qui donne en outre, pour la période de 10 ans considérée, le classement mutuel de f et de T (120 observations mensuelles conjuguées), et les moyennes de la station voisine de St Genis Laval (observatoire de Lyon) pour 50 ans.

2° Les diagrammes analogues de Bagnères de Bigorre et du Pic du Midi, dans les Pyrénées, établis d'après les données de la température et de l'humidité relative du tableau 6.

3° La courbe moyenne donnant la variation de f en fonction de T, relative à la région centrale des Etats Unis, à l'ouest du cours du Mississipi, établie d'après les moyennes de 16 stations, pour les 6 mois d'été (96 observations conjuguées résumant 10 années d'observations).

Tableau 38. Variation annuelle de l'humidité de l'air dans la Région Lyonnaise

	Station O.N.M. Bron (1928 - 1937)						St Genis Laval. Obs. 1880/1930				
	Temp. min.	Temp. max.	moy. T	R moy.	RF(T)	f moy.	V	Temp. vraie	R moy.	RF(T)	p gr cm2	f déduit de p
Janvier	0.06	6.40	3.23	81.6	4.71	4.66	3.03	1.72	82.4	4.27	4.66	4.42
Février	-0.57	6.85	3.14	77.6	4.45	4.51	2.90	3.39	75.9	4.43	4.66	4.45
Mars	2.61	11.98	7.29	72.7	5.56	5.56	3.29	6.59	69.2	5.04	5.14	4.97
Avril	5.20	14.92	10.06	70.8	6.53	6.55	3.36	10.00	65.8	6.04	6.03	5.90
Mai	8.92	19.78	14.35	70.0	8.55	8.55	2.69	14.29	65.6	7.98	7.90	7.84
Juin	12.68	24.10	18.39	67.9	10.70	10.70	2.71	17.67	64.7	10.16	9.44	9.48
Juillet	14.62	26.44	20.53	64.0	11.52	11.42	2.71	19.95	62.1	10.77	10.26	10.39
Août	14.24	26.08	20.16	69.0	12.12	12.10	2.39	19.38	63.9	10.70	10.18	10.29
Sept.	11.68	22.86	17.27	74.4	10.93	10.96	2.38	16.00	71.2	9.66	9.40	9.39
Octob.	7.14	15.84	11.49	79.6	8.06	8.08	2.55	10.86	78.3	7.61	7.85	7.70
Nov.	3.91	10.45	7.18	83.4	6.33	6.34	2.46	6.08	82.5	5.81	6.10	5.88
Décemb.	0.30	6.12	3.21	83.6	4.83	4.87	2.57	2.83	83.7	4.70	5.03	4.79
	6.73	15.99	11.36	74.57	7.86	7.86	2.75	10.72	72.1	7.26	7.22	7.12

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Octob.	Novem.	Décem.
	- 2.34	2.97	4.31	5.45	7.75	6.57	10.74	6.88	16.07	9.27	19.00	11.70
	- 1.92	3.44	4.70	5.46	7.77	6.91	10.91	6.22	16.10	8.98	19.16	11.21
	- 0.83	3.55	4.72	4.94	7.82	6.50	11.48	7.90	16.74	10.30	19.25	12.28
	- 0.57	3.37	5.40	5.27	7.86	6.29	11.77	8.33	16.82	11.57	19.45	11.00
	- 0.44	3.88	5.60	5.97	8.15	5.92	11.85	7.63	16.95	10.47	19.51	12.46
	0.46	3.95	5.75	5.32	8.20	6.40	12.30	8.45	17.11	10.23	19.54	11.71
	0.63	3.79	5.84	5.87	8.41	6.12	12.38	8.33	17.31	10.81	19.59	10.72
	1.18	4.00	5.99	5.63	8.40	5.37	12.40	8.67	17.35	11.46	19.78	13.37
	2.49	4.84	6.01	5.08	8.50	6.02	12.42	8.45	17.60	11.05	19.91	10.02
	2.63	4.60	6.10	5.45	8.62	6.08	12.44	8.23	18.05	11.71	20.01	11.67
	0°22	3,84	5°44	5.44	8°15	6.22	11°87	7.91	17°01	10.58	19°52	11.61
	2.65	4.58	6.15	5.53	8.97	7.01	12.66	8.82	18.23	11.29	20.45	12.21
	2.76	4.00	6.20	5.22	9.14	5.97	13.01	7.71	18.29	9.86	20.52	11.98
	2.81	4.56	6.30	5.95	9.16	6.84	13.07	7.69	18.34	11.50	20.57	11.69
	3.12	4.48	6.54	5.36	9.25	6.70	13.28	8.76	18.38	11.50	21.00	10.78
	3.22	4.77	6.61	5.26	9.91	6.61	13.80	8.49	18.44	11.76	21.85	11.71
	3.37	4.46	6.90	5.49	9.95	6.86	13.96	8.28	18.55	11.14	21.91	10.67
	3.55	4.96	6.95	5.77	9.99	6.52	14.45	8.27	18.56	11.61	22.09	13.53
	3.79	4.76	6.96	5.09	10.40	6.72	14.95	9.29	18.62	12.10	22.30	12.11
	3.83	4.53	7.40	6.47	10.59	7.96	15.20	9.05	18.78	10.08	22.40	11.42
	4.25	5.18	7.45	5.93	10.62	7.61	15.60	13.23	18.96	12.41	23.78	11.11
	3°33	4.63	6.75	5.60	9°80	6.88	14°00	8.96	18°51	11.32	21°69	11.72

Classement par ordre de grandeurs croissantes des températures, des valeurs mensuelles de f. O.N.M. Bron (1928 - 1937 = 120 mois)

4° Les points représentatifs (f,T) de Chamonix, des Grands Mulets et du Mt Blanc, d'après les données du tableau 8 (15 Juillet - 15 Août 1887)

L'examen de cette figure conduit aux constatations générales suivantes :

a) La température est le facteur primordial conditionnant l'humidité de l'air. Comme facteurs secondaires, nous pensons que les principaux sont la pluviosité et le vent.

b) En une station donnée l'humidité, à température égale, est généralement plus faible au printemps (période où la température croit) qu'en automne (période où la température baisse). Ce fait est en relation avec les différences de pluviosité, de vent, de l'écart diurne de la température que présentent les 2 saisons.

Toutefois, on remarque que c'est l'inverse pour le Pic du Midi. Il faudrait un autre exemple pour conclure à un effet spécifique de l'altitude.

c) La courbe moyenne, si l'on compare entre elles plusieurs stations, dépend des conditions météorologiques de climat, notamment de la pluviosité et également, cela va de soi, de certaines conditions géographiques (proximité ou non des océans et grandes surfaces d'eau naturelles).

Ainsi, la courbe des Etats Unis, où l'indice pluviométrique est au plus égal à 500 mm, et situé davantage à l'intérieur des continents est en-dessous (humidité plus faible) du diagramme de la région lyonnaise, à climat moins continental et où la pluviosité est de l'ordre de 750 à 800 mm.

d) A un moment donné, pour des stations voisines situées à des altitudes différentes, l'action de la température se manifeste d'une manière sensiblement identique. Ainsi, les 3 points représentatifs de Chamonix, Grands Mulets et Mt Blanc, jalonnent une courbe qui a la même allure que les précédentes et située sensiblement dans la même zone du graphique : les 2 diagrammes de Bagnères et du Pic du Midi se prolongent sensiblement l'un l'autre.

e) Il est difficile de faire une discrimination entre le rôle spécifique de la température et le rôle spécifique de l'altitude étant donné que les autres conditions météorologiques ne sont pas généralement identiques. Ainsi, à 5°, l'humidité de l'air est plus faible au Pic du Midi qu'à Bagnères de Bigorre: c'est peut-être dû à la différence d'altitude, mais plus vraisemblablement à une autre cause saisonnière, car il s'agit pour l'une ou l'autre de ces 2 stations de saisons différentes.

De même le point représentatif des Grands Mulets est au dessous du diagramme de la région Lyonnaise. A Chamonix, par contre, la tension de vapeur égale celle de Lyon, quand les températures sont égales.

f) Si la tension de vapeur est plus faible en montagne qu'en plaine, à un instant donné, il semble bien que cela soit dû, à peu près uniquement à ce que la température y est plus basse, et qu'à égalité de température il y ait équivalence : s'il existe effectivement, une petite différence en moins, notre opinion est que c'est au facteur vent qu'il faut l'attribuer, l'air étant plus brassé, en moyenne dans les régions montagneuses qu'en plaine, et comme nous l'avons vu plus haut, c'est là, dans les régions à climat continental, un facteur qui tend à diminuer l'humidité relative.

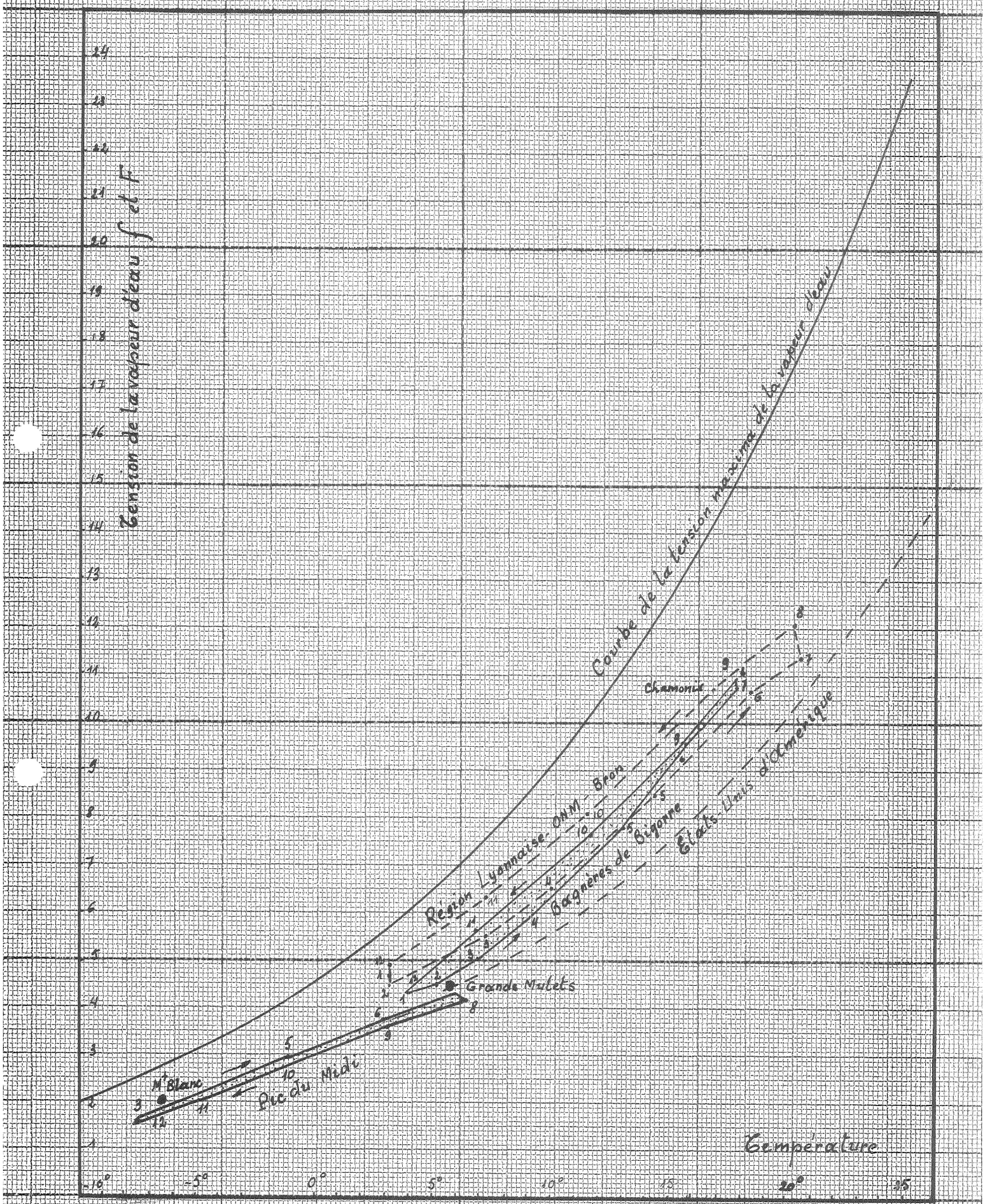


Fig. XXXV

I. 267
17 7 46

Tableau 39. Variation saisonnière de la tension de vapeur en fonction de l'altitude (Pyrénées Centrales)

Mois	Bagnères de Bigorre					Pic du Midi					Résultats comparatifs				
	T_1	R_1	$f_1 = R_1 f(T_1)$	θ_1	θ'_1	T_2	R_2	$f_2 = R_2 f(T_2)$	θ_2	θ'_2	f_2/f_1	γ	log fo	$\frac{500}{\gamma}$	gradient temp.
Janvier.....	3.80	72.0	4.32	1.71	1.75	- 7.7	60.9	1.47	1.62	1.68	0.340	4.938	0.74625	0.10125	0.497
Février.....	5.10	68.3	4.49	2.06	2.12	- 7.8	62.0	1.48	1.57	1.62	0.329	4.797	0.76628	0.10423	0.558
Mars.....	6.85	67.3	4.99	2.26	2.35	- 7.3	68.6	1.71	1.32	1.38	0.343	4.971	0.80814	0.10058	0.612
Avril.....	9.00	68.8	5.90	2.35	2.45	- 5.3	71.8	2.12	1.35	1.38	0.361	5.225	0.87554	0.09560	0.618
Mai.....	12.90	70.2	7.80	2.57	2.69	- 1.1	70.1	2.94	1.76	1.80	0.364	5.456	0.99234	0.09164	0.605
Juin.....	15.30	72.2	9.36	2.60	2.73	+ 2.9	66.2	3.73	2.30	2.40	0.398	5.786	1.06582	0.08641	0.536
Juillet.....	17.75	71.5	10.83	2.85	3.01	6.0	61.0	4.27	3.00	3.15	0.394	5.720	1.13026	0.08741	0.507
Août.....	17.80	72.2	10.97	2.79	2.95	6.5	58.2	4.21	3.29	3.45	0.384	5.558	1.13862	0.08996	0.489
Septembre...	15.55	72.6	9.57	2.58	2.70	+3.00	64.7	3.67	2.42	2.50	0.383	5.554	1.07940	0.09002	0.543
Octobre.....	11.50	75.0	7.60	2.06	2.14	- 1.1	66.0	2.76	2.01	2.09	0.363	5.256	0.98488	0.09513	0.545
Novembre....	6.85	75.6	5.60	1.69	1.74	- 4.7	65.8	2.05	1.68	1.72	0.366	5.297	0.85146	0.09439	0.500
Décembre....	4.80	73.8	4.75	1.67	1.71	- 6.7	64.7	1.70	1.50	1.60	0.358	5.181	0.78227	0.09650	0.498
	127.20	85.95	86.18	27.19	28.34	-23.3	780.0	32.11	23.85	24.77					
	10°6	71.6%	7.18	2.26	2.36	-1°94	65.0%	2.68	1.99	2.06	0.373	5.402	0.95738		0.542

Il n'en est pas moins légitime d'étudier la variation de l'humidité en fonction de la variable altitude au lieu de la variable température, ce que nous allons faire ; il s'agit, en l'occurence d'un changement de variable, les deux variables étant liées par une relation linéaire :

$$T = To - K A$$

L'HUMIDITE DE L'AIR ET L'ALTITUDE

Voici en quels termes Angot résume l'influence de l'altitude sur l'humidité de l'air :

"La variation de la vapeur d'eau avec la hauteur à un moment donné est extrêmement irrégulière. Il existe souvent dans l'atmosphère des couches d'air superposées qui se meuvent dans des directions et avec des vitesses différentes : leur température et leur humidité ne sont pas les mêmes, de sorte que la tension de la vapeur et l'humidité relative varient beaucoup quand on passe d'une couche à l'autre".

Toutefois, malgré ces irrégularités, si l'on compare les tensions moyennes de la vapeur obtenues pendant de longues périodes, dans des stations d'altitudes très différentes, on constate que la tension diminue rapidement avec la hauteur. M. Hahu a trouvé que cette décroissance suivait en moyenne une loi analogue à celle de la pression : la tension de la vapeur d'eau diminue en progression géométrique quand la hauteur croit en progression arithmétique. A la hauteur de 1960 m la tension de la vapeur est réduite, en moyenne, à la moitié de ce qu'elle est au niveau de la mer : à 3920 m elle est le quart, à 5880 m, le huitième et ainsi de suite : elle est réduite au dixième à une altitude de 6 520 m. C'est donc la même loi que pour la pression atmosphérique, mais avec une décroissance plus rapide, car la pression n'est réduite au 10e de sa valeur qu'à 18.400m. La variation de l'humidité relative avec la hauteur est beaucoup moins nette encore que celle de la tension de la vapeur, et il n'est pas possible d'indiquer à cet égard rien de précis. Dans les nuages et aux environs, l'humidité relative est égale à 100 ou très voisine de cette valeur ; elle peut être beaucoup plus faible à une petite distance, en-dessus comme en-dessous, s'il existe des couches d'air de direction et de température différentes.

On a donc, en définitive et en moyenne :

$$f = fo \; 10^{-\frac{A}{\gamma}}$$

et d'après les chiffres cités par Angot $\gamma = 6\,520$. Une autre valeur numérique du coefficient γ se trouve indiquée par ailleurs (Ann. du Bureau des longitudes, 1935 p. 169) soit $\gamma = 6300$.

Dans l'air libre d'après Surnig, on aurait :

$$f = fo \; 10^{\frac{-A}{6\,000}\left\{\frac{1+A}{20\,000}\right\}}$$

Nous avons cherché à vérifier la formule $f = fo \; 10^{-\frac{A}{\gamma}}$ pour le Massif du Mt Blanc, et pour les Pyrénées : la vérification est satisfaisante, mais nous avons constaté une valeur plus faible du coefficient γ, sensiblement égal dans les 2 cas (Mt Blanc en été - Pyrénées pour l'année moyenne), mais variable suivant la saison dans le même sens que le coefficient β de la formule $B = Bo \; 10^{-\frac{A}{\beta}}$

Massif du Mont Blanc. Les moyennes trouvées par Vallot (15 Juillet -15 Août) indiquées au tableau 8 sont respectivement:

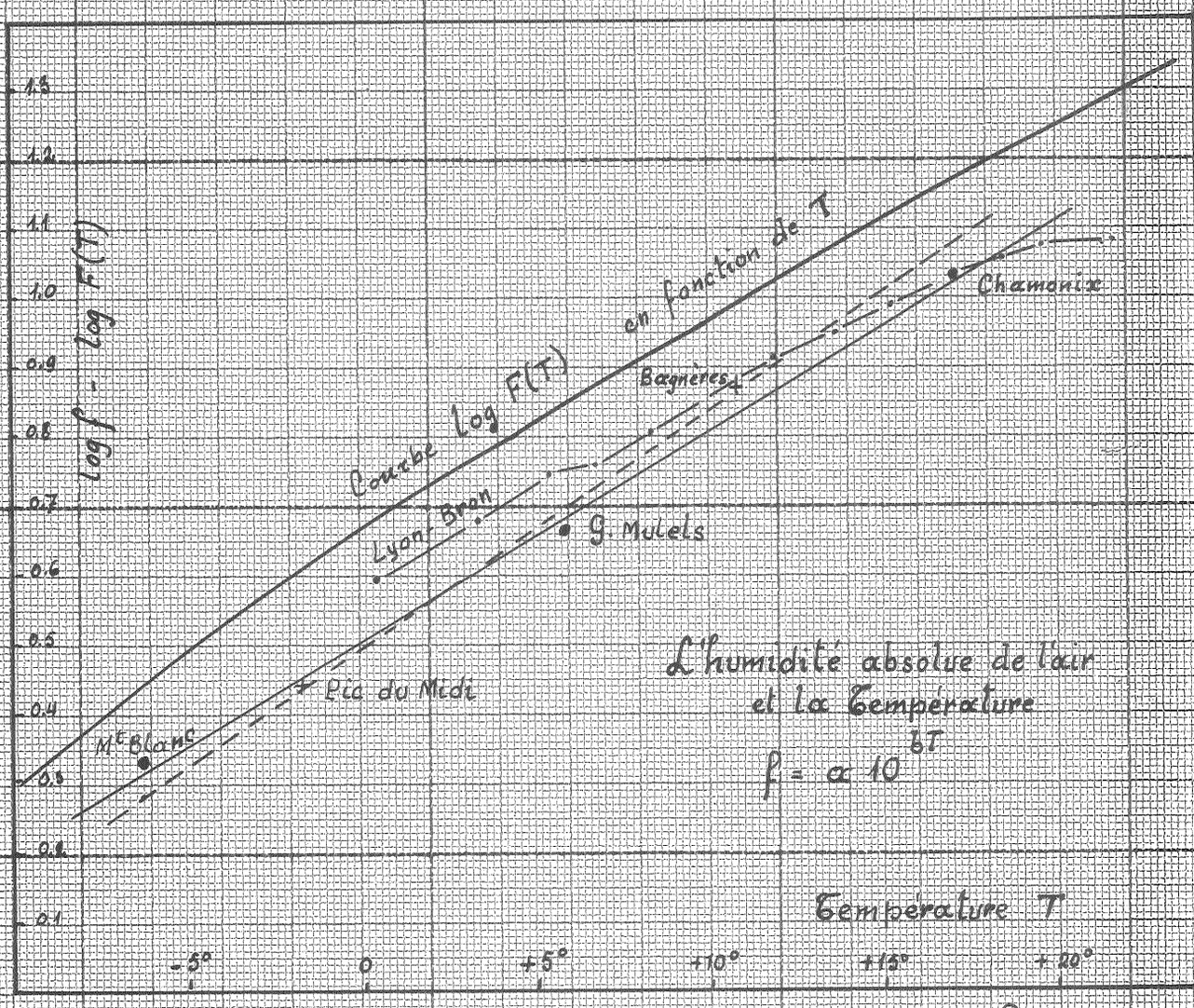


Fig. XXXVI

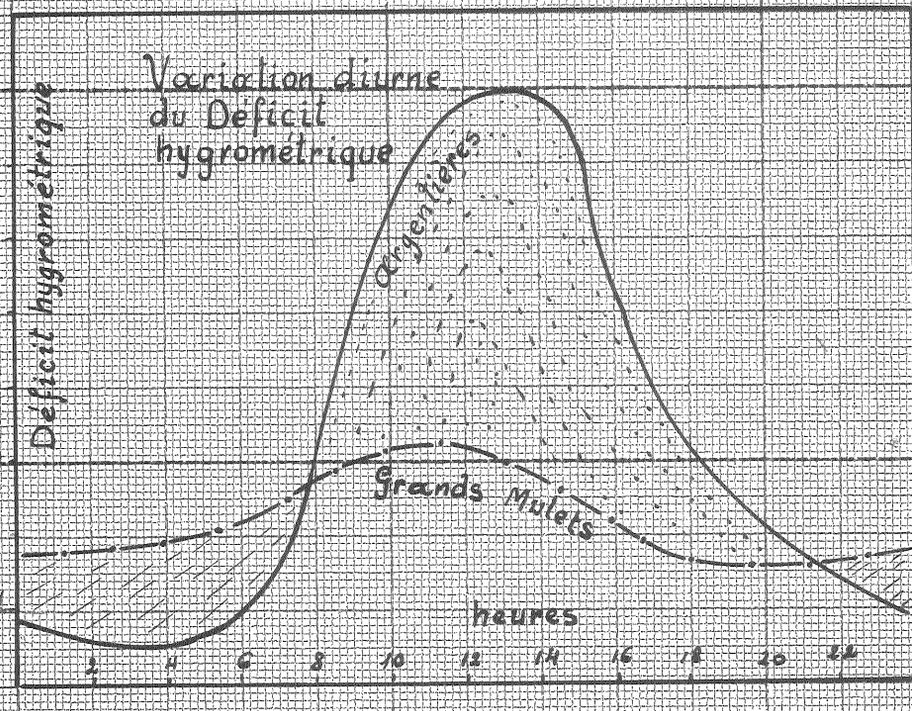


Fig. XXXVII

Chamonix	(1 040)	Temp. 16°9	f = 10,60
Grands Mulets	(3 050)	- 5°8	f = 4,50
Mont Blanc	(4 807)	- - 6°4	f = 3,5 à 0,5

(moy. de ces extrêmes 2,00)

La comparaison des 2 premières stations donne :

$$\gamma = \frac{2\,010}{\log. 10,6 - \log 4,5} = \frac{2\,010}{0,37210} = 5\,402$$

$\log. f_o = 1,21227$ $\quad f_o = 16,3$; d'où la formule :

$$f = 16,3 \times 10^{\frac{-A}{5\,402}}$$

qui pour le sommet du Mont Blanc donne log f = 0,32241, f = 2,10. Cette valeur calculée correspond bien à celle observée au sommet du Mont Blanc : Vallot n'indique pas la moyenne mais seulement les valeurs extrêmes, 3,5 et 0,5 et l'on peut admettre que la moyenne est légèrement supérieure à la moyenne 2,00 des valeurs extrêmes.

On peut substituer à la formule ci-dessus, comme indiqué plus haut la formule parabolique, par exemple :

$$f = 15,2 - 4,9\,A + 0,45\,A^2 \quad (A \text{ en milliers de mètres})$$

qui se vérifie sensiblement :

Chamonix	valeur observée : 10,60	valeur calculée	10,59
Grands Mulets	- - : 4,50	- -	4,44
Mont Blanc	- - : 2 (environ)	- -	2,04

Pyrénées. En faisant état des valeurs moyennes annuelles de la température et de la tension de vapeur, on trouvera une valeur de γ absolument identique :

Bagnères de Bigorre : T = 10°6 f = 7,18 A = 547 m
Pic du Midi : T = -1°94 f = 2,68 A = 2 859 m

$$\text{soit } \gamma = \frac{2\,859 - 547}{\log 7,18 - \log 2,68} = \frac{2\,312}{0,85612 - 0,42813} = \frac{2\,312}{0,42799} =$$

5.402

$\log f_o = 0,85612 + 0,10126 = 0,95738$ $\quad f_o = 9,065$

Le même calcul, fait pour chaque mois considéré isolément, conduit au tableau récapitulatif 39 qui montre que le coefficient γ varie, saisonnièrement, dans le même sens que le coefficient β correspondant à la pression atmosphérique : mais sa variation de part et d'autre de la valeur moyenne atteint près de 10 %, alors qu'elle n'est que de 3 % dans le cas de la pression atmosphérique.

Le tableau 39 contient d'autres éléments, dont nous ferons état plus loin, dans l'étude de l'évaporation.

De la relation moyenne $f = f_o\, 10^{\frac{-A}{\gamma}}$, étant donné la relation linéaire qui lie l'altitude A et la température T, soit $A = \frac{To - T}{\varepsilon}$ (ε = gradient vertical de la température), il s'en suit qu'on a également en moyenne :

$f = \varphi_o \, 10^{\frac{T}{\delta}}$ avec $\delta = \gamma \, g$ et $\varphi_o = \frac{f_o}{10^{\frac{To}{\delta}}}$; To = 13,56

Avec les mêmes données que ci-dessus, on a :

$\delta = 5\,402 \times 0{,}00542 = 29{,}28$ et $\log \varphi_o = \log f_o - \frac{To}{\delta} = 0{,}95738 - 0{,}46313 = 0{,}49424$, d'où finalement :

$$\log f = 0{,}49424 + \frac{T}{29{,}28} = 0{,}49424 + 0{,}03415\ T$$

$$f = 3{\cdot}12{\cdot}10^{0{,}03415\ T}$$

On peut également établir une telle formule entre T et f, directement à partir des données relatives à ces éléments.

Ainsi, pour le Massif du Mont Blanc, des observations suivantes :

Chamonix	T = 16°9	f = 10,6	log f = 1,02531
Grands Mulets	T = 5°8	f = 4,5	log f = 0,65321
Mont Blanc	T = -6°4	f = 2,1	log f = 0,32222

on déduit graphiquement la droite (fig. XXXVI)

$$\log f = 0{,}50 + 0{,}03\ T \ ; \ f = 3{,}16 \times 10^{0{,}03\ T}$$

Nous avons en outre, tracé sur le même graphique la courbe ci-dessus, de Bagnères-Pic du Midi, assez voisine et la courbe déduite de la 2e partie du tableau 38 (Lyon - Bron) qui s'en écarte davantage.

Et comme conclusion, sous réserve d'autres investigations, nous dirons qu'il existe entre f et T, une relation moyenne :

$$f = a\ 10^{b\ T}$$

Les variations de la température étant dues, soit à l'altitude, soit à la saison, nous pensons qu'il serait intéressant de rechercher comment varient les coefficients a et b en fonction des autres facteurs météorologiques ou géographiques.

LA VARIATION DIURNE DE L'HUMIDITE DE L'AIR ET L'ALTITUDE

On sait que dans la plaine (par exemple à Paris), la courbe de variation diurne de la vapeur d'eau présente en été deux maxima et deux minima (comme d'ailleurs celle de la pression), et en hiver un seul maximum et un seul minimum.

L'effet de l'altitude et des basses températures substitue à cette double oscillation une oscillation simple, présentant un seul maximum et un seul minimum, se déplaçant d'ailleurs au fur et à mesure que l'altitude augmente.

Comme exemple, nous considérons les 2 stations de montagne d'Argentières (1 250 m) et des Grands Mulets (3 050 m) dans le Massif du Mont Blanc, caractérisées en été par les donnés numériques du tableau 40.

Ces données, pour Argentières, résultent de nos propres observations et sont relatives à une période de 2 semaines (18-31 Juillet 1937). De la valeur θ , écart psychrométrique, observé d'heure en heure, nous avons déduit les autres données du

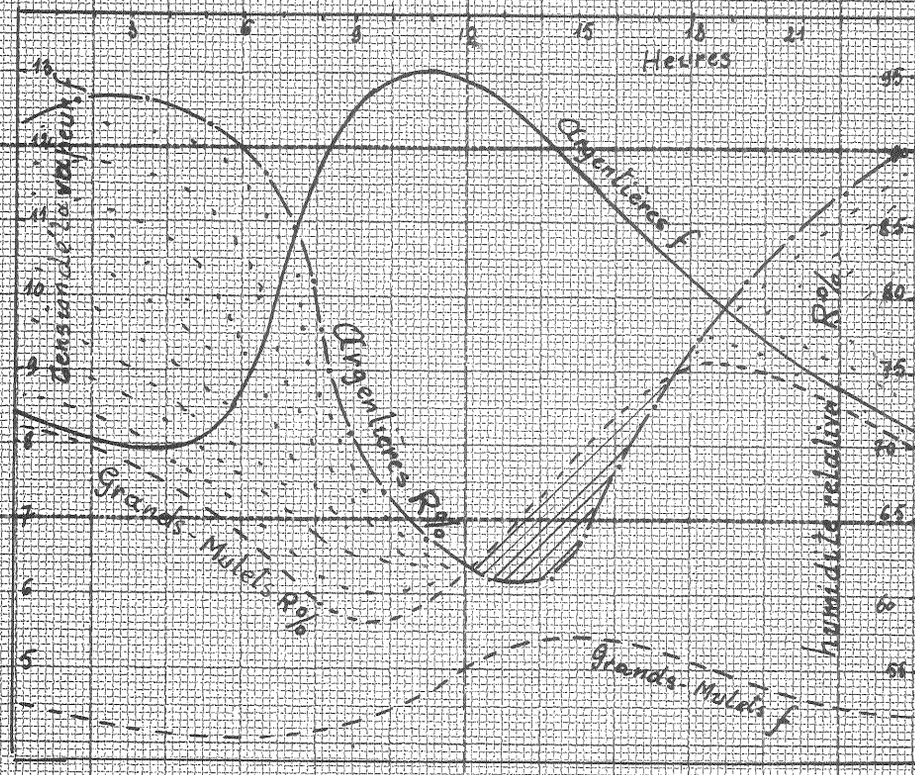


Fig. XXVIII

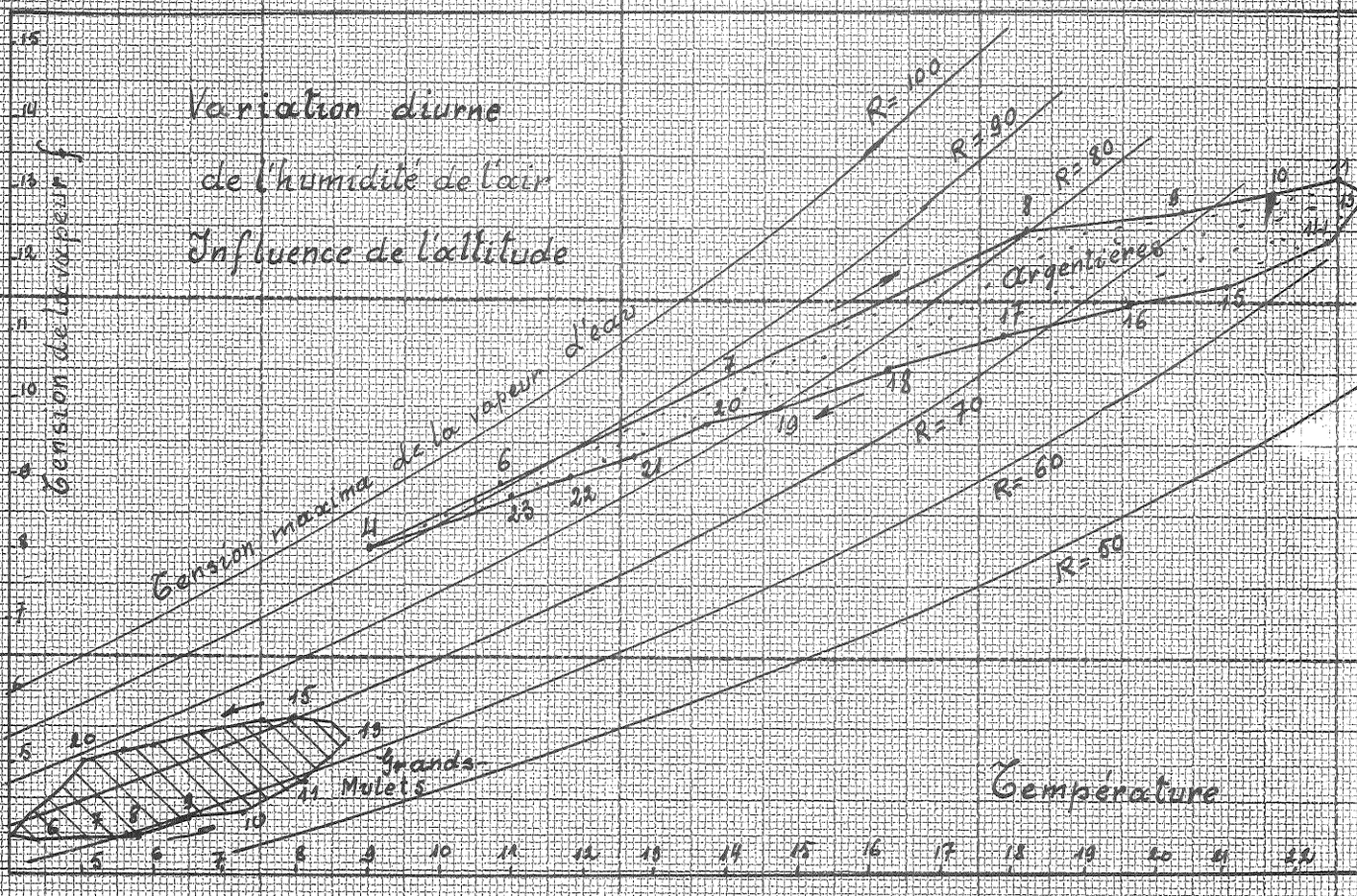


Fig. XXIX

Tableau 40

Heures	Argentière - 1 250 m						Grands Mulets - 3 050 m					
	T	F (T)	θ	f	F-f	R	T	F(T)	R	f	F-f	θ
1	10.2	9.30	0.7	8.52	0.78	91.6	4.5	6.31	71	4.48	1.83	2.13
2	9.7	9.00	0.6	8.33	0.67	92.6	4.3	6.22	70	4.35	1.87	2.17
3	9.3	8.76	0.5	8.21	0.55	93.7	4.1	6.13	70	4.29	1.84	2.17
4	9.1	8.64	0.5	8.10	0.54	93.7	4.0	6.09	68	4.14	1.95	2.29
5	9.0	8.58	0.5	8.04	0.54	93.7	4.0	6.09	67.5	4.10	1.99	2.33
6	9.3	8.76	0.6	8.10	0.66	92.4	4.3	6.22	65	4.04	2.18	2.55
7	11.0	9.81	0.8	8.89	0.92	90.6	5.0	6.53	62.5	4.08	2.45	2.82
8	13.8	11.78	1.2	10.29	1.49	87.4	5.6	6.81	60	4.09	2.72	3.05
9	18.2	15.58	2.2	12.45	3.13	79.9	6.5	7.24	59	4.27	2.97	3.24
10	20.4	17.84	3.4	12.72	5.12	71.2	7.2	7.60	58	4.41	3.19	3.25
11	21.6	19.19	4.0	12.96	6.23	67.5	8.0	8.02	60	4.81	3.21	3.34
12	22.6	20.39	4.5	13.19	7.20	64.6	8.5	8.30	62	5.15	3.15	3.22
13	22.8	20.63	4.8	12.93	7.70	62.6	8.7	8.41	64	5.38	3.03	3.06
14	23.0	20.88	4.9	12.98	7.90	62.1	8.5	8.30	67	5.56	2.74	2.79
15	22.4	20.14	5.0	12.27	7.87	60.9	8.0	8.02	70	5.61	2.41	2.48
16	21.0	18.50	4.5	11.70	6.80	63.2	7.4	7.70	72.5	5.58	2.12	2.23
17	19.6	16.98	3.8	11.45	5.53	67.3	6.7	7.34	75	5.51	1.83	1.99
18	17.8	15.19	3.0	11.04	4.15	72.6	6.0	7.00	76	5.32	1.68	1.87
19	16.2	13.74	2.4	10.56	3.18	76.8	5.4	6.71	77	5.17	1.54	1.73
20	14.7	12.49	2.0	9.95	2.54	79.6	5.0	6.53	76	4.96	1.57	1.80
21	13.7	11.71	1.6	9.73	1.98	83.2	4.8	6.44	75	4.83	1.61	1.85
22	12.7	10.97	1.4	9.30	1.67	84.8	4.7	6.39	74	4.73	1.66	1.92
23	11.8	10.34	1.1	9.06	1.28	87.6	4.6	6.35	73	4.63	1.72	2.00
24	11.0	9.81	0.9	8.78	1.03	89.5	4.5	6.31	72	4.54	1.77	2.11
Moy.	15°45	13.78	2.29	10.40	3.31	79.5	5.85	6.96	68.5	4.75	2.21	2.43

Nota : Pour Argentière , les heures sont à décaler d'une heure en arrière

tableau, soit f, F - f, et R, compte tenu également du relevé de la température observée dans les mêmes conditions.

Les données concernant les Grands Mulets ont été déduites de la courbe thermométrique diurne moyenne et de la courbe de l'état hygrométrique par lesquelles Vallot a résumé ses observations de 1887 (Ann. C.A.F. 1893). Les valeurs de f résultent de la formule $f = F(T) R$ et celles de θ de la relation

$$\theta = \frac{F - f}{KB + F'(T)}$$

dont nous parlerons plus loin en étudiant l'évaporation.

De ce tableau sont déduits les graphiques des fig. XXXVII à XXXX.

En ce qui concerne la tension de vapeur f, la figure XXXVIII montre sa variation, et comment elle se modifie en raison de l'altitude. Ainsi, le maximum se produit à Argentière , vers 11 heures, et aux Grands Mulets vers 15 heures. Les minima sont également décalés. Ainsi, est mis en évidence le fait que les sommets se couvrent plus ou moins de nuées montant du fond de la vallée au cours de la journée, alors que le ciel reste clair dans le bas.

La figure suivante correspond au mode de représentation que nous avons employé souvent : ce diagramme diurne, compte tenu de la température, montre l'inversion causée par l'altitude élevée : un mobile se déplaçant dans le temps parcourt le diagramme, à basse altitude (Argentière) dans le sens des aiguilles d'une montre, et à haute altitude (Grands Mulets) dans le sens contraire. L'effet de l'altitude est également de contracter le diagramme. Nous avons en outre, tracé sur le dèssin les courbes d'égale humidité relative.

L'HUMIDITE RELATIVE OU ETAT HYGROMETRIQUE ET LE DEFICIT HYGROMETRIQUE

La plupart des auteurs considèrent de préférence -à tort selon nous- le rapport de la tension de vapeur à la tension maximum de la vapeur d'eau, soit $\frac{f}{F}$, rapport qu'on désigne par humidité relative ou état hygrométrique de l'air.

L'effet de l'altitude se manifeste d'une manière analogue sur l'état hygrométrique de l'air, soit R, et au diagramme précédent correspond celui de la figure XXXX : les diagrammes diurnes -température, humidité relative, temps- sont inclinés en sens inverse, et présentent également l'un par rapport à l'autre, l'inversion (en sens contraire) constatée ci-dessus.

"Le minimum et le maximum de l'état hygrométrique -écrivait Vallot en 1887- avancent à mesure qu'on s'élève, et au Mont Blanc, il y a renversement à peu près complet, le minimum survenant le matin et le maximum l'après-midi. Ce fait est causé par l'ascension des brumes, si souvent remarquée et surtout déplorée par les alpinistes."

Cette particularité explique en partie, compte tenu également de la diminution de la pression, la variation diurne du pouvoir évaporant de l'atmosphère, ainsi que nous le constaterons plus loin.

Nous avons tracé également, d'après les mêmes données comparatives, la courbe de la variation diurne du déficit hygrométrique, soit de la différence (F - f) à Argentière et aux Grands Mulets (fig. XXXVII).

La nuit, soit de 21 heures à 8 heures, le déficit est plus élevé à 2 000 m qu'à 1 200 m : nous retrouverons plus loin l'allure respective de ces 2 courbes dans celles du pouvoir évaporant.

Enfin, nous donnons (fig XXXXI) à titre documentaire quelques diagrammes annuels de la variation de l'état hygrométrique de l'air : on notera l'allure de celui du Pic du Midi, par rapport à ceux des autres stations (inversion).

Mais, à notre avis, la considération de l'humidité relative R %, dont la variation, presque toujours d'une grande simplicité est à peu près inverse de celle de la température, est beaucoup moins marquée que celle de l'humidité absolue f ou que celle du déficit hygrométrique. Ce n'est qu'un rapport, n'ayant qu'une signification instantanée et une moyenne - ce que donnent uniquement les statistiques- des valeurs successives de ce rapport et dénuée de sens et d'exactitude. Il en est de même, dans un autre ordre d'idées, des notions analogues de coefficient d'écoulement et de déficit d'écoulement.

La résultante de 2 phénomènes connexes ou antagonistes (précipitations et débits, humidité atmosphérique et tension maxima de la valeur d'eau) s'interprète mieux par la différence, que par le rapport des nombres qui les expriment.

Aussi bien les considérations que nous venons d'exprimer et les indications moyennes qu'elles ont mises en relief, concernant l'humidité de l'air, d'après quelques rares séries d'observations -les données à ce sujet sont effectivement peu nombreuses- ne doivent pas faire perdre de vue que cette humidité est essentiellement variable, d'un instant, d'un lieu à un autre, et que cette variabilité incessante est en l'occurence, l'un des effets essentiel de l'altitude.

Cycle annuel de l'humidité relative de l'air

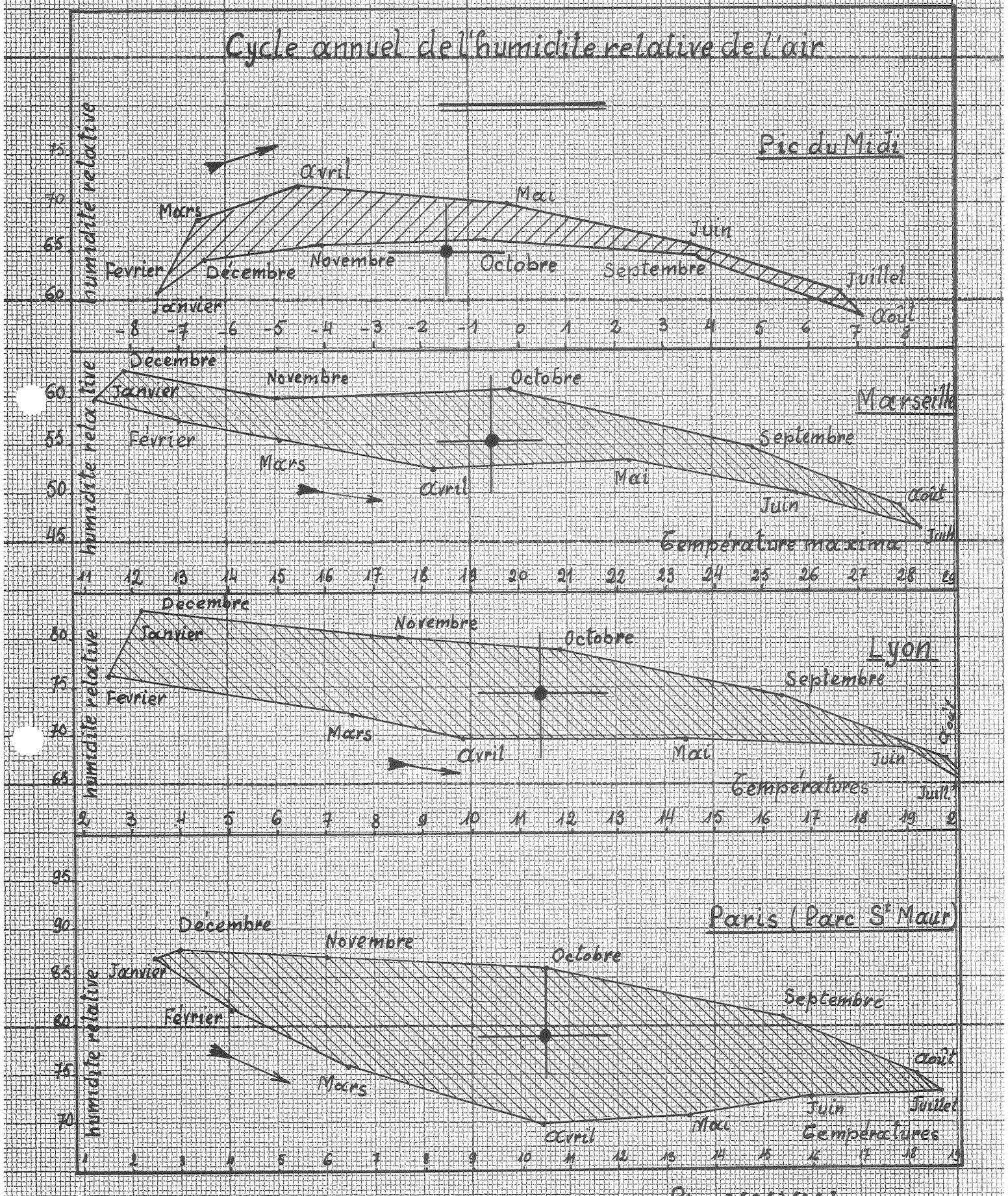


fig. XXXI

Fig. XXX

Fig. XXXII

Fig. XXXIII

CHAPITRE V

L'EVAPORATION EN MONTAGNE

L'évaporation est un des phénomènes naturels essentiels à considérer en hydrométéorologie, l'écoulement étant la résultante des précipitations et des eaux évaporées par les surfaces terrestres. Nous avons, dans un mémoire spécial, étudié l'évaporation d'une manière générale, au triple point de vue, météorologique, hydrographique et climatologique. Dans le présent chapitre, nous nous proposons de préciser l'influence particulière de l'altitude sur ce phénomène.

Les données statistiques que l'on possède, à ce sujet, sont rares et fragmentaires et les conclusions qu'on en peut tirer apparaissent souvent discordantes. L'évaporation diminuant d'une part, avec la température et augmentant d'autre part, avec la diminution de la pression, lequel de ces deux facteurs l'emporte-t-il en définitive, en montagne ? La courbe représentative en fonction de l'altitude, présente-t-elle un maximum, un minimum ou évolue-t-elle toujours dans le même sens ?

Les divergences d'opinion formulées à ce sujet s'expliquent par la multiplicité des méthodes et d'appareils employés, pour mesurer "l'évaporisation" expression beaucoup trop générale et par suite imprécise, se rapportant à des manifestations différentes du phénomène. Le problème, considéré d'un point de vue aussi général, est indéterminé, et ne peut être résolu que moyennant une certaine discrimination et une standardisation des modalités expérimentales.

Il y a lieu, avant tout, de distinguer :

1° L'évaporation atmosphérique, que nous désignons plus exactement par pouvoir évaporant de l'atmosphère. C'est une notion météorologique, définie par la vitesse d'évaporation d'un petit appareil, observé de préférence sans abri. Il resterait, pour rendre cette notion utile, à adopter un appareil standard, observé dans des conditions identiques. Nous avons préconisé, en ce qui nous concerne, le psychromètre, déjà utilisé commodément pour mesurer l'humidité de l'air.

2° L'évaporation liquide : nous désignons ainsi l'évaporation subie par les surfaces d'eau naturelles ou artificielles, lacs, réservoirs et océans.

3° L'évaporation terrestre : nous désignons ainsi l'évaporation subie par les surfaces terrestres. Nous la désignons plus commodément par "déficit d'écoulement" dans le cas où la surface terrestre considérée ne subit pas de pertes par infiltration.

Nous allons considérer successivement ces 3 points de vue et examiner l'influence propre de l'altitude sur ces trois indices d'évaporation essentiellement distincts.

A. LE POUVOIR EVAPORANT DE L'ATMOSPHERE.

FORMULE DU POUVOIR EVAPORANT.

A un instant donné, nous définissons le pouvoir évaporant de l'atmosphère par la vitesse d'évaporation (à un facteur constant près) du psychromètre et nous l'exprimons par conséquent, par la différence θ des 2 thermomètres de l'appareil. Il en ré-

sulte que l'on a, entre les éléments suivants :

f = tension de la vapeur d'eau
R = humidité relative
T = température de l'air
B = pression atmosphérique
θ = pouvoir évaporant

la relation fondamentale : $f = R\,F(T) = F\,(T - \theta) - K\,\beta\,\theta$
la constante K = 0,00079 ($T > 0$) et = 0,00069 ($T < 0$).
A cette formule, nous substituons généralement la formule approximative (à 20 % près)

$$\theta = \frac{F\,(T) - t}{K\,\beta + F'\,(T)} = \frac{F\,(T)\,(1 - R)}{K\,\beta + F'\,(T)}$$

A défaut de statistiques donnant les valeurs instantanées ou moyennes de θ réellement observées, nous utiliserons les valeurs calculées au moyen de l'une ou l'autre de ces formules, d'après les valeurs statistiques de f, ou R et T. Si ces dernières valeurs sont instantanées, le calcul est exact, sinon il n'est qu'approximatif et l'écart est d'autant plus grand (par défaut) que les moyennes portent sur une période plus grande.

Ainsi, pour Bagnères de Bigorrre et le Pic du Midi (Pyrénées) -voir le tableau 39- les statistiques donnent, pour chaque mois, les valeurs moyennes de R (humidité relative) et de T. L'humidité absolue f a été déduite de R, par la formule $f = F\,(T)\,R$. Les deux colonnes suivantes donnent les valeurs calculées approximatives du pouvoir évaporant θ, calculé soit par la première formule (θ_1 θ_2) soit par la seconde (θ'_1 θ'_2).

Bagnères de Bigorre : θ_1 moyen 2.26 ; θ'_1 moyen 2.36
Pic du Midi : θ_2 - 1.99 ; θ'_2 - 2.06

Ces résultats montrent notamment que la 2e formule est généralement suffisante quand θ n'est pas très élevé, ce qui est notamment le cas en montagne.

La formule : $\theta = \dfrac{F(T) - f}{K\,\beta + F'\,(T)}$ permet donc d'étudier, dans tous les cas, comment varie le pouvoir évaporant θ en fonction de B (pression) donc de l'altitude A, quand on connait les variations de β, T et f en fonction de l'altitude.

Ainsi, en utilisant les données moyennes de Vallot, indiquées ci-dessus (tableau 8) pour la période 15 Juillet - 15 Août 1887, nous obtenons les résultats suivants :

Chamonix $T = 16°9$ $f = 10,6$ $\beta = 674,5$

$$\theta = \frac{14,36 - 10,60}{0,500 + 0,91} = 2,60$$

Grands Mulets $T = 5°8$ $f = 4,5$ $\beta = 534,5$

$$\theta = \frac{6,90 - 4,50}{0,422 + 0,48} = 2,66$$

Mont Blanc $T = - 6°4$ $f = 2,0$ $\beta = 426,1$

$$\theta = \frac{2,69 - 2,00}{0,337 + 0,20} = 1,21$$

Pour Genève (même période) nous avons également :
T = 20°8 f = 13,46

et $\theta = \frac{18,28 - 13,46}{0,58 + 1,11} = 2,85$

Ce calcul montre qu'en été, dans la vallée de Chamonix, le pouvoir évaporant, d'abord décroissant en fonction de l'altitude (plus ou moins fortement d'après les conditions locales de la station inférieure considérée) présente un minimum et un maximum peu accusés, pratiquement un palier prolongé vers 1 000 - 3 000 mètres, puis décroît.

VARIATION DIURNE DU POUVOIR EVAPORANT (vallée de Chamonix - Eté)

Les figures XXXXII et XXXXIII précisent cette constatation générale.

En ce qui concerne le premier graphique, la courbe d'Argentière et celle de Lyon correspondent à la même période -la plus chaude de l'année- (18 - 31 Juillet 1937) : les valeurs de θ ont été directement observées et traduites en moyennes horaires : elles résultent, pour Argentière , de nos propres observations et pour Lyon des observations de l'observatoire de Lyon - Bron, les premières faites toutes les heures, les secondes faites à 1, 7, 13 et 18 heures. Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à notre étude spéciale : contribution à l'étude de l'humidité de l'air et de l'évaporation en montagne (Revue de Géographie régionale 1909). Voir également, le tableau 40 ci-dessus.

La courbe des Grands Mulets est déduite indirectement, c'est à dire par la formule :

$\theta = \frac{F(T) - f}{K\beta + F'(T)}$ des observations de Vallot, c'est-à-dire, des moyennes horaires de T et R, tableau 40, dont nous avons fait état déjà. Il en est de même de la courbe de Genève. La période est 15 Juillet - 15 Août 1887. La courbe du Mont Blanc correspondant à la même période n'est qu'approximative.

Les courbes du 2e graphique correspondent aux mêmes éléments d'observation et de calcul, et mettent en relief la variation en fonction de l'altitude, de la valeur moyenne de θ , d'une part, et d'autre part de sa valeur moyenne, au moment du maximum et du minimum diurne.

On déduit de ce qui précède :

1° Que du fait de l'altitude, l'heure du maximum journalier est décalée en arrière au fur et à mesure que l'altitude augmente.

Ainsi le maximum se produit à Lyon, vers 15 h (à 16 h pour Genève), à 14 h à Argentières, à 11 h aux Grands Mulets et probablement vers 9 - 10 h au Mont Blanc.

2° Que la courbe diurne moyenne décroit d'abord (plus ou moins rapidement suivant les conditions locales de la station de base de faible altitude considérée) puis reste plus ou moins horizontale (en présentant éventuellement un minimum) de 1 000 à 3 000 m.

3° Que ce minimum est fortement accusé par la courbe nocturne et qu'il n'existe pas dans la courbe de maximum journalier.

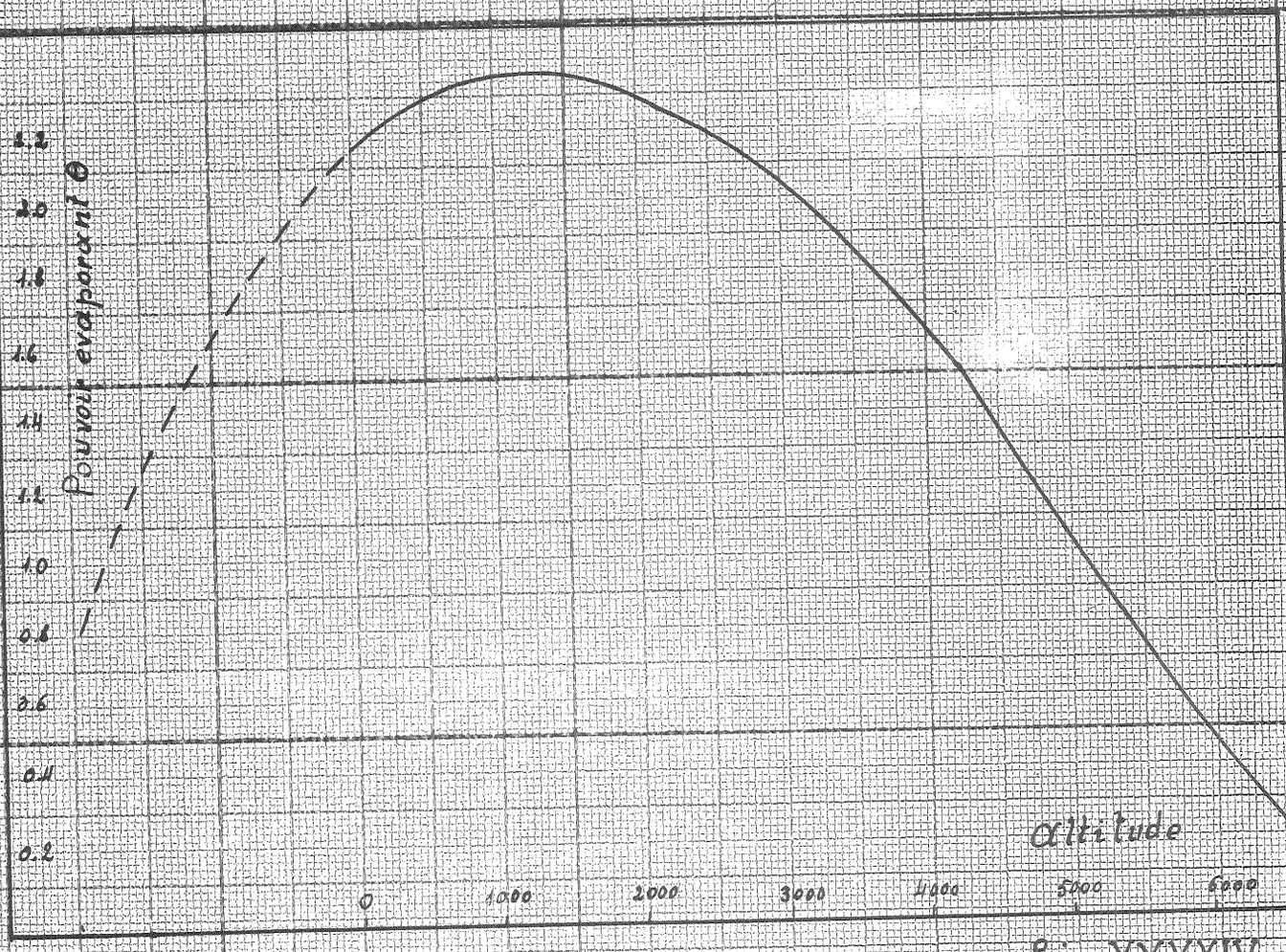
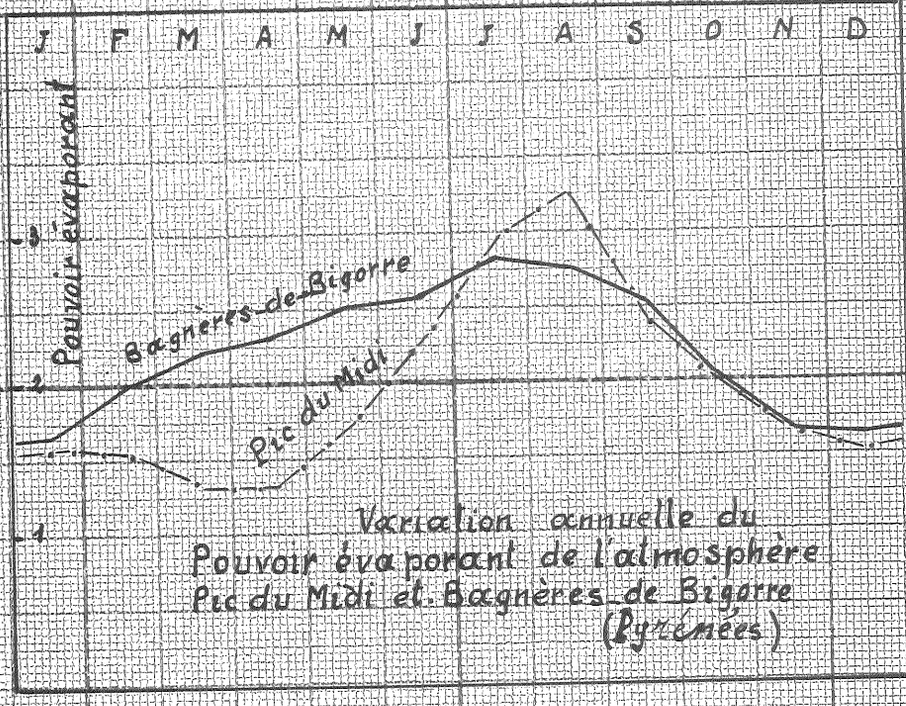


Fig. XXXXIV



Variation annuelle du
Pouvoir évaporant de l'atmosphère
Pic du Midi et Bagnères-de-Bigorre
(Pyrénées)

Fig. XXXXV

Ces faits sont d'ailleurs en corrélation directe avec les données précédemment exposées, concernant l'humidité de l'air.

VARIATION DU POUVOIR EVAPORANT MOYEN EN FONCTION DE L'ALTITUDE.

Plus généralement et plus théoriquement, considérons la fonction :

$$\theta = \frac{F - f}{K\beta + F'}$$

comme une fonction de l'altitude A, compte tenu des relations suivantes reliant T (et par suite F) f, β à cette variable A : $T = 22°5 - 0,6\,A$; $\beta = 765,8\ 10^{\frac{-A}{18\,885}}$; $f = 16,3\ 10^{\frac{-H}{5\,402}}$

relations moyennes approximatives valables au cours de l'été, dans la vallée de Chamonix, on en déduit le tableau 41 et le graphique de la figure XXXIV, qui montrent qu'effectivement la fonction θ présente un maximum : ce maximum peut être ou non effectif, suivant les valeurs locales des constantes des 3 expressions ci-dessus. Aussi bien de telles expressions, surtout la 3e concernant f, ne sont pas valables entre des limites trop étendues de la variable A. Ainsi, la formule :

$$f = 16,3\ 10^{\frac{-H}{5\,402}}$$

expérimentée à l'intérieur du Massif du Mont Blanc ne s'applique évidemment pas aux stations de basse altitude (exemple Lyon) situées d'ailleurs à une distance plus ou moins grande. Il en résulte nécessairement l'existence d'un minimum ainsi que le montre la courbe moyenne de la figure XXXIII. Ce maximum et ce minimum doivent d'ailleurs se réunir, essentiellement en un point d'inflexion unique ; dans ce cas θ décroit d'abord rapidement, puis reste ensuite à peu près stationnaire, pour décroître enfin rapidement aux hautes altitudes.

VARIATION ANNUELLE DU POUVOIR EVAPORANT DE L'ATMOSPHERE.

Les conclusions précédentes, valables pour l'été seulement (juillet - août) sont-elles générales et s'appliquent-elles à tous les mois de l'année ?

Il semble que oui, étant donné la vérification suivante relative aux Pyrénées, d'après les observations du Pic du Midi et de Bagnères de Bigorre, dont nous avons fait état déjà à diverses reprises.

Si nous nous reportons au tableau 39, le pouvoir évaporant moyen des différents mois à ces 2 stations, est donné par les colonnes θ_1 et θ_2 (calcul d'après la 2e formule ci-dessus dont nous nous contentons). La figure XXXV donne les courbes de variations annuelles correspondantes.

En appliquant les formules ci-dessus indiquées, dont $f = fo\ 10^{\frac{-A}{\gamma}}$ les valeurs de γ pour les différents mois étant celles du tableau 39 et $T = To - Ag$ les valeurs de γ étant également celles du tableau 39- nous avons calculé (tableau 42), de 500 à 500 m, les valeurs de θ pour différents mois, par la formule :

$$\theta = \frac{F - f}{K\beta + F'(T)}$$

Les courbes de la figure XXXVI qui sont la transposition graphique des résultats de ce calcul, montrent que la variation

Tableau 41

Valeurs théoriques de l'expression

$$\theta = \frac{F(T) - f}{K\beta + F'(T)}$$

pour :

$T = 22°5 - 0,6\ A$

$\beta = 765,8\ 10^{\frac{-A}{18.885}}$

$f = 16,3\ 10^{\frac{A}{-5.402}}$

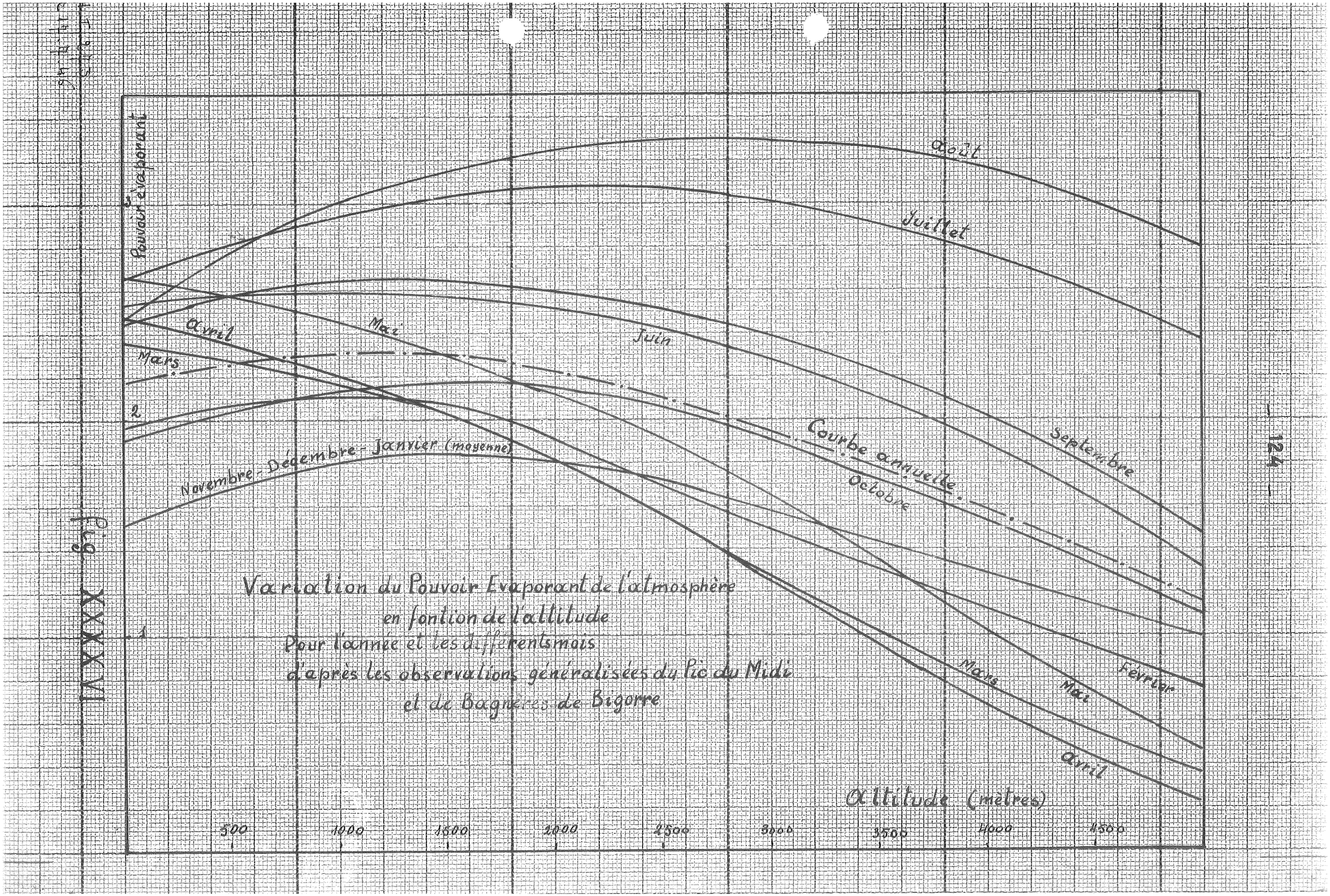
A = altitude en milliers de m.

K = 0,00079 pour T plus grand que 0

K = 0,00069 pour T plus petit que 0

A mètres	T°	F(T)	F' (T)	f	F-f	β	K β	K β + F'(T)	θ	θ_o	$\frac{\theta}{\theta_o}$	
-2 000	34.5	40.71	2.26	38.23	2.48	977.3	0.772	3.032	0.82	0.86	-	
-1 500	31.5	34.38	1.95	30.89	3.49	919.5	0.726	2.676	1.30	1.36	-	
-1 000	28.5	28.93	1.69	24.96	3.97	865.1	0.683	2.373	1.66	1.73	-	
- 500	25.5	24.26	1.44	20.17	4.09	814.0	0.643	2.083	1.96	1.97	-	
0	22.5	20.26	1.22	16.30	3.96	765.8	0.605	1.825	2.17	2.17	1.00	1.00
500	19.5	16.88	1.04	13.17	3.71	720.5	0.569	1.609	2.30	2.25	1.02	1.06
1 000	16.5	14.00	0.88	10.64	3.36	677.9	0.535	1.415	2.37	2.27	1.05	1.13
1 500	13.5	11.56	0.75	8.60	2.96	637.8	0.504	1.254	2.36	2.18	1.09	1.20
2 000	10.5	9.49	0.63	6.95	2.54	600.1	0.474	1.104	2.30	2.06	1.12	1.27
2 500	7.5	7.76	0.53	5.62	2.14	564.6	0.446	0.976	2.20	1.88	1.17	1.35
3 000	4.5	6.31	0.44	4.54	1.77	531.2	0.420	0.860	2.06	1.70	1.21	1.44
3 500	1.5	5.10	0.37	3.67	1.43	499.7	0.395	0.765	1.86	1.47	1.27	1.53
4 000	- 1.5	4.06	0.33	2.96	1.10	470.2	0.324	0.654	1.68	1.26	1.33	1.60
4 500	- 4.5	3.16	0.27	2.39	0.77	442.4	0.305	0.575	1.36	0.95	1.43	1.73
5 000	- 7.5	2.45	0.21	1.93	0.52	416.2	0.287	0.497	1.04	0.70	1.49	1.84
5 500	-10.5	1.89	0.16	1.56	0.33	391.6	0.270	0.430	0.77	0.47	1.64	1.95
6 000	-13.5	1.44	0.13	1.26	0.18	368.4	0.254	0.384	0.47	-	-	-
6 500	-16.5	1.10	0.10	1.02	0.08	346.6	0.239	0.339	0.24	-	-	-

$$\theta_o = \frac{F(T) - f}{0,605 * F'(T)}$$ T supérieur à 0 et $$\theta_o = \frac{F(T) - f}{0,539 + F'(T)}$$ T inférieur à 0


Pouvoir évaporant
3
2
1
Août
Juillet
Juin
Mai
Avril
Mars
Novembre - Décembre - Janvier (moyenne)
Courbe annuelle
Septembre
Octobre
Février
Mars
Mai
Avril
Altitude (mètres)
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500
Variation du Pouvoir Evaporant de l'atmosphère
en fonction de l'altitude
Pour l'année et les différents mois
d'après les observations généralisées du Pic du Midi
et de Bagnères-de-Bigorre

annuelle se présente, en fonction de l'altitude, comme la variation diurne : la courbe passe généralement par un maximum effectif : sauf pour les mois de mars, avril et mai, où le maximum de la fonction étant en dehors de la partie de la courbe intervenant, le pouvoir évaporant décroit constamment, quand l'altitude augmente. Ce fait n'est probablement pas général, étant dû vraisemblablement aux conditions locales pluviométriques (maximum pluviométrique au printemps). Peut-être est-il dû, également, à la fusion des neiges de cette période du printemps.

On notera qu'en juillet et août le pouvoir évaporant de l'atmosphère est plus élevé au Pic du Midi qu'à Bagnères de Bigorre. Nous avons eu l'occasion, dans les Alpes, par des mesures directes de θ, de faire la même constatation (Lac Blanc, 2 400 m - etc.) c'est-à-dire celle d'un pouvoir évaporant très supérieur à haute altitude (surtout le matin et la nuit), soit à 2 500 m - 3 000 m, qu'à basse altitude (Argentière 1 250 m).

CYCLE THERMO EVAPOROMETRIQUE JOURNALIER.

Nous désignons ainsi le graphique donnant en fonction de la température, l'évaporation, suivant le mode représentatif déjà utilisé à diverses reprises, notamment pour l'humidité de l'air (fig. XXXIX et XXXX). A ces 2 derniers graphiques correspond celui de la figure XXXXVII, analogue, qui montre que l'évaporation, en été à Argentière (1 250 m) et aux Grands Mulets (3 050 m) varie, d'une manière inverse en fonction de la température, comme l'indiquent les flèches. Cette constatation est en relation avec ce que nous avons déjà dit au sujet de l'humidité de l'air.

INFLUENCE PROPRE DE L'ALTITUDE SUR LE POUVOIR EVAPORANT

Elle s'exprime par le rapport $\frac{\theta_A}{\theta_o}$, θ_A étant le pouvoir évaporant à l'altitude A et θ_o le pouvoir évaporant à l'altitude O, à égalité de température et d'humidité de l'air :

$$r = \frac{K\beta_o + F'(T)}{K\beta + F'(T)} \qquad \beta_o = 760 \text{ mm}$$

Ce rapport ne dépend pas seulement de la pression β, mais encore dans une certaine mesure, de la température : il tend vers $\frac{\beta_o}{\beta}$ quand la température s'abaisse.

Pratiquement, en faisant varier l'altitude et par conséquent la température et l'humidité, conformément aux formules indiquées ci-dessus, on obtient un graphique tel que celui de la figure XXXXVIII, correspondant aux données théoriques du tableau 41 (θ, θ_o et $\frac{\theta}{\theta_o}$ sont indiquées aux 4 dernières colonnes, ainsi que β_o/β. Ainsi, à 4 000 m, dans le massif du Mont Blanc, en été, le rapport des pressions étant $\beta_o/\beta = 1,60$, le rapport θ/θ_o est égal à 1,33 ; θ_o représente le pouvoir évaporant à l'altitude O, correspondant aux conditions thermiques et hygrométriques de l'altitude considérée.

LE POUVOIR EVAPORANT DE L'ATMOSPHERE ET L'EVAPORATION PICHE.

En France, l'évaporation météorologique est officiellement observée au moyen de l'appareil Piche. Sous certaines réserves (action du vent) les observations de cet appareil et du psychromètre sont assez concordantes ainsi que nous l'avons vérifié par de nombreuses expériences faites dans la région Lyonnaise (St Genis Laval) la région méditerranéenne (Var - Bouches du Rhône) et en Savoie (Argentière).

Voici les résultats obtenus à cette dernière station,

Tableau 42. Variation annuelle du Pouvoir Evaporant, en fonction de l'altitude, dans les Pyrénées Centrales (d'après les observations du Pic du Midi et de Bagnères de Bigorre).

	A = 0 β = 763,6 K β = 0,603				A = 500 m β = 718,5 K β = 0,567				A = 1 000 β = 676,1 K β = 0,534			
	T	F	f	θ	T	F	f	θ	T	F	f	θ
J	6.51	7.24	5.575	1.52	4.02	6.10	4.42	1.68	1.54	5.12	3.50	1.79
F	8.15	8.10	5.838	1.97	5.36	6.69	4.59	2.06	2.57	5.51	3.61	2.07
M	10.20	9.30	6.429	2.35	7.14	7.57	5.10	2.27	4.08	6.12	4.04	2.16
A	12.38	10.75	7.508	2.49	9.29	8.75	6.02	2.34	6.20	7.09	4.83	2.19
M	16.20	13.74	9.825	2.66	13.17	11.31	7.96	2.58	10.15	9.27	6.44	2.46
J	18.23	15.61	11.636	2.53	15.55	13.18	9.54	2.58	12.87	11.09	7.82	2.60
J	20.50	17.95	13.498	2.63	17.97	15.36	11.04	2.83	15.43	13.08	9.02	2.95
A	20.48	17.93	13.760	2.46	18.04	15.42	11.19	2.77	15.59	13.22	9.10	3.00
S	18.52	15.89	12.006	2.44	15.80	13.39	9.76	2.55	13.09	11.26	7.93	2.64
O	14.48	12.32	9.658	1.91	11.76	10.31	7.76	2.04	9.03	8.60	6.23	2.13
N	9.59	8.93	7.103	1.52	7.09	7.55	5.72	1.69	4.59	6.35	4.60	1.79
D	7.52	7.77	6.057	1.51	5.03	6.54	4.85	1.66	2.54	5.50	3.88	1.75
				25.99				27.05				27.53
				2.17				2.25				2.30

	A = 1 500 β = 636,1 K β = 0,502 (0,439)				A = 2 000 β = 598,6 K β = 0,473 (0,413)				A = 2 500 β = 563,2 K β = 0,445 (0,389)			
	T	F	f	θ	T	F	f	θ	T	F	f	θ
Janvier	-0.94	4.24	2.77	1.88	-3.43	3.46	2.19	1.81	-5.91	2.81	1.74	1.70
Février	-0.22	4.50	2.84	2.10	-3.01	3.59	2.23	1.90	-5.80	2.83	1.76	1.70
Mars	1.02	4.93	3.21	2.02	-2.04	3.88	2.55	1.81	-5.10	3.01	2.02	1.55
Avril	3.11	5.72	3.88	2.04	0.02	4.59	3.11	1.80	-3.07	3.57	2.50	1.55
Mai	7.13	7.56	5.22	2.29	4.10	6.13	4.22	2.11	1.07	4.95	3.42	1.92
Juin	10.19	9.30	6.41	2.59	7.51	7.76	5.25	2.51	4.83	6.45	4.30	2.40
Juillet	12.90	11.11	7.38	3.03	10.36	9.40	6.03	3.06	7.83	7.93	4.93	3.06
Août	13.14	11.29	7.39	3.16	10.70	9.62	6.01	3.24	8.26	8.17	4.88	3.29
Septembre	10.37	9.41	6.45	2.62	7.66	7.84	5.24	2.60	4.95	6.50	4.26	2.50
Octobre	6.30	7.14	5.01	2.16	3.58	5.91	4.02	2.14	0.86	4.87	3.23	2.07
Novembre	2.09	5.32	3.70	1.83	-0.41	4.43	2.98	1.88	-2.91	3.62	2.40	1.77
Décembre	0.05	4.60	3.11	1.75	-2.44	3.76	2.49	1.78	-4.93	3.05	1.99	1.65
				27.47				26.64				25.16
				2.29				2.22				2.10

Tableau 42 (suite)

	A = 3 000 β = 530 K β = 0,419 (0,368)				A = 3 500 β = 498,6 K β = 0,394 (0,344)				A = 4 000 β = 469,2 K β = 0,371 (0,324)				A = 4 500 β = 441,5 K β = 0,349 (0,305)				A = 5 000 β = 415,4 K β = 0,328 (0,287)			
	T	F	f	θ	T	F	f	θ	T	F	f	θ	T	F	f	θ	T	F	f	θ
J	-8.40	2.27	1.56	1.56	-10.88	1.83	1.09	1.46	-13.37	1.46	0.86	1.32	-15.86	1.16	0.68	1.17	-18.34	0.93	0.54	1.03
F	-8.59	2.23	1.49	1.49	-11.98	1.74	1.09	1.29	-14.17	1.35	0.86	1.10	-16.96	1.06	0.67	0.96	-19.75	0.81	0.53	0.76
M	-8.16	2.32	1.27	1.27	-11.22	1.77	1.27	0.99	-14.28	1.34	1.01	0.74	-17.34	1.02	0.80	0.55	-20.40	0.76	0.63	0.35
A	-6.16	2.75	1.23	1.23	- 9.25	2.11	1.61	0.94	-12.34	1.60	1.29	0.65	-15.48	1.21	1.04	0.42	-18.52	0.91	0.83	0.21
M	-1.95	3.91	1.65	1.65	- 4.98	3.04	2.24	1.34	- 8.00	2.35	1.82	1.01	-11.02	1.80	1.47	0.71	-14.05	1.37	1.19	0.44
J	2.15	5.34	2.26	2.26	- 0.53	4.39	2.89	2.13	- 3.21	3.53	2.37	1.87	- 5.89	2.81	1.94	1.60	- 8.57	2.24	1.59	1.33
J	5.29	6.67	3.00	3.00	2.76	5.58	3.30	2.88	0.22	4.66	2.70	2.74	- 2.31	3.80	2.21	2.58	- 4.85	3.07	1.80	2.36
A	5.81	6.90	3.27	3.27	3.36	5.82	3.23	3.24	0.92	4.90	2.62	3.15	- 1.52	4.05	2.13	3.02	- 3.97	3.31	1.73	2.77
S	2.23	5.37	2.37	2.37	- 0.48	4.41	2.81	2.27	- 3.20	3.53	2.29	1.98	- 5.91	2.81	1.86	1.74	- 8.63	2.23	1.51	1.47
O	-1.87	3.91	1.90	1.90	- 4.60	3.14	2.08	1.72	- 7.32	2.49	1.67	1.52	-10.05	1.97	1.34	1.32	-12.77	1.54	1.08	1.08
N	-5.41	2.93	1.64	1.64	- 7.91	2.37	1.55	1.51	-10.41	1.91	1.25	1.36	-12.91	1.52	1.00	1.16	-15.41	1.21	0.81	1.03
D	-7.42	2.47	1.50	1.50	- 9.91	1.99	1.28	1.38	-12.40	1.59	1.02	1.23	-14.89	1.27	0.82	1.06	-17.38	1.01	0.65	0.95
				23.14				21.15				18.67				16.29				13.78
				1.93				1.76				1.55				1.36				1.15

Fig XXXVII

Cycle journalier du Pouvoir évaporant
à Argentières et aux Grands Mulets
Massif du Mont Blanc Juillet et Août

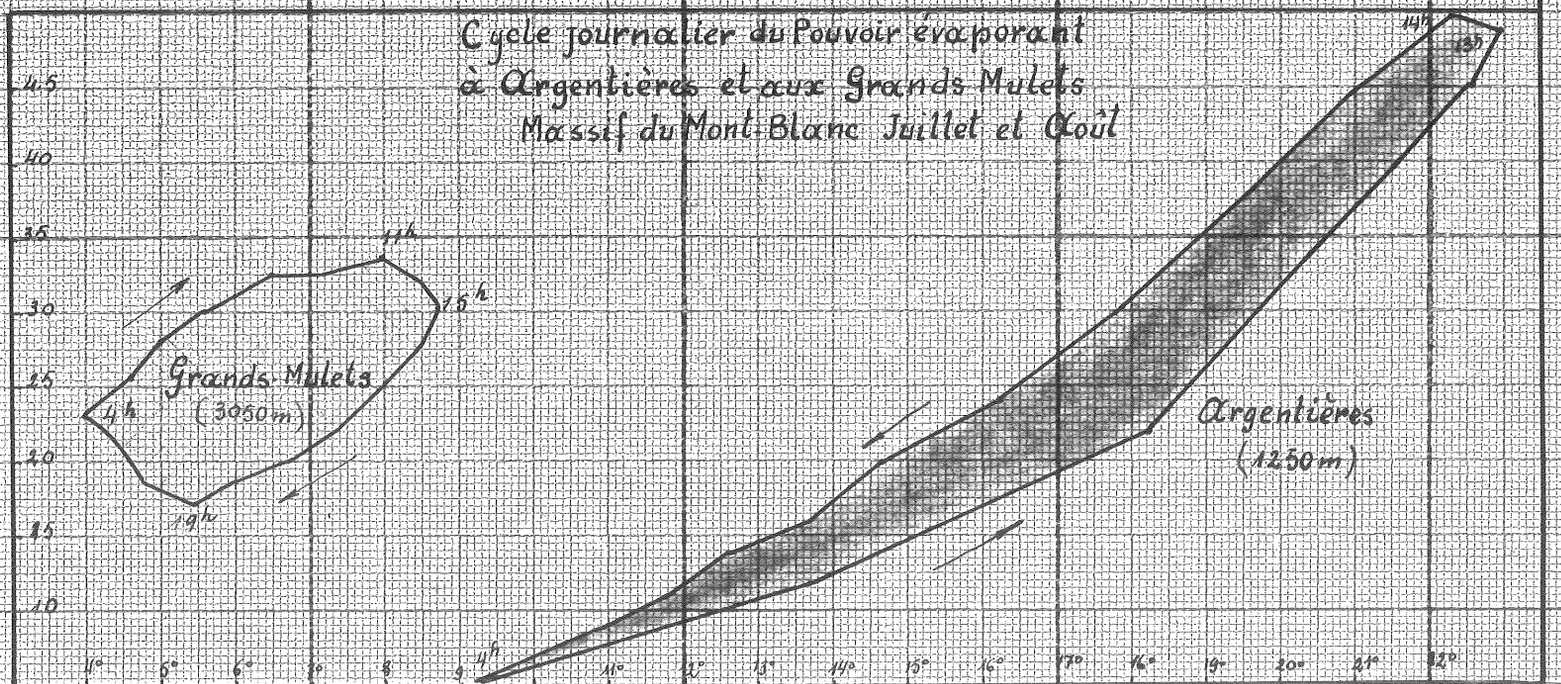
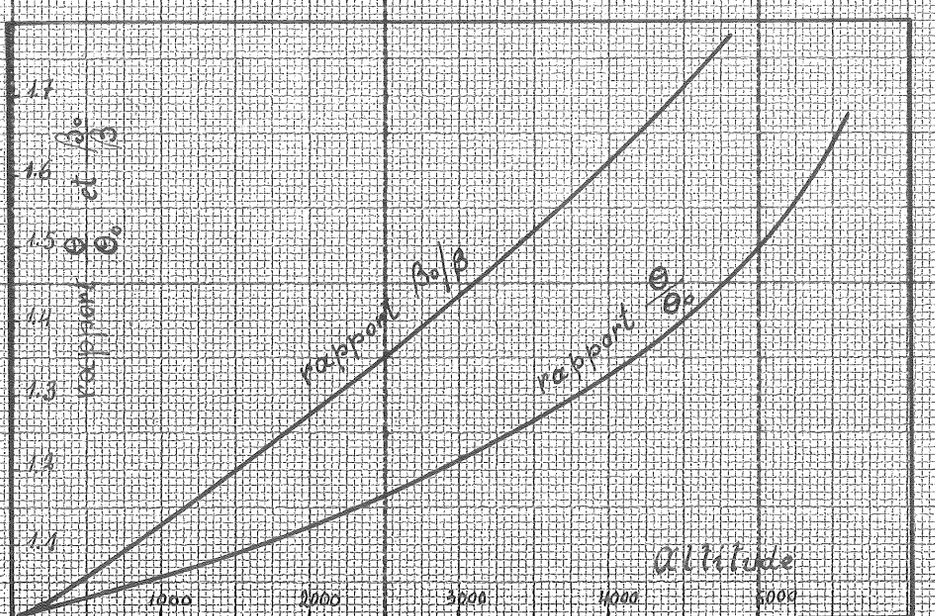


Fig XXXVIII



pendant la même période des observations psychrométriques dont nous avons ci-dessus fait état. A plus haute altitude (2 400 m, lac Blanc, etc) nos observations fragmentaires confirment les données ci-dessous.

Soit E l'évaporation Piche (en mm) par 24 heures et e = l'évaporation par heure. Soit θ l'écart psychrométrique moyen correspondant, soit journalier, soit horaire.

Nous avons constaté à Argentière (moy. de 15 jours) : $\frac{E}{\theta} = 110 - \frac{252}{2,29}$. Pendant la même période, à Lyon Bron (O.N.M.) $\frac{E}{\theta} = 1,08 \frac{(6,50)}{(6,00)}$

Moyenne des observations de :

Juillet	(129 h)	$\frac{E}{\theta}$ moy =	1,05	
Août	(267 h)	-	1,13	moy. générale 1,10
Sept.	(165 h)	-	1,10	

L'évaporation Piche horaire est donc en moyenne égale à $\frac{1,10\ \theta}{24} = 0,046\theta$. Toutefois, d'après les observations détaillées, groupées suivant la valeur horaire de E, ce rapport augmente légèrement avec E, soit avec la température :

E par heure	0,05	$\frac{E}{24\theta}$ = 0,040
-	0,10	- 0,045
-	0,15	- 0,045
-	0,20	- 0,046
-	0,25	- 0,049
-	0,30	- 0,054

Mais l'action d'un vent plus ou moins fort modifie le rapport $\frac{E}{\theta}$, en ce sens que le psychromètre semble moins sensible à cet élément que l'appareil Piche (les 2 appareils étant observés à l'abri du soleil, mais en atmosphère libre). Pour plus de précision, nous renvoyons le lecteur à notre étude :

"Essai d'interprétation algébrique des données évaporométriques de l'appareil Piche" paru en 1929 (n° juillet - Août) dans la revue générale de l'hydraulique.

En moyenne on peut admettre la formule approximative :

$$\frac{E}{\theta} = 0,86 + 0,165\ V \quad (V = \text{vent en mètres}).$$

Le vent a évidemment une influence notable sur l'évaporation, sous quelque forme qu'elle s'exerce, d'abord en agissant sur l'humidité absolue f (que nous avons admise observée à l'air libre par le psychromètre) comme nous l'avons montré plus haut d'après les observations de l'O.N.M. à Bron et éventuellement, ensuite, directement, suivant les modalités de l'appareil ou de la surface qui évapore. Cette action directe du vent est particulièrement accusée, nous le répétons, dans l'appareil Piche, puisque le rapport $\frac{E}{\theta}$ des vitesses d'évaporation des 2 appareils placés côte à côte dans des conditions identiques croit rapidement avec la vitesse du vent.

Si l'on veut mettre en relief, directement, l'influence du vent sur le pouvoir évaporant θ , à la formule :

	T°	1	2	3	4	5	6	7	8	9
12/7 - 26/10		246mm			259					
106 jours	9°3	2,3m			2,4mm					
13/7 - 21/9		188			190		166			
70 jours	10°4	2,7			2,7		2,4			
16/7 - 22/9		179			178	235				
68 jours	10°3	2,6			2,6	3,5				
29/7 - 7/9		102			98			(1,04)	(92)	
40 jours	9°9	2,5			2,4			(2,6)	(2,3)	
29/7 - 21/9		130			130	(167)	115		121	
54 jours	9°8	2,4			2,4	(3,3)	2,1		2,2	
14/8 - 3/10		102	88	84	104					
50 jours	8°7	2,0	1,8	1,7	2,1					
9/9 - 21/9		23	21	21	26		(24)		(22)	27
12 jours	9°6	1,9	1,7	1,7	2,2		(2,0)		(1,8)	2,2
14/8 - 21/9		82	74	72	83	(123)	79		79	
38 jours	8°9	2,2	1,9	1,9	2,2	3,2	2,1		2,1	

T = température de l'air à Almagel. Le 1er chiffre = évaporation pour la période indiquée ; le 2e chiffre l'évaporation journalière - Entre parenthèse chiffres interpolés.

N°	Stations	Altitude	Evap. totale 82 j. cm3	Evap. journ. cm3	Evap. journ. mm
1	Visp	656 m	1395	17,1	2,34
2	Stalden	810 -	1350	16,4	2,25
3	Balen	1 490 -	1330	16,2	2,22
4	Almagel	1 680 -	1410	17,2	2,35
5	Saas-Fee	1 800 -	1820	22,0	3,01
6	Mattmark (lac) ...	2 109 -	1250	15,2	2,08
7	Mattmark Hotel ...	2 120 -	1420	17,3	2,37
8	Glacier Allalin ..	2 130 -	1345	16,4	2,25
9	Glacier Moraine Sud	2 140 -	1420	17,3	2,37

Tableau 43. Observations de MM. Maurer et Lutschg dans la vallée de la Visp en 1920. Tableau récapitulatif d'après Horton.
1 cm3 = 0,137 mm. Appareil utilisé. Atmomètre Livingstone (vase poreux).

$$\theta = \frac{F(T)\,(1-R)}{K\beta + F'(T)}$$ (où le vent est implicitement compris dans le facteur R)

nous avons montré qu'on peut substituer d'autres formules, telles que la suivante :

$$\theta = \frac{F(T)\,(1-R)}{1\,\frac{K\beta}{+\alpha V} + F'(T)}$$

(voir notamment notre article "Le pouvoir évaporant de l'atmosphère dans la région Lyonnaise" Etudes Rhodaniennes - 1939 -

Notons enfin que d'une manière générale, l'appareil riche, qui ne peut fonctionner quand la température est inférieure à 0 est impropre à l'enregistrement continu du pouvoir évaporant surtout en montagne, où la température est pendant de longs mois négative.

LE POUVOIR EVAPORANT DE L'ATMOSPHERE ET L'EVAPORATION OBSERVEE AU MOYEN DE L'APPAREIL WILD.

En Suisse (comme en Allemagne) l'appareil officiel pour la mesure de l'évaporation est l'appareil Wild (balance). Quel rapport y-a-t-il entre l'indice d'évaporation ainsi observé et le pouvoir évaporant θ, tel que nous l'avons défini (écart psychrométrique). Nous n'avons pas d'éléments d'observations en nombre suffisant pour préciser ce point : il semble résulter toutefois, d'une série d'observations (1930 - 1931 - 1932 - Eberwald, près de Berlin) que le rapport $\frac{W}{\theta}$ est plus faible que le rapport $\frac{E}{\theta}$, et égal en moyenne, en plaine (sans tenir compte du vent) à 0,68 : 1930 - 0,67 ; 1931 - 0,68 ; 1932 - 0,68.

Pour plus de détails on se reportera à notre note "Interprétation algébrique des données évaporométriques de l'appareil Wild".

A titre documentaire nous donnons (tableau 44) un résumé des moyennes thermiques, hygrométriques, pluviométriques et évaporométriques de la station de Montcherrand, alt. 565 m (Suisse) pour la période de 20 ans 1911 - 1930, d'après le bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles, vol. 57, et les totaux annuels de l'évaporation Wild, à la même station pour 14 années consécutives (1911 - 1924) d'après Lugeon. Les températures portées à ce deuxième tableau sont celles de Lyon - Fourvière : cette série d'années comportant l'année la plus chaude (1911) et l'année la plus froide (1917) ; des 50 dernières années, on peut déduire de ce tableau la variation périodique du pouvoir évaporant de l'atmosphère qui apparaît être de l'ordre de 1 (450 mm 1917) à 1,8 (803 mm en 1911).

OBSERVATIONS SUISSES (MAURER ET LUTSCHG) CONCERNANT L'EVAPORATION ATMOSPHERIQUE EN MONTAGNE.

Nous dirons quelques mots de ces expériences déjà anciennes qui sont en accord avec les conclusions, pour la plupart théoriques, que nous avons exposées relativement à l'existence d'un palier dans le pouvoir évaporant estival, entre les altitudes 1 000 et 3 000 m dans le massif du Mont Blanc, et les Pyrénées,

Tableau 44. Obs. de Montcherrand. Alt. 565 (Suisse) 1911 - 1930 = 20 ans

Mois	Evap par mois	Evap Gle	t	T	$\frac{T + t}{2}$	T -t	H	R% 7-13 21	In-so-lat.	An-nées	E to-tal	T° Lyon
Janv.	14.1	0.45	-2.78	3.01	0.115	5.79	58	79.4	60	1911	803	12.35
Févr.	20.4	0.72	-2.42	5.06	1.320	7.48	55	75.2	102	1912	615	10.80
Mars	39.2	1.27	0.37	9.32	4.845	8.95	75	71.0	135	1913	581	11.72
Avril	54.9	1.83	3.11	13.00	8.055	9.89	78	69.6	144	1914	563	10.89
Mai	68.3	2.20	7.72	19.15	13.435	11.43	87	64.9	198	1915	527	11.03
Juin	74.4	2.48	10.38	22.02	16.200	11.64	81	60.4	231	1916	483	11.12
Juil.	86.4	2.88	12.30	24.07	18.185	11.77	88	60.0	250	1917	450	9.72
Août	79.8	2.57	11.95	23.57	17.760	11.62	93	63.2	242	1918	540	11.08
Sept.	52.4	1.75	9.36	19.53	14.445	10.17	84	68.4	183	1919	619	10.70
Octob.	30.0	0.97	5.03	12.67	8.850	7.64	87	74.8	101	1920	536	11.35
Nov.	19.6	0.65	0.88	6.63	3.755	5.75	88	78.1	53	1921	771	11.72
Déc.	15.7	0.51	-1.46	3.71	1.125	5.17	97	80.1	42	1922	578	10.50
										1923	547	11.54
										1924	575	10.81
	555.2		54.44		108.09		97.1		741			
		1.52		161.74		107.30		70.4				
			4°54	13°48	9.01	8.94				moy.	582	

Tableau 46. Comparaison entre l'évaporation observée à l'air libre, par l'atmomètre Livingstone et l'évaporation observée, à l'abri sur un récipient ordinaire.

Périodes (Almagel)	Nombre de jours d'observ.	Vase poreux à l'air libre		Récipient sous abri	Rapport
		Total	Journalier (a)	Journalier (b)	$\frac{b}{a}$
20 Juillet. 1 Août	12	38.64	3.22	1.89	0.59
1 - 16 Août	15	40.67	2.71	1.64	0.61
16 Août. 1 Sept.	16	33.56	2.10	1.27	0.61
1 Sept. 16 Sept.	15	38.49	2.57	1.74	0.68
16 Sept. 2 Oct.	16	29.00	1.81	1.11	0.61
2 - 16 Oct.	14	28.88	2.06	1.23	0.595
16 - 26 Oct.	10	16.68	1.67	0.89	0.54
	98	225.92	2.31	1.40	0.60
			max : 5.2		

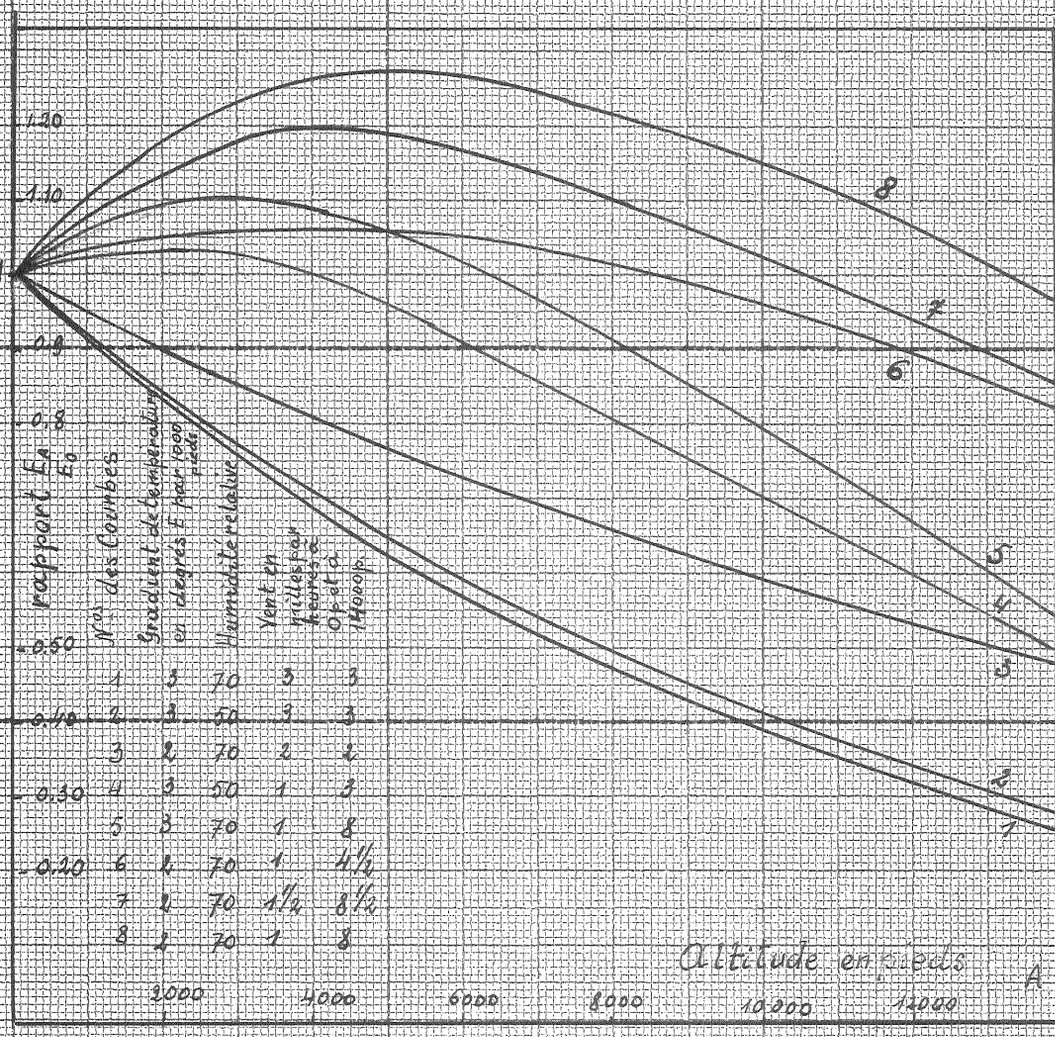


Fig L.

Courbes du rapport $\frac{E_A}{E_0}$ en fonction de l'altitude A correspondant à diverses hypothèses pour la variation de T, et les valeurs de l'humidité et du vent (d'après R. Horton)

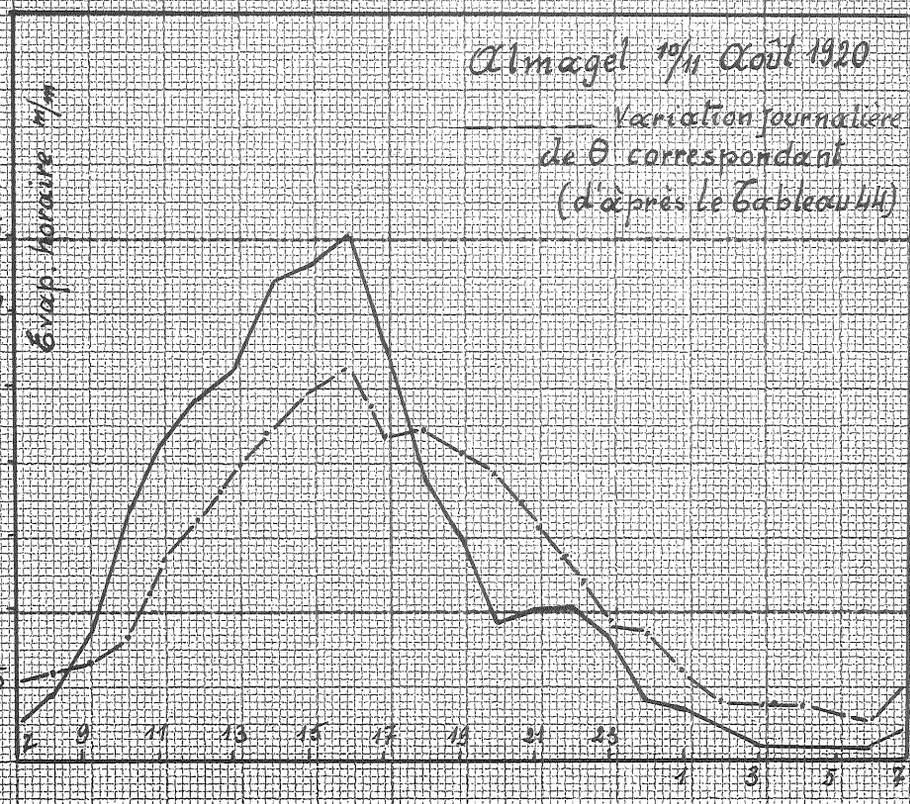


Fig. XXXXIX

palier paraissant même donner lieu à un maximum.

Les observations faites dans la vallée de la Visp ont porté sur les points suivants :

1° Influence de l'altitude sur l'évaporation mesurée au moyen d'un atmomètre à vase poreux (genre Livingstone) placé à l'air libre. Le tableau 43 résume les résultats obtenus : entre les altitudes 656 m et 2 100 m l'évaporation ne varie pour ainsi dire pas, elle est de l'ordre de 2,20 à 2,30 mm : la station de Saas-Fee indique à 1 800 m un maximum.

2° Comparativement au pouvoir évaporant tel que nous l'avons défini (écart psychrométrique θ) cet indice d'évaporation est du même ordre de grandeur. (θ = 2,36 à 1 500 m, tableau 41). Pour préciser ce point, nous avons établi le tableau 45, dont les données horaires sont déduites d'un graphique de Lutschg relatif à une journée, celle du 10/11 Août 1920. Les valeurs de θ ont été calculées, terme par terme, d'après la formule précitée et les valeurs horaires de T et R. On constate ainsi θ = 2,96 et E = 3,13. Si on applique la formule donnant θ , aux moyennes journalières de T et R on obtient : θ = 2,94.

Le graphique correspondant montre l'allure relative des 2 courbes journalières. Le maximum de θ est inférieur au maximum de E et les 2 courbes sont légèrement décalées l'une par rapport à l'autre : il faut noter, à ce sujet, que θ est une vitesse de l'évaporation observée à l'abri du soleil, tandis que l'appareil mesurant E est placé à l'air libre.

Les colonnes B et C dudit tableau donnent l'évaporation observée simultanément au moyen de coupelles exposées, l'une au soleil et au vent (E total = 4,93) et l'autre à l'abri du soleil (E = 1,79).

3° Effectivement, à la station d'Almagel, des expériences comparatives entre différents appareils, observées dans des conditions différentes (abri, vent, insolation) ont été effectuées. Le tableau 46 résume cette comparaison entre l'évaporomètre à vase poreux observé à l'air libre et une coupelle observée sous abri. Le rapport assez constant est de 0,60.

Voici, d'autre part, pour la période 15/28 Juillet, d'autres données comparatives :

$\frac{\text{Vase sous abri}}{\text{Vase en prairie}}$ = 0,67 $\qquad$ $\frac{\text{Wild sous abri}}{\text{Vase sous abri}}$ = 1,11

$\frac{\text{Wild en prairie}}{\text{Vase sous abri}}$ = 1,82 $\qquad$ $\frac{\text{Wild sous abri}}{\text{Wild en prairie}}$ = 0,61

$\frac{\text{Wild en prairie}}{\text{Vase en prairie}}$ = 1,22 $\qquad$ $\frac{\text{Atmomètre poreux en prairie}}{\text{Wild en prairie}}$ = 0,53

$\frac{\text{Atmomètre en prairie}}{\text{Vase en prairie}}$ = 0,65 $\qquad$ $\frac{\text{Wild sous abri}}{\text{Vase en prairie}}$ = 0,74

Ces données illustrent, en particulier, la nécessité qu'il y a, pour obtenir des résultats comparables d'un pays à l'autre, à adopter une méthode standard d'observations.

4° D'autres expériences ont été faites relatives à l'observation directe de l'évaporation subie par des lacs. Nous y reviendrons ultérieurement.

Tableau 45. Almagel (1 680 m). Journée du 10/11 août 1920

heures	T	R	Vent : tours	A cm3	A mm	B mm	C mm	θ	Observations
7	10.5	85	350	0.15	0.02	0.02	0.015	0.050	T = temp. de l'air
8	11	85	450	0.32	0.04	0.030	0.025	0.053	
9	12	84	550	0.56	0.08	0.09	0.020	0.059	R = humidité relative
10	14	80	1850	1.15	0.16	0.22	0.035	0.073	
11	15	68	2650	1.53	0.21	0.44	0.085	0.130	Vent : en tours...
12	17	63	2750	1.74	0.24	0.52	0.115	0.160	d'un anémomètre.
13	17.7	56	3000	1.94	0.26	0.59	0.095	0.194	
14	18.2	50	2850	2.34	0.32	0.75	0.120	0.222	A = cm3 d'un atmomètre
15	18.5	45	2500	2.40	0.33	0.66	0.150	0.246	à vase poreux, genre
16	18.2	42	1750	2.52	0.35	0.44	0.130	0.260	Livingstone (exposé
17	17.5	44	1150	2.03	0.28	0.28	0.130	0.215	vent et insolation)
18	16	48	750	1.35	0.19	0.19	0.135	0.218	1 cm3 = 0,137 mm.
19	15.5	50	350	1.07	0.15	0.12	0.105	0.205	
20	14.7	52	400	0.67	0.09	0.11	0.090	0.190	B = évap. d'un vase
21	14.3	60	650	0.74	0.10	0.09	0.090	0.160	exposé au soleil et au
22	13.2	66	450	0.72	0.10	0.055	0.085	0.130	vent du Nord et du Sud
23	11.7	76	150	0.50	0.08	0.035	0.085	0.090	S = 676,2 cm2, dia-
24	11.5	78	150	0.32	0.04	0.025	0.07	0.080	mètre 290,5 mm
1	11	84	200	0.25	0.035	0.015	0.06	0.057	
2	10.5	89	200	0.15	0.02	0.020	0.05	0.039	C = évap. d'un vase
3	10.3	89	150	0.08	0.01	0.015	0.03	0.038	abrité du soleil,
4	10.2	89	100	0.07	0.01	0.010	0.01	0.037	diamètre : 278 mm,
5	10.2	92	50	0.06	0.008	0.005	0.02	0.028	S = 615,2 cm2
6	9.7	92	0	0.05	0.007	0.	0.04	0.027	
moy	13°7	-		3.13		1.79		2.96	θ = a été calculé par la formule : $\theta = \frac{F(T)(1-R)}{0,49+F'(T)} \times \frac{1}{24}$
		68.6		22.71		4.93			En appliquant la formule $\theta = \frac{F(T)(1-R)}{0,49+F'(T)}$ aux moyennes de T(13°7) de R(68,6 %) on trouve θ = 2,94 valeur presque identique à A mm total - 3,13

DONNEES EVAPOROMETRIQUES AMERICAINES.

présentées, résumées et commentées par R. Horton (Water-losses in high latitudes and high elevation. Transact. of the American geophysical Union, Tif tenth Annual Meeting 1934).

Robert Horton, dans le rapport en question, a présenté une étude d'ensemble sur l'influence de la latitude et de l'altitude sur l'évaporation, basée sur les observations faites aux Etats-Unis.

Aux Etats-Unis, comme on sait, l'évaporation est mesurée au moyen de bassins circulaires, dont les dimensions et les caractéristiques sont d'ailleurs variables et non standardisées, ce qui rend difficiles les comparaisons.

L'indice d'évaporation, ainsi observé, n'est évidemment pas assimilable à ce que nous entendons par "pouvoir évaporant de l'atmosphère" : il est observé au soleil, et sur une masse d'eau déjà importante. Néanmoins, nous ferons état ici de son étude altimétrique, puisqu'aussi bien, ainsi que nous l'avons montré par ailleurs (l'indice d'évaporation et le déficit d'écoulement aux Etats-Unis) sa variation en fonction des données usuelles météorologiques est parallèle à la variation de l'indice Piche et de l'écart psychrométrique θ .

Le tableau 47 résume quelques séries d'observations recueillies et commentées par M. Horton. L'auteur fait mention en outre, de la série d'observations de Lutschg dans la vallée de la Visp analysée ci-dessus.

Les séries C, D et E relatent des observations brutes.

Les séries A et B résultent de la compilation de nombreuses observations (65 et 26 stations) ramenées à la période Mai-Octobre et à la latitude 40° par l'auteur, au moyen de formules et de calculs dans le détail desquels nous n'entrerons pas.

De ces deux séries l'auteur déduit que l'évaporation présente un maximum vers 4 000 pieds et la variation, en fonction de l'altitude est schématisée par lui par l'une desdeux formules :

$$E = 50 - 0{,}00020\ (4\ 000 - 4)^{4/3}$$

$$E = 50 - 0{,}00025\ (4\ 000 - 4)^{4/3}$$

E = évaporation totale des 6 mois d'été, en pouces, à la latitude 40°. H = altitude en pieds.

La série C comme le fait observer Horton, dénote par contre, une diminution de l'évaporation quand croit l'altitude et décroit la pression atmosphérique. Il en est de même de la série E.

Par contre, la série D peut être interprétée comme indiquant un minimum vers 2 600 pieds.

Enfin, la série de Maurer et Lutschg dénote une évaporation constante entre 2 000 et 7 000 pieds, et éventuellement un maximum vers 6 000 pieds.

Ces résultats relatifs à l'influence de l'altitude, en définitive assez discordants, s'expliquent parfaitement et notre étude sur la variation du pouvoir θ , déduite de la formule :

$$\theta = \frac{r\ (1 - R)}{K\ B + F'\ (T)}$$

Tableau 47. Quelques séries d'observations évaporométriques aux Etats-Unis.

Nombre de stations	Lat. moy.	Alt. moy. pieds	Evaporation totale mai-Oct.	A
20	36.2	395	34.92 pouces	Observations de l'U.S.W.B. (United States Weatter Bureau) réduites à la latitude 40° par Horton, relatives à l'été seulement Mai-Octobre. Bassins de 4 pieds de diamètre et 10 pouces de profondeur.
8	40.0	1 205	42.80 -	
8	40.5	2 396	45.26 -	
9	40.9	3 462	48.76 -	
12	39.9	4 473	50.04 -	
8	39.6	5 708	45.65 -	
65	38°9	2 572	43.19	
5	40.2	1 166	39.14 -	B
5	43.0	1 966	45.68 -	Observations de l'U.S.B.P.I. (Unites States Bureau of Plant Insustrig). Bassin de 6 pieds de diamètre et 20 pouces de profondeur.
5	41.4	2 624	46.10 -	
5	39.8	3 632	41.53 -	
6	41.8	4 601	44.21 -	
26	41°3	2 867	43.40	

Stations		Nbre de jours	Alt. pieds	Pression pouces	Evap. jour moy	C
Imperial-Calif.	Mai 1928	14	- 68	29.86	0.384 p	Observations de Hohner. Bassins de 3 pieds carrés et 10 pouces de profondeur enterrés dans le sol exposés librement au vent.
Fort calhoum.Nebr	Sept 1927	9	1160	28.77	0.174 -	
Logan-Utap	Ju.Jt1928	14	4778	25.06	0.293 -	
Ft Collins-Cal.	S.Oct -	35	5000	25.02	0.149 -	
Lake Tabor Cal	Juin 1928	13	6300	23.76	0.222 -	
Victon-Cal.	Août 1927	8	10089	20.80	0.170 -	
Pikes Peak Cal.	Août 1928	12	14109	18.07	0.149 -	

Stations	Alt. pieds	T°Fa air	Evap. par mois pouces	D
La Mesa Réservoir (5 milles de la côte)	480	67.3	5.85	Observations portant sur 28 mois (Juin 1913-Sept. 1915) faites en Californie (San Diego Cunty). Bassins de 3 pieds de diamètre et 1 1/2 pieds de profondeur, immergés dans des lacs ou réservoirs.
San Luis Rey Creek	2620	57.5	4.88	
Big Lake	2760	59.7	5.51	
Cuyamoea Lake(40 milles de la côte)	4620	54.5	6.64	

Stations	Alt. pieds	Evaporation par jour	E
Soldiers'camp	4.515	0,380 pouce	Observations faites pendant l'été 1904 par Frank Adams sur le versant est du Mt Withney. Bassins de 22 pouces de diamètre et 28 pouces de profondeur, placés sur le sol.
J et SO-FR et Lone Piwe CR	7 125	0,294 -	
Hunters'camp	8 370	0,253 -	
Lone Piwe Lake	10.000	0,234 -	
Menican Camp	12.000	0,228 -	
Mt Withney(sommet)	14.502	0,225 -	

montre qu'effectivement, suivant les variations de R et T, et de β en fonction de l'altitude on peut avoir, soit un maximum, soit une courbe sensiblement horizontale, soit une courbe descendante.

Robert Horton arrive, par des considérations théoriques, à interprêter ces différences d'une manière très satisfaisante, également, au moyen d'une formule essentiellement différente de la notre, où le facteur vent joue un rôle prépondérant. Voici comment se présente cette théorie très ingénieuse. La formule de base de l'évaporation, par vent nul, étant celle de Dalton :

$$E = C\,(F - f) \qquad (1)$$

L'action du vent est supposée se manifester, non pas sur le facteur (F - f) mais seulement sur le facteur F.

$$E = C\,(F\Psi - f) \qquad (2)$$

Quant au facteur vent Ψ l'auteur admet $\Psi = 2 - e^{-0,2W} = 2 - e^{-KW}$; on en déduit :

$$E = C\,(F - f) + C\,(1 - e^{-KW})\,F \qquad (3)$$

Le premier terme représente l'évaporation par diffusion, le second terme l'évaporation supplémentaire due à l'action du vent. Le premier terme varie inversement proportionnellement à la pression, le second terme par contre, peut-être considéré comme indépendant de cette pression. D'où :

$$E = C\,\frac{\beta_o}{\beta}\,(F - f) + C\,(1 - e^{-KW})\,F \qquad (4)$$

β_o = pression atmosphérique à l'altitude 0: o = 29,9pouces
β = pression atmosphérique à l'altitude considérée.

A d'autres conditions égales on a donc : pour exprimer l'influence propre de l'altitude :

$$\rho = \frac{E}{E_o} = \frac{\frac{\beta_o}{\beta}\,(1 - F) + \Psi - 1}{(1 - F) + \Psi - 1} \qquad (5)$$

$h = \frac{f}{F}$ = humidité relative.

En appliquant la formule (4), en fonction de valeurs différentes arbitrairement choisies pour la température, l'humidité relative et le vent, l'auteur a tracé les courbes de la figure XXXXVIII qui illustrent les différents cas possibles, effectivement constatés expérimentalement. On constatera l'analogie de ces courbes avec celles de la figure XXXXVI déduites, par une théorie toute différente , de la loi de variation de T et de f en fonction de l'altitude, le facteur vent étant implicitement compris dans le terme f. On notera que la théorie de R. Horton suppose que l'humidité relative ne varie pas avec l'altitude.

Quoi qu'il en soit des 2 théories exposées, la nôtre et celle de R. Horton, constatons qu'elles expliquent l'une et l'autre les formes variables de la fonction E = f (altitude) constatées expérimentalement, et qu'elles arrivent à la même conclusion en ce qui concerne l'influence propre de l'altitude sur l'évaporation, c'est-à-dire à autres conditions égales.

Cette influence est exprimée par le rapport $\rho = \frac{E}{E_o}$ qui est plus petit que le rapport $\frac{\beta_o}{\beta}$

Le tableau 48 donne sa valeur, pour différentes altitudes et différents auteurs d'après Horton. Nous y avons ajouté nos

données personnelles, suivant le tableau 41 et la figure XXXXVIII. Les formules employées par les auteurs sont :

Carpentier $\frac{E}{E_{25}} = 1 + 0,04\ (25 - \beta)$ 25,β pression en pouces

Rohwer $\frac{E}{E_{25}} = 1,439 - 0,0186\,\beta$

Horton : la formule (5) ci-dessus, dans les hypothèses : To = 70° Fah. gradient 3° pour 1 000 pieds : vent 3 milles par terre, humidité 37 %.

EXPERIENCES DE DE SAUSSURE AU COL DU GEANT.

Nous ne terminerons pas ce paragraphe concernant le pouvoir évaporant de l'atmosphère en montagne sans mentionner les expériences faites par ce savant dans le massif du Mt Blanc, il y a 150 ans, et qui sont remarquables pour l'époque. Bien qu'elles n'aient qu'un intérêt rétrospectif, et que les résultats obtenus trop fragmentaires ne puissent être retenus elles montrent à quel point l'auteur avait compris l'importance de l'évaporation en montagne, ses causes principales et qu'il a été un précurseur génial, par les méthodes d'investigation qu'il a mises en oeuvre. Les 40 pages qu'il a consacrées à l'évaporation dans ses "voyages" sont à lire et à méditer à tous point de vue (volume VII, chapitre 8 : expériences sur l'évaporation).

Voici comme elles débutent :

"Mon but dans cette mesure, était de comparer la quantité de l'évaporation sur la montagne avec celle qui a lieu dans la plaine. Au premier coup d'oeil, il semble que cette expérience est la chose du monde la plus simple et qu'il suffit d'exposer à l'air, sur la montagne et dans la plaine des vases semblables, dans des situations semblables, et de mesurer la quantité d'eau qui s'en dissipe dans le même espace de temps. Mais si l'on y réfléchit, on verra que cette expérience ne donnerait que des lumières très incertaines. En effet, la force des vents, la température de l'air et sa sécheresse étant sujettes à des variations continuelles et presque toujours différentes dans les 2 stations, il serait très difficile de décider si ce ne serait point à ces causes que l'on devrait attribuer la différence des résultats, plutôt qu'à la rareté de l'air, dont on voudrait principalement connaître l'influence".

Quatre méthodes expérimentales ont été mises en oeuvre par de Saussure :

1° Mesure de l'évaporation subie par une toile fine, imbibée d'eau, en 20 minutes, par pesée directe (sous abri) pour éliminer l'influence du vent.

2° Mesure de l'évaporation par détermination du refroidissement d'un thermomètre humide tournoyant dans l'air.

3° Mesure de l'évaporation par observation du temps nécessaire pour évaporer, dans une coupelle, une quantité donnée d'éther.

4° Mesure de l'évaporation par détermination du refroidissement produit par l'évaporation.

Le tableau 49 résume ces expériences en ce qui concerne les deux premiers dispositifs, dont nous dirons quelques mots.

1° L'appareil est constitué par une toile fine rectangulaire de 13 pouces sur 10, tendue et fixée dans le vide d'un cadre léger qu'elle ne touche nulle part, mouillée et suspendue au fléau d'une bonne balance, contenant à l'origine 150 grammes d'humidité. Durée de l'expérience : 20 minutes. En même temps sont observés un thermomètre et un hygromètre suspendus à 6 pouces de distance et en face et au milieu de la toile. De Saussure définit et calcule le degré de sécheresse en ces termes :

"Les degrés de l'hygromètre à cheveu ne sont pas proportionnels à la quantité réelle de l'eau qui est contenue dans l'air. J'ai donné une table qui indique pour chaque degré de l'hygromètre la quantité d'eau contenue dans l'air. Dans cette table, vis à vis de 98 % qui est celui où l'air est saturé de vapeurs, on trouve 11.096 : ce nombre spécifie que l'air, dans lequel on a 98 %, à la température dans laquelle les expériences fondamentales de cette table ont été faites, contient 11 grammes 096 d'eau par pied-cube. Vis à vis de 74 % on trouvera 7,037 : c'est une preuve qu'à ce degré, l'eau pourrait dissoudre encore 4,059 grammes. C'est cette différence 4,059 que j'appelle degré de sécheresse réelle.

Il est vrai que cette table a été calculée pour une température de 15° et que les nombres correspondants à chaque degré de l'hygromètre seraient différents à d'autres degrés de chaleur, mais ici, je ne considère pas ces nombres comme des quantités absolues, je ne les prends que comme des expressions de rapports, et j'ai fait voir dans mes essais que les quantités d'eau contenues dans l'air à différents degrés de chaleur et au même degré de l'hygromètre conservent entre elles constamment le même rapport".

Pour interpréter ces expériences, l'auteur admet une formule de la forme :

$$e \text{ (évaporation)} = a + b\,T + c\,S$$

T = température S = degré de sécheresse.

Les 3 expériences lui permettent de calculer b et c, c'est-à-dire, l'influence de l'évaporation d'un degré de chaleur et d'un degré de sécheresse.

Il trouve ainsi au Col du Géant : a = 4.188 b = 1.386
à Genève : a = 1.938 b = 2.775

D'où la conclusion :

"L'influence de la chaleur sur l'évaporation est plus grande sur les montagnes que dans les plaines, et l'influence de la sécheresse est plus grande dans la plaine que dans les montagnes".

On notera que la formule ci-dessus, en substituant f (T) à T, (1 - R) à S et en considérant non pas les termes eux-mêmes, mais leur logarithme, devient la formule de Dalton :

$$e = K\,F\,(T)\,(1 - R)$$
$$\log e = \log K + \log F\,(T) + \log\,(1 - R)$$

En calculant le rapport K moyen $= \dfrac{e}{F\,(T)\,(1 - R)}$ pour les 2 séries d'expériences on trouve :

au Col du Géant : K = 0,85
à Genève : K = 0,43

Tableau 48

Altitude en pieds	Altitude en mètres	Pression pouces	β_o/β	E (à autres conditions égales) d'après différents auteurs: Carpentier	Rohwer	Horton	Coutagne
0	0	29.9	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
2.000	610	27.8	1.075	1.10	1.045	1.042	1.02
4.000	1.220	25.9	1.155	1.20	1.08	1.09	1.07
6.000	1.830	24	1.245	1.29	1.12	1.142	1.11
8.000	2.440	22.3	1.34	1.38	1.16	1.20	1.17
10.000	3.050	20.6	1.45	1.46	1.195	1.26	1.21
12.000	3.660	19.1	1.57	1.54	1.225	1.35	1.29
14.000	4.270	17.7	1.69	1.60	1.255	1.40	1.38

Tableau 49. Observations de De Saussure

	Réaumur. Temp.	différence	Hygrométrie	sécheresse réelle	différence	Evap. en grains	différence		
Col du Géant densité de l'air 18 pouces 9 l.	8°35	-	74	4.032	-	39.50	-	1	Expériences sur l'évaporation de l'eau, sur une toile imbibée d'eau pendant 20 minutes. Surface évaporante 13 pouces sur 10. S = 0,095262m2
	4°80	3.55	90	1.324	2.708	20.88	18.62	2	
	5°25	0.45	85	2.184	0.860	24.00	3.12	3	
Genève. densité de l'air 27 pouces 3 l.	10.00	-	83.15	2.495	-	19.75	-	1	
	7.45	2.55	83.80	2.384	0.111	14.50	5.25	2	
	6.50	0.95	81.50	2.774	0.388	13.75	0.75	3	

	Température Réaumur.	différence	Hygrométrie	Sécheresse réelle	différence	refroidissement.	différence	N°	
Col du Géant.	8.10	-	57.0	6.7998	-	7.50	-	1	Expérience sur le refroidissement d'un thermomètre mouillé tournant.
	7.70	0.40	58.0	6.6785	0.1213	7.10	0.40	2	
	5.65	2.05	84.3	2.3286	4.3499	2.35	4.75	3	
Genève	16.8	-	51.0	7.4788	-	8.10	-	1	
	16.3	0.5	70.8	4.5695	2.9093	5.70	2.40	2	
	3.6	12.7	91.2	1.0824	3.4871	1.00	4.70	3	

1° Réaumur = 1°25 C°

1 grain = 0,053115 gr.

1 pouce = 0,02707 m.

Cette dernière valeur, pour la plaine, est parfaitement exacte en moyenne. Des observations faites sur des bassins à Dijon conduisent à K = 0,50, et pour les bassins standards américains, Horton indique K = 0,40 (pour un vent nul).

2° De ces expériences avec le thermomètre tournant, de Saussure tire les conclusions suivantes :

"Si dans ces expériences on regarde le refroidissement comme une mesure de l'évaporation et qu'on fasse sur ces résultats les mêmes calculs que nous avons faits sur ceux de l'évaporation tranquille en appelant x la quantité d'évaporation ou de refroidissement produite par un degré de chaleur et y la quantité produite par un degré de sécheresse, on trouvera :

sur la montagne : x = 0,780 y = 0,725
dans la plaine : x = 0,151 y = 0,799

On voit d'abord dans ces expériences, comme dans les précédentes, l'effet de la chaleur beaucoup plus grand sur la montagne que dans la plaine.

Mais ce qu'il y a de plus remarquable, c'est que sur la montagne, comme dans la plaine, l'action de la sécheresse, comparée à celle de la chaleur est beaucoup plus grande dans cette évaporation accélérée que dans l'évaporation tranquille.

On peut donc affirmer que soit sur la montagne, soit dans la plaine, lorsque l'air se renouvelle avec une vitesse de 36 à 37 pieds par seconde, l'influence de la sécheresse de cet air sur l'évaporation devient à très peu près triple de ce qu'elle est, quand ce même air est tranquille.

La raison de ce fait n'est pas difficile à saisir. Dans l'évaporation tranquille, la couche d'air contigüe au corps dont l'eau s'évapore, s'abreuve des vapeurs qui en sortent et perd ainsi bientôt, l'avantage que lui donnait la sécheresse. Mais si cet air se renouvelle, il n'a pas le temps de s'humecter, et il l'a d'autant moins qu'il se renouvelle avec plus de vitesse, et ainsi l'influence de la sécheresse est d'autant plus grande".

Sans doute, toutes ces conclusions -basées sur 3 expériences de quelques minutes- sont plus ou moins exactes. Il n'en est pas moins vrai que de Saussure a parfaitement compris le rôle de l'évaporation dans la nature et qu'en étudiant l'influence de l'altitude, il a été amené à imaginer la méthode du thermomètre-fronde universellement adopté depuis pour mesurer l'humidité de l'air.

Nous avons montré dans les pages précédentes que le psychromètre basé sur le refroidissement causé par l'évaporation peut également servir à définir et à mesurer le pouvoir évaporant de l'atmosphère, comme l'a fait pour la première fois, de Saussure.

B. L'EVAPORATION LIQUIDE

L'évaporation des surfaces d'eau naturelles s'écarte plus ou moins de l'évaporation atmosphérique, que cette dernière soit définie par l'écart psychrométrique observé à l'ombre ou même par l'observation de l'évaporation sur une petite surface d'eau (vase, bassin) exposée au soleil, cette dernière étant en définitive, toujours très petite par rapport à la surface naturelle envisagée.

Dans le premier cas, la radiation solaire intervient en

plus pendant le jour et par contre, la nuit, le rayonnement nocturne ; dans tous les cas, c'est en définitive, non pas la température de l'air, mais la température propre de l'eau qui conditionne l'évaporation, et également l'humidité, qui variable d'un point à l'autre, notamment sous l'action du vent, n'est pas la même pour une très petite surface liquide et une très grande surface.

La grandeur de la surface naturelle, sa profondeur, son exposition au soleil, au vent, l'origine des eaux qui l'alimentent (sources, pluie, glaciers) interviennent de multiples façons et rendent, en particulier en montagne, très difficile la détermination de l'influence propre des différents facteurs, notamment de l'altitude.

Comme méthodes expérimentales, il y en a deux classiques : la première évidemment la meilleure -mais elle est difficilement applicable- est la méthode dite hydrographique, basée sur le bilan des eaux du lac ; la deuxième consiste à mesurer l'évaporation au moyen des bassins flottants, réalisant aussi bien que possible une température de l'eau évaporante identique à celle du lac considéré dans son ensemble.

Enfin, dans le cas d'un lac de montagne, l'évaporation liquide proprement dite n'intervient que pendant la période de l'année où le lac a sa surface libre de glace et de neige. Pendant le reste de l'année, l'évaporation de la surface lacustre ne diffère pas de l'évaporation terrestre, que nous étudions plus loin sous le nom de déficit d'écoulement. L'observation directe de l'évaporation d'une surface neigeuse et glaciaire se heurte aux plus grandes difficultés et à ce sujet les données expérimentales sont pour ainsi dire inéxistantes.

Les observations relatives à l'évaporation des lacs de montagne se limitent donc à la période pendant laquelle la surface est liquide, et c'est l'indice de l'évaporation ainsi observé qu'on qualifie généralement d'annuel. Nous allons illustrer ces quelques généralités par des exemples concrêts, en les commentant, et en essayant d'en tirer quelques conclusions générales.

OBSERVATIONS SUISSES.

C'est en Suisse qu'ont été faites les observations les plus détaillées et les plus complètes. L'exemple classique est celui du lac d'Hopschen (Hopschensee) étudié par Lutschg, en même temps que quelques autres lacs de la même région.

Le tableau 50 résume les observations relatives à ce lac, en 1921, en employant la méthode hydrographique.

Les conclusions de l'auteur se formulent ainsi :

"Dans l'été 1921, la fin de la période de glace fut environ le 15 Juillet, et la prise du lac, le 1er Novembre. Nous admettons pour la période 15 - 25 Juillet non expérimentée, 40 mm et pour la période 23 Octobre - 31 Octobre 12 mm : au total, on obtient pour la période 15 Juillet - 1er Novembre (123 jours) 40 + 198 + 12 = 250 mm soit en moyenne, 2,03 mm par jour.

Comparée à l'évaporation atmosphérique, c'est-à-dire, celle observée sur des appareils météorologiques proprement dits, cette évaporation lacustre se présente comme il suit, d'après les observations concomittantes des auteurs :

$\frac{\text{évaporation du lac}}{\text{év. vase poreux, station libre}} = 0,84 - 0,78 - 0,69 - 0,57 =$ moy. 0,70

$\frac{\text{évaporation du lac}}{\text{évap. vase poreux à côté du lac}} = 1,10 - 0,95 - 0,83 - 0,75 =$ moy. 0,89

$\frac{\text{évaporation du lac}}{\text{vase station libre}} = 0,57 - 0,44 - 0,40 - 0,44 =$ moy. 0,46

$\frac{\text{évaporation du lac}}{\text{vase station sous abri}} = 2,49 - 2,41 - 2,53 - 2,31 =$ moy. 2,31

Nous remarquerons d'autre part, en nous reportant au tableau 41, qu'on a en moyenne vers 2 000 m ($T = 10°5$ contre $9°3$ observé effectivement en l'occurence), $\theta = 2,38$ au lieu de 2,03 (évaporation du lac) pour une période s'étendant au-delà de la période estivale proprement dite.

D'autre part, la comparaison de l'évaporation à cette altitude de 2 000 m à celle constatée à basse altitude (Lac de Zug 417 m : 770 mm - Lac d'Aegeri 727 m : 740 mm, d'après Maurer) conduit à cette constatation que l'évaporation journalière est identique.

En effet, en prenant la moyenne $\frac{770 + 740}{2} = 755$ mm pour 365 jours on a : $\frac{755}{365} = 2,07$ mm.

D'où la loi empirique suivante, valable pour les Alpes, qui a en outre l'avantage de tenir compte, non seulement de l'altitude, mais de la situation plus ou moins ensoleillée du lac "l'évaporation est égale au produit du nombre de jours pendant lequel la surface du lac est libre, multiplié par 2mm". Dans bien des cas, cette estimation sera suffisante pour estimer les pertes par évaporation d'un réservoir de montagne par exemple.

Rappelons que les caractéristiques du Lac d'Hopscher sont : Altitude 2 017 m : surface 13.200 m2 : volume 22.800 m3 profondeur moyenne 1,73.

Comme autre lac étudié par Lutschg, nous citerons le lac de Mallmark (alt. 2 100 m) étudié en 1915 - 1916, au moyen de bassins flottants de 30 et 50 cm de diamètre et de profondeur, immergés dans le lac.

Des relevés journaliers, intermittents, ont donné : en 1915 : 25 Juin - 19 Juillet, 8 1/2 jours d'observations, moyenne 4 mm par jour ; 11 - 23 Septembre, 12 jours d'observations, moyenne 2 mm par jour ; en 1916 : 12 Juillet - 28 Août, 30 jours d'observations, moyenne 2,38 mm.

Ces résultats sont comparables à ceux obtenus sur le lac d'Hopschen.

Dans le cas de petits lacs peu profonds, dont la température est plus élevée, l'évaporation constatée par les expérimentateurs suisses est naturellement beaucoup plus élevée, comme cela résulte des observations suivantes relatées par M. Lutschg (lacs du Simplon)

Groupe inférieur. 2 lacs de 210 et 476 m2 (profondeurs respectives 0,273 m et 0,171 m) situés à l'altitude de 2 053 m. Août et Septembre 1921

3 jours 17 heures d'observations. Evap. par jour 4,7 mm

Tableau 50. Observations de l'évaporation. Lac d'Hopschen. Altitude : 2 017.

Périodes Année 1921	Vent	Température Air	Température Eau	Pluies en mm	Evaporation totale	Evaporation par jour	Valeurs extrêmes de l'évaporat.	Nbre de jours
25 Juillet-10 Août.	2.9	14°4	17°3	3.1	70.7	4.4	7.7 - 1.7	16
Période sèche								
10 - 25 Août	3.5	7°1	12°2	143.6	18.1	1.2	2.15 - 0.2	15
Période humide								
25 Août - 23 Septembre	2.8	9°4	12°2	63.9	53.5	1.8	3.75 - 0.35	29
Période hum.								
23 Sept. - 23 Octobre	2.4	7°7	9°9	0.0	56.0	1.9	3.4 - 0.9	30
Période sèche								
moy et totaux	2.8	9°3	12°3	210.6	198.3	2.2	0.2 - 7.7	90

La température de l'eau est la moyenne de 2 observations faites à 8 h et 18 h.

Tableau 51. Obs. de l'évaporation de lac d'Artouste (Pyrénées)

Année		Juin	Juil	Août	Sept	Oct.	Année. 15 Juin. 31 Oct.
1926	Vase de terre	-	-	5.99	4.15	1.62	592.44
	Vase du lac			4.35	2.58	1.06	373.08
1927	Vase de terre	6.07	5.67	5.74	2.77	3.05	622.41
	Vase du lac	2.83	3.03	3.61	1.70	1.62	349.51
1928	Vase de terre	-	5.39	7.10	3.77	2.54	647.43
	Vase du lac		3.55	3.25	1.55	0.87	319.12
1929	Vase de terre	3.05	4.77	4.03	2.16	2.33	511.68
	Vase du lac	1.74	2.48	2.56	1.23	1.23	257.37
Moyenne et totaux	Vase de terre	4.56	5.28	5.71	3.21	2.38	593.00
	Vase du lac	2.29	3.02	3.44	1.76	1.19	324.00

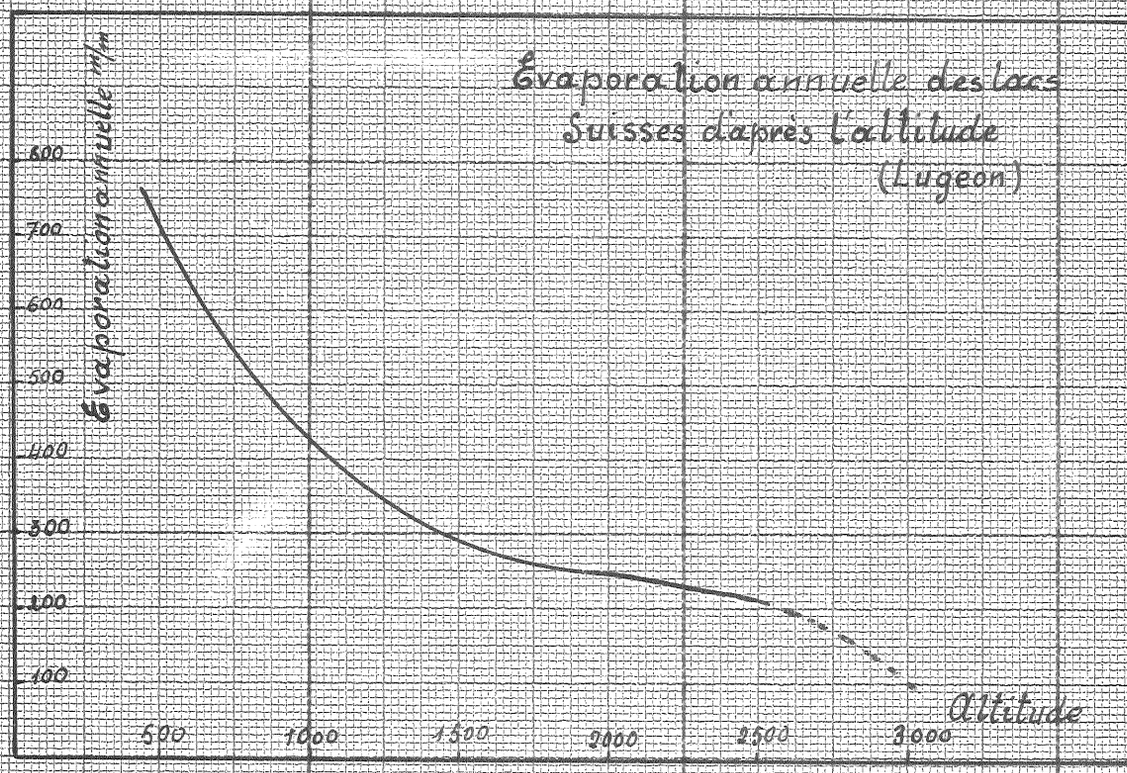


Fig L1

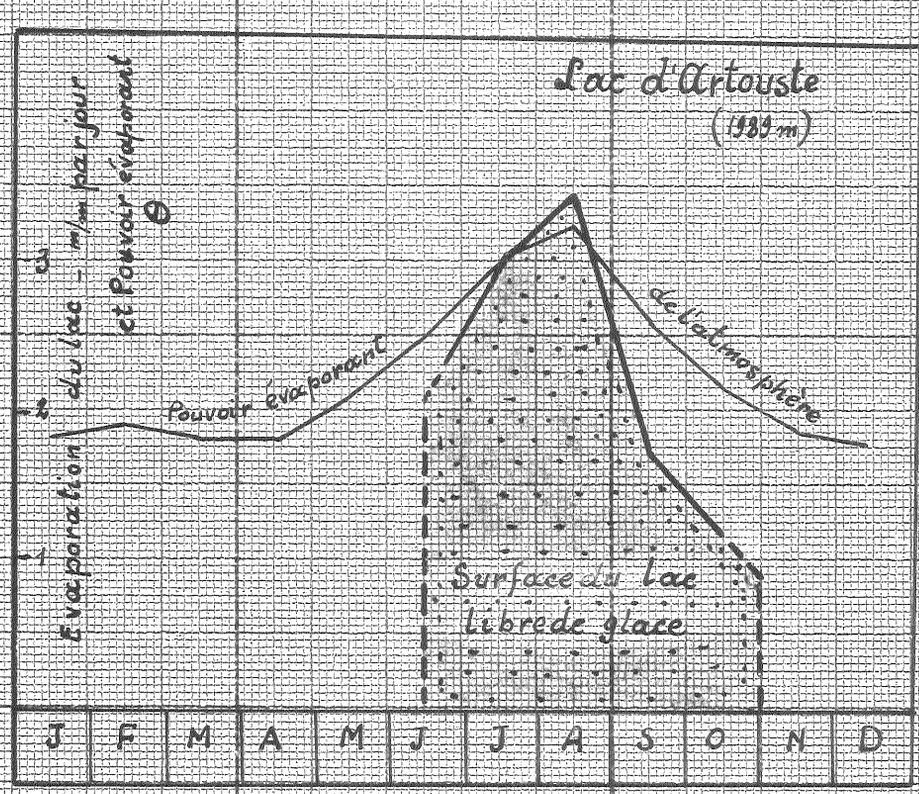


Fig L11

(air 9°9, eau 15°5)

5 Jours d'observations. Evap. par jour 5,5 mm (air 8°6, eau 16°1)

3 jours 22 heures d'observations. Evap. par jour 6,6 mm (air 10°9, eau 15°8)

8 jours d'observations. Evap. par jour 8,0 mm (air 7°5, eau 13°5)

La température de l'eau est la moyenne des observations de l'après-midi.

Groupe supérieur. 3 petits lacs situés à 2 130 m ; superficies : 324 - 1 050 - 350 m2 ; profondeurs : 0,163 m - 0,284 m - 0,155 m.

3	jours	22	h.	d'observations.	4,9	par jour.	air	9°9,	eau 15°3
5	"	1	"	"	5,8mm	"	"	8°6	" 14°9
3	"	23	"	"	6,5	"	"	10°9	" 15°0
8	"	1	"	"	8,5	"	"	7°5	" 13°4

Lacs de Neuhutten (Neuhuttenseen) 2 109 m. Superficies et profondeurs. 50 m2 (0,215) - 225 m2 (0,154) - 72 m2 (0,220)

3	jours	2	H.	d'observations	8,3	mm par jour,	air	9°7 -	eau 14°4
6	"	1	"	"	8,7	"	"	8°6	" 16°9
3	"	23	"	"	6,4	"	"	10°9	" 18°6
8	"	1	"	"	6,3	"	"	7°5	" 14°6
17	"	23	"	"	6,3	"	"	8°1	" 12°9

Comme le fait remarquer l'auteur "l'évaporation de ces petits lacs est plus élevée que celle du lac Hopschen, plus profond et plus étendu : influence de la grandeur et de la profondeur, échauffement plus grand de l'eau par suite de l'action directe de la chaleur du soleil, influence du rayonnement du terrain alentour et aussi perte par capillarité par le sol". Aussi, ces résultats n'ont pas une grande signification.

Interprétant toutes les observations faites en Suisse par différents auteurs et les complétant au moyen des observations de l'appareil Wild (dont les indications seraient d'après Morcillon, sensiblement identiques à celles obtenues par l'observation directe des nappes d'eau naturelles) Lugeon a tracé la courbe moyenne de la fig. LI. L'allure générale de cette courbe est à rapprocher à l'allure de la courbe moyenne du pouvoir évaporant θ (voir fig. XXXXIII). Elle décroit toujours avec l'altitude, le maximum et le minimum de la courbe de θ disparaissent pour donner lieu seulement à une décroissance moins rapide entre 1 500 et 2 500 m et à un point d'inflexion.

OBSERVATIONS FRANCAISES FAITES DANS LES PYRENEES.

Comme série intéressante faite en France, nous devons mentionner celle qui concerne le lac d'Artouste (Pyrénées) situé à l'altitude de 1 989 m et résumée par le Clerc du Sablon, dans le Génie Civil du 22 Février 1936.

Les observations qui portent sur 4 années (1926 - 1929) sont résumées dans le tableau 51.

L'évaporation fut mesurée au moyen de bassins flottants constitués par les seaux de 10 litres auxquels était soudée une collerette en zinc largement évasée de 0,70 m de diamètre extérieur

Cette collerette était munie d'un rebord vertical de 5 à 6 cm de hauteur, qui sans abriter le seau de l'action du vent, ni de celle du soleil, l'empêchait d'embarquer en cas de forte houle. Une ceinture de liège assurait une bonne flotabilité. La surface libre de l'eau dans le réservoir était ainsi exposée au vent régnant sur le lac et cette eau était à la même température que celle du lac. On disposait de 2 tels réservoirs flottants, l'un peint extérieurement en noir, l'autre en blanc (vase sombre et vase clair du lac). A titre de témoin, un autre groupe de 3 vases (1 sombre et 2 clairs) identiques à ceux du lac, groupe dit de terre, était placé sur la berge.

L'évaporation moyenne constatée pour la période de 15 Juin - 31 Octobre est de 2,29 en Juin, 3,02 en Juillet, 3,44 en Août, 1,76 en Septembre et 1,19 en Octobre, en moyenne 2,35 pour une durée totale de 138 jours. Soit au total, 324 mm. La situation géographique explique les différences entre ces résultats et ceux de Lutschg : durée plus longue : 138 jours au lieu de 123, total annuel 324 au lieu de 250 - 2,35 mm au lieu de 2,03.

D'autre part, la figure LII établit une comparaison entre le pouvoir évaporant (θ) tel que nous l'avons défini, et l'évaporation de la surface lacustre. Nous avons utilisé les données de θ pour 2 000 m du tableau 42. Il y a presque égalité entre ces deux éléments, pour la période estivale où le lac est libre de glace ; en moyenne : en effet, la valeur moyenne de θ pour cette période (Juin - Octobre) est de 2,70 m. Egaux au maximum de l'été, l'évaporation du lac diminue rapidement en Septembre et Octobre, beaucoup plus que l'évaporation atmosphérique.

On notera d'autre part, la grosse différence entre les vases du lac et les vases de terre : 324 mm contre 593 mm, rapport 0,55. La petitesse des vases (10 litres) explique ce gros écart, qui diminuerait en utilisant des réservoirs plus grands. Quant à nous, nous estimons qu'à partir de récipients de 300 à 500 litres, enterrés dans le sol, on obtient des données évaporométriques presque identiques à celles des grandes surfaces naturelles, d'après notre expérience personnelle.

Les expériences ont également porté sur l'évaporation diurne et l'évaporation nocturne, qui sont très différentes l'une de l'autre, à l'inverse du pouvoir évaporant de l'atmosphère. Ainsi, pour l'année 1929, on a les résultats évaporatifs suivants :

	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Evap. diurne :	1,56	2,26	2,16	1,13	1,11
Evap. nocturne :	0,12	0,26	0,22	0,10	0,00

C'est là une conséquence de la radiation solaire, notamment. Il semble qu'en plaine l'écart soit moins accentué.

Enfin, nous ferons remarquer que le lac d'Artouste se trouve dans une région particulièrement arrosée. Pendant la même période estivale considérée, les apports pluviométriques ont atteint, en moyenne, près de 2 mètres, soit 627 mm le jour et 1 333 mm la nuit.

CONCLUSIONS GENERALES.

Des exemples et commentaires qui précèdent, nous pensons qu'on peut tirer les conclusions suivantes d'ordre plus ou moins général.

1° Les variations, tant saisonnières que journalières de

l'indice d'évaporation d'un lac de montagne et du pouvoir évaporant de l'atmosphère (tel que nous l'avons défini) ne sont pas parallèles : celles du premier sont en particulier beaucoup plus accentuées, du fait de la radiation solaire influençant différemment la température de l'eau et la température de l'air.

2° Au coeur de l'été, les 2 indices d'évaporation se rejoignent plus ou moins dans leurs valeurs journalières moyennes.

3° On peut admettre, en première approximation, que l'eau évaporée par un lac de montagne (à l'exclusion des petits lacs peu profonds) varie proportionnellement à la durée de la période pendant laquelle la surface est libre de glace et de neige, l'évaporation journalière pendant cette période étant en moyenne égale à l'évaporation annuelle liquide dans les plaines environnantes à faible altitude.

4° En somme, l'indice d'évaporation d'un lac de montagne se rapproche davantage de l'indice d'évaporation terrestre (déficit d'écoulement) que de l'évaporation météorologique mesurée avec de petits appareils ou vases d'évaporation. C'est ce que mettra en relief la suite de cette étude.

5° On notera d'ailleurs, que d'un point de vue pratique, quand il s'agit par exemple d'estimer les pertes d'un bassin d'accumulation en haute altitude, dans nos régions tout au moins abondamment arrosées, la perte est généralement insignifiante, à côté des apports pluviométriques et nivaux, de l'ordre de 10 % au maximum.

6° Enfin, on remarquera que l'indice d'évaporation liquide, en montagne, décroit toujours avec l'altitude : tout au plus, constate-t-on, entre 1 500 et 2 500 m, une atténuation de la décroissance. Il n'en est pas de même, comme nous l'avons ci-dessus montré, pour l'évaporation météorologique.

C. L'EVAPORATION TERRESTRE OU DEFICIT D'ECOULEMENT.

Nous désignons par évaporation terrestre, l'évaporation que subissent les surfaces terrestres proprement dites, plus ou moins couvertes de végétation, plus ou moins imprégnées d'eau suivant les précipitations locales et la nature du sol, et éventuellement couvertes de neiges ou glaces.

Cette évaporation dépend donc d'un nouveau facteur, les précipitations, qui n'intervenait pas directement dans l'évaporation atmosphérique et l'évaporation liquide, mais seulement indirectement par son influence sur l'humidité de l'air.

Deux facteurs météorologiques essentiels conditionnent donc l'évaporation : le pouvoir évaporant du climat, compte tenu de la radiation solaire directe, que l'on peut pratiquement et en moyenne synthétiser par le facteur Température de l'air (T) et le pouvoir humidifiant du climat, soit H (les précipitations). Le sol évapore d'autant plus qu'il fait plus chaud, et également d'autant plus qu'il est plus fréquemment arrosé par la pluie. A égalité de température, l'évaporation est d'autant plus intense qu'il pleut plus ; à égalité de précipitations, qu'il fait plus chaud. Dans les pays chauds (et les saisons chaudes) c'est le facteur Précipitations qui conditionne surtout le déficit d'écoulement ; dans les pays froids (et les saisons froides) c'est le facteur Température.

A la variable météorologique T, on peut substituer, en montagne, le coefficient de nivosité qui tient compte à la fois de

la température et de certains autres éléments météorologiques dont dépend notamment l'évaporation.

La mesure directe de l'évaporation terrestre, au moyen de dispositifs de dimensions réduites (lysimètres) est aléatoire. Pratiquement, on la détermine indirectement, non pas dans ses valeurs instantanées ou relatives à une période relativement courte, mais dans sa moyenne annuelle correspondant à plusieurs années consécutives, en calculant la différence des débits et des précipitations observées : d'où l'appellation plus appropriée de déficit d'écoulement par laquelle nous désignons plus communément cette évaporation.

Cette détermination approchée n'est évidemment valable que dans le cas de bassins orographiques parfaitement définis où n'existe pas de capture souterraine au profit d'un autre bassin voisin : elle est donc d'autant plus exacte que le bassin est plus grand.

Appliquée à des bassins de montagne contenant des réserves nivales et glaciaires importantes, dont le total est plus variable d'une année à l'autre que les reserves proprement liquides d'un bassin à régime pluvial, inventorié à la fin de la saison sèche, cette détermination est plus ou moins exacte, si elle ne porte pas sur une période assez longue, de manière à minimiser l'influence relative des stades initial et final : ainsi, par exemple, si pendant la période considérée il y a eu fusion, supérieure à la normale, des glaciers, on obtiendra un résultat inexact par défaut.

Nous avons déjà à diverses reprises, étudié d'une manière générale le déficit d'écoulement dans des notes antérieures, et suggéré des formules empiriques permettant de l'exprimer en fonction des données météorologiques usuelles. Dans le présent chapitre, nous nous contenterons donc de préciser l'influence moyenne de l'altitude, particulièrement dans la région des Alpes françaises et suisses.

DONNEES EXPERIMENTALES.

Les données expérimentales, relatives à la France, sont très rares, et même inéxistantes pour les bassins d'altitude élevée (2 000 m et plus) où les pluviomètres et nivomètres sont en quantité dérisoirement insuffisante pour permettre un calcul quelconque, même approché.

Nous mentionnerons seulement les calculs approximatifs que nous avons faits, relatifs à deux bassins de moyenne altitude (1 200 m environ) le bassin du Bès (dans le Massif Central) et le bassin de la Baume-Vernaison dans les Préalpes (Vercors). On notera, en passant que le premier a son sol granitique et basaltique, donc imperméable et le second, calcaire, donc perméable en grand (ce qui rend peut-être, douteux le résultat donné).

Bès : 360 Km2 - H = 1 152 mm - D = 428 mm (1916-1924)
Bourne-Vernaison: 576 Km2 - H = 1 158 mm - D = 436 mm (1908-1922)

Les travaux relatifs à la Suisse fournissent des déterminations plus nombreuses dont quelques-unes, dues en particulier à Mr Lutschg, le célèbre spécialiste dans tous les domaines de l'hydrométéorologie alpine, dont on connait les admirables recherches assidûment poursuivies depuis tant d'années, sont relatives à des bassins de haute altitude, particulièrement dotés à cet effet, d'un nombre imposant de pluviomètres et de nivomètres enregistreurs ou non, de tout genre.

La connaissance du déficit d'écoulement en haute montagne -en admettant, ce qui n'est pas toujours le cas- que les débits sont exactement déterminés, exige, en effet, avant tout, la connaissance exacte des précipitations, qui, elles, dans la majeure partie des cas, sont insuffisamment connues, faute d'appareils de mesure des précipitations en nombre suffisant. Il en résulte des divergences, parfois énormes, dans les chiffres donnés. Le déficit d'écoulement apparait ainsi, sans que l'on puisse se l'expliquer, excessivement variable d'un bassin à l'autre, placés cependant dans des conditions naturelles apparemment identiques et également d'un auteur à l'autre, pour un même bassin.

Voici quelques chiffres, qui ne sont probablement que des estimations ne reposant pas sur des observations précises suffisamment approfondies des précipitations et des débits, pendant une durée suffisamment longue.

D'après l'auteur allemand Fischer (publié s il y a déjà longtemps)

Le Rhin antérieur	(B.Versant	776 Km2)	H=1697, D=288 mm
Le Rhin postérieur	(B.V "	1663 ")	H=1658, D=603 mm
Le Rhin à Tardisbrücke	(B.V "	4260 ")	H=1583, D=494 "
Le Rhin entre L. de Constance	(B.V "	11000 ")	H=1373, D=468 "
Le Rhin à Cologne	(B.V "	144300 ")	H= 911, D=439 "

D'après la carte pluviométrique de Brockmann et les calculs de Lugeon :

L'Orbe	1 000 -	500 m d'altitude	H = 1 691	D = 524
L'Areuse	1 100 -	600 "	H = 1 474	D = 338
La Linth	3 600 -	500 "	H = 1 925	D = 366
La Sihl	2 200 -	800 "	H = 1 790	D = 465
La Thür	2 400 -	600 "	H = 2 060	D = 514
Le Rhin(à 1000m)	3 100 - 1 000	"	H = 1 870	D = 766
L'Inn	3 400 - 1 150	"	H = 2 103	D = 841
Le Tessin	3 150 -	900 "	H = 2 190	D = 328

La moyenne générale de cette série donne D = 518 mm pour un ensemble de bassins dont l'altitude moyenne apparait voisine de 2 000 m. Lugeon donne par ailleurs les résultats suivants pour des bassins d'altitude moindre :

La Sihl	H = 1938	D = 567	Broye	H = 1375	D = 796
Emme E	H = 1650	D = 860	Jogne	H = 1950	D = 340
Emme S	H = 2000	D = 600	Birse	H = 1200	D = 674
Petite Emme	H = 1882	D = 272	Lillé	H = 1580	D = 580
Plessur	H = 1710	D = 556	Venoge	H = 1080	D = 540
Areuse	H = 1470	D = 344			

Altitude : 1 200 m environ, moyenne générale : 557 mm.

Si l'on ajoute foi à ces chiffres considérés dans leur ensemble -car dans le détail certains paraissent bien extraordinaires- il en résulte nettement que l'altitude (tout au moins dans les régions d'altitude moyenne) se manifeste par une augmentation du déficit d'écoulement, due vraisemblablement à la pluviosité très supérieure à celle des régions des plaines environnantes : le déficit moyen en France, pour une pluviosité moyenne de 860 mm est, en effet, d'environ 500 mm.

Le calcul approximatif suivant confirme ce fait de l'augmentation du déficit par suite de l'augmentation de la pluviosité, dans les premières zones d'altitude, annulant, et au-delà, l'effet d'une température plus basse.

Le Rhin écoule à Bâle (BV = 35.929 Km2) une tranche d'eau de 900 mm (débit spécifique 28,5 litres) et le Rhône à Genève (BV 8.000 Km2) une tranche d'eau de 950 mm (débit spécifique 30 litres) ; soit en moyenne 910 mm pour 44.000 Km2.

On peut admettre ce chiffre pour l'écoulement moyen de la Suisse (41 300 Km2). Nous croyons être dans la vérité en fixant à 1 400 mm environ la pluviosité moyenne de ce pays : d'où le déficit de 490 mm identique à celui de la France, dont l'altitude est beaucoup moindre.

Mais le rôle de la température reprend son importance et son influence qui est de réduire le déficit d'écoulement, quand elle s'abaisse fortement, lorsqu'il s'agit des régions élevées alpestres à température annuelle inférieure à 0. C'est ainsi que nous avons les données suivantes, rapportées par Pardé, d'après les travaux de Lutschg :

Bassin de Salange : alt. moy. 2330m (T=~-0,3) H = 2374mm D=246mm
Vallée de la Saaser Visp. " 2850" (T=-4°1) H = 1904 " D=212 "
Bassin du Grimsel à " 2600" (Q=2195) H = 2415 " D=220 "
Rätherisch boden (pour 9 ans = Oct. 1919 à Sept. 1928)

Ces résultats sont assez concordants. Par contre, les suivants, rapportés également par Pardé nous apparaissent plus douteux :

La Massa (Oct.1923-Sept.1928) H = 2844 Q = 2083 D = 761 mm
Le Rhône à Gletsch (Oct.1920-Sept.1923) H = 2042 Q = 2337 D=-295mm

Nous terminerons ce court aperçu par l'examen du bilan hydrologique du bassin de la Baye de Montreux (14 Km2) où Lutschg a installé 60 appareils, dont 46 totalisateurs Mougin et 13 pluviomètres ordinaires Hellmann : (Pardé - La météorologie, Juin 1937).

L'altitude moyenne de la surface réceptrice est de 1 219 m (maximum 1 941 m). L'auteur n'indique pas la hauteur moyenne des précipitations pour l'ensemble du bassin, mais :

1 575 mm pour la partie supérieure (alt. moy. 1 359 m)
1 391 mm " " " inférieure (" " 1 032 m)

en admettant $H = \frac{1\,575 + 1\,391}{2} = 1\,483$ mm et Q = 1 000 mm

on trouve : D = 483 mm.

C H A P I T R E V

POUVOIR EVAPORANT DE L'ATMOSPHERE ET DEFICIT D'ECOULEMENT (SUITE)

LE DEFICIT D'ECOULEMENT CONSIDERE COMME FONCTION DE LA TEMPERATURE

Les deux facteurs essentiels conditionnant le déficit d'écoulement sont manifestement la température et la pluviosité, agissant non seulement par leurs moyennes, mais également par leurs variations journalières et saisonnières. Nous ne considérons pour le moment que la température annuelle moyenne, soit T et le total annuel des précipitations, soit H.

Pour un degré de pluviosité suffisamment élevé, le déficit, croissant d'abord à partir d'une pluviosité nulle, atteint

plus ou moins sa valeur maximum correspondant au pouvoir évaporant du climat, supposé conditionné surtout par la température. Ces conditions sont, en général, réalisées dans l'Europe centrale et septentrionale, à température moyenne inférieure ou égale à 10°, puisque le déficit d'écoulement, à température égale, y varie relativement peu. Il est donc possible, dans ces conditions, de considérer le déficit comme fonction de la température seule.

Effectivement, nous avons montré ailleurs, que ce déficit diminue en Europe, dans les bassins de plaine ou de faible altitude, normalement arrosés, de 30 mm par degré, suivant la formule indicative :

$$D = 210 + 30\,T$$

Cette formule se légitime par les données expérimentales suivantes : T = 13°. Pour la Basse Provence (bassin de l'Argens), la Gascogne (bassin de la Midouze) et l'Italie centrale (bassin du Tibre) toutes régions où la température annuelle est de l'ordre de 13°, nous avons :

D = 599 (Argens) D = 584 (Midouze) D = 592 (Tibre)

T = 11°. Dans la région lyonnaise où T = 11° environ, le déficit est de l'ordre de 550 mm pour H = 750 mm.

T = 10°. Allemagne du Nord. Nous admettons D = 460 mm pour H = 600 - 700 suivant de nombreuses expériences. La température est de l'ordre de 8° (Kiel 8°4 - Hambourg 8°3 - Berlin 9°1 - Leipzig 8°4 - etc.)

T = 7°. Ukraine (bassin du Dnieper). La température moyenne de ce bassin à Kiev est voisine de 7° (Kiev : 6°8).

Pour la période 1877 - 1901, les déterminations de Oppokov donnent : H = 549 Q = 139 d'où D = 410 mm.

Des expériences plus récentes, résumées par Pardé conduisent à D = 430 mm pour H = 541 mm.

T = 5°. La température moyenne des différents bassins de la Suède étudiés par Wallon est de l'ordre de 5° (Stockolm 5°3). Cet auteur donne D = 357 mm en moyenne (325 à 380) pour H variant de 511 à 890.

T = 4°. Le bassin le plus septentrional analysé par Wallon, pour lequel on peut admettre T = 4°, donne D = 325 pour H = 735 mm.

T = 3°. Enfin, nous emprunterons ces dernières données à M. Pardé (Le régime des cours d'eau de l'Europe orientale) on a pour la Volga : T = 3° D = 300 environ (305 - 289)

T = 2°. De même suivant le même auteur, nous trouvons :

Pour la Kamma T = 2° D = 270 mm
Pour le Swir T = 2°5 D = 248 mm.

Ces différents points jalonnent assez exactement la droite D = 210 + 30 T que nous prolongeons par une courbe joignant l'axe de température vers T = - 15°. Le prolongement de la droite donnerait D = 0 pour T = - 7°. Le déficit d'écoulement doit effectivement s'annuler pour une température annuelle notablement plus basse, car un climat polaire, caractérisé par une moyenne de - 7°, comporte des températures estivales positives,

donnant encore lieu à évaporation. Aussi, pour la Nouvelle Zemble, la température du mois le plus chaud est 5°7 et la température moyenne annuelle égale à - 6°7, d'où la figure LIII (courbe 1), ladite courbe caractérisant le déficit d'écoulement en fonction de la température, pour les régions de basse altitude en Europe centrale et septentrionale.

Comment se modifie cette courbe, en fonction de la température moyenne d'un climat alpin, soit également en fonction de l'altitude fonction linéaire de la température ? La loi de décroissance est-elle la même quand la température diminue, à latitude égale, du fait de l'augmentation de l'altitude ? A priori, non, car, à température annuelle égale, le climat polaire et le climat alpin présentent des caractères différents et aux divergences d'ordre météorologique (variation diurne et saisonnière de la température, pluviosité, pression, humidité, vent) s'ajoutent des divergences d'ordre naturel et topographique (relief, pente, nature de la couverture du sol, orientation) qui tendent soit à augmenter, soit à diminuer le déficit des régions montagneuses D par rapport au déficit des régions nordiques Do.

Les principaux de ces facteurs sont :

1° La pluviosité : la supériorité des précipitations de montagne sur celles des plaines tend à rendre D supérieur à Do.

2° La pression : l'évaporation varie en raison inverse de la pression, d'après la loi élémentaire de Dalton : d'où D supérieur à Do.

3° L'humidité de l'air et le vent : l'effet résultant de ces 2 facteurs doit être de rendre, généralement, D supérieur à Do.

4° La radiation solaire et la température du sol. La considération de la température de l'air, mesurée sous abri, et c'est la seule qui intervient en climatologie, est tout à fait insuffisante pour comprendre le climat des montagnes. Or, l'évaporation hydrologique et par suite le déficit d'écoulement dépend de la température du sol. L'air étant raréfié, il y a plus de chaleur qui arrive au sol, puisque l'air en absorbe moins, pendant le jour, et pendant la nuit, le rayonnement du sol est plus intense. L'oscillation diurne de la température du sol augmentant avec l'altitude, il en résulte (l'évaporation à température moyenne égale d'une période étant d'autant plus grande que la température a plus varié pendant cette période) que l'on doit avoir D supérieur à Do, tout au moins jusqu'à une certaine altitude à partir de laquelle, le sol étant plus ou moins couvert de neige toute l'année, l'effet inverse doit se produire D inférieur à Do.

5° Oscillation saisonnière de la température. Elle est plus faible en montagne que dans les plaines du Nord à régime continental, d'où par suite D inférieur à Do.

6° Pente, relief, orientation. Dans l'ensemble, ces facteurs favorisent l'écoulement en montagne, surtout en haute altitude où le relief s'accentue, en même temps que la végétation disparait : D inférieur à Do. Quant à l'orientation, c'est un facteur qui tend à augmenter la variabilité de l'évaporation en montagne ; deux bassins, deux versants à même altitude, pourront de ce fait, avoir des déficits d'écoulement très différents.

7° Evaporation de la neige et de la glace. On peut se demander si l'évaporation n'est pas favorisée par rapport à un sol nu, par les grandes surfaces neigeuses et glaciaires des hautes montagnes, qui persistent plus longtemps -chutes de neige

plus abondantes- que celles des pays à climat polaire. Nous ne le pensons pas, étant donné que ce phénomène, s'il se produit, doit être assez réduit (la température de la neige étant toujours $\leq$ 0) et en outre être contrebalancé par la condensation du givre.

Quelle est la résultante de tous ces facteurs combinés sur le déficit d'écoulement en montagne comparé au déficit des régions nordiques jouissant de la même température annuelle moyenne ?

Tenant compte de la pression, tout d'abord, de la courbe 1 Do = 210 + 30 T nous déduirons la courbe $D_1 = Do \frac{\beta o}{\beta}$ en admettant la loi de Dalton ou encore, en admettant par exemple : T = 11°5 - A 0,55 ; $D_1 = (555 - 16,5\ A) \frac{\beta o}{\beta}$ (courbe 2). Quant aux autres facteurs, compte tenu des résultats expérimentaux relatés dans la littérature hydrologique, nous pensons qu'ils agissent, à moyenne altitude, par exemple jusque vers 2 000 m, en augmentant le déficit D par rapport à D_1, la pluviosité croissante avec l'altitude jouant alors un rôle prépondérant, et au-delà, en diminuant le déficit D par rapport à D_1, par suite de la pente plus forte, de l'absence de végétation, de la couverture neigeuse prépondérante, tous ces facteurs diminuant l'évaporation. Ces résultats sont enregistrés dans le tableau 52 et la fig. LIII. Eventuellement, dans le cas de très fortes pluviosités vers 500 - 1 500 m, la courbe 3 peut présenter un maximum comme indiqué par la courbe 3 bis. Ce fait semble nettement établi par les déficits d'écoulement enregistrés sur les bassins suisses d'altitude moyenne, relatés plus haut. Citons encore les suivants :

Bassin de la Sihl (d'après Lugeon) : altitude moyenne : 1 141 m - B.V. = 528 Km2 - H = 1 938 mm et D = 567 mm pour la période de 1915 - 1924.

Bassin de l'Emmenthal (étudié par Engler). altitude moyenne : 1 000 m environ - D = 640 (que le bassin soit plus ou moins boisé) pour H = 1 600 mm.

En résumé, le facteur pluviosité (surtout s'il s'agit de pluviosité estivale, donc de régions à régime continental comme celui des Alpes) tend à accroître le déficit aux moyennes altitudes. Mais le rôle de ce facteur tend à s'atténuer rapidement, aux altitudes élevées (où la continentalité pluviométrique diminue d'ailleurs) par suite de la pente, du manque de végétation et de la prédominance de plus en plus accentuée des précipitations neigeuses et de la couverture nivale et glaciaire, cette dernière donnant lieu à une évaporation en définitive très réduite.

L'EVAPORATION DES SURFACES NEIGEUSES ET GLACIAIRES.

Bien que les observations relatives à cette évaporation soient très rares, nous estimons, en effet, qu'elle est très faible et cela pour les raisons suivantes :

1° La température superficielle de la neige (ou de la glace) est toujours $\leq$ 0 même quand la température de l'air est supérieure notablement à 0. Pour T = 0, on a F (T) = 4,58. La formule e = 0,40 F (T)(1 - R) pour R = 70 %, par exemple, donne e (évaporation journalière) = 0,5 mm. Pendant la nuit, e s'annule pour ainsi dire, comme le montrent les expériences du lac d'Artouste. On a donc en moyenne, par jour, e = 0,25, soit 7,5 mm par jour.

Tableau 52.

Altitude	T = 11°5 - A x0,55	Do=210+30 T = 555-16,5 A	$\beta o/\beta$	N%	D_1=Do $\beta o/\beta$	Courbe 3	Courbe 3 bis	Δ =600 (1 - N)
0	11,5	555	1	3	555	555	555	600 mm
500	8,75	472,5	1,06	10	501	540	560	540
1 000	6,00	390	1,13	20	441	480	490	480
1 500	3,25	307,5	1,20	34	369	395	395	396
2 000	0,50	225	1,27	51	286	295	295	294
2 500	- 2,25	150	1,35	68	202	190	190	192
3 000	- 5,00	85	1,44	85	122	90	90	90
3 500	- 7,75	40	1,53	97	61	20	20	18

Tableau 53.

	T°	F (T)	I	F (T) I	d mm
Janvier	- 6.9	2.58	60	155	4
Février	- 6.4	2.69	102	274	7
Mars	- 4.4	3.19	135	430	12
Avril	- 1.4	4.09	144	589	16
Mai	2.5	5.48	198	1 085	30
Juin	6.9	7.44	231	1 718	48
Juillet	9.6	8.94	250	2 235	63
Août	9.4	8.82	242	2 134	60
Septembre	6.2	7.09	183	1 297	36
Octobre	2.2	5.36	101	541	15
Novembre	- 2.0	3.89	53	206	6
Décembre	- 5.2	2.98	42	125	3
			1 741	10.789	300

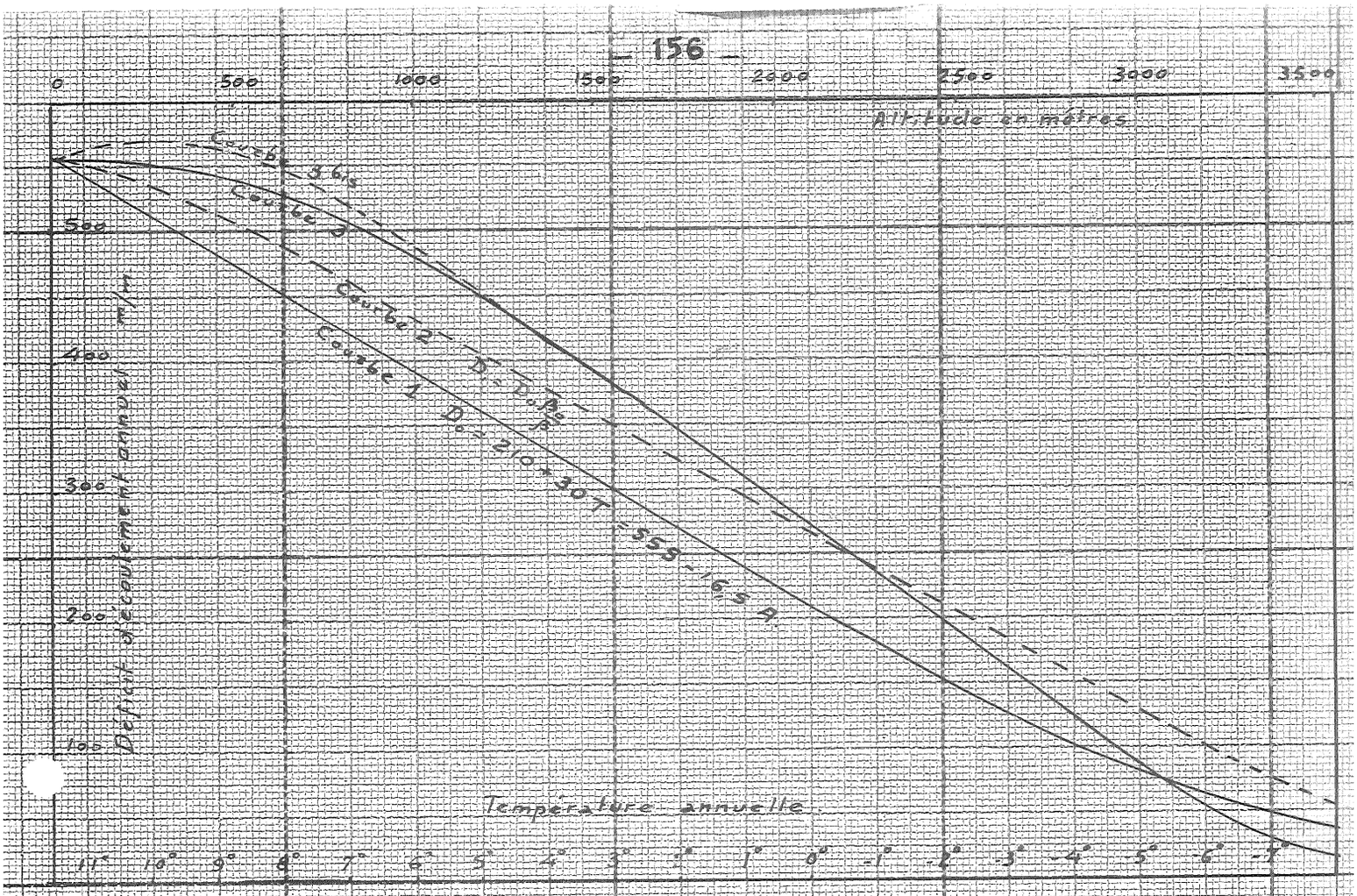


Fig. 21C

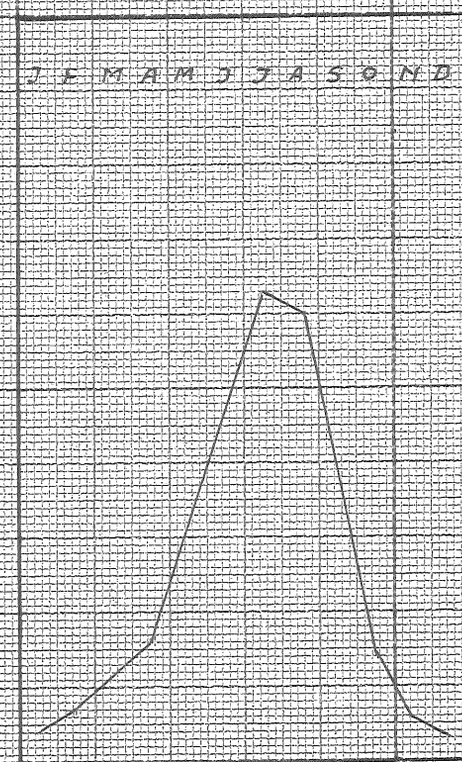


Fig. 21V

2° A altitude élevée, les calories reçues par le sol ne peuvent pas servir 2 fois. Or, elles servent déjà, manifestement, à fondre une couche de neige très importante, souvent de l'ordre de 20 à 25 m, autant de moins disponible pour l'évaporation.

3° Eventuellement, en l'absence de vent, la condensation nocturne peut compenser plus ou moins complètement, l'annulant ou même la rendant négative, l'évaporation moyenne journalière. Certaines observations suisses montrent, effectivement, que la fusion de la neige donne lieu souvent à une baisse et non pas à une perte.

4° Parmi les facteurs favorisant l'évaporation, il y a la végétation, or elle est inexistante dans le cas considéré.

Comme mesures expérimentales proprement dites, montrant la faible évaporation du sol en hiver, nous citerons les chiffres obtenus à Ebervald, près de Berlin, cités par Fridrich : sur une évaporation totale de 365 mm (3 ans 1930 - 1932) les mois d'hiver donnent :

Décembre	T = 1°5	- 2,7 mm
Janvier	T = 1°1	- 5,7 mm
Février	T = -1°	- 4,8 mm
		13,2 mm (app. Wild = 43 mm).

Si on admet, ce qui est assez vraisemblable, et d'ailleurs établi par certaines observations, que dans les régions relativement froides, l'évaporation lacustre = l'évaporation terrestre (ex. Suède, d'après Wallon) le déficit est le même que le bassin contienne peu ou beaucoup de lacs . On voit qu'effectivement vers 2 000 m par exemple, où le déficit d'écoulement observé est voisin de 300 mm on a pour l'évaporation des 8 mois les plus froids : 300 - 250 (évaporation lacustre d'après Lutschg) = 50 mm soit par mois 6 mm environ.

R. Horton dans l'article déjà cité, mentionne des expériences de laboratoire, faites par Kohwer à Fort Collins, Colorado, pendant l'hiver 1928 - 1929 en utilisant un bassin de 17 pouces de diamètre, rempli de glace. Le résultat moyen de 32 jours d'observations pendant lesquels les conditions furent relativement uniformes est le suivant :

Température de l'air : 27°6 Fahrenheit (- 2°4 C)
" de la glace : 27° " (- 2°6 C)
Déficit hygrométrique : 0,026 pouce de mercure (0,65 mm)
Evaporation : 0,0079 pouce par 24 heures (0,20 mm)
Evaporation calculée par la formule e = 0,44 (F - t) = 0,0114

Enfin, nous citerons Lugeon, qui s'exprime ainsi : (page 94) "Une partie de la neige s'évapore directement et ce fait peut expliquer dans une certaine mesure le calcul du coefficient d'écoulement. Il serait de plus utile, que les services météorologiques entreprennent des mesures systématiques d'évaporation de la neige en haute montagne. De courtes séries d'expériences de ce genre exécutées il y a plusieurs années à Davos , au Gothard et au Yungfraujoch par les soins de l'Institut Central Météorologique, figurent dans les annales de l'année 1918.

A l'évaporation des surfaces enneigées est liée la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La plupart des expérimentateurs ont traité simultanément ces deux phénomènes. Il s'agit pour la neige, en effet, d'un continuel échange d'eau entre la surface et l'air libre.

F.A.Forel, l'instigateur de ces recherches, n'a opéré que sur la glace et sur les glaciers pendant la saison estivale. Mais, les conditions d'échange pour la neige et surtout en hiver, ne sont pas du tout les mêmes. C'est pour cela que les résultats trouvés ne concordent guère. On a affaire là à deux problèmes différents, qu'il ne faut pas mettre en parallèle : la structure de la glace et de la neige, ainsi que leurs températures de surface, ne sont pas pareilles.

D'une manière générale, en Europe centrale, la neige rend à l'air davantage d'eau qu'elle n'en condense (ailleurs, Lugeon dit le contraire par exemple, page 137). On a obtenu les résultats expérimentaux suivants pour l'intensité de l'évaporation et de la condensation, exprimée en millimètres de hauteur.

Au mois de Janvier, à l'altitude de 1 800 m, l'évaporation maximum horaire est de 0,04 mm au grand soleil, et lorsque la température de la surface de la neige est voisine de 0°. La condensation, par contre est bien inférieure. Pendant les nuits claires, elle n'atteint à l'heure que 0,005 mm. Ce dernier phénomène semble presque toujours l'emporter dans le cas de la glace sur les glaciers découverts et aux hautes altitudes, alors que pour la neige, il ne parvient pas à compenser l'évaporation".

LE DEFICIT D'ECOULEMENT CONSIDERE COMME FONCTION DU COEFFICIENT DE NIVOSITE.

Nous avons, dans un article déjà ancien, essayé d'exprimer le déficit d'écoulement en fonction, à la fois de la température et de la pluviosité, en nous servant comme variable auxiliaire du coefficient de nivosité, dont les variations sont plus ou moins parallèles à celles de la température de l'air. La formule indiquée est :

$$Q \text{ (débit)} = \lambda N H + K H^2 (1 - N)^2$$

N = coefficient de nivosité, λ = coefficient voisin de 1 et K = coefficient plus ou moins variable (0,50 environ). Cette formule permet de calculer le déficit D = H - Q. Nous reviendrons dans un chapitre suivant, sur cette formule qu'un examen plus approfondi de la question et des résultats d'expériences plus exacts, nous ont montré en définitive, peu satisfaisante et parfois complètement fausse.

Une formule, beaucoup plus simple, et que nous croyons plus exacte d'une manière générale est la suivante :

D = 600 (1 - N) valable pour les Alpes françaises du Nord.

On a effectivement, pour N = 0, D = 600 mm environ, on peut admettre que pour N = 1, le déficit est nul. Enfin pour N = 0,50 (vers 2 000 m d'altitude environ) on a en moyenne D = 300 mm. Pour N = 0,25, l'examen de plusieurs bassins français conduit à 450 mm. Cette formule conduit aux chiffres de la dernière colonne du tableau 52, en admettant pour N les valeurs précédemment admises dans notre étude de la nivosité.

Cette formule ne tient pas compte directement, du facteur pluviosité, mais indirectement, dans une certaine mesure, la notion de nivosité étant un élément complexe tenant compte à la fois de la température et des précipitations.

Si une augmentation de la pluviosité estivale augmente le déficit, il n'en est pas de même d'une augmentation de la

pluviosité hivernale, c'est-à-dire de la nivosité. A égalité de précipitations totales, le déficit d'écoulement est d'autant plus faible que la proportion des précipitations neigeuses est plus grande.

On notera que cette formule revient, schématiquement, à admettre que l'évaporation relative aux chutes de neige est la même, proportionnellement au temps, en montagne qu'en plaine. Plus ou moins exacte vers 500 - 1 500 m, surtout pour les bassins très arrosés où le déficit est généralement plus élevé qu'elle ne l'indique, on peut, croyons-nous, l'admettre sans erreur sensible au-delà d'une altitude de 1 500 m.

Le calcul du déficit d'écoulement pour le bassin de l'Arve à Chamonix, que nous avons précédemment donné (tableau 32) est basé sur cette formule (200 mm environ pour un bassin d'altitude moyenne 2 500 m)

VARIATION SAISONNIERE ET JOURNALIERE DU DEFICIT D'ECOULEMENT

Des considérations qui précèdent, il résulte notamment que le déficit d'écoulement en montagne, varie journellement et saisonnièrement, différemment suivant que le sol est, ou non, enneigé ou glaciaire.

Si le sol est enneigé ou glaciaire, l'évaporation est toujours très faible, sa température étant voisine de 0, et la radiation solaire, aux heures où elle est appréciable, tendant plus à fondre la neige qu'à l'évaporer, et la condensation nocturne intervient en plus pour la réduire. Si l'on retient le chiffre indiqué par Lugeon (0,04 mm à l'heure au grand soleil, vers 1 800 m) en hiver, cela ne donne par mois, pour 100 h. d'insolation, que 4 mm. Le sol même dégagé de neige, à haute altitude, sans végétation, constitué de rochers et de moraines où l'eau fluviale ne reste pas superficiellement, ne peut donner lieu également qu'à une évaporation minime.

Par contre, si le sol est couvert de végétation, étant donné les pluies abondantes de la saison estivale dans les Alpes, il est toujours suffisamment imbibé d'eau pour donner lieu à une évaporation intense, tout au moins aux heures d'insolation, où la température du sol est très supérieure à celle de l'air : une abondante végétation est toujours l'indice d'une évaporation intense, vers 1 500 - 2 000 m ; en été et en plein jour, l'eau évaporée du sol est, sinon plus considérable, du moins du même ordre qu'à basse altitude. La nuit, par contre, le sol se refroidissant davantage, c'est l'inverse qui se produit.

L'altitude a donc pour effet d'accentuer, journellement et saisonnièrement, la variation de l'évaporation terrestre, conditionnée en définitive par la radiation solaire et d'accentuer les contrastes locaux, par suite de l'évaporation variable des versants. C'est pour cela qu'il est presque illusoire de vouloir chiffrer, en moyenne, les variations journalières et saisonnières du déficit d'écoulement.

A titre indicatif voici comment se chiffrait cette variation saisonnière, vers 2 000 m, si l'on répartit le déficit annuel de 300 mm au prorata des produits mensuels F (T) x I (T = température moyenne du mois - F (T) tension maximum de la vapeur correspondante, I = durée d'insolation : nous avons pris les moyennes mensuelles de la station de Montcherrand en Suisse). IL serait d'ailleurs plus logique de prendre pour T, non pas la température moyenne, mais la température maximum de chaque mois.

Le graphique LIV illustre cette répartition, nous le répétons, plus ou moins problématique. On remarquera toutefois qu'on obtient ainsi pour les 6 mois d'été (Mai - Septembre) D = 252 mm et pour les 6 mois d'hiver D' = 48 mm et que le total de 252 mm est identique à celui trouvé pour les lacs, vers 2 000 m pour la période estivale pendant laquelle ils sont libres de toute glace et de toute couverture neigeuse.

INFLUENCE DES RADIATIONS CALORIFIQUES SUR LA VITESSE D'EVAPORATION

(d'après Hondaille)

Aussi bien, ce qui serait intéressant à étudier, en montagne et spécialement à haute altitude, c'est l'influence de la radiation solaire sur l'évaporation, car c'est cette radiation qui conditionne, en définitive, ce phénomène et non pas les facteurs indirects, température, nivosité, etc, que l'on est amené faute de mieux à considérer.

Aussi terminerons-nous ce chapitre par le texte, déjà ancien de M. Hondaille, par lequel il relate les expériences de laboratoire faites par lui à ce sujet, en souhaitant que des observations du même genre, faites dans la nature, permettent de préciser, d'une manière plus scientifique, le problème de l'évaporation dans la nature et spécialement dans la haute nature alpestre. Ce compte rendu de M. Hondaille est extrait des mémoires de l'Association Française pour l'avancement des Sciences de 1889.

Le mode d'action le plus simple de la radiation sur la vitesse d'évaporation parait être, au premier abord, d'élever la température de la surface évaporante d'un certain nombre de degrés au-dessus de celle de l'air, la radiation provoquant ainsi un accroissement d'évaporation proportionnel à la différence des tensions de vapeur correspondant, d'une part à la température de l'air et d'autre part à la température de la surface qui reçoit la radiation.

En supposant une élévation de température de 5° due à la radiation incidente, les différences de tension supplémentaire pour des températures de l'air de 0° - de 10° - de 20°, seraient respectivement : 6,5 mm - 4,6 = 1,9 ; 12,7 - 9,2 = 3,5 ; 29,6 - 17,4 = 6,2.

Si d'autre part on admet pour l'air un état hygrométrique de 0,50 les différences de tension déterminant l'évaporation à l'ombre seraient respectivement : 2,3 mm - 4,6 mm - et 8,7mm.

L'évaporation totale provoquée par la radiation serait proportionnelle à 1,9 mm + 2,3 = 4,2 - 3,5 + 4,6 = 8,1 - 6,2 + 8,7 = 14,9 et les rapports d'évaporation de la surface évaporante avec l'aide de la radiation à celle de la même surface protégée contre le rayonnement auraient pour expression, aux températures de 0 - 10° - et 20° les valeurs :

$$\frac{4,2}{2,3} = 1,82 \qquad \frac{8,1}{4,6} = 1,76 \qquad \frac{14,9}{8,7} = 1,70$$

Le rapport des évaporations avec et sans radiations parait aussi devoir prendre entre les limites de température de 0° à 20° des valeurs assez rapprochées et décroissant légèrement avec l'élévation de la température.

Si au contraire, on considère l'évaporation supplémentaire

déterminée par la radiation comme proportionnelle à la fraction de la radiation absorbée par le liquide, l'accroissement du rapport des évaporations avec et sans radiations en regard de la progression de la température et à égalité de radiation calorifique incidente, doit suivre une marche toute différente.

Admettons en effet, pour une surface déterminée placée à l'ombre, une évaporation de 2,3 mgr par heure et par cm2 à la température de 0°, l'évaporation produite à 10 et 20° serait sensiblement 4,6 et 8,7. Or, si nous supposons que la radiation incidente se transforme à toute température en une fraction constante de chaleur latente de vaporisation, l'évaporation prendra sous son action un accroissement constant de 3,2 mm, par exemple, quelle que soit la température. L'évaporation totale aura pour expression à :

$$\underset{2,3 + 3 = 5,3}{0°} \qquad \underset{4,6 + 3 = 7,3}{10°} \qquad \underset{8,7 + 3 = 11,7}{20°}$$

et les rapports successifs des évaporations, avec et sans radiations seraient :

$$\frac{5,3}{2,3} = 2,30 \qquad \frac{7,3}{4,6} = 1,58 \qquad \frac{11,7}{8,7} = 1,70$$

Les rapports d'évaporation décroîtraient rapidement avec l'élévation de la température.

L'expérience directe m'ayant donné des résultats assez directement opposés à ces premières indications théoriques, je me suis proposé de rechercher :

1° Quelle était la loi de l'accroissement de l'évaporation avec la radiation et pour diverses températures,

2° si l'utilisation de la radiation sous forme de chaleur de vaporisation est constante, ou peut, au contraire, varier dans d'assez grandes limites.

J'ai construit deux surfaces évaporantes identiques, pouvant facilement être orientées normalement à la direction des radiations incidentes. A cet effet, une petite surface de 13 cm2 de papier buvard blanc reposait sur une plateforme mince en laiton de 1 mm d'épaisseur et était alimentée par l'eau contenue dans un tube capillaire. La marche de l'eau dans le tube capillaire, préalablement calibré, donnait la mesure de l'évaporation. Une course de 1 mm de l'index liquide correspondait à une évaporation de 2,6 mm. Il suffisait ainsi d'une observation de quelques minutes pour fixer le rapport d'évaporation des deux surfaces, dont l'une était exposée à la radiation et l'autre abritée par un écran. J'ai fait successivement usage dans ces recherches de la radiation solaire et de la radiation de l'arc électrique.

La radiation solaire a été reçue normalement dans l'air calme d'un laboratoire sur la surface évaporante convenablement inclinée sur l'horizontale. La radiation de l'arc électrique était empruntée à un régulateur à arc utilisant une différence de potentiel de 66 volts et un débit de 23 à 25 ampères. La radiation produite, parallélisée par un miroir parabolique en plaque d'argent, était dirigée sur la surface évaporante disposée verticalement. Les résultats obtenus avec ces deux sources de radiation ont été assez concordants. L'intensité de la radiation a été déduite pour la radiation solaire des courbes actinométriques tracées par l'enregistreur de M. Crova et pour la radiation de l'arc électrique de l'observation d'un actinomètre mesurant la radiation dans le voisinage de la surface évaporante.

ACCROISSEMENT DE L'EVAPORATION PAR LA RADIATION.

Les rapports d'évaporisation déterminés pour des radiations solaires variant de 0,64 cal à 1,11 ont été ramenés à ce qu'ils auraient été pour une radiation de 1 calorie, en admettant (ce que l'expérience vérifie sensiblement) que l'accroissement de l'évaporation est proportionnel à l'accroissement de la radiation.

Les observations ont été poursuivies en Février et Mai 1889. J'ai trouvé, pour la moyenne des observations de Février, un rapport d'évaporation de 4,26 pour une température moyenne de 8°6; l'évaporation moyenne à l'ombre étant de 11,2 mgr par heure et par cm2. Pendant le mois de Mai, le rapport s'est élevé à 5,23, la température moyenne des expériences étant de 22°1 et l'évaporation à l'ombre correspondante de 18,7 mgr. Le rapport d'évaporation croit donc au lieu de décroitre avec l'élévation de la température.

Les expériences faites avec l'arc électrique ont permis de déterminer la marche de l'accroissement de l'évaporation en regard des intensités calorifiques. L'intensité des radiations reçues sur la surface évaporante a varié de 0,21 cal à 2,95 cal. Les rapports d'évaporation observés pour les intensités décroissantes successivement réalisées ont été les suivants :

Intensités	: 2,95	0,90	0,335	0,210
Rapports d'évaporation	: 11,4	3,65	1,89	1,42

(La température de l'air pendant l'expérience étant de 21°5).

Pour cette température l'accroissement de l'évaporation entre 0 et 1 calorie est à peu près proportionnel à l'intensité de la radiation. L'évaporation E déterminée par la radiation d'intensité i est liée à l'évaporation à l'ombre e par la relation :

$$E = e + 3,05\ e\ i = e\ (1 + 3,05\ i)$$

UTILISATION DE LA RADIATION PAR LA SURFACE EVAPORANTE.

La chaleur latente de vaporisation variable avec la température T a pour expression :

$$q = 605 - 0,69\ T$$

Pour chaque milligramme d'eau évaporée sous l'influence de la radiation, il y a par suite, une absorption de : 0,001 (605 - 0,69 T) calories. D'autre part, la radiation q mesurée avec l'actinomètre apporte en frappant la surface d'évaporation de 13 cm2 un nombre de calories qui s'élève, pendant les n minutes ayant produit l'évaporation de 1 milligramme, à : $Q = q \times n \times 13$ calories.

Le rapport $\frac{0,001\ (605 - 0,69\ T)}{q \times n \times 13}$ représente donc dans nos expériences le coefficient d'utilisation de la radiation incidente.

Ce coefficient d'utilisation a varié dans de très grandes limites. Les valeurs extrêmes obtenues avec l'arc électrique ont varié de 0,475 à 0,275. Le coefficient d'utilisation décroit avec l'abaissement de la radiation.

Avec la radiation solaire, le coefficient d'utilisation, dans un air un peu moins calme que celui du laboratoire fermé où ont été réalisées les expériences avec l'arc électrique a varié

entre des limites encore plus étendues. Ce coefficient a varié de 0,173 à 1,050 pour des radiations à peu près égales, mais pour des températures respectives de 9° et de 24°. Le coefficient d'utilisation moyen pour une température moyenne de 8°1 a été de 0,333 et pour 21°5 de 0,902.

Cette variation assez grande dans la valeur du coefficient d'utilisation et son accroissement rapide avec la température et la valeur de l'évaporation correspondante à l'ombre peut s'expliquer en admettant que la radiation crée au-dessus de la surface évaporante des courants d'air ascendants. La surface évaporante peut ainsi emprunter aux couches d'air voisines plus fréquemment renouvelées un nombre de calories capable de combler le déficit de la radiation incidente non absorbée. L'évaporation ainsi provoquée peut, par suite, absorber une quantité de chaleur supérieure à celle que contient la radiation. On ne peut guère expliquer que de cette manière le coefficient d'utilisation supérieure à l'unité, observée pour une température de 24°. Dans cette hypothèse, l'élévation de la température favoriserait, avec l'accroissement de la vapeur émise, la formation de ces courants de renouvellement.

En résumé :

1° L'évaporation peut quadrupler pour une petite surface et pour une intensité normale de la radiation solaire de 1 calorie par minute et par cm2.

2° L'accroissement de l'évaporation pour une même température est à peu près proportionnel à l'intensité de la radiation.

3° La chaleur empruntée à la radiation parait augmenter à la fois l'évaporation en élevant la température de la surface correspondante et en facilitant la dissolution de la vapeur émise pour la formation de courants d'air créés par l'absorption de la radiation incidente.

HYDROMETEOROLOGIE

des BASSINS de HAUTE MONTAGNE

SOCIETE HYDROTECHNIQUE DE FRANCE
- 199 -
Rue de Grenelle
PARIS
711-2
SUETER 04

par

M. Aimé Coutagne

TOME II

ETUDE DU REGIME DES DEBITS

Tirage provisoire exécuté par
Electricité de France
Janvier 1954

II e PARTIE

ETUDE DES DEBITS

CHAPITRE VI

LE DEBIT ET SES VARIATIONS SAISONNIERES CONSIDEREES INDEPENDAMMENT DES FACTEURS QUI LES CONDITIONNENT

DES MESURES ET STATISTIQUES RELATIVES AUX DEBITS DES COURS D'EAU ET PLUS PARTICULIEREMENT DES COURS D'EAU DES REGIONS ALPESTRES.

Nous ne ferons, à ce sujet, qui déborde le cadre spécial de la présente étude, que quelques observations d'ordre général.

Il ne faut pas se faire trop d'illusions sur la précision avec laquelle sont connus les débits d'écoulement, dont la détermination, très simple en théorie, est en pratique courante assez difficile. Cette détermination, comme on le sait, repose sur une série de jaugeages, sur la courbe de la station qu'on en déduit, et sur une série d'observations comportant le relevé des hauteurs limnimétriques pendant un certain nombre d'années. Ces opérations sont plus ou moins entachées d'erreurs accidentelles ou systématiques.

Parmi ces erreurs, nous signalons les suivantes plus particulièrement inhérentes aux bassins de montagne.

1° Celles qui proviennent des changements de lit de la rivière considérée. Il ne suffit pas de déterminer une fois pour toutes le profil au point de jauge, mais il faut périodiquement vérifier et corriger le profil le plus souvent possible et en particulier après toute crue importante. Aussi bien le choix initial de l'emplacement a une grande importance et il est souvent mal fait.

2° Celles qui proviennent de jaugeages insuffisants en ce sens que seules sont jaugés convenablement les eaux basses et moyennes. La courbe de la station est alors interpolée pour les hauts débits d'une manière trop aléatoire.

3° Celles qui proviennent de lectures trop intermittentes: si une seule lecture journalière est à la rigueur suffisante dans le cas de rivières de plaine, il n'en est plus de même pour celles de montagne, dont le débit varie journellement dans de grandes limites du fait de la fusion des neiges et des glaciers. Il est indispensable dans ce cas d'utiliser un appareil enregistreur ou de procéder à des relevés horaires fréquents. A notre avis, la non-observance de cette règle a faussé beaucoup de statistiques de débit que nous possédons.

En ce qui concerne la France, les principales données en

notre possession résultent des observations et publications officielles du service des Grandes Forces Hydrauliques et des résumés qu'en a fait M. Pardé dans son ouvrage sur le Rhône. Malheureusement, comme on le sait, ces publications n'ont eu qu'un temps, et de ce fait ne portent que sur un trop petit nombre d'années, à une période où la précision et le contrôle des observations et l'abondance de la documentation privée n'étaient pas ce qu'ils pourraient être aujourd'hui, après les nombreux aménagements de chutes d'eau intervenus depuis lors. Ces aménagements ont donné lieu, de la part des intéressés, c'est-à-dire de l'initiative privée, à de nombreuses observations ultérieures, généralement plus exactes, mais malheureusement inédites.

D'autre part, certaines séries d'observations ont été interrompues quand une usine hydroélectrique a été établie dans le secteur de la station de jaugeages existante, alors qu'on possédait précisément, du fait des dites installations hydroélectriques, le moyen de les vérifier, et de les continuer d'une manière plus efficace, en utilisant les vannes, les déversoirs, les bassins d'accumulation, le relevé des puissances produites au calcul des débits.

Aussi bien la multiplicité des stations de jaugeages créées à l'origine a nui à l'exactitude des mesures et relevés. Il aurait mieux valu -du point de vue, tout au moins, qui nous préoccupe ici, celui de la connaissance générale des débits alpestres- avoir beaucoup moins de stations et y procéder à des observations plus nombreuses, plus contrôlées et partant plus exactes.

Notons d'ailleurs qu'en ce qui concerne les bassins de haute altitude, à alimentation nivale et nivo-glaciaire prépondérante, les documents officiels manquent à peu près complètement : les seules données que nous possédons étant celles relatives au bassin de l'Arve à Chamonix, qui sont, comme nous le verrons plus loin plus ou moins incertaines.

Nous serons obligés, sur ce point, de faire état, surtout des données statistiques suisses.

Enfin, une dernière remarque terminera ce paragraphe : quand on compare le régime d'écoulement de rivières différentes, ou d'une même rivière en des points différents, d'après des observations portant sur un petit nombre d'années différentes, on peut être amené à des conclusions fausses. A défaut d'une période suffisamment longue d'observations simultanées, il y a lieu dans chaque cas, de procéder à une discrimination des résultats comparatifs bruts.

INTERPRETATION DES DONNEES STATISTIQUES CONCERNANT LE DEBIT DES COURS D'EAU.

L'étude systématique du régime d'écoulement d'un bassin, peut se faire de trois points de vue différents.

1° Du point de vue de la variation saisonnière, synthétisée par la considération des débits moyens (généralement mensuels) successifs.

2° Du point de vue de la variation intrinsèque du débit, ce dernier (généralement journalier) étant considéré comme une variable physique, dont on étudie la variabilité, la fréquence, indépendamment de sa localisation au cours des différentes saisons,

Tableau 1. Tableau des débits annuels moyens de la Romanche et de ses affluents d'après les publications du Service des Forces Hydrauliques des Alpes.

Rivière, station		Romanche B. d'Oisans	Romanche Les Chazeaux	Romanche Le Chambon	Romanche Grand Clot	Romanche Villard d'Arène.	Eau d'Olle La Ferrière	Venéon B. d'Arud
altitude de la station		719 m	926 m		1 325 m	1642m	715 m	933 m
Zones d'altitude hectares	500-1000 m		31		-		741	30
	1000-1500 "		2.067		140		2.763	563
	1500-2000 "		6.999		3.240		4.927	3.133
	2000-2500 "		13.213		6.427		5.766	6.016
	2500-3000 "		7.174		4.413		2.296	8.886
	supér.à3000		4.064		2.661		390	5.207
Superficie totale		68.400	33.548		16.881		16.883	23.835
Années d'observations	1904	24.560	-	-	-	-	-	-
	1905	21.470	-	-	4.633	2.705	-	-
	1906	22.120	-	-	4.716	2.378	7.133	11.186
	1907	23.880	-	-	5.283	2.247	8.067	11.512
	1908	24.120	-	-	5.600	1.773	9.434	13.467
	1909	20.420	7.984	3.560	4.020	1.450	8.953	9.432
	1910	31.480	11.560	7.940	6.510	-	9.955	9.838
	1911	33.020	12.676	8.392	6.690	-	8.232	11.263
	1912	-	12.970	-	4.850	-	-	10.250
	1913	-	12.040	-	-	-	-	10.280
	1914	-	15.300	-	-	-	-	9.810
	1915	-	16.680	-	-	-	-	8.250

des différents mois de l'année.

3° Dans ces deux cas le débit est étudié, indépendamment des facteurs météorologiques (température, pluviosité, etc) qui le conditionnent plus ou moins instantanément.

Un 3e point de vue correspond à l'étude comparative de différents facteurs météorologiques, glaciologiques, topographiques et hydrologiques, considérés dans leurs rapports plus ou moins moyens, plus ou moins instantanés, suivant l'unité de période envisagée (année, mois, jour...) Le présent chapitre est consacré à la première de ces 3 études, les deux suivantes étant traitées dans les chapitres suivants.

DES DIFFERENTES EXPRESSIONS QUANTITATIVES DU DEBIT.

Le débit (on considère généralement le débit mensuel moyen) peut être exprimé :

1° D'une manière absolue, en mètres cubes (en litres) par seconde. Nous désignons par q ce débit mensuel et nous appelons débit mensuel absolu ($q_1, q_2, \ldots q_{12}$).

2° D'une manière relative, c'est-à-dire rapporté au débit moyen annuel Q. Soit X = débit relatif. Aux 12 mois de l'année correspond les 12 débits relatifs ($X_1, X_2 \ldots X_{12}$) que l'on peut appeler également coefficients mensuels de débit, analogues aux coefficients pluviométriques.

≠ moyenne

Pour simplifier les calculs nous négligeons l'inégalité des mois en prenant pour Q = débit annuel = module, la moyenne des 12 débits mensuels, en sorte qu'on a : $\Sigma X = 12$ exactement.

La précision avec laquelle sont connus les débits des cours d'eau légitime cette simplification.

3° D'une manière spécifique, c'est-à-dire en rapportant le débit à la surface réceptrice du bassin. Il se trouve alors exprimé soit en litres secondes par Km2 (q' = débit mensuel spécifique) soit en millimètres d'eau répartis sur tout le bassin. Nous le désignons alors par h et l'appelons : indice d'écoulement.

ETUDE DE LA VARIATION SAISONNIERE DU DEBIT BASEE SUR LA CONSIDERATION DU DIAGRAMME (OU COURBE) DES COEFFICIENTS DE DEBITS OU DEBITS RELATIFS MENSUELS.

La variation saisonnière de l'écoulement d'un bassin est synthétisée, en moyenne, d'une manière suffisamment expressive et exacte, par un tel diagramme, de même que le régime pluviométrique d'une station ou d'une région, est caractérisé par les 12 coefficients pluviométriques d'Angot.

Nous disons "en moyenne" car un tel diagramme atténue et masque les variations au cours de chaque mois et suivant les années successives, et cela, plus ou moins, suivant que le régime du cours d'eau, à une époque donnée, est plus ou moins stable, plus ou moins variable. Il ne faut pas, en effet, confondre la variabilité du débit d'un cours d'eau et la variabilité d'un régime : ce sont là deux notions hydrologiques caractéristiques, sur la distinction desquelles nous aurons l'occasion de revenir. Disons tout de suite, que plus le régime est glaciaire, moins il est variable, et plus le régime saisonnier, caractérisé par le diagramme des débits relatifs, est représentatif de la réalité des faits

Au diagramme des débits relatifs on peut utilement substituer ou juxtaposer le diagramme des fréquences mensuelles du débit minimum ou du débit maximum annuel . Les deux diagrammes ont généralement la même allure générale et leurs indications sont concordantes, mais leur comparaison peut donner lieu à des précisions intéressantes concernant la variabilité du régime d'écoulement.

COEFFICIENT D'IRREGULARITE SEMESTRIELLE.

Plus synthétiquement on peut ne faire état que de deux coefficients saisonniers de débit, celui relatif à la saison chaude (les 6 mois les plus chauds de l'année, soit mai-octobre) et celui relatif à la saison froide (les 6 mois les plus froids de l'année, soit novembre-avril)et considérer en définitive, comme base numérique de différenciation des différents régimes d'écoulement, leur rapport, soit, en d'autres termes, le rapport du débit moyen des 6 mois les plus chauds au débit moyen des 6 mois les plus froids.

Nous avons proposé de désigner ce rapport par "coefficient d'irrégularité semestrielle" et nous le désignons par S. cette notion hydrologique, n'est valable que pour les régions comportant effectivement un hiver et un été. Pour les régions équatoriales, où il existe une saison de pluies annuellement délimitée, on pourra lui substituer une notion analogue, basée sur l'évaporation des 6 mois les plus pluvieux (consécutifs) aux 6 mois les moins pluvieux.

ETUDE DU REGIME D'ECOULEMENT DE LA ROMANCHE.

Avant de poursuivre notre exposé, nous allons, par un exemple, préciser et illustrer les considérations qui précèdent. Nous avons choisi le bassin de la Romanche, que nous connaissons particulièrement, ayant dirigé l'aménagement et l'exploitation des usines de Rioupéroux pendant 14 ans et participé aux études préliminaires concernant la Haute Romanche (chute de Saint Guillerme - Barrage du Chambon).

Nous avons d'abord réuni dans un premier tableau (tableau 1) les données statistiques mensuelles qu'on peut extraire des Publications des Grandes Forces Hydrauliques des Alpes, et cela à l'appui de nos remarques préliminaires à ce sujet : il est difficile d'en déduire, avec quelque précision, le régime propre à chaque partie du bassin. Les contradictions y sont, en effet nombreuses et flagrantes, par exemple les suivantes :

En 1909 le rapport des débits de la Romanche aux Chazeaux au débit du Venéon est de :

$\frac{7.984}{9.452} = 0,85$ - En 1915 ce rapport devient $\frac{16.680}{8.250} = 2,02$.

C'est absolument impossible !

De même le rapport $\frac{\text{Romanche au Grand Clot}}{\text{Romanche au Villard}}$ passe de 2,35 en 1907 à 3,16 en 1908.

De 1909 à 1910 le débit de la Romanche au Bourg d'Oisans augmente de 50 % et celui du Vénéon de 4 % seulement.

En comparant les données journalières on trouve d'ailleurs des inéxactitudes encore plus énormes (débit au Bourg d'Oisans < débit aux Chazeaux). Le tableau 2 montre que de telles divergences entre des bassins voisins, sont dues à des observations défectueuses. Nous avons, pendant 6 ans consécutifs, comparé les débits, soigneusement observés sous notre contrôle, de la Ro-

manche aux Chazeaux et à Rioupéroux.

Les résultats comparatifs résumés mensuellement sont tout à fait satisfaisants. Le rapport des débits est en moyenne sensiblement le même que le rapport des surfaces, soit 3,23 contre 3,06 et la différence est à l'avantage du bassin le plus élevé, ce qui est normal. D'autre part, le rapport varie peu, d'une année à l'autre comme le montrent les chiffres successifs :

3,32 - 3,38 - 3,41 - 3,09 - 2,82 - 3,24

Le chiffre le plus faible correspond précisément à l'année la plus sèche (1921) qui influence davantage le bassin le plus bas, du fait des réserves nivo-glaciaires moins abondantes.

Enfin, le rapport des débits mensuels varie régulièrement suivant la saison, et ses variations sont parfaitement explicables, compte tenu des zones d'altitude différentes respectives des deux bassins. Le rapport est maximum en hiver -valeur 5- et minimum en mai -25- au moment de la fonte des neiges aux altitudes supérieures.

Le tableau 3 donne le relevé, pendant 20 ans consécutifs, des débits mensuels de la Haute Romanche à la station des Chazeaux. Ces moyennes mensuelles et annuelles résultent des observations officielles faites à la dite station, plus ou moins vérifiées et contrôlées (limnigraphe enregistreur) pendant les dernières années par les sociétés ayant aménagé la chute de St Guillerme et le barrage du Chambon. Dans l'ensemble on peut donc considérer cette série d'observations comme satisfaisante et suffisante pour caractériser le régime de la rivière.

Le tableau 4 synthétise, par la considération d'une année moyenne, les données du tableau 3, en donnant notamment les expressions du débit ci-dessus explicitées (débit absolu q - débit relatif X - débit spécifique q' - indice d'écoulement h). Quant aux 4 dernières colonnes elles fournissent les éléments du diagramme des fréquences mensuelles du débit maximum et du débit minimum annuels. Sur les 20 années d'observations le débit mensuel a atteint son maximum 7 fois en mai (fréquence 35 % soit 35 fois en 100 années), 8 fois en Juin (fréquence 40 %) et 5 fois en Juillet (fréquence 25 %). De même le débit mensuel a présenté son minimum 2 fois en Décembre (fréquence 10 %) 6 fois environ en Janvier (fréquence 31,65 %) 11 fois environ en Février (fréquence 56,65) et 0,34 fois en Mars (fréquence 1,70 %). Il y a concordance entre les mois où le débit est maximum ou minimum (Juin et Février) et les mois qui possèdent le plus fréquemment le débit le plus élevé et le plus bas de l'année (également Juin et Février).

Ces résultats dénotent un régime relativement stable et régulier, caractéristique des bassins de haute altitude, dont les écoulements sont surtout conditionnés par la température qui, à des époques relativement fixes chaque année, agit d'une manière massive sur la fonte des neiges ou le tarissement des eaux par le froid.

La figure I exprime graphiquement ces différentes données, et caractérise d'une manière expressive et explicite la variation saisonnière des écoulements de la Haute Romanche. La considération d'un tel diagramme est à la base de toute classification des cours d'eau basée sur les variations saisonnières du débit, comme celle que nous esquisserons plus loin.

Quant au coefficient d'irrégularité semestrielle, il est égal à :

Tableau 2. Comparaison des débits de la Romanche à Rioupéroux (1.026 Km2. Alt. moy. 2127) et aux Chazeaux (335 Km2. Alt. moy. 2312m) de 1917 à 1922.

	1917			1918			1919			1920			1921			1922			1917 - 1922 6 années		
J	16.6	3.2	5.5	11.2	2.0	5.6	16.1	2.2	7.3	22.1	4.1	5.4	8.5	1.9	4.4	5.9	2.0	2.9	13.40	2.56	5.23
F	11.4	2.3	5.0	10.3	2.3	4.5	13.5	1.9	7.1	17.0	3.6	4.7	8.1	2.0	4.0	8.1	2.2	3.7	11.40	2.38	4.78
M	13.7	2.5	5.5	10.3	2.6	4.0	16.1	2.5	6.4	27.1	7.6	3.5	8.4	2.6	3.2	15.7	3.8	4.1	15.21	3.60	4.22
A	17.7	4.4	4.0	16.5	3.9	4.2	29.5	6.0	4.9	42.0	12.3	3.4	10.5	3.5	3.0	30.3	6.7	4.5	24.25	6.13	3.95
M	94.4	34.9	2.7	50.3	19.7	2.5	71.7	28.0	2.5	99.8	40.9	2.4	29.8	11.7	2.6	96.3	37.5	2.5	73.55	28.80	2.55
J	98.3	34.3	2.6	60.3	19.3	3.1	113.7	41.0	2.7	82.0	28.0	2.9	43.4	15.6	2.8	100.2	31.9	3.1	83.00	28.35	2.93
J	76.1	26.3	2.9	65.3	20.9	3.1	67.4	22.0	3.0	76.4	26.1	2.9	52.8	21.7	2.4	78.9	24.9	3.1	69.50	23.65	2.93
A	59.0	15.0	3.9	50.5	15.5	3.2	63.8	19.3	3.3	41.7	11.1	3.7	45.2	17.7	2.5	52.5	16.8	3.1	52.11	15.90	3.28
S	45.6	11.9	3.9	49.2	14.0	3.5	38.2	9.7	3.9	33.2	11.8	2.8	32.7	11.4	2.9	34.5	9.5	3.6	38.90	11.38	3.42
O	27.3	7.0	3.9	19.9	4.6	4.0	23.6	4.3	5.5	18.9	6.2	3.0	17.2	4.4	3.9	22.4	5.3	4.2	21.55	5.30	4.07
N	19.7	4.3	4.6	12.3	2.5	4.9	20.4	3.3	6.2	12.3	2.6	4.7	8.2	1.8	4.5	28.1	5.7	4.9	16.83	3.36	5.01
D	11.8	2.4	4.9	20.4	3.1	6.6	17.0	3.0	5.7	8.8	2.1	4.2	5.5	1.4	4.0	14.0	3.0	4.7	12.92	2.50	5.17
	41.2	12.4	3.32	31.8	9.4	3.38	41.0	12.0	3.41	40.2	13.0	3.09	22.6	8.0	2.82	40.5	12.5	3.24	36.2	11.2	3.23

Tableau 3. Débits mensuels de la Romanche aux Chazeaux.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Totaux	Année
1909	1.8	1.8	1.8	11.1	18.7	15.2	14.1	13.5	5.4	6.7	2.8	2.6	95.5	7.96
1910	2.6	2.0	3.6	8.3	20.4	37.9	26.0	14.5	7.7	6.1	4.9	4.7	138.7	11.56
1911	2.7	2.7	2.9	9.2	24.3	35.7	29.5	21.0	10.4	8.2	3.5	2.9	153.0	12.75
1912	2.8	2.9	5.4	11.6	33.4	36.4	28.4	20.2	5.5	3.1	3.1	3.1	195.9	12.99
1913	2.6	2.4	2.9	3.9	19.3	33.2	20.6	21.6	15.5	12.0	5.0	4.9	143.9	11.99
1914	3.8	3.2	4.2	-	-	-	-	-	-	-	12.2	10.0	-	15.30
1915	8.7	7.5	11.2	13.3	35.7	43.8	35.7	24.3	12.6	5.8	4.2	7.0	209.8	17.48
1916	4.4	3.7	4.2	12.7	32.6	31.1	29.0	23.1	10.7	6.4	6.2	3.7	167.8	13.98
1917	3.2	2.3	2.5	4.4	34.9	34.3	26.3	15.0	11.9	7.0	4.3	2.4	148.5	12.38
1918	2.0	2.3	2.6	3.9	19.7	19.3	20.9	15.5	14.0	4.6	2.5	3.1	110.4	9.20
1919	2.2	1.9	2.5	6.0	28.0	41.0	22.0	19.3	9.7	4.3	3.3	3.0	143.2	11.93
1920	4.1	3.6	7.6	12.3	40.9	28.0	26.1	11.1	11.8	6.2	2.6	2.1	156.4	13.03
1921	1.9	2.0	2.6	3.5	11.7	15.6	21.7	17.7	11.4	4.4	1.8	1.4	35.7	7.98
1922	2.0	2.2	3.8	6.7	37.5	31.9	24.9	16.8	9.5	5.3	5.7	3.0	149.3	12.44
1923	2.5	2.5	3.4	8.8	22.0	22.6	26.8	17.7	10.0	8.0	6.0	3.9	134.2	11.18
1924	3.1	2.8	4.8	11.3	31.3	28.4	24.5	12.6	11.1	8.2	5.8	2.9	146.8	12.23
1925	1.8	1.7	2.1	5.4	16.6	24.9	15.3	16.9	10.7	6.2	4.5	3.9	110.0	9.16
1926	3.5	4.7	7.2	13.4	21.1	30.0	31.2	18.8	12.4	9.7	14.9	5.4	172.3	14.36
1927	3.3	2.5	3.2	11.9	32.0	31.4	19.6	18.5	15.8	6.4	4.6	3.0	152.2	12.68
1928	2.5	3.4	4.0	8.3	16.1	-	-	-	-	-	-	-	-	
totaux	58.1	166.0	540.7	318.1	118.6	73.0	230.58							
	61.5	82.5	496.2	442.6	196.1	97.9								
moy.	3.1	2.9	4.1	8.7	26.1	30.0	24.6	17.6	10.9	6.6	5.1	3.8	12.135	
max.	8.7	7.5	11.2	13.4	40.9	43.8	35.7	24.3	15.8	12.0	14.9	10.0		
min.	1.8	1.7	1.8	3.5	11.7	15.2	14.1	11.1	5.4	3.1	1.8	1.4		

Tableau 4.

	q	X	q'	h	Max	Min.	Max %	Min %
Janvier	3.1	0.26	9.2	24.6	-	6.33	-	31.65%
Février	2.9	0.24	8.6	21.0	-	11.33	-	56.65
Mars	4.1	0.34	12.3	32.9	-	0.34	-	1.70
Avril	8.7	0.73	26.0	67.4	-	-	-	-
Mai	26.1	2.17	78.0	208.9	7	-	35 %	-
Juin	30.0	2.50	89.6	232.2	8	-	40 %	-
Juillet	24.6	2.07	73.4	196.6	5	-	25 %	-
Août	17.6	1.48	52.5	140.6	-	-	-	-
Septembre	10.9	0.92	32.5	84.2	-	-	-	-
Octobre	6.6	0.55	20.0	53.6	-	-	-	-
Novembre	5.2	0.43	15.5	40.2	-	-	-	-
Décembre	3.8	0.31	11.3	30.3	-	2.00	-	10.00
Totaux ou moy.	12.0	12.00	35.7	1132.5	20	20	100%	100%

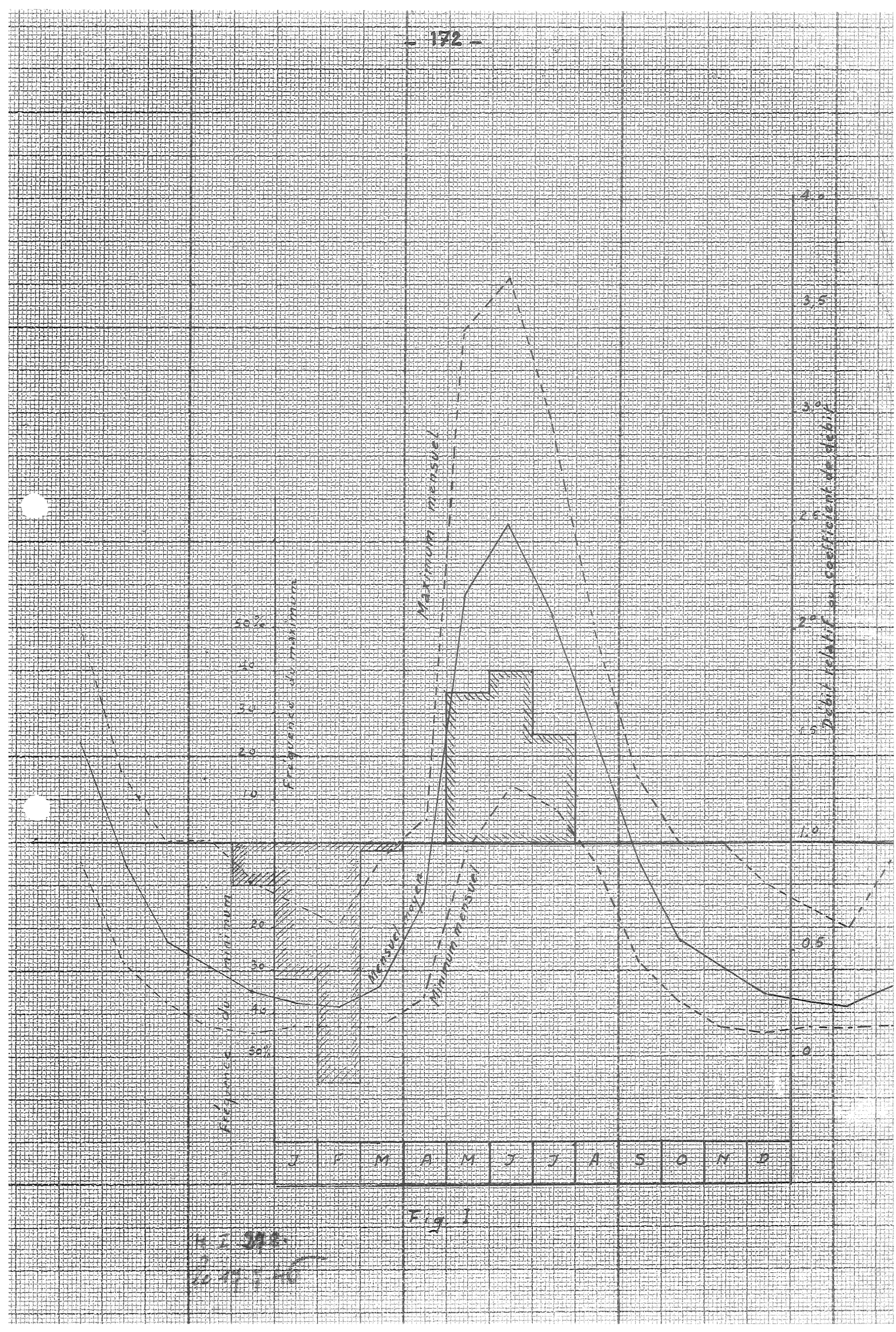

Maximum mensuel
Mensuel moyen
Minimum mensuel
Fréquence du maximum
Fréquence du minimum
Débit relatif au coefficient de débit
50%
40
30
20
10
20
30
40
50%
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0
J
F
M
A
M
J
J
A
S
O
N
D

Fig. I

$\frac{\Sigma X \text{ des 6 mois d'été}}{\Sigma X \text{ des 6 mois d'hiver}} = \frac{9,69}{2,31} = 4,19$: ce qui signifie que la rivière débite pendant les 6 mois les plus chauds (Mai-Octobre) 4 fois plus d'eau que pendant les 6 mois les plus froids (Novembre - Avril). Pour les rivières de plaine de nos régimes -à nivosité pratiquement nulle- le coefficient est de l'ordre de 0,4, c'est-à-dire que le débit d'hiver est égal à 2 fois 1/2 le débit d'été (l'année étant partagée en 2 saisons de 6 mois). Citons par exemple :

La Saône : S = 0,42 (à Lyon) La Moselle : S = 0,39 (à Trèves 1891-1900)
La Meuse : S = 0,42 (1881-1910) La Loire : S = 0,40 (à Mont Jean 1923-1932)
La Seine : S = 0,39 (à Mantes 1866-1883).

Nous complétons ces données statistiques concernant la Romanche par le tableau (5) et le graphique II relatifs aux débits mensuels observés pendant une période de 9 ans consécutifs (1916-1925) et par le tableau (6) montrant la variation journalière du débit, pour la Haute Romanche aux Chazeaux et pour l'année 1919 : on voit, par cet exemple concret, qu'il est indispensable d'observer les débits des rivières alpestres à l'aide d'un limnigraphe enregistreur... Beaucoup de relevés officiels du service des Forces Hydrauliques des Alpes ne seraient-ils pas entachés d'erreurs supplémentaires, de ce fait ?

Indépendamment de toute question de jaugeage précis des rivières alpestres, nous pensons que l'on pourrait fonder sur l'observation de ces écarts de débit une méthode intéressante pour suivre la fusion de la neige d'un bassin de montagne, méthode basée sur la comparaison de ces écarts avec les variations concommitantes de la température journalière compte tenu des conditions propres à chaque région et à chaque bassin.

CLASSIFICATION DES REGIMES D'ECOULEMENT BASEE SUR LA VARIATION SAISONNIERE DU DEBIT.

Comme éléments de différenciation qualitative, permettant une classification méthodique nous considérons :

1° La simplicité ou la complexité plus ou moins grande du réseau hydrographique, d'où les 3 classes :

A - Régimes simples ou élémentaires
B - Régimes mixtes
C - Régimes complexes

2° La nature, l'origine des hautes eaux, qui sera simple (pluviale, nivale, glaciaire) ou mixte (à la fois pluviale et nivale, nivale et glaciaire).

3° Le nombre des maximums et minimums annuels.

4° L'époque de ces maximums et minimums, conditionnée essentiellement soit par la température, soit par la pluviosité, soit par l'effet combiné de ces 2 facteurs météorologiques.

A. REGIMES ELEMENTAIRES.

Suivant l'origine des hautes eaux nous en distinguons trois :

a) Le régime glaciaire : 1 seul maximum en été (Juillet,

Tableau 5. Débits mensuels et annuels moyens de la Romanche à Rioupéroux (1917 - 1925)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Totaux	Année
1917	516	319	427	532	2929	2949	2361	1830	1371	848	593	366	15.041	41.208
1918	347	288	320	494	1560	1811	2023	1566	1476	616	369	633	11.503	31.515
1919	499	378	500	884	2223	3412	2089	1978	1147	731	611	526	14.978	41.037
1920	685	495	840	1259	3094	2460	2368	1294	997	586	369	279	14.726	40.207
1921	265	226	260	316	923	1302	1639	1402	982	534	246	173	8.268	22.652
1922	182	229	489	908	2986	3007	2347	1627	1034	694	842	436	14.781	40.496
1923	345	301	516	813	1656	1807	2812	1993	1132	933	767	682	13.757	37.690
1924	455	362	536	1084	2525	2428	2101	1361	1341	987	638	373	14.191	38.773
1925	265	249	254	509	1356	1958	1524	1643	1060	574	435	400	10.227	28.019
m3 x 3559 jour dé- bit	2847	4142	6.799	19.252	21.134	19.264	14.694	10.540	6.503	4870	3.868		117.472	35.738
m3. sec.	12.756	14.846	11.208	69.003	25.181	69.046	78.274	39.037	52.666	18.037	23.308	13.863		

1926	42.1
1927	34.7
1928	42.2

Tableau 6. Variations journalières du débit de la Haute Romanche (1919)

	Max.	Min.	Différ.	Moyenne	%
Janvier	2.210	2.020	190	2.115	9 %
Février	2.070	1.840	230	1.955	12 %
Mars	2.720	2.270	450	2.495	18 %
Avril	6.760	5.470	1.290	6.115	21 %
Mai	33.760	23.790	9.970	28.775	34 %
Juin	52.280	37.420	14.860	44.850	34 %
Juillet	27.320	19.210	8.110	23.265	34 %
Août	20.460	15.370	5.090	17.915	28 %
Septembre	10.670	8.640	2.030	9.655	21 %
Octobre	4.870	3.870	980	4.370	22 %
Novembre	3.720	2.940	780	3.830	23 %
Décembre	3.400	2.760	650	3.080	21 %

dû à la fonte des glaciers et des névés supérieurs, très prononcé, ainsi que le maximum d'hiver (Janvier - Février) dû au froid prolongé hivernal. C'est le régime des bassins alpestres à altitude supérieure à 2 500 mètres.

La variation saisonnière, très stable, est conditionnée par la température seule, qui marque complètement les variations pluviométriques. Type : le Rhône à Gletch.

b) Le régime nival : 1 seul maximum, également très prononcé et localisé en Avril - Mais le minimum s'étale plus ou moins sur le reste de l'année. La variation saisonnière est également conditionnée d'une manière prépondérante par la température, la pluviosité, relativement faible, étant répartie uniformément, plus ou moins sur toute l'année.

C'est le régime des régions continentales ou maritimes du Nord de l'Europe, à faible altitude, où se produit, massivement au printemps, la fonte des neiges hivernales, sur la totalité du bassin. Type : Le Dniepr à Kiev.

c) Le régime pluvial. Nous distinguons : C_1 - le régime pluvial à un seul maximum annuel. C_2 - le régime pluvial à 2 maximums annuels.

C_1 - Régime à 1 seul maximum : ce maximum est occasionné d'une manière prépondérante :

1) Par la pluviosité seule. Tel est le cas pour les régions équatoriales ou tropicales, où la température est à peu près la même toute l'année et où se produit, chaque année, à la même époque, une saison des pluies occasionnant un maximum très prononcé : Type : le Niger.

2) Par la température. La pluviosité moyenne étant à peu près répartie uniformément sur toute l'année le maximum se produit à l'époque la plus froide, alors que le sol, saturé par les pluies d'automne, subit l'évaporation la plus faible, soit en Décembre - Janvier - Février. Chaque année la pluviosité détermine l'époque précise du maximum.

C'est le régime des régions tempérées plus ou moins continentales. Type : la Seine à Melun.

3) Par la température et la pluviosité agissant conjointement, les pluies étant précisément les plus abondantes au moment où la température est la plus faible. Le maximum est également hivernal (Décembre - Janvier). C'est le régime océanique et plus généralement maritime des régions tempérées. Type : le Blavet.

C_2. Régime pluvial à 2 maximums, correspondant aux deux saisons pluvieuses de l'année, l'automne et le printemps.

C'est le régime méditerranéen, où nous distinguons le régime cévénol (maximum principal en automne) et le régime provençal (maximum principal au printemps).

Comme types nous avons choisi l'Ardèche et l'Argens.

B. REGIMES MIXTES. Nous distinguons :

a) Le régime nivoglaciaire, à un seul maximum, plus précoce (Mai - Juin) que le maximum du régime glaciaire, auquel il s'apparente étroitement, ayant les mêmes caractéristiques gé-

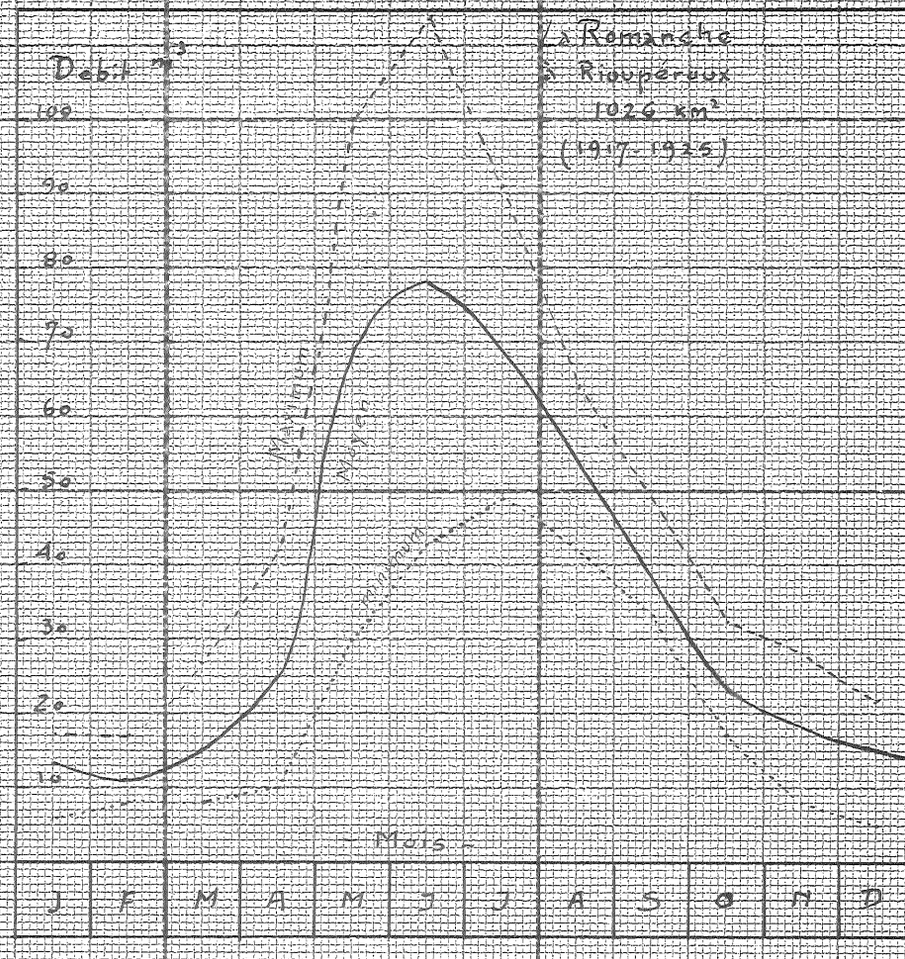


Fig. II

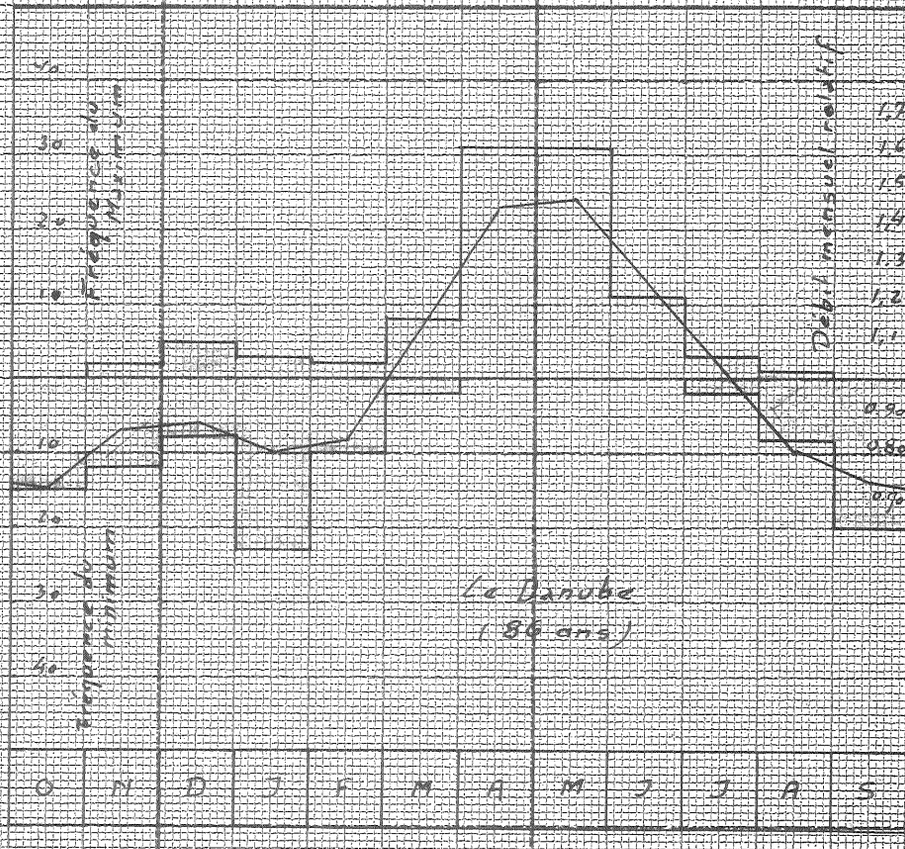
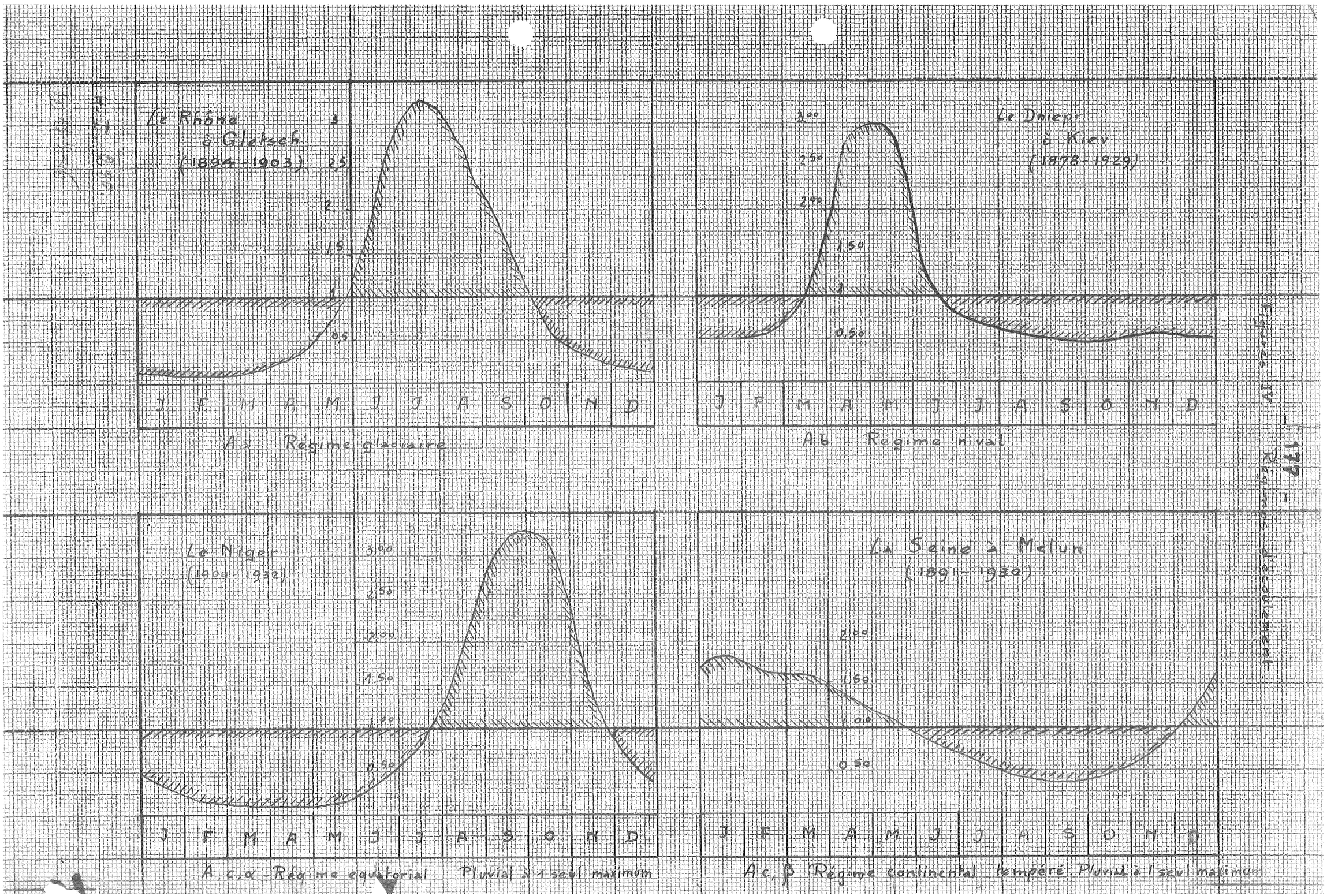


Fig. III


Le Rhône à Glelsch (1894-1903)
3
2,5
2
1,5
1
0,5
J F M A M J J A S O N D
Aa Régime glaciaire
Le Dniepr à Kiev (1878-1929)
3,00
2,50
2,00
1,50
1
0,50
J F M A M J J A S O N D
Ab Régime nival
Le Niger (1909-1932)
3,00
2,50
2,00
1,50
1,00
0,50
J F M A M J J A S O N D
A, c, α Régime equatorial Pluvial à 1 seul maximum
La Seine à Melun (1891-1930)
2,00
1,50
1,00
0,50
J F M A M J J A S O N D
A c, β Régime continental tempéré Pluvial à 1 seul maximum

nérales, avec atténuation des extrêmes. Type : La Haute Romanche.

b) Le régime nivo-pluvial, à 2 maximums : même allure générale avec tendance plus ou moins marquée vers le régime pluvial, les deux maximums, plus ou moins égaux étant plus rapprochés (Novembre et Mars par exemple) et séparés par un minimum secondaire de faible durée. Tel est le cas des rivières du Massif Central de la France. Type : La Cère à Laroquebrou.

C. REGIMES COMPLEXES.

Tels sont les régimes des grands organismes fluviaux, plus ou moins complexes, suivant l'importance et la nature, et le nombre des bassins élémentaires dont ils constituent la synthèse. Nous avons considéré les 3 grands fleuves européens prenant naissance dans les Alpes : le Rhin à Bâle, le Rhône à Lyon et le Danube aux Portes de Fer. L'allure générale des diagrammes correspondants, montre que le régime du Rhin et celui du Rhône sont apparentés au régime nivoglaciaire, et celui du Danube au régime nivo-pluvial. On trouvera ci-joint les graphiques saisonniers des différents cours d'eau cités comme types, ainsi que le tableau des valeurs numériques du débit relatif, que nous avons utilisées.

ELEMENTS DE DIFFERENCIATION NUMERIQUES.

Peut-on caractériser un régime fluvial d'une manière suffisamment explicite au moyen de certaines données numériques, en nombre limité.

Le choix de ces facteurs caractéristiques est assez difficile et varie d'après les auteurs. En ce qui nous concerne voici la réponse que nous donnons à cette question.

Parmi les facteurs essentiels caractérisant un cours d'eau, nous en distinguons quatre principaux :

1° le facteur masse ;
2° le facteur nature des écoulements (pluviale, nivale, glaciaire, autrement dit le facteur saisonnier) ;
3° le facteur variabilité du débit ;
4° le facteur variabilité du régime.

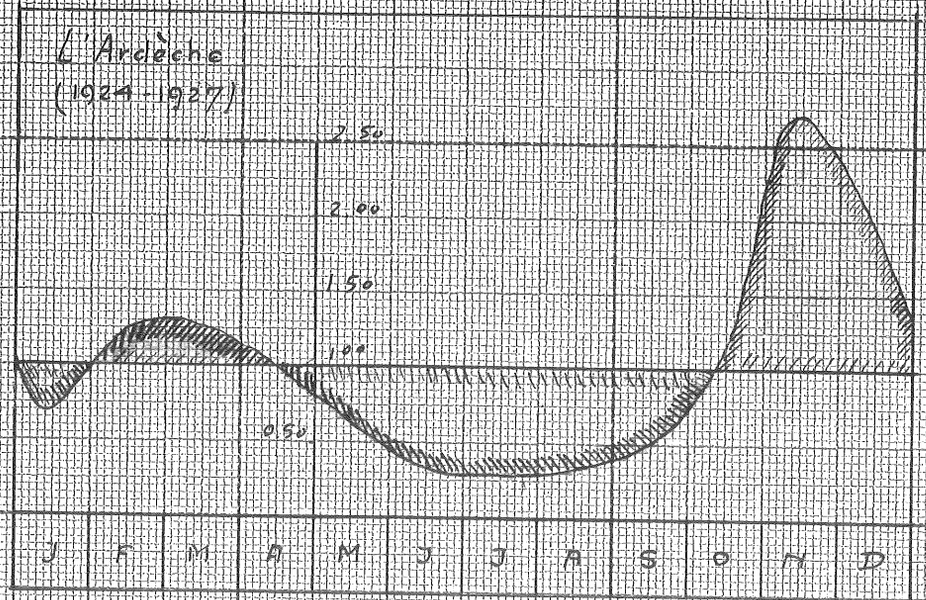
1° Le facteur masse ne donne lieu à aucune difficulté. Ce sera le débit moyen du cours d'eau, généralement appelé module, qui caractérise l'abondance des eaux d'écoulement.

2° Pour chiffrer numériquement le facteur saisonnier nous avons proposé le coefficient d'irrégularité semestrielle, ci-dessus défini, soit S. Plus ce rapport est grand, plus le régime est nival et glaciaire, plus l'écoulement est concentré sur les mois les plus chauds de l'année, plus il est estival.

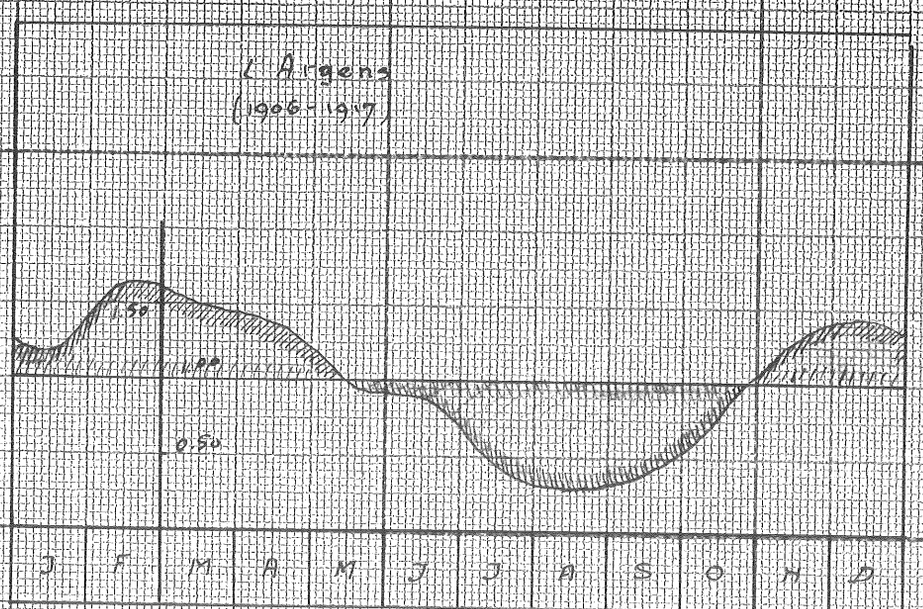
3° Quant au facteur variabilité du débit, comme nous le verrons dans un autre chapitre, la seule manière de le chiffrer convenablement repose sur la détermination de la courbe de probabilité du débit.

Plus simplement, cette variabilité peut être exprimée par le rapport des débits mensuels extrêmes, pour une longue période d'observations. Ce rapport, auquel convient, par exemple, la dénomination de coefficient d'irrégularité mensuelle est pour la Haute Romanche (1909 - 1928) égal à $\frac{43,0}{1.7} = 25$. Il est égal pour le Rhin à Bâle (1808 - 1925) à $\frac{2836}{220} = 12.9$

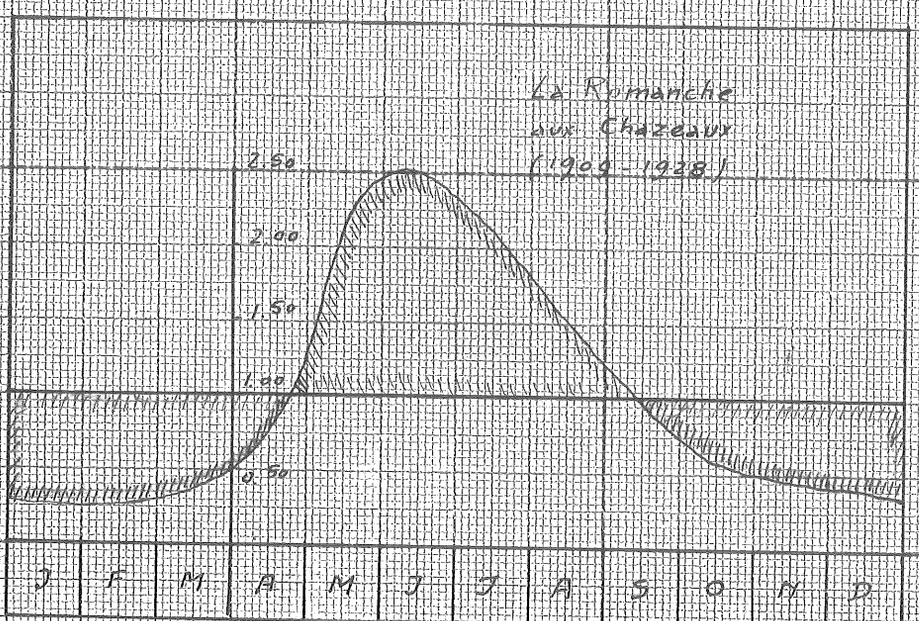
Figures IV Régimes d'écoulement (suite)



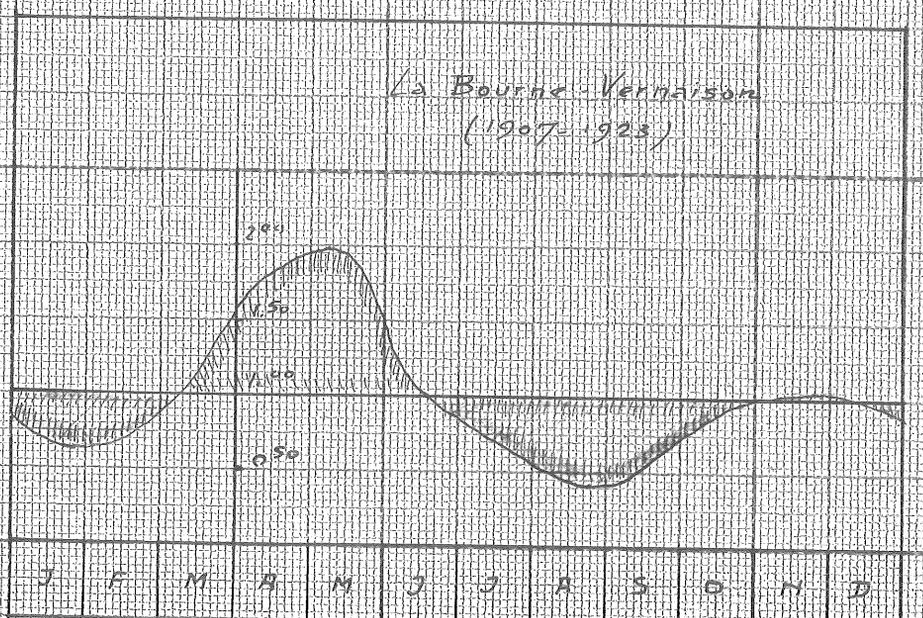
A-C2 Régime pluvial à 2 maxima
Type cévénol



A-C'2 - Régime pluvial à 2 maxima
Type provençal

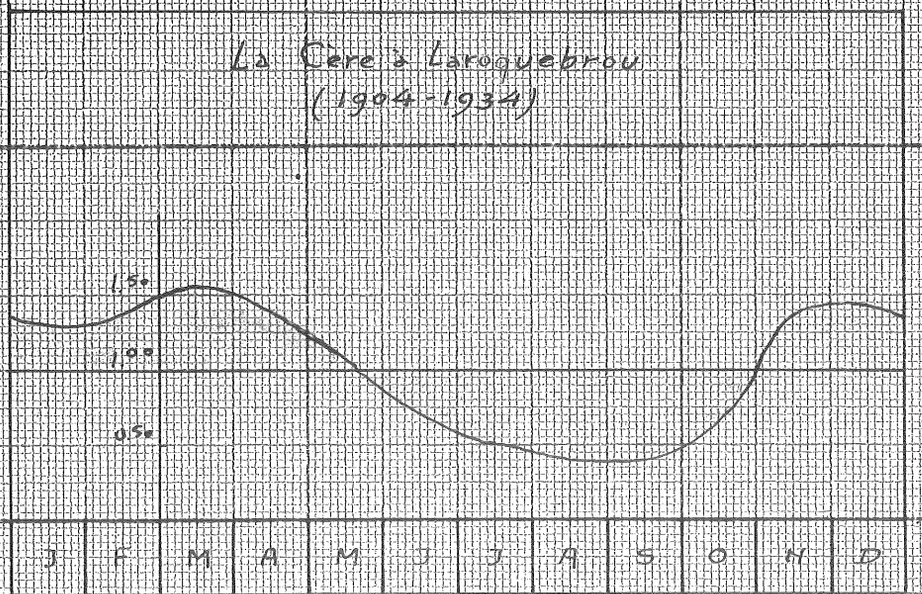


Ba - Régime nivoglaciaire

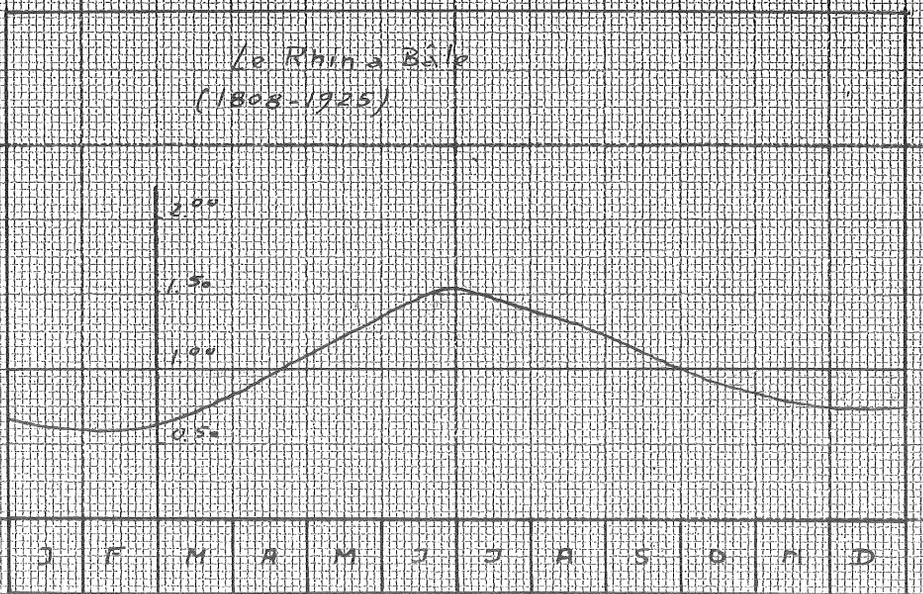


Bb - Régime nivopluvial

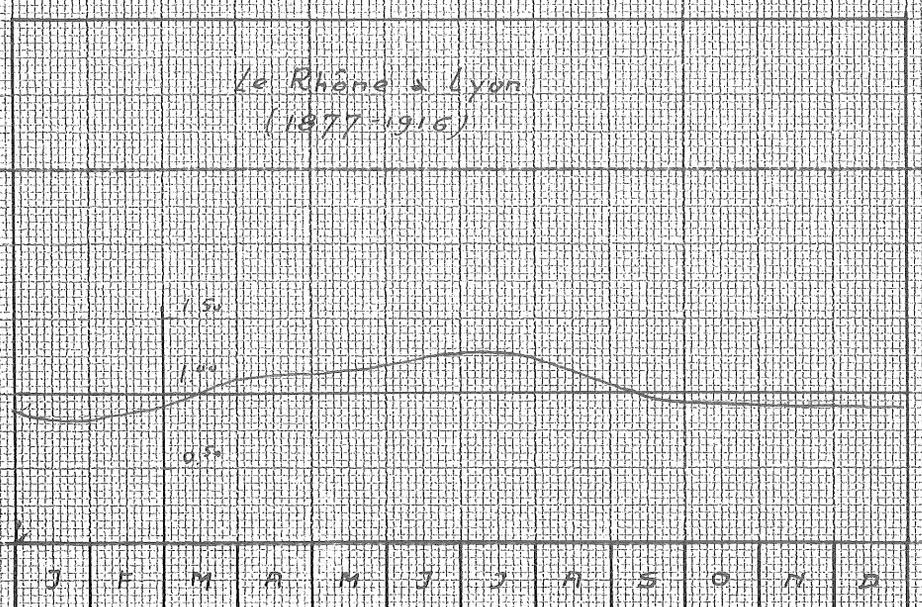
Figures IV Régimes d'écoulement (suite et fin)



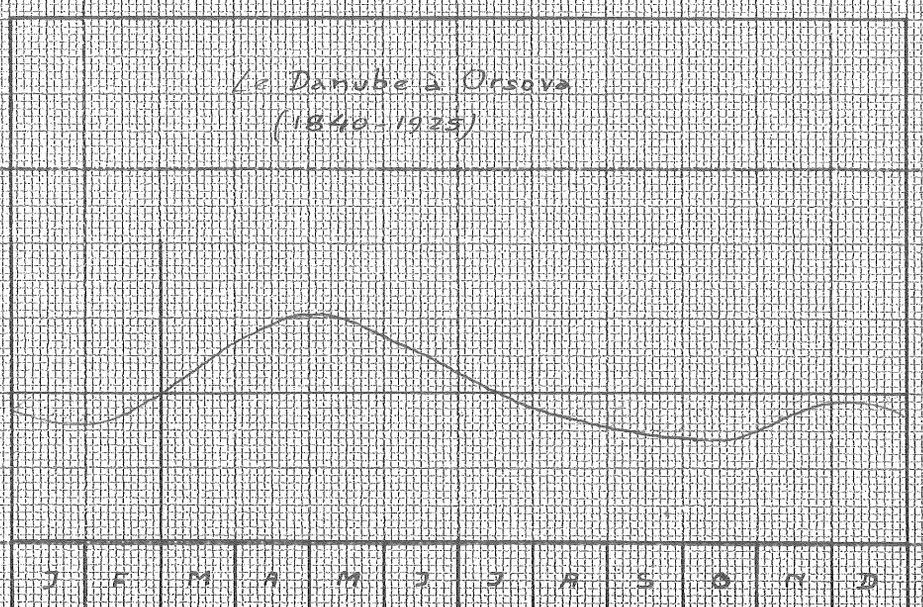
Bc - Régime pluvio-nival



C - Régime complexe - Le Rhin



C - Régime complexe



C - Régime complexe - Le Danube

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Janvier..	0.11	0.50	0.29	1.79	0.66	1.15	0.26	0.69	1.30	0.65	0.75	0.81
Février..	0.10	0.53	0.12	1.62	1.25	1.65	0.24	0.71	1.37	0.63	0.81	0.84
Mars.....	0.12	0.90	0.08	1.58	1.32	1.50	0.34	1.21	1.58	0.74	0.97	1.15
Avril....	0.23	2.86	0.08	1.31	1.02	1.39	0.73	1.83	1.41	0.95	1.10	1.45
Mai.....	0.62	2.96	0.10	1.07	0.80	0.96	2.17	1.96	1.09	1.22	1.12	1.48
Juin.....	2.00	1.11	0.34	0.76	0.30	0.89	2.50	1.01	0.66	1.50	1.21	1.26
Juillet..	3.26	0.64	0.77	0.56	0.26	0.42	2.07	0.70	0.50	1.48	1.26	1.02
Août.....	2.78	0.53	1.88	0.39	0.35	0.29	1.48	0.43	0.37	1.32	1.13	0.82
Septembre	1.77	0.45	3.20	0.34	0.34	0.35	0.92	0.52	0.42	1.11	0.93	0.73
Octobre..	0.61	0.46	3.20	0.45	0.98	0.75	0.55	0.92	0.60	0.90	0.92	0.71
Novembre.	0.26	0.56	1.41	0.87	2.70	1.26	0.43	1.01	1.34	0.78	0.90	0.85
Décembre.	0.14	0.50	0.53	1.26	2.02	1.39	0.31	1.01	1.36	0.72	0.90	0.88
Q moy....	3	1366	1780	193	28	20	12	19	25	1020	567	5325
S.....	11.5	1.05	10.9	0.42	0.32	0.44	4.2	0.86	0.44	1.68	1.21	1.00

1. Le Rhône à Gletch (39 Km2) - Régime glaciaire.

2. Le Dniepr à Kiev (335.940 Km2) - Régime nival.

3. Le Niger à Koulikoro (121.380 Km2) - Régime pluvial équatorial.

4. La Seine à Melun (28.000 Km2) - Régime pluvial à 1 maximum.

5. L'Ardèche (2.140 Km2) - Régime pluvial à 2 maximums.

6. L'Argens (2.081 Km2) - Régime pluvial à 2 maximums.

7. La Haute Romanche (335 Km2) - Régime nivo-glaciaire.

8. La Bourne Vernaison (530 Km2) - Régime nivo-pluvial.

9. La Cère (800 Km2) - Régime pluvio-nival.

10. Le Rhin à Bâle (35.929 Km2) - Régime complexe.

11. Le Rhône à Lyon (20.500 Km2) - Régime complexe.

12. Le Danube à Orsova (580.000 Km2) - Régime complexe.

Tableau 7.

4° Comme indiqué plus haut, la variabilité du régime est une notion différente de la notion de variabilité du débit. Nous disons que le régime est d'autant plus variable, plus irrégulier, moins stable que le débit peut varier dans de plus grandes limites à la même époque de l'année. Plus le régime est glaciaire, par exemple, plus il est stable, car le débit dépend surtout de la température qui est l'élément météorologique le moins variable d'une année à l'autre.

Comment caractériser numériquement ce facteur ? La sinusoïde des débits mensuels moyens, qui résulte à la fois de l'irrégularité du débit et de l'irrégularité du régime, ne permet pas de les différencier.

Le régime est d'autant plus régulier que la ou les causes naturelles conditionnant le débit sont plus localisées saisonnièrement : ces causes, sont par exemple : l'existence d'une période de pluies périodiquement fixe, caractéristique du climat (le Niger), la fusion massive, chaque année à la même époque, des réserves nivoglaciaires (le Haut Rhône) ou nivales (le Dniepr).

Nous chiffrons cette régularité du régime par l'amplitude du diagramme combiné des fréquences du maximum et du minimum annuels. Effectivement, plus le régime est régulier, et plus le maximum et le minimum se présentent, chaque année, à la même époque. Considérons, par exemple, la fréquence du maximum pour les deux mois consécutifs, où elles sont les plus fortes. On peut chiffrer la régularité du régime par la moyenne de ces fréquences. Ainsi la Romanche aux Chazeaux, le débit mensuel est maximum 75 années sur 100 en Mai - Juin et minimum 88,3 années sur 100 en Janvier - Février : on dira que le coefficient de régularité du régime est de :

/ et également la fréquence du minimum pour les 2 mois consécutifs

$$r = \frac{75 + 88,3}{2} = 81,6\ \%.$$

Le même calcul pour le Danube à Orsova (graphique de la fig. III) donne les chiffres suivants :

débit mensuel maximum en Avril - Mai 62,8 années sur 100
- - minimum en Sept. - Oct. 34.9 - - -

$$r = \frac{62.8 + 34.9}{2} = 48.5\ \%.$$

On pourrait également chiffrer séparément la régularité du régime des hautes eaux (62.8 %) et des basses eaux (34.9 %). Plus simplement, si on remarque que plus le régime est régulier, et moins le débit annuel varie d'une année à l'autre, on pourra se contenter de considérer le rapport des débits annuels extrêmes d'une longue période, auquel convient plus exactement la dénomination de coefficient d'irrégularité annuelle.

Ce coefficient est égal, par exemple :

Pour la Haute Romanche (1909 - 1928) à $\frac{17.48}{7.96} = 2.20$

Pour le Rhin à Bâle (1808 - 1925) à $\frac{1439}{606} = 2.35$

Pour la Seine à Melun (1891 - 1930) à $\frac{435}{106} = 4.00$

ETUDE COMPARATIVE DE L'ECOULEMENT ESTIVAL ET DE LA NIVOSITE. LE COEFFICIENT DE NIVOSITE APPARENTE DE L'ECOULEMENT.

Mais revenons à l'étude plus détaillée des écoulements alpestres, c'est-à-dire des bassins de moyenne et haute montagne.

De même que nous avons défini le coefficient de froidure No (durée relative des périodes de l'année à température inférieure à 0) et le coefficient de nivosité des précipitations N (rapport des précipitations solides aux précipitations totales) nous appelons (et désignons par n) coefficient de nivosité des écoulements, le rapport du débit provenant de la fusion de la neige et de la glace au débit total. Nous rappelons que nous désignons par S (coefficient d'irrégularité semestrielle) le rapport du débit estival (6 mois : Mai - Octobre) au débit hivernal (6 mois : Novembre - Avril).

De même qu'il y a une relation (que nous avons dans la Ie partie de cet ouvrage déterminée et chiffrée approximativement) entre No et N, il y a une relation de cause à effet évidente entre N d'une part, et n et S d'autre part. Peut-on exprimer cette relation au moyen d'une formule simple, moyenne, valable pour une région déterminée, les Alpes françaises, par exemple ? Tel est le problème que nous nous sommes posé et qui nous a conduits aux considérations que nous allons exposer maintenant.

Considérons (fig. V) la courbe C des variations saisonnières d'une rivière alpestre, le débit annuel moyen étant pris égal à l'unité (courbe ou diagramme des débits relatifs). Si la capacité de retention nivoglaciaire était nulle, c'est-à-dire, si toutes les précipitations étaient liquides, la courbe des débits serait C' (Aire E'D'BCD = aire E'D'C'DE = 1).

Cette courbe C' est inconnue : nous lui substituons la courbe correspondante d'un bassin, aussi voisin que possible, donc sensiblement soumis au même régime pluviométrique saisonnier, mais à précipitations nivales sensiblement nulles. Nous avons pris la Saône à Lyon (dont le tableau 8 résume le régime d'écoulement).

L'aire BDE = l'aire BC'D' représente la fraction du débit qui apparemment provient de la fusion des précipitations liquides. Nous appelons ce débit relatif : coefficient de nivosité apparente des écoulements où encore débit nivo-glaciaire relatif (apparent), soit No.

Nous admettons en outre que E'A = AE = 6 mois, c'est-à-dire que la fusion des neiges est en moyenne localisée sur les 6 mois d'été.

Soit q_o l'aire ABD'E' = débit pluvial hivernal (apparent)
Soit q'_o l'aire ABDE = débit pluvial estival (apparent)
Soit K l'aire ABCDE = débit total estival

On a les relations : $K = \frac{S}{1+S}$ $q_o + q'_o + n_o = 1$

$K - n = K_o$ (K_o = débit d'été) ; $p_o + n_o = 1$ ($p_o = q_o + q'_o$ = débit pluvial de la rivière étalon, c'est-à-dire de la Saône $K_o = 29.66$)

Le débit nivoglaciaire n_o peut être décomposé en tranches mensuelles et on aura ainsi la quantité de neiges et glaces qui fond chaque mois de l'été.

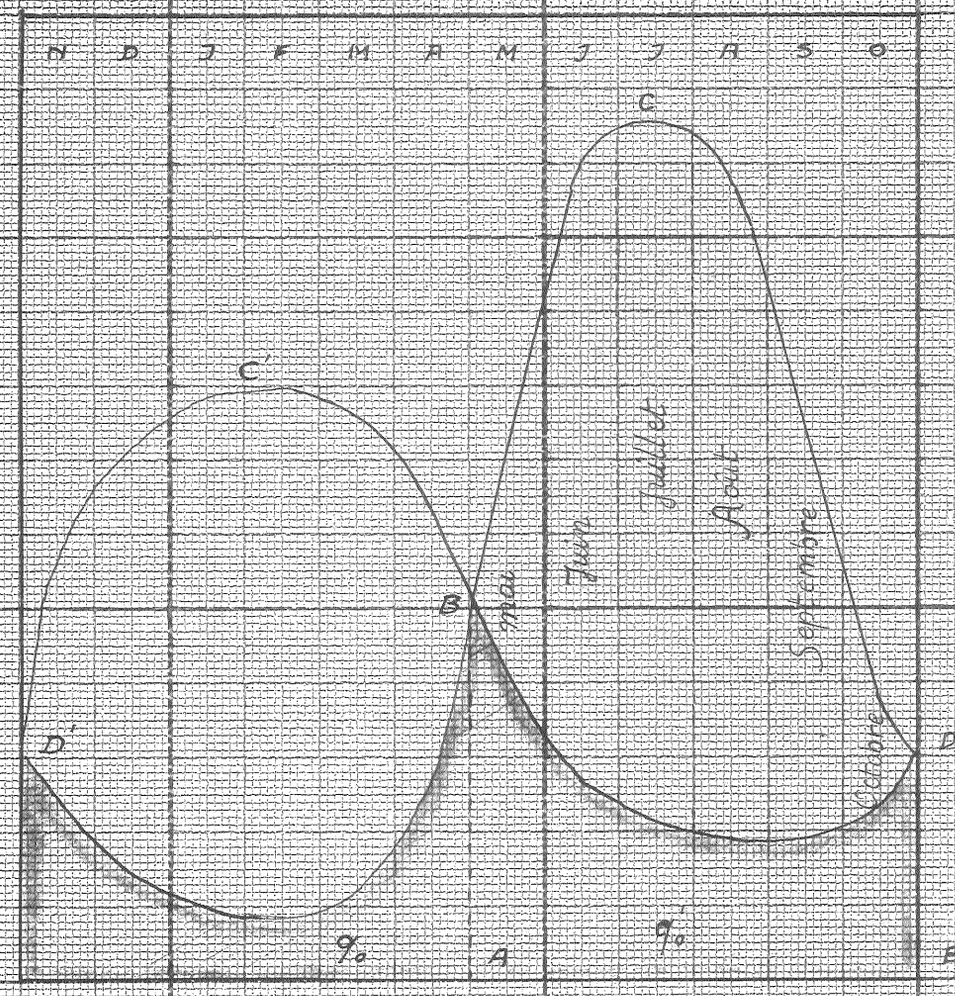


Fig. V.

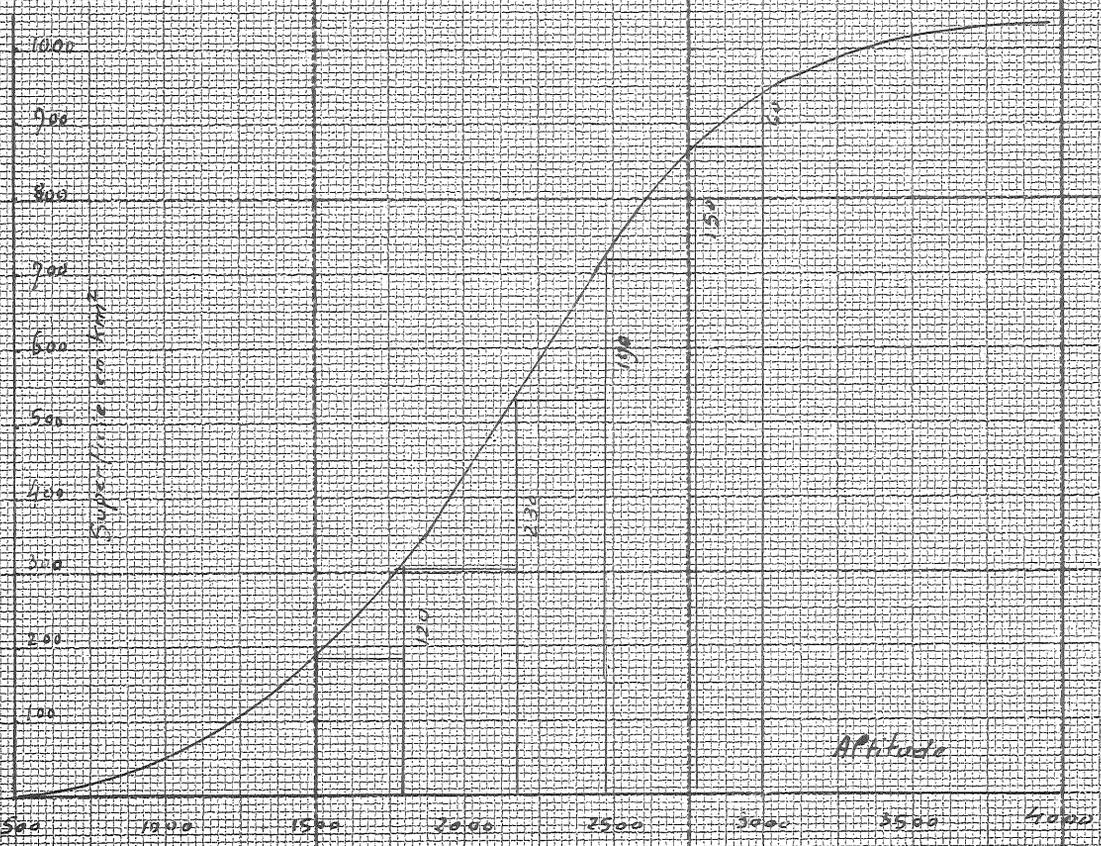


Fig. VI.

H. I. 283
6.17.7.46

	q	X	q'	h
Janvier.....	555	1.38	18.4 litres	49.7
Février.....	631	1.57	21.1 -	51.5
Mars.....	605	1.51	20.2 -	54.2
Avril.....	475	1.19	15.9 -	41.5
Mai.....	346	0.86	11.6 -	31.0
Juin.....	242	0.60	8.1 -	21.0
Juillet.....	197	0.49	6.6 -	17.6
Août.....	153	0.38	5.1 -	13.7
Septembre...	184	0.46	6.2 -	15.9
Octobre.....	307	0.77	10.3 -	27.5
Novembre....	496	1.24	16.3 -	43.0
Décembre....	620	1.55	20.7 -	55.5
	401	1.00	13.4 -	422.3

Tableau 8.

Caractéristiques mensuelles du débit de la Saône à Lyon (d'après Pardé) (1877 - 1916)

B. Versant = 29.908 Km2.

Ces relations numériques s'écartent plus ou moins de la réalité et sont seulement indicatives :

1° Parce qu'on n'a pas, pour tous les bassins AE = AE' = 6 mois

2° Parce qu'il n'y a pas égalité absolue entre n et n_o. (coefficient de nivosité réelle et apparente des écoulements).

Mais comme cela résulte des données observées et calculées qui suivent, ces relations sont dans l'ensemble suffisamment générales et approchées pour permettre de suivre l'évolution des variations de l'écoulement dans les Alpes françaises, notamment en fonction de l'altitude, et sont susceptibles d'applications intéressantes.

DONNEES NUMERIQUES CONCERNANT LES PRINCIPAUX BASSIN DES ALPES FRANCAISES (ET DE QUELQUES BASSINS SUISSES).

Les différents tableaux ci-joints (tableaux 9) résument les caractéristiques mensuelles des principaux bassins des Alpes, complétées par les valeurs numériques calculées des différents facteurs que nous venons de passer en revue (S, n, K, K - n, q_o, q'_o).

Nous accompagnons ces tableaux de quelques remarques relatives aux données expérimentales utilisées.

Tableaux 9 (a) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement.

1	q	X	q'	h	Xo	X-Xo	Xo-X	La Massa à Gebidem (1904-1913)
J	0.9	0.07	4.35	11.6	1.38		1.31	Bassin versant = 202 Km2
F	0.7	0.06	3.46	8.4	1.57		1.51	
M	0.7	0.06	3.46	9.3	1.51		1.45	$S = \frac{11.48}{0.52} = 22.1$
A	1.5	0.12	7.42	19.2	1.19		1.07	
M	6.6	0.54	32.67	87.5	0.86		0.32	
J	26.9	2.20	133.17	345.2	0.60	1.60		$n_o = \frac{8.57}{12} = 71.4\ \%$
J	38.6	3.16	191.09	511.9	0.49	2.67		$q_o = \frac{1.50}{12} = 12.5\ \%$
A	41.7	3.42	206.43	552.9	0.38	3.04		$q'_o = \frac{1.93}{12} = 16.1\ \%$
S	20.9	1.72	103.46	268.2	0.46	1.26		
O	5.3	0.44	26.23	70.2	0.77		0.33	$\frac{S}{I+S} - n_o = 24.25\ \%$
N	1.6	0.13	7.92	20.5	1.24		1.11	
D	1.0	0.08	4.90	13.1	1.55		1.47	
	12.2 moy.	12 total	60.4 litres	1918 m/m	12	8.57	8.57	

2	q	X	q'	h	Xo	X-Xo	Xo-X	Le Rhône à Gletsch (1894-1913)
J	0.34	0.11	8.72	23.3	1.38		1.27	Bassin versant : 38.87 Km2
F	0.31	0.10	7.95	19.4	1.57		1.47	
M	0.35	0.12	8.97	24.0	1.51		1.39	$S = \frac{11.06}{0.94} = 11.7$
A	0.67	0.22	17.18	44.5	1.19		0.97	
M	1.82	0.61	46.67	125.0	0.86		0.25	
J	5.97	2.02	154.10	399.4	0.60	1.42		$n_o = \frac{7.91}{12} = 65.90\ \%$
J	9.67	3.27	247.95	664.1	0.49	2.78		$q_o = \frac{2.16}{12} = 18.00\ \%$
A	8.25	2.78	211.54	566.6	0.38	2.40		$q'_o = \frac{1.93}{12} = 16.10\ \%$
S	5.25	1.77	134.62	348.9	0.46	1.31		
O	1.81	0.61	46.41	124.3	0.77		0.16	$\frac{S}{I+S} - n_o = 26.20\ \%$
N	0.75	0.25	19.24	49.9	1.24		0.99	
D	0.42	0.14	10.77	28.8	1.55		1.41	
	2.97	12	76.3	2418.2	12	7.91	7.91	

3	q	X	q'	h	Xo	X-Xo	Xo-X	Le Fiescherbach à Fiesch (1904-1913),
J	0.6	0.10	7.4	19.8	1.38		1.28	Bassin versant : 81.05 Km2
F	0.5	0.09	6.2	15.1	1.57		1.48	
M	0.8	0.14	9.9	26.4	1.51		1.37	$S = \frac{11.04}{0.96} = 11.5$
A	1.6	0.28	19.7	51.2	1.19		0.91	
M	4.1	0.71	50.6	134.7	0.86		0.15	
J	10.5	1.81	129.6	336.0	0.60	1.21		$n_o = \frac{7.90}{12} = 65.8\ \%$
J	18.9	3.26	233.3	624.9	0.49	2.77		$q_o = \frac{2.17}{12} = 18.1\ \%$
A	18.9	3.26	233.3	624.9	0.38	2.88		$q'_o = \frac{1.93}{12} = 16.1\ \%$
S	8.8	1.50	108.6	281.6	0.46	1.04		
O	2.9	0.50	35.8	95.9	0.77		0.27	$\frac{S}{I+S} - n_o = 26.2\ \%$
N	1.3	0.23	16.0	41.6	1.24		1.01	
D	0.7	0.12	8.6	23.1	1.55		1.43	
	5.8	12	71.6	2275	12	7.90	7.90	

La Massa, à Gebidem, référence Pardé (le Rhône, page 35). C'est le type de la rivière glaciaire par excellence, puisque le taux de glaciation atteint 72 % (superficie glaciaire : 146,05 Km2, superficie totale : 202 Km2, glacier d'Aletsch, le plus grand d'Europe).

Plus récemment (données numériques sur le régime des cours d'eau) le même auteur a résumé d'autres données statistiques sur ce cours d'eau, pour la période 1923 - 1928, qui sont quelque peu différentes, en ce sens qu'elles conduisent à un indice d'écoulement plus élevé (2 073 mm au lieu de 1918 mm) et à un débit hivernal plus faible, avec le maximum estival en Juillet alors que la première statistique le place en Août.

La superficie indiquée est de 205,5 Km2 à Massaboden. Du débit moyen 13,5 et des coefficients de débit indiqués, on déduit le tableau suivant, des débits exprimés en m3 seconde (absolus) et en mm (indice d'écoulement).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
X	0.026	0.022	0.030	0.086	0.430	1.740	3.560	3.380	1.910	0.475	0.156	0.053
q	0.351	0.297	0.405	1.161	5.805	23.490	48.060	45.630	25.785	6.412	2.106	0.715
h	4.6	3.5	5.3	14.8	75.8	297.0	627.9	596.1	326.0	86.4	26.6	9.3
q'	1.71	1.44	1.97	5.73	28.31	114.58	234.44	222.58	125.79	32.25	10.27	3.49

Nos calculs appliqués à la première série d'observations, sont explicités, une fois pour toutes sur cet exemple.

χ_o désignant le débit relatif de la Saône, nous avons calculé $\chi - \chi_o$ et $\chi_o - \chi$, d'où $\Sigma (\chi - \chi_o) = \Sigma (\chi_o - \chi) = 8,57$

Le coefficient S est égal à :

$$\frac{\Sigma \chi \text{ des 6 mois d'été}}{\Sigma \chi \text{ des 6 mois d'hiver}} = \frac{0,54 + 2,20 + 3,16 + 3,42 + 1,72 + 0,44}{0,07 + 0,06 + 0,06 + 0,12 + 0,13 + 0,8}$$

$$S = \frac{11.48}{0.52} = 22.1$$

On a d'autre part : $n_o = \frac{8.57}{12} = 71.4\ \%$

$$q'o = \frac{\Sigma \chi o \text{ (Juin-Juillet-Août-Septembre)}}{12} = \frac{0,60 + 0,49 + 0,38 + 0,46}{12}$$

$$= \frac{1,93}{12} = 16,1\ \%$$

$$qo = \frac{\Sigma \chi \text{ de Octobre à Mai}}{12} \quad \frac{0,44 + 0,13 + 0,08 + 0,07 + 0,06 + 0,06}{12}$$

$$\frac{+ 0,12 + 0,54}{12} = \frac{1,50}{12} = 12,5\ \%$$

Tableau 9 (b) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement (suite)

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	La Visp à Visp (1903-1912)
J	4.8	0.20	6.1	16.3	1.38		1.18	Bassin versant : 787.25
F	3.9	0.16	5.0	12.1	1.57		1.41	$S = \frac{10.77}{1.23} = 8.76$
M	3.7	0.15	4.7	12.6	1.51		1.36	
A	5.2	0.21	6.6	17.1	1.19		0.98	
M	19.1	0.78	24.3	65.0	0.86		0.08	$n_o = \frac{7.36}{12} = 61.3\ \%$
J	49.0	2.02	62.3	161.4	0.60	1.42		$q_o = \frac{2.71}{12} = 22.6\ \%$
J	69.7	2.88	88.5	237.2	0.49	2.39		$q'_o = \frac{1.93}{12} = 16.1\ \%$
A	70.3	2.90	89.3	239.2	0.38	2.52		
S	36.0	1.49	45.7	118.6	0.46	1.03		$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.5\ \%$
O	17.0	0.70	21.6	57.9	0.77		0.07	
N	7.7	0.31	9.8	25.3	1.24		0.93	
D	4.9	0.20	6.2	16.7	1.55		1.35	
	24.3	12	30.8	979.4	12	7.36	7.36	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	L'Arc à Termignon (1905-1909)
J	2.3	0.25	6.4	17.1	1.38		1.13	Bassin versant : 358.85
F	1.6	0.17	4.4	10.7	1.57		1.40	$S = \frac{10.53}{1.47} 7.16$
M	1.3	0.14	3.6	9.6	1.51		1.37	
A	2.7	0.30	7.5	19.4	1.19		0.89	
M	10.0	1.09	27.9	74.7	0.86	0.23		$n_o = \frac{7.16}{12} = 59.7\ \%$
J	25.0	2.73	69.6	180.4	0.60	2.13		$q_o = \frac{2.05}{12} = 17.1\ \%$
J	26.0	2.84	72.4	193.9	0.49	2.35		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	19.9	2.18	55.4	148.4	0.38	1.80		
S	10.2	1.11	28.4	73.6	0.46	0.65		$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.0\ \%$
O	5.3	0.58	14.8	39.6	0.77		0.19	
N	3.2	0.35	8.9	23.1	1.24		0.89	
D	2.4	0.26	6.7	17.9	1.55		1.29	
	9.16	12	25.5	808.4	12	7.16	7.16	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	Le Rhône à Reckingen (1903-1912)
J	2.8	0.24	13.0	34.9	1.38		1.14	Bassin versant : 214.61 Km2
F	2.3	0.20	10.7	26.1	1.57		1.37	$S = \frac{10.28}{12} = 5.98$
M	2.3	0.20	10.7	28.7	1.51		1.31	
A	4.8	0.40	22.3	57.9	1.19		0.79	
M	14.8	1.27	68.8	184.4	0.86	0.41		$n_o = \frac{6.84}{12} = 57.0\ \%$
J	28.0	2.41	130.2	337.5	0.60	1.81		$q_o = \frac{2.37}{12} = 19.8\ \%$
J	30.7	2.63	142.8	382.4	0.49	2.14		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	25.6	2.20	119.1	319.0	0.38	1.82		
S	13.1	1.12	60.9	158.0	0.46	0.66		$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.7\ \%$
O	7.6	0.65	35.3	94.7	0.77		0.12	
N	4.6	0.39	21.4	55.4	1.24		0.85	
D	3.3	0.29	15.3	41.1	1.55		1.26	
	11.66	12	54.2	1720.1	12	6.84	6.84	

Tableau 9 (c) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement (suite).

	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	Le Vénéon à Bourg d'Arud (1906-1915)
J	1.82	0.18	7.6	20.4	1.38		1.20	Bassin versant : 238 Km2
F	1.42	0.14	6.0	14.6	1.57		1.43	$S = \frac{10.24}{1.75} = 5.82$
M	2.33	0.23	9.8	26.2	1.51		1.28	
A	5.04	0.49	21.2	55.0	1.19		0.70	
M	13.05	1.28	54.7	146.5	0.86	0.42		$n_o = \frac{6.68}{12} = 55.7\ \%$
J	22.83	2.24	96.0	248.8	0.60	1.64		$q_o = \frac{1.75}{12} = 14.6\ \%$
J	23.53	2.30	98.8	264.6	0.49	1.81		$q'_o = \frac{3.56}{12} = 29.7\ \%$
A	22.38	2.19	94.0	251.8	0.38	1.81		
S	14.72	1.44	61.8	160.2	0.46	0.98		
O	8.01	0.79	33.7	90.3	0.77	0.02		
N	4.71	0.46	19.8	51.3	1.24		0.78	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.6\ \%$
D	2.66	0.26	11.2	29.0	1.55		1.29	
	10.2	12		1358.7	12	6.68	6.68	

	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	L'Arve à Chamonix (1905-1911)
J	3.97	0.26	21.2	56.8	1.38		1.12	Bassin versant : 187 Km2
F	3.67	0.24	19.6	47.8	1.57		1.33	$S = \frac{10.19}{1.81} = 5.63$
M	3.68	0.24	19.7	52.8	1.51		1.27	
A	5.79	0.38	31.0	80.4	1.19		0.81	
M	11.50	0.76	61.5	164.7	0.86		0.10	$n_o = \frac{6.81}{12} = 56.7\ \%$
J	23.04	1.51	123.2	319.3	0.60	0.91		$q_o = \frac{3.26}{12} = 27.2\ \%$
J	40.60	2.68	217.1	581.5	0.49	2.19		$q'_o = \frac{1.93}{12} = 16.1\ \%$
A	48.90	3.23	261.5	700.4	0.38	2.85		
S	20.00	1.32	107.0	277.3	0.46	0.86		
O	10.18	0.69	54.4	145.7	0.77		0.08	
N	5.62	0.37	30.0	77.8	1.24		0.87	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.2\ \%$
D	4.84	0.32	25.9	69.4	1.55		1.23	
	15.15	12		2573.9	12	6.81	6.81	

	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	Le Doron de Termignon (1905-1909)
J	1.8	0.30	11.0	29.5	1.38		1.08	Bassin versant : 163 Km2
F	1.7	0.28	10.4	25.4	1.57		1.29	$S = \frac{10.06}{1.94} = 5.18$
M	1.7	0.28	10.4	27.9	1.51		1.23	
A	2.4	0.40	14.7	38.1	1.19		0.79	
M	6.3	1.06	38.7	103.6	0.86	0.20		$n_o = \frac{6.66}{12} = 55.5\ \%$
J	14.0	2.34	85.9	222.7	0.60	1.74		$q_o = \frac{2.55}{12} = 21.3\ \%$
J	15.0	2.51	92	246.4	0.49	2.02		$q'_o = \frac{2.79}{12}$ 23.2 %
A	14.2	2.38	87.1	233.3	0.38	2.00		
S	6.9	1.16	42.3	109.6	0.46	0.70		
O	3.6	0.61	22.1	59.2	0.77		0.16	
N	2.3	0.38	14.1	36.5	1.24		0.86	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.3\ \%$
D	1.8	0.30	11.0	29.5	1.55		1.25	
	6.00	12		1161.7	12	6.66	6.66	

Rappelons que pour la période précitée (Octobre 1923-Septembre 1928) Pardé indique dans ses "données numériques" (page 37) un indice pluviométrique de 2 844 qui, comparé à l'indice d'écoulement de 2 073 mm fait ressortir un déficit d'écoulement de 771 (?)

2° Le Rhône à Gletsch. Les données utilisées sont celles de Pardé (le Rhône) pages 28 - 34 - 35.

Le point des observations est à l'altitude de 1 763 m. Le taux de glaciation est de 63 % (24.19 Km2 pour 28.87 Km2-)Notre calcul planimétrique, d'après la carte suisse reproduite fig. IV (1ère partie) ne nous a donné que 50 %.

Dans ses "données numériques" (page 37), le même auteur fait état d'un indice pluviométrique de 2 042 et d'un indice d'écoulement de 2 337 (Octobre 1920-Septembre 1923), d'où un déficit d'écoulement négatif - 295 (?)

3° Le Fiescherbach à Fiesch, même référence : le Rhône (page 35). Le taux de glaciation (page 28) est de 51 % (41.75 Km2 sur 81,05). On notera, par rapport aux précédents bassins, la faible valeur de l'indice d'écoulement (974 mm).

4° L'Arc à Termignon. Référence : Pardé, le Rhône (page 456) Altitude moyenne du bassin : 2 574 m, taux de glaciation 18 % (64.72 Km2 de glaciers, d'après la carte dressée autrefois par le Service des Grandes Forces Hydrauliques des Alpes.)

Nous mettons en doute l'indice d'écoulement de 808 mm qui nous parait trop faible, comparé notamment à celui de l'Isère à Tignes qui est de 1 518 mm (même altitude moyenne, même taux de glaciation.)

5° Le Rhône à Reckingen. Référence : Pardé. Le Rhône, page 35, taux de glaciation : 23 % (49.47 Km2 sur 238 Km2).

6° Le Vénéon à Bourg d'Arud. Référence Pardé, le Rhône (page 456) altitude moyenne du bassin : 2 555 m ; taux de glaciation : 20 % (46 Km2 sur 238 Km2)

7° L'Arve à Chamonix. Altitude moyenne 2 495 m, taux de glaciation 40 %.

Nous avons utilisé les données initiales de Pardé (le Rhône, page 111) Il en résulte un indice d'écoulement de 2 574 mm que nous considérons comme particulièrement exagéré.

Nous analyserons plus loin avec plus de détails les débits de l'Arve à Chamonix. Signalons ici seulement que plus récemment, Pardé (données numériques page 3) n'indique plus pour la même période 1905 - 1911 qu'un débit de 13,52 m3 moyen annuel, qui se répartit ainsi d'après les coefficients mensuels de débit qu'il donne également :

Cet indice de 2 307 mm est encore, selon nous, trop élevé.

Tableau 9 (d) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement (suite)

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	L'Arc à Hermillon (1903-1911)
J	13.89	0.26	9.3	24.9	1.38		1.12	Bassin versant : 1 490 Km2
F	13.16	0.24	8.8	21.5	1.57		1.33	$S = \frac{10.03}{1.97} = 5.09$
M	13.83	0.25	9.3	24.9	1.51		1.26	
A	32.75	0.61	22.0	57.0	1.19		0.58	
M	85.18	1.58	57.2	153.2	0.86	0.72		$n_o = \frac{6.73}{12} = 56.1\ \%$
J	182.20	3.37	122.3	317.0	0.60	2.77		$q_o = \frac{2.48}{12} = 20.7\ \%$
J	136.87	2.53	91.8	245.9	0.49	2.04		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	72.20	1.34	48.5	129.9	0.38	0.96		
S	37.98	0.70	25.5	66.1	0.46	0.24		
O	27.84	0.51	18.8	50.3	0.77		0.26	
N	17.81	0.33	12.0	31.1	1.24		0.91	$\frac{S}{1+S} - n_o = 27.5\ \%$
D	15.28	0.28	10.3	27.6	1.55		1.27	
	54.1	12	36.3	1149.4	12	6.73	6.73	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	Le Rhône à la Porte de Scex
J	48	0.22	9.2	24.6	1.38		1.10	Bassin versant : 5 220 Km2
F	44	0.26	8.4	20.5	1.57		1.31	$S = \frac{9.90}{2.10} = 4.71$
M	51	0.30	9.8	26.2	1.51		1.21	
A	90	0.53	17.2	44.6	1.19		0.66	
M	218	1.28	41.7	111.7	0.86	0.42		$n_o = \frac{6.51}{12} = 54.2\ \%$
J	387	2.28	74.1	192.1	0.60	1.68		$q_o = \frac{2.70}{12} = 22.6\ \%$
J	413	2.43	79.1	211.8	0.49	1.94		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	364	2.14	69.7	186.7	0.38	1.76		
S	199	1.17	38.1	98.7	0.46	0.71		
O	103	0.60	19.7	52.8	0.77		0.17	
N	67	0.39	12.8	32.2	1.24		0.85	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.3\ \%$
D	59	0.34	11.3	30.3	1.55		1.21	
	170	12	32.5	1032.2	12	6.51	6.51	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	La Romanche aux Chazeaux (1909-1928)
J	3.1	0.26	9.2	24.6	1.38		1.12	Bassin versant : 335 Km2
F	2.9	0.24	8.6	21.0	1.57		1.33	$S = \frac{9.69}{2.31} = 4.19$
M	4.1	0.34	12.3	32.9	1.51		1.17	
A	8.7	0.73	26.0	67.4	1.19		0.46	
M	26.1	2.17	78.0	208.9	0.86	1.31		$n_o = \frac{6.35}{12} = 53.0\ \%$
J	30.0	2.50	89.6	232.2	0.60	1.90		$q_o = \frac{2.86}{12} = 23.8\ \%$
J	24.6	2.07	73.4	196.6	0.49	1.58		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.8\ \%$
A	17.6	1.48	52.5	140.6	0.38	1.10		
S	10.9	0.92	32.5	84.2	0.46	0.46		
O	6.6	0.55	20.0	53.6	0.77		0.22	
N	5.2	0.43	15.5	40.2	1.24		0.81	$\frac{S}{1+S} - n_o = 27.7\ \%$
D	3.8	0.31	11.3	30.3	1.55		1.24	
	12.0	12	35.7	1132.5	12	6.35	6.35	

Tableau 9 (e) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement (suite).

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	L'Isère à Tignes (1909-1915)
J	2.27	0.42	20	53.6	1.38		0.96	Bassin versant : 114 Km2
F	2.20	0.41	19	46.4	1.57		1.16	$S = \frac{9.43}{2.57} = 3.67$
M	2.16	0.40	19	50.9	1.51		1.11	
A	2.55	0.47	22	57.0	1.19		0.72	
M	6.88	1.25	60	160.7	0.86	0.39		$n_o = \frac{6.09}{12} = 50.8\ \%$
J	13.80	2.52	121	313.6	0.60	1.92		$q_o = \frac{3.12}{12} = 26.0\ \%$
J	13.62	2.49	119	318.7	0.49	2.00		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	9.79	1.78	86	230.3	0.38	1.40		
S	4.59	0.84	40	103.7	0.46	0.38		
O	3.03	0.55	27	72.3	0.77		0.22	
N	2.47	0.45	22	57.0	1.24		0.79	$\frac{S}{1+S} - n_o = 27.8\ \%$
D	2.30	0.42	20	53.6	1.55		1.13	
				1517.8	12	6.09	6.09	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	La Romanche à Rioupéroux (1917-1922)
J	13.4	0.37	13.1	35.1	1.38		1.01	Bassin versant : 1 026 Km2
F	11.4	0.32	11.1	27.1	1.57		1.25	$S = \frac{9.39}{2.61} = 3.60$
M	15.2	0.42	14.8	39.6	1.51		1.09	
A	24.2	0.67	23.6	61.2	1.19		0.52	
M	73.5	2.04	71.6	191.8	0.86	1.18		$n_o = \frac{6.00}{12} = 50\ \%$
J	83.0	2.30	80.9	209.7	0.60	1.70		$q_o = \frac{3.21}{12} = 26.8\ \%$
J	69.5	1.93	67.7	181.3	0.49	1.44		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	52.1	1.45	50.8	136.1	0.38	1.07		
S	38.5	1.07	37.5	97.2	0.46	0.61		
O	21.5	0.60	21.0	56.2	0.77		0.17	
N	16.8	0.47	16.4	42.5	1.24		0.77	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.3\ \%$
D	12.9	0.36	12.6	33.7	1.55		1.19	
	36	12	35.1	111.5	12	6.00	6.00	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	L'eau d'Olle à la Pernière (1906-1911)
J	3.9	0.45	23.1	61.9	1.38		0.93	Bassin versant : 169 Km2
F	2.7	0.31	16.0	39.0	1.57		1.26	$S = \frac{8.95}{3.05} = 2.93$
M	3.5	0.40	20.8	55.7	1.51		1.11	
A	7.2	0.83	42.6	110.4	1.19		0.36	
M	16.1	1.86	95.4	255.5	0.86	1.00		$n_o = \frac{5.46}{12} = 45.5\ \%$
J	23.2	2.68	137.4	356.1	0.60	2.08		$q_o = \frac{3.76}{12} = 31.3\ \%$
J	15.8	1.82	93.6	250.7	0.49	1.33		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	10.1	1.17	60.0	160.7	0.38	0.79		
S	6.2	0.72	36.7	95.1	0.46	0.26		
O	6.0	0.70	35.5	95.1	0.77		0.07	
N	4.8	0.55	28.4	73.6	1.24		0.69	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.1\ \%$
D	4.4	0.51	26.0	69.6	1.55		1.04	
		12		1623.4	12			

Tableau 9 (f) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement (suite)

16	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	L'Isère à Moûtiers (1903-1915)
J	12.98	0.44	14.3	38.3	1.38		0.94	Bassin versant : 907 Km2
F	12.57	0.43	13.9	33.9	1.57		1.14	$S = \frac{8.88}{3.12} = 2.85$
M	14.55	0.49	16.0	42.9	1.51		1.02	
A	22.92	0.77	25.3	65.5	1.19		0.42	
M	48.12	1.62	53.0	142.0	0.86	0.76		$n_o = \frac{5.43}{12} = 45.3\ \%$
J	73.89	2.49	81.5	211.2	0.60	1.89		
J	55.90	1.90	61.6	165.0	0.49	1.41		$q_o = \frac{3.78}{12} = 31.5\ \%$
A	39.13	1.31	43.1	115.4	0.38	0.93		
S	26.86	0.90	29.6	76.7	0.46	0.44		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 2.32\ \%$
O	19.61	0.66	21.6	57.9	0.77		0.11	
N	15.43	0.52	17.0	44.1	1.24		0.72	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.7\ \%$
D	14.24	0.47	15.7	42.0	1.55		1.08	
	29.68	12		1034.9	12	5.43	5.43	

17	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	Le Gave de Pau à Luz St Sauveur (1909-1925)
J	4.7	0.33	17.1	45.8	1.38		1.05	Bassin versant : 275 Km2
F	5.0	0.36	18.2	44.4	1.57		1.21	$S = \frac{8.74}{3.26} = 2.68$
M	6.7	0.46	24.4	65.3	1.51		1.05	
A	12.3	0.88	44.7	115.9	1.19		0.31	
M	31.3	2.25	113.8	304.8	0.86	1.39		$n_o = \frac{5.18}{12} = 43.2\ \%$
J	33.8	2.43	122.9	318.6	0.60	1.83		
J	21.9	1.57	79.6	213.2	0.49	1.08		$q_o = \frac{3.26}{12} = 27.2\ \%$
A	11.6	0.83	42.2	113.0	0.38	0.45		
S	10.8	0.79	39.6	102.6	0.46	0.33		$q'_o = \frac{3.56}{12} = 29.6\ \%$
O	12.2	0.87	44.4	118.9	0.77	0.10		
N	10.2	0.73	37.1	96.2	1.24		0.51	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.6\ \%$
D	7.0	0.50	25.4	68.0	1.55		1.05	
	14.0	12	50.7	1606.5	12	5.18	5.18	

18	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	L'Isère à Grenoble
J	85	0.46	14.9	39.9	1.38		0.92	Bassin versant : 5 721 Km2
F	86	0.47	15.0	36.6	1.57		1.10	$S = \frac{8.30}{3.70} = 2.24$
M	118	0.65	20.4	54.6	1.51		0.86	
A	182	1.00	31.8	82.4	1.19		0.19	
M	302	1.67	52.8	141.4	0.86	0.81		$n_o = \frac{4.84}{12} = 40.4\ \%$
J	395	2.19	69.0	178.8	0.60	1.59		
J	311	1.72	54.4	145.7	0.49	1.23		$q_o = \frac{3.64}{12} = 36.4\ \%$
A	222	1.23	38.8	103.9	0.38	0.85		
S	149	0.82	26.0	67.4	0.46	0.36		$q'_o = \frac{27.9}{12} = 2.32\ \%$
O	122	0.67	21.3	58.0	0.77		0.10	
N	105	0.58	18.3	47.4	1.24		0.66	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.8\ \%$
D	99	0.54	17.3	44.8	1.55		1.01	
	181.7	12	31.7	1000.9	12	4.84	4.84	

Tableau 9 (g) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement (suite)

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	La Durance à l'Archidiacre (1916-1928)
J	39.5	0.45	10.2	27.3	1.38		0.93	Bassin versant : 3 880 Km2
F	40.0	0.45	10.3	25.1	1.57		1.12	$S = \frac{8.18}{3.82} = 2.14$
M	47.7	0.54	12.3	32.9	1.51		0.97	
A	85.9	0.98	22.1	57.3	1.19		0.21	
M	183.5	2.10	47.3	126.7	0.86	1.24		$n_o = \frac{4.62}{12} = 38.5\ \%$
J	195.4	2.24	50.4	130.6	0.60	1.64		$q_o = \frac{3.82}{12} = 31.9\ \%$
J	122.1	1.39	31.5	84.4	0.49	0.90		$q'_o = \frac{3.56}{12} = 29.6\ \%$
A	73.2	0.83	18.8	50.3	0.38	0.45		
S	70.4	0.80	18.1	46.9	0.46	0.34		
O	71.7	0.82	18.5	49.5	0.77	0.05		
N	73.2	0.83	18.8	48.7	1.24		0.41	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.7\ \%$
D	50.2	0.57	12.9	34.6	1.55		0.98	
	87.7	12	22.6	714.3	12	4.62	4.62	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	L'Arve à Genève (1904-1916)
J	43	0.53	20.7	55.4	1.38		0.85	Bassin versant : 2 080 Km2
F	39	0.47	18.7	45.6	1.57		1.10	$S = \frac{7.72}{4.28} = 1.80$
M	60	0.73	28.8	77.1	1.51		0.78	
A	88	1.07	42.3	109.6	1.19		0.12	
M	129	1.57	62.0	166.1	0.86	0.71		$n_o = \frac{4.28}{12} = 35.7\ \%$
J	137	1.67	65.9	170.8	0.60	1.07		$q_o = \frac{4.93}{12} = 41.1\ \%$
J	126	1.54	60.6	162.3	0.49	1.05		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	112	1.37	53.8	144.1	0.38	0.99		
S	75	0.92	36.0	93.3	0.46	0.46		
O	53	0.65	25.5	68.3	0.77		0.12	
N	57	0.70	27.4	71.0	1.24		0.54	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.6\ \%$
D	64	0.78	30.8	82.5	1.55		0.77	
	81.9	12	39.4	1246.0	12	4.28	4.28	

	q	χ	q'	h	χo	χ-χo	χo-χ	L'Isère à Sillard (1904-1917)
J	201	0.56	17.1	45.8	1.38		0.82	Bassin versant : 11 750
F	198	0.53	16.8	41.0	1.57		1.04	$S = \frac{7.52}{4.48} = 1.68$
M	286	0.79	24.3	65.1	1.51		0.72	
A	395	1.09	33.6	87.1	1.19		0.10	
M	657	1.82	55.9	149.7	0.86	0.96		$n_o = \frac{4.05}{12} = 33.8\ \%$
J	683	1.89	58.1	150.6	0.60	1.29		$q_o = \frac{5.16}{12} = 43.0\ \%$
J	510	1.41	43.4	116.2	0.49	0.92		$q'_o = \frac{2.79}{12} = 23.2\ \%$
A	359	1.00	30.6	82.0	0.38	0.62		
S	261	0.72	22.2	57.5	0.46	0.26		
O	245	0.68	20.8	55.7	0.77		0.09	
N	276	0.76	23.5	60.9	1.24		0.48	$\frac{S}{1+S} - n_o = 28.9\ \%$
D	271	0.75	23.0	61.6	1.55		0.80	
	361,8	12	30.8	973.2	12	4.05	4.05	

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Sommes
x	0.212		0.203		0.721		2.810		1.350		0.340		
		0.203		0.343		1.550		3.400		0.650		0.266	12.048
q	2.86		2.74		9.75		37.99		18.25		4.60		
		2.74		4.64		20.96		45.97		8.79		3.60	13.574
q'	15.3		14.6		52.1		203.2		97.6		24.6		
		14.6		24.8		112.1		245.8		47.0		19.2	
h	41.0		39.1		139.5		544.2		253.0		63.8		
		35.6		64.3		290.5		658.4		125.9		51.4	2306.7

8° Le Doron de Termignon. Référence Pardé, le Rhône page 456, altitude moyenne 2 640 m, taux de glaciation 18 % (29.35 sur 163 Km2)

9° L'Arc à Hermillon, même référence. Altitude moyenne : 2 212 m, taux de glaciation : 7 % (100 Km2 sur 1 490 Km2)

10° Le Rhône à la Porte de Scex. Référence Pardé - Le Rhône page 35. Altitude moyenne : 2 100 m, taux de glaciation : 18 %

11° La Romanche aux Chazeaux : d'après les données dont nous avons fait mention plus haut ; altitude moyenne 2 312 m, taux de glaciation : 9 % (28 Km2 sur 335 Km2)

12° L'Isère à Tignes, référence Pardé, Le Rhône page 456, altitude moyenne 2 566 m, taux de glaciation : 12 % (14 Km2 sur 114 Km2). On notera les débits hivernaux (décembre-janvier-février-mars) correspondant à 20 litres-seconde par Km2. Un tel débit spécifique nous semble bien extraordinaire, vers 1 600 m d'altitude pour un bassin dont l'altitude dépasse 2 500 m.

13° La Romanche à Rioupéroux. Les données utilisées résultent des observations que nous avons personnellement contrôlées, pour la période 1917 - 1922. Altitude moyenne du bassin : 2 127 m. Taux de glaciation : 8 % (84 Km2 sur 1 026 Km2). L'altitude à la base du bassin est de 515 mètres.

14° L'Eau d'Olle. Référence Pardé, le Rhône page 456, altitude moyenne : 1 975 m, taux de glaciation 2 % (3 Km2 sur 169 Km2). D'après la série d'observations utilisée, l'eau d'Olle constituerait, de tout le bassin de la Romanche, la partie la plus arrosée : indice d'écoulement de 1 623 mm, bien qu'elle soit la moins glaciaire. Le Vénéon, avec 20 % de glaciers, n'écoule que 1 358 mm. Ce fait demanderait à être contrôlé.

15° L'Isère à Moutiers - même référence. Altitude moyenne du bassin : 2 090 m, taux de glaciation (?)

16° Le Gave de Pau à Luz St Sauveur, altitude moyenne : 2 000 mètres.

Bien qu'il s'agisse d'une région différente des Alpes, plus méridionale, et à régime pluviométrique tout autre, nous

avons intercallé le bassin du Gave de Pau dans la série des bassins alpestres, et rapporté son régime d'écoulement à celui de la Saône.

Les débits utilisés, relatifs à la période 1909 - 1926 résultent des observations faites à Luz St Sauveur, par le Service des Forces Hydrauliques du Sud-Ouest et continuées par la Société exploitante de l'usine construite à cette station.

17° L'Isère à Grenoble, référence Pardé,(le Rhône, page 456), altitude moyenne du bassin : 1 685 m.

18° La Durance à l'Archidiacre. Les débits sont ceux indiqués par De Rham, dans son ouvrage sur "le climat des Alpes Méridionales".

L'altitude moyenne du bassin est de 1 937 m. Le taux de glaciation est négligeable, de l'ordre de 1 % seulement.

19 ° L'Arve à Genève, référence Pardé, le Rhône, page 122 altitude moyenne : 1 400m. Le taux de glaciation peut être estimé à 5 % (100 Km2 de glaciation).

20° L'Isère à Sillard, référence Pardé, le Rhône, page 456, altitude moyenne du bassin, 1 450 mètres.

21° Le Rhin à Bâle. Les données numériques utilisées sont extraites de l'ouvrage de ? . Les débits résultent de 118 années d'observations.

22° Le Rhône au Sault, référence Pardé, le Rhône, page 238.

23° La Durance à Mirabeau, référence Pardé, le Rhône, page 729.

De cette statistique, résumée dans le tableau 10 et illustrée par les deux graphiques de la figure VI (nous y avons ajouté quelques bassins de basse montagne) nous tirerons les conclusions générales suivantes :

1° Le choix de la Saône, comme réserve servant de base de comparaison conduit à des résultats concordants. On peut admettre les formules équivalentes suivantes :

$$n_o = K - 0.28$$

$$n_o = \frac{S}{1 + S} - 0.28$$

2° Le caractère nivoglaciaire d'un bassin alpestre peut être apprécié et chiffré par l'un des trois facteurs précédemment définis, S, K ou n_o, les bassins se trouvant sensiblement classés dans le même ordre, quelque soit le facteur choisi.

3° Le caractère nivoglaciaire d'un bassin est d'autant plus accusé que son altitude moyenne -et éventuellement l'altitude de sa partie inférieure- sont plus élevées, qu'il contient plus de glaciers, que son orientation est plus septentrionale ou orientale, les effets de ces trois facteurs géographiques, difficiles d'ailleurs à discriminer quantitativement, s'ajoutant pour agir dans le même sens.

4° Plus est accusé le caractère nivoglaciaire, plus sont atténués les contrastes pluviométriques saisonniers, le débit dépendant de plus en plus uniquement des contrastes thermiques,

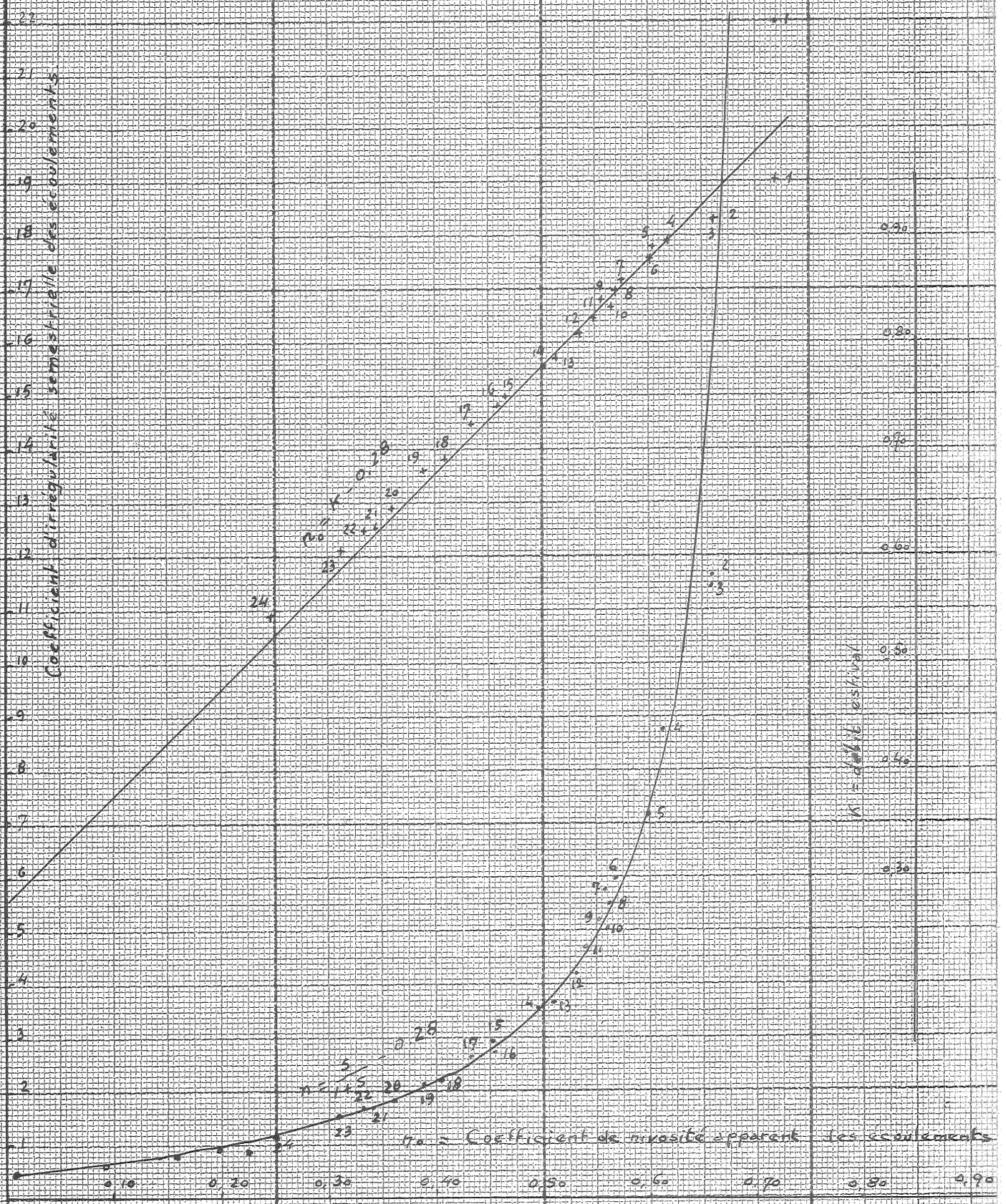

Coefficient d'irrégularité semestrielle des écoulements
K = débit estival
n₀ = Coefficient de nivosité apparent des écoulements
n₀ = K - 0,28
n = 5/(1+5) - 0,28
0,10
0,20
0,30
0,40
0,50
0,60
0,70
0,80
0,90

Fig VI

plus le maximum annuel est retardé (juillet et même août pour les bassins les plus glaciaires) et plus le débit d'avril est inférieur au débit d'octobre (voir à ce sujet la dernière colonne du tableau 10).

5° Une ligne de démarcation précise entre le régime glaciaire, le régime nivoglaciaire, le régime nivo-pluvial est impossible à établir. Elle ne pourrait être que conventionnelle. Le régime d'écoulement évolue, des plus hauts sommets aux régions inférieures, en présentant tous les intermédiaires : chaque bassin a son individualité propre, née des multiples manières dont s'associent, s'opposent ou s'harmonisent les multiples facteurs naturels, géographiques et météorologiques auxquels il est soumis. Il ne peut être que synthétisé d'une manière plus ou moins approchée, en négligeant certaines nuances certaines particularités, et la synthèse basée sur la valeur d'un coefficient de glacio-nivosité, tel que celui que nous avons choisi, soit S, conduit en définitive à une échelle de graduation de différenciation, d'où intérêt considérable.

Malgré cette réserve, pour la région alpestre étudiée, on peut dire qu'en moyenne :

Le régime glaciaire est caractérisé par une valeur de $S \geqslant 10$. Les débits de juillet et août s'équivalent plus ou moins, le maximum mensuel se produisant sur l'un ou l'autre de ces deux mois, suivant certains facteurs locaux permanents (taux de glaciation, orientation, altitude de la base du glacier) ou météorologiques actuels (température, précipitations).

Le débit d'avril ne dépasse pas 1/3 à 1/2 du débit d'octobre.

Ce régime est celui des bassins d'altitude très élevée (2 500 - 3 000 m) possédant plus de 40 % de surface glaciaire.

Le régime nivoglaciaire correspond à une valeur de S comprise entre 10 et 3. Le maximum se produit en juin. Le débit d'avril reste inférieur au débit d'octobre.

Ce régime est celui des bassins d'altitude moyenne dépassant 2 000 m, ayant de 10 à 40 % de surface glaciaire.

Le régime nivopluvial correspond à une valeur de S comprise entre 1 et 3. Le maximum se produit en juin. Le débit d'octobre dépasse celui d'avril.

La proportion des glaciers, par rapport à la superficie totale est soit nulle, soit négligeable, du fait de leur concentration dans la partie supérieure du bassin.

Le régime peut être qualifié de pluvionival pour S inférieur à 1. Le maximum se produit au printemps (mai - avril). Outre le maximum produit par la fonte des neiges et les pluies du printemps et le minimum causé par le froid hivernal, il existe un 2e maximum et un 2e minimum plus ou moins accentués par rapport aux précédents et pouvant même les outrepasser.

Pour S inférieur à 0,5, l'alimentation du bassin peut être considérée comme exclusivement pluviale, le rôle de la neige dans l'écoulement moyen étant négligeable. (Mais, nous le répétons, certains des caractères distinctifs mentionnés dans cet essai de classification méthodique, peuvent se trouver en défaut, surtout dans le cas des bassins d'une certaine étendue, donc à composition complexe. Exemple : le Rhône au Sault et même à Lyon, qui présente son maximum en juillet, avec S = 1,5, la Durance à Mirabeau

Tableaux 9 (h) Caractéristiques mensuelles et annuelles de l'écoulement

22	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	Le Rhin à Bâle (1808-1925)
J	660	0.65	18.4	49.3	1.38		0.73	Bassin versant : 35.929 Km2
F	648	0.63	18.0	43.9	1.57		0.94	$S = \frac{7.53}{4.47} = 1.68$
M	759	0.74	21.1	56.5	1.51		0.77	
A	967	0.95	26.4	68.4	1.19		0.24	
M	1246	1.22	34.7	92.9	0.86	0.36		$n_o = \frac{3.97}{12} = 33.1\ \%$
J	1522	1.50	42.4	109.9	0.60	0.90		
J	1517	1.48	42.2	113.0	0.49	0.99		$q_o = \frac{4.47}{12} = 37.3\ \%$
A	1347	1.32	37.5	100.4	0.38	0.94		
S	1129	1.11	31.4	81.4	0.46	0.65		$q'_o = \frac{3.56}{12} = 29.6\ \%$
O	918	0.90	25.6	68.6	0.77	0.13		
N	792	0.78	22.1	57.3	1.24		0.46	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.6\ \%$
D	736	0.72	20.5	54.9	1.55		0.83	
	1020	12	28.4	896.5	12	3.97	3.97	

23	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	Le Rhône au Sault.
J	296	0.68	19.2	51.4	1.38		0.70	Bassin versant : 15.381 Km2
F	298	0.69	19.3	47.1	1.57		0.88	$S = \frac{7.26}{4.74} = 1.53$
M	251	0.81	22.8	61.1	1.51		0.70	
A	438	1.01	28.5	73.9	1.19		0.18	
M	506	1.16	32.2	86.2	0.86	0.30		$n_o = \frac{3.70}{12} = 30.9\ \%$
J	597	1.38	38.8	100.6	0.60	0.78		
J	640	1.48	41.6	111.4	0.49	0.99		$q_o = \frac{4.74}{12} = 39.5\ \%$
A	568	1.31	36.9	98.8	0.38	0.93		
S	455	1.05	29.6	76.7	0.46	0.59		$q'_o = \frac{3.56}{12} = 29.6\ \%$
O	382	0.88	24.8	66.4	0.77	0.11		
N	351	0.81	22.2	57.5	1.24		0.43	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.6\ \%$
D	323	0.74	21.0	56.2	1.55		0.81	
	434	12	28.2	887.3	12	3.70	3.70	

24	q	χ	q'	h	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$	La Durance à Mirabeau(1892-1917)
J	129	0.69	10.8	28.9	1.38		0.69	Bassin versant : 11.917 Km2
F	130	0.69	10.9	26.6	1.57		0.88	$S = \frac{6.50}{5.50} = 1.18$
M	176	0.94	14.8	39.6	1.51		0.57	
A	217	1.15	18.2	47.2	1.19		0.04	
M	306	1.63	25.7	68.8	0.86	0.77		$n_o = \frac{2.94}{12} = 24.5\ \%$
J	333	1.77	27.9	72.3	0.60	1.17		
J	193	1.03	16.2	43.4	0.49	0.54		$q_o = \frac{5.50}{12} = 45.9\ \%$
A	121	0.64	10.2	27.3	0.38	0.26		
S	106	0.56	8.9	23.1	0.46	0.10		$q'_o = \frac{3.56}{12} = 29.6\ \%$
O	166	0.87	13.9	37.2	0.77	0.10		
N	206	1.10	17.3	44.8	1.24		0.14	$\frac{S}{1+S} - n_o = 29.6\ \%$
D	174	0.93	14.6	39.1	1.55		0.62	
	188	12	15.8	498.4	12	2.94	2.94	

Tableau 10

N°	Bassins	Superfi-cie Km2	Alt. moy.	Taux glac %	Indice écoulement mm	S	K%	n_o %	K-n_o	Max.	Avril: Octob.
1	Massa	202	-	72	1918	22.1	95.6	71.4	24.2	Août	0.27
2	Rhône à Gl.	39	-	63	2418	11.7	92.1	65.9	26.2	Juillet	0.36
3	Riescherbach	81	-	51	2275	11.5	92.0	65.8	26.2	J - A	0.56
4	Visp	787	-	36	979	8.8	89.8	61.3	28.5	Août	0.30
5	Arc à Term.	358	2574	18	808	7.2	87.7	59.7	28.0	Juillet	0.52
6	Rhône à R.	215	-	23	1720	6.0	85.7	57.0	28.7	Juillet	0.61
7	Vénéon.	238	2555	20	1359	5.8	85.3	55.7	29.6	Juillet	0.62
8	Arve à Cham.	187	2495	40	2574	5.6	84.9	56.7	28.2	Août	0.55
9	D.de Termignon	163	2640	18	1162	5.2	83.8	55.5	28.3	Juillet	0.65
10	Arc à Herm.	1490	2218	7	1149	5.1	83.6	56.1	27.5	Juin	1.19
11	Rhône à P & S	5220	2100	18	1032	4.7	82.5	54.2	28.3	Juillet	0.88
12	Romanche Sup.	335	2312	9	1132	4.2	80.7	53.0	27.7	Juin	1.33
13	Isère à T.	114	2566	12	1518	3.7	78.6	50.8	27.8	Juin	0.85
14	Romanche	1026	2127	8	1111	3.6	78.3	50.0	28.3	Juin	1.12
15	Eau d'Olle	169	1975	2	1623	2.9	74.6	45.5	29.1	Juin	1.18
16	Isère à M.	907	2090	-	1035	2.8	74.0	45.3	28.7	Juin	1.18
17	Gave de Pau	275	2000	-	1606	2.7	72.8	43.2	29.6	Juin	1.00
18	Isère à Gr.	5721	1685	-	1001	2.2	69.2	40.4	28.8	Juin	1.49
19	Durance	3880	1937	1	714	2.1	68.2	38.5	29.6	Juin	1.20
20	Arve à G.	2080	1400	5	1246	1.8	64.3	35.7	28.6	Juin	1.65
21	Isère à S.	11.750	1450	1	973	1.7	62.7	33.8	28.9	Juin	1.60
22	Rhin	35.929	-	-	896	1.7	62.7	33.1	29.6	Juin	1.05
23	Rhône au S.	15.381	-	-	887	1.5	60.5	30.9	29.6	Juillet	1.15
24	Durance à M.	11.917	1290	-	498	1.2	54.1	24.5	29.6	Juin	1.32
	Rhône à Valence.	65.800	-	-	1325	0.94	48.5	18.9	29.6	Juin	1.30
	Bourne Vernaison.	530	1220	-	1135	0.86	46.1	21.8	24.3	Mai	2.00
	Fier	1.385	950	-	1261	0.71	41.6	14.8	26.8	Avril	2.00
	Ain	3.727	-	-	1115	0.57	36.5	8.5	28.0	Mars	1.34

S = 1,2 qui a deux maximums et deux minimums, le minimum d'été étant le plus faible, (bassin plus méridional que les autres) ; l'Arve à Chamonix qui, avec S = 5,6 seulement, a 40 % de glaciers.

6° En ce qui concerne le débit minimum hivernal des régimes glaciaires ou nivoglaciaires, qui se produit toujours en février, à la fin de l'hiver, on ne peut le déduire a priori des caractères altimétriques et glaciologiques du bassin : de ce point de vue, le facteur le plus important à considérer serait l'altitude inférieure : mais la nature géologique du terrain intervient souvent d'une manière prépondérante, et elle explique, dans la mesure où les données statistiques dont nous avons fait état sont exactes, les hauts débits hivernaux de l'Arve à Chamonix (alt. moy : 2 495 - h : 47,8 en février) et de l'Isère à Tignes (alt. Moy. : 2 566 - h : 46,4 m en février).

L'orientation de certaines pentes du bassin a également de ce point de vue, une importance évidente.

7° La considération des facteurs caractéristiques S et n_o permet, dans une certaine mesure, de déterminer approximativement le coefficient de nivosité des précipitations d'un bassin, déduit ainsi indirectement de l'observation des débits seuls ; et, également, la quantité des neiges existant à l'état de réserve à chaque instant de la période hivernale, ou fondant chaque mois de la période estivale. Ces deux points sont étudiés plus explicitement dans les 2 paragraphes suivants

RELATION ENTRE LE COEFFICIENT DE NIVOSITE DES PRECIPITATIONS (N) ET LES COEFFICIENTS DE NIVOSITE REELLE (n) OU APPARENTE (n_o) DES ECOULEMENTS.

Le coefficient de froidure (No) -compte tenu dans une faible mesure des variations saisonnières de la pluviosité- conditionne le coefficient de nivosité des précipitations (N) et ce dernier -compte tenu de l'évaporation relative des neiges et des pluies- conditionne à son tour le coefficient de nivosité des écoulements (n).

De même qu'on peut déduire N de No (voir 1ère partie) on peut déduire N de n, plus exactement de n_o, déterminé soit directement par comparaison avec le régime saisonnier d'une rivière étalon à nivosité nulle, soit par application d'une formule telle que :

$$n_o = \frac{S}{1 + \delta} = 0,28.$$

Nous avons exposé dans la 1ère partie de ce mémoire, la première de ces deux méthodes, reposant sur l'étude des causes de nivosité (on déduit l'effet de la cause). Nous dirons quelques mots de la deuxième, reposant sur l'étude des effets de la nivosité (on déduit la cause de l'effet).

Remarquons d'abord que le coefficient de nivosité réelle des écoulements (n) est nécessairement supérieur au coefficient de nivosité des précipitations (N) du fait de l'évaporation qui affecte davantage les précipitations pluviales que les précipitations neigeuses.

Pour donner un exemple, soit un bassin d'altitude moyenne 2 000 m, dont l'indice pluviométrique est de 1 500 mm et le

coefficient de nivosité de 50 %. Admettons un déficit d'écoulement de 250 mm pour les précipitations liquides et 50 mm pour les précipitations nivales.

Il reste pour l'écoulement :

En provenance des pluies : 1 500 x 0,5 - 250 = 500 mm
En provenance des neiges : 1 500 x 0,5 - 50 = 700 mm
Total 1 200 mm

Le coefficient de nivosité des écoulements (soit le rapport du débit d'origine nivale au débit total) sera donc de : $\frac{700}{1\,200} = 58\ \%$.

On a donc : n supérieur à N
On a d'autre part : n_o inférieur à n.

En effet, si nous nous reportons à la figure V, si n_o représente le débit qui provient sûrement de la fusion de la neige, il est évident qu'il ne représente pas la totalité d'un tel débit. Une partie non négligeable du débit hivernal (%), qualifié par nous de pluvial, a une origine nivale ou glaciaire, masquée par l'effet retardataire de l'infiltration (sources alimentées par la fusion nivoglaciaire estivale, mais débitant surtout en hiver). Il est vrai qu'inversement, une partie du débit n_o peut être due à des sources écoulant l'été des précipitations de la saison froide.

D'autre part le débit q_o comprend non seulement les précipitations pluviales hivernales, mais aussi des précipitations neigeuses fondant prématurément, c'est-à-dire, avant la grande fusion de l'été.

Enfin, si on calcule n_o par la formule : $n_o = \frac{S}{1+\delta} - 0{,}28$ on néglige la nivosité faible, mais de l'ordre de 3 à 4 % de la Saône considérée comme rivière à précipitations nivales nulles.

En définitive, on aura N supérieur à n_o ou N inférieur à n_o suivant l'importance relative des deux différences $(n - N)$ et $(n - n_o)$ que conditionnent les facteurs <u>évaporation</u> et <u>infiltration</u>.

Pour tenir compte de la faible nivosité de la Saône, nous avons proposé la formule :

$$N = \frac{S}{1+\delta} - 0{,}25$$

qui d'après certaines vérifications :

1° Donne N par défaut pour les bassins de haute montagne, à nivosité importante.

2° Donne des valeurs à peu près exactes de N pour les bassins d'altitude moyenne, de l'ordre de 2 000 m.

3° Donne pour N des valeurs en moyenne exactes pour les bassins d'altitude inférieure, soit de 1 000 à 1 500 mètres, mais plus ou moins problématiques, dans chaque cas particulier en raison de la nature géologique du terrain, et de l'importance des précipitations nivales à fusion prématurée, c'est-à-dire se produisant éventuellement au cours de l'hiver.

Il ne faut d'ailleurs pas exiger de cette méthode plus de précisions qu'elle n'en comporte, étant donné les facteurs locaux, géographiques, géologiques et autres qui interviennent. Mais nous la croyons susceptible de donner des indications souvent précieuses, et elle légitime en particulier la notion de coefficient d'irrégularité du débit dont les variations sont en synchronisme avec celles du coefficient de nivosité des précipitations et du coefficient de nivosité des écoulements, plus ou moins voisins généralement.

CAPACITE DE RETENTION NIVOGLACIAIRE D'UN BASSIN. SA VARIATION SAISONNIERE.

Nous appelons capacité de rétention nivoglaciaire d'un bassin, le volume d'eau dont l'écoulement est différé, du fait de la nivosité.

Son expression en valeur relative (volume total = 12) est donnée par $\Sigma(\chi-\chi_o) = \Sigma(\chi_o-\chi)$

Considérons par exemple la Romanche à Rioupéroux (n° 14 tableau 9) on a : $\Sigma(\chi-\chi_o) = \Sigma(\chi_o-\chi) = 6$. La capacité de rétention globale annuelle est égale au 6/12 = 1/2 du volume total de l'écoulement annuel, soit en mm d'eau $\frac{1111,5}{2} = 555$ mm et en volume : $\frac{36 \times 31.596.000}{2} = 567$ milliers de mètres cubes.

Quant à la variation saisonnière de cette capacité, elle est chiffrée par la sommation des valeurs successives de $(\chi_o-\chi)$

On a dans l'exemple considéré :

A fin	Octobre : en valeur relative	0,17
"	Novembre	0,17 + 0,77 = 0,94
"	Décembre	0,94 + 1,19 = 2,13
"	Janvier	2,13 + 1,01 = 3,14
"	Février	3,14 + 1,25 = 4,39
"	Mars	4,39 + 1,09 = 5,48
"	Avril	5,48 + 0,52 = 6,00
"	Mai	6,00 - 1,18 = 4,82
"	Juin	4,82 - 1,70 = 3,12
"	Juillet	3,12 - 1,44 = 1,68
"	Août	1,68 - 1,07 = 0,61
"	Septembre	0,61 - 0,61 = 0

Le tableau 11 explique les calculs. En admettant pour les mois d'été (mai à septembre) les zones altimétriques de fusion indiquées dans la 1ère colonne, on obtient compte tenu de la courbe hypsométrique du bassin (fig. VII) les valeurs de la 2e colonne pour les surfaces atteintes mensuellement et successivement par la fusion.

Les 6e et 7e colonnes donnent la capacité de rétention en m3, totale à un moment donné (d'où la fig. VIII) et sa variation mensuelle. En divisant les chiffres de la 6e colonne par ceux de la 2e, on obtient (en admettant 1/10 comme densité de la neige) les hauteurs de neige de fusion, donc accumulées pendant l'hiver entre 1 500 - 1 800 m, 1 800 - 2 200 m, etc.

Un tel calcul ne peut être qu'indicatif étant donné l'imprécision des données de la 1ère colonne, et il est difficile d'en déduire avec certitude, par exemple, la variation de l'enneigement avec l'altitude. Nous retiendrons seulement le principe de la méthode susceptible de donner des indications à ce sujet, si on pouvait par des observations précises et directes, dans

cas particulier, déterminer plus exactement la variation de la limite des neiges, année par année.

Le résultat moyen, c'est-à-dire la hauteur de neige correspondant à l'eau de fusion pour la totalité de la zone altimétrique 1 500 à 3 000 m est moins hypothétique. On trouve ainsi, dans l'exemple considéré :

$$\frac{567.600 \text{ m3}}{750 \text{ Km2}} = 7{,}50 \text{ m.}$$

Le même calcul moyen donne pour l'Arve à Chamonix les résultats suivants :

Soit h = 2 300 l'indice d'écoulement annuel. La surface du bassin étant de 187 Km2, le volume d'eau débitée par l'Arve, par an, est de : 430 milliers de m3.

Le $\Sigma (\chi - \chi_o)$ relatif aux 4 mois de fusion (Juin - septembre) est de 6,81 (Tableau 9, nº 8). Le volume correspondant est de :

$$\frac{6{,}81}{12} \times 430 = 244 \text{ milliers de m3.}$$

D'après la courbe hypsométrique du bassin que nous avons donnée dans la 1ère partie, la surface correspondante (comprise entre les altitudes 1 800 et 3 000 m) est de : 95 Km2.

D'où une hauteur de neige de : $\frac{244}{95} = 25{,}50$ m.

En réalité cette valeur n'est pas à retenir telle quelle, car elle ne tient pas compte de la fusion des glaciers, qu'alimentent les chutes de neige des parties supérieures du bassin, dont l'altitude est supérieure à 3 000 m (55 Km2).

Il est plus exact de conclure qu'il tombe dans le bassin au-delà de 1 800 mètres pendant les mois d'octobre à mai, une quantité de neige de l'ordre de : $\frac{244}{150} = 16$ mètres.

LE DEBIT GLACIAIRE. INFLUENCE DE LA GLACIATION SUR LE DEBIT DES COURS D'EAU.

Il importe d'abord de préciser ce que l'on entend par débit glaciaire.

Premièrement, on peut désigner ainsi le débit total d'un bassin comportant une grande proportion de glaciers, plus exactement le débit total d'un cirque glaciaire, observé à la base du glacier, ou tout au moins à proximité immédiate de cette base.

Deuxièmement, on peut réserver cette appellation au débit partiel d'un cours d'eau provenant de la fusion de la glace proprement dite, à l'exclusion des neiges qui fondent immédiatement, c'est-à-dire, dans l'année où elles sont tombées. Ainsi, si l'on pouvait décomposer le débit total d'un bassin d'après ses 3 origines, en débit pluvial (p) en débit nival (n) et en débit glaciaire (g), on pourrait écrire :

Q (débit total) = p + n + g.

En fait, cette discrimination est très difficile, et pratiquement, comme nous l'avons fait jusqu'à présent, on se

Variation saisonnière de la Capacité de rétention de la Romanche à Riauperoux

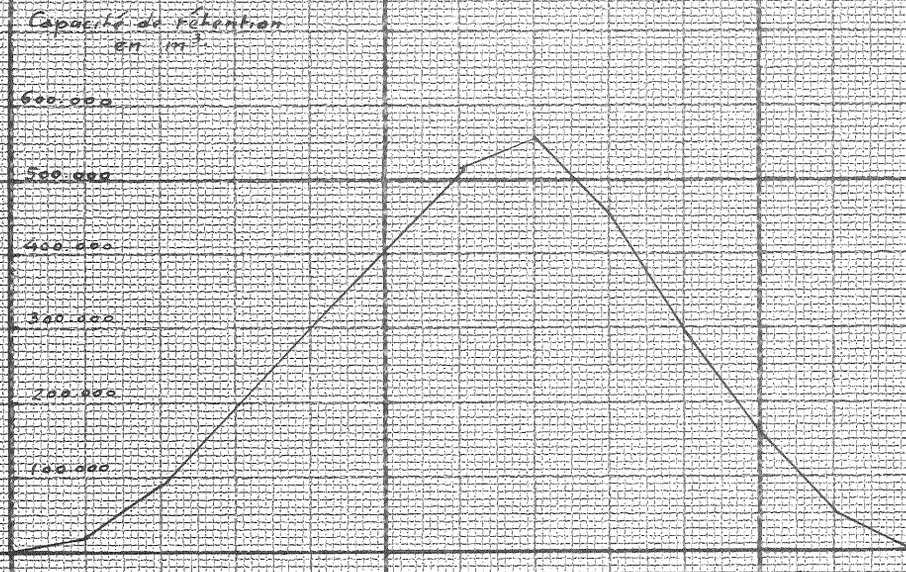


Fig. VIII

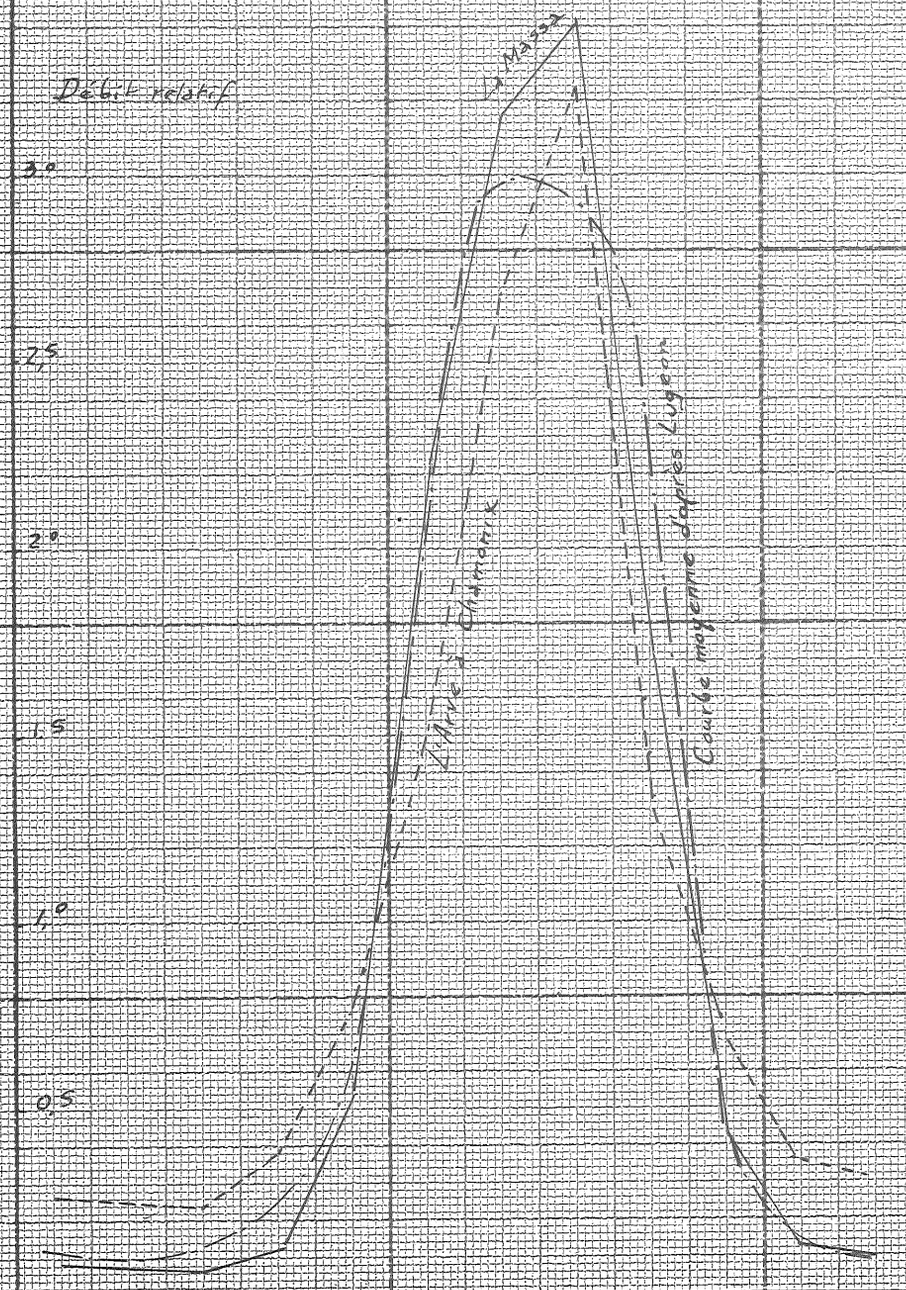


Fig. IX

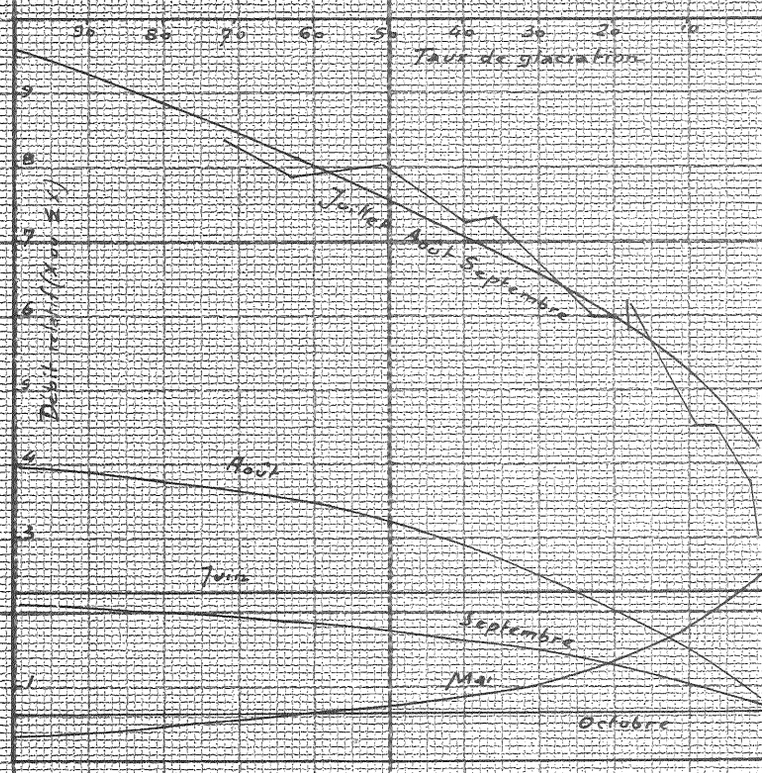


Fig. x

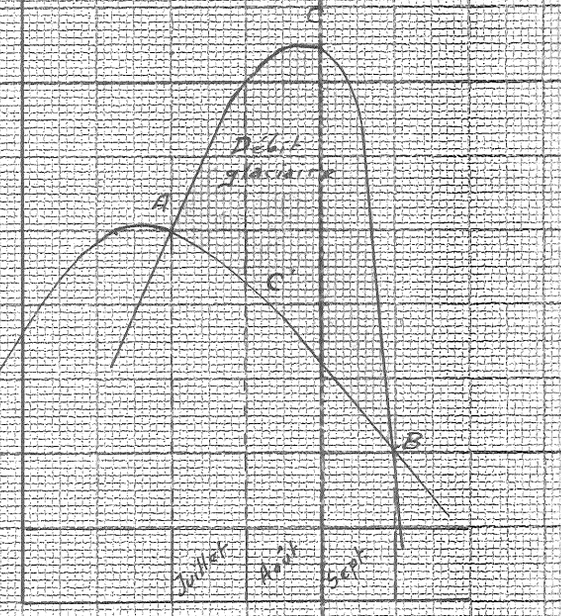
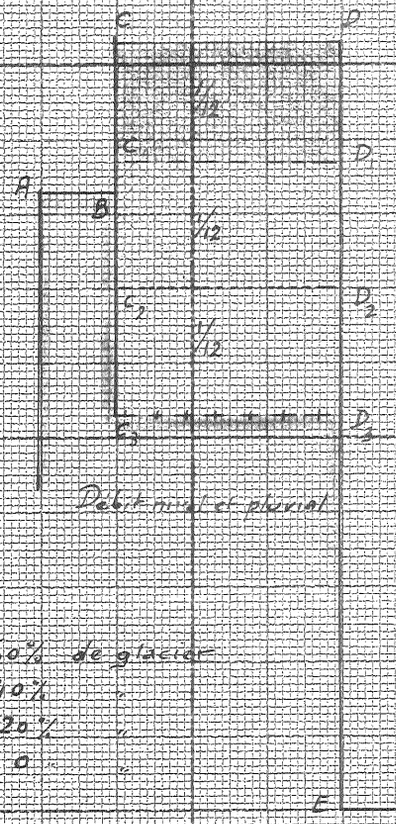


Fig x1a



ABCDEF 60% de glacier
ABC'D'EF 40% "
ABC$_2$D$_2$EF 20% "
ABC$_3$D$_3$EF 0 "

CDD$_1$C$_1$ = C$_1$D$_1$D$_2$C$_2$ = C$_2$D$_2$D$_3$C$_3$ = débit glaciaire correspondant à 20% de glacier = 1/12

M A M J J A S O

Fig x1c

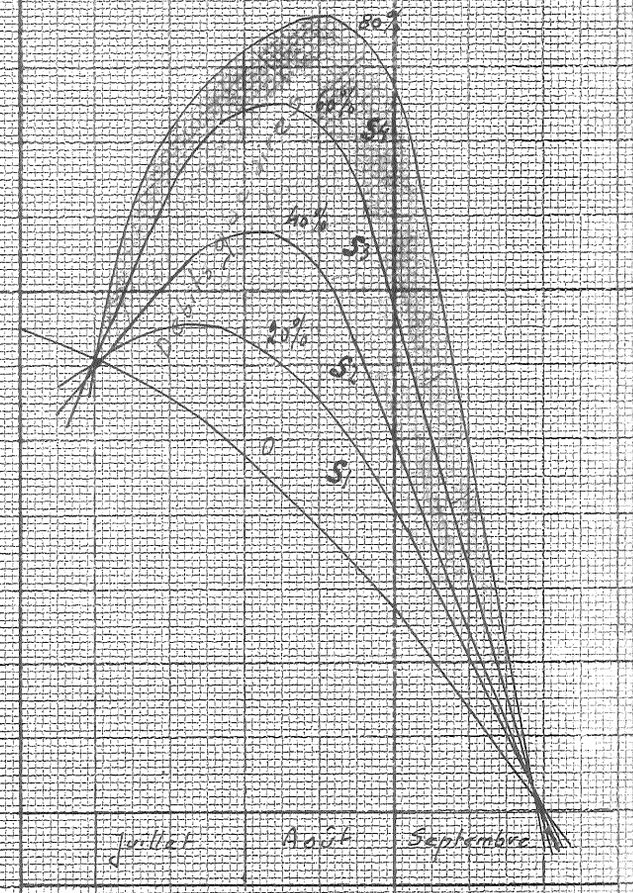


Fig x1b

Figures XI

contente de discriminer, tant bien que mal, le débit nivoglaciaire (n + g) du débit pluvial (p).

Considérons d'abord le ler de ces 2 points de vue. Dans la série de bassins analysés ci-dessus, deux bassins répondent exactement à la définition de bassins glaciaires : la Massa, émissaire du glacier d'Aletsch et le Rhône à Gletsch, émissaire du glacier du Rhône. Malgré la courbe de ces débits, qui se rapproche de celles de ces deux cirques glaciaires, l'Arve à Chamonix, bien que comportant 40 % de glaciers, n'est pas à proprement parler à régime strictement glaciaire, en ce sens, qu'il comprend 2 parties assez différentes : les versants du Col de Balme et des Aiguilles Rouges, pour ainsi dire sans étendue glaciaire, et les cirques glaciaires proprement dits, de la rive gauche, qui n'occupent que 130 Km2 sur 187 Km2.

Le tableau 12, déduit d'un graphique de Lugeon (précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité, page 108) peut être considéré comme résumant l'écoulement d'un cirque glaciaire, en Suisse.

"Nous donnons ici, à titre de renseignement, ainsi s'exprime Lugeon, une courbe moyenne de la capacité glaciaire d'écoulement exprimant, grosso modo, le débit d'eau de fusion en litres par Km2 de glacier. Elle a été tracée, à l'aide des courbes limnigraphiques d'un certain nombre de cours d'eau glaciaires des Alpes, publiées par le service fédéral des eaux pour les années 1916 à 1925. Nous nous sommes plusà discerner 4 classes d'années : sèches et chaudes, sèches et froides, humides et chaudes, humides et froides".

Bien que l'auteur parle de "débit d'eau de fusion en litres par Km2" nous supposons qu'il s'agit du débit total par Km2 de surface de cirques glaciaires, puisque les courbes reproduisent sensiblement celles des bassins de la Massa, du glacier du Rhône supérieur, etc...

Les deux dernières colonnes du tableau ont été obtenues en prenant la moyenne arithmétique (?) des 4 types d'années considérées. La figure IX donne la courbe moyenne, ainsi que celle de la Massa et de l'Arve à Chamonix.

On notera d'ailleurs que cette courbe moyenne fait apparaître un régime moins excessif que certains de ceux que nous avons analysés plus haut, que le maximum mensuel se produit soit en juillet (années humides) soit en août (années sèches), les débits de ces 2 mois étant en définitive à peu près égaux (h = 593 pour juillet et h = 586 pour août).

Le coefficient de nivosité des écoulements ressort, d'après la courbe moyenne, à 68,75 % et le coefficient d'irrégularité semestrielle à 15.

Le coefficient de nivosité des précipitations doit être vraisemblablement supérieur à 68,75 %, soit de l'ordre de 75 à 80 %.

Le tableau 12, où nous avons classé par ordre de glaciation décroissante un certain nombre de bassins d'altitude moyenne $\geqslant$ 2 000 m permet de voir l'influence de la glaciation sur le régime d'un cours d'eau, et permet même un calcul indicatif du débit glaciaire proprement dit, c'est-à-dire du débit produit effectivement par la fusion de la glace.

La fusion glaciaire proprement dite, c'est-à-dire des

Tableau 11.

	Altitude neiges.	Surfaces désenneigées	$\Sigma(\chi_o-\chi)$	$\chi_o-\chi$	Capacité de rétention	Neige accumulée ou fondante	Hauteur de neige fondue
Octobre			0,17	0,17	16.082	16.042	
Novembre			0,94	0,77	88.924	72.842	
Décembre			2,13	1,19	201.498	112.574	
Janvier			3,14	1,01	297.044	95.546	
Février			4,39	1,25	415.294	118.250	
Mars			5,48	1,09	518.408	103.114	
Avril			6,00	0,52	567.600	49.192	
Mai	1.500	120	4,82	- 1,18	455.972	- 111.628	9,30
Juin	1.800	230	3,12	- 1,70	295.152	- 160.820	7,00
Juillet	2.200	190	1,68	- 1,44	158.928	- 136.224	7,20
Août	2.500	150	0,61	- 1,07	57.706	- 101.222	6,70
Septembre	2.800	60	0	- 0,61	0	- 57.706	9,60
	3.000						

Tableau 12.

	q'	χ	χ_o	$\chi-\chi_o$	$\chi_o-\chi$
Janvier	7.50	0.10	1.38		1.28
Février	6.25	0.08	1.57		1.49
Mars	8.50	0.11	1.51		1.40
Avril	17.00	0.23	1.19		0.96
Mai	47.50	0.65	0.86		0.21
Juin	152.50	2.06	0.60	1.46	
Juillet	221.25	2.99	0.49	2.50	
Août	218.75	2.96	0.38	2.58	
Septembre	160.00	2.17	0.46	1.71	
Octobre	31.25	0.42	0.77		0.35
Novembre	9.75	0.13	1.24		1.11
Décembre	7.75	0.10	1.55		1.45
	74	12.00		8.25	8.25

$$S = \frac{11.25}{0.75} = 15$$

$$n_o = \frac{8.25}{12} = 68.75\ \%$$

$$q_o = \frac{1.82}{12} = 15.17\ \%$$

$$q'_o = \frac{1.93}{12} = 16.1\ \%$$

$$\frac{S}{S+1} - n_o = 93.75 - 68.75 = 25\ \%$$

Tableau 13.

BASSINS	Massa	Rhône Gletsch	Fiescherbach	Arve Chamonix	Visp	Rhône Reckingen	Vénéon	Rhône à la Porte du Sax	Arc à Termignon	Doron de Termignon	Haute Isère	Hte Romanche	Romanche Inférieure	Arc Inférieur	Isère à Moutiers	Eau d'Olle	Durance
Glaciers %	72 %	63 %	51 %	40 %	36 %	23 %	20 %	18 %	18 %	18 %	12 %	9 %	8 %	7 %	4 %	2 %	1 %
Janvier	0.07	0.11	0.10	0.26	0.20	0.24	0.18	0.28	0.25	0.30	0.42	0.26	0.37	0.26	0.44	0.45	0.45
Février	0.06	0.10	0.09	0.24	0.16	0.20	0.14	0.26	0.17	0.28	0.41	0.24	0.32	0.24	0.43	0.31	0.45
Mars	0.06	0.12	0.14	0.24	0.15	0.20	0.23	0.30	0.14	0.28	0.40	0.34	0.42	0.25	0.49	0.40	0.54
Avril	0.12	0.22	0.28	0.38	0.21	0.40	0.49	0.53	0.30	0.40	0.47	0.73	0.67	0.61	0.77	0.83	0.98
Mai	0.54	0.61	0.71	0.76	0.78	1.27	1.28	1.28	1.09	1.06	1.25	2.17	2.04	1.58	1.62	1.86	2.10
Juin	2.20	2.02	1.81	1.51	2.02	2.41	2.24	2.28	2.73	2.34	2.52	2.50	2.30	3.37	2.49	2.68	2.24
Juillet	3.16	3.27	3.26	2.68	2.88	2.63	2.30	2.43	2.84	2.51	2.49	2.07	1.93	2.53	1.90	1.82	1.39
Août	3.42	2.78	3.26	3.23	2.90	2.20	2.19	2.14	2.18	2.38	1.78	1.48	1.45	1.34	1.31	1.17	0.83
Septembre	1.72	1.77	1.50	1.32	1.49	1.12	1.44	1.17	1.11	1.16	0.84	0.92	1.07	0.70	0.90	0.72	0.80
Octobre	0.44	0.61	0.50	0.69	0.70	0.65	0.79	0.60	0.58	0.61	0.55	0.55	0.60	0.51	0.66	0.70	0.82
Novembre	0.13	0.25	0.23	0.37	0.31	0.39	0.46	0.39	0.35	0.38	0.45	0.40	0.47	0.33	0.52	0.55	0.83
Décembre	0.08	0.14	0.12	0.32	0.20	0.29	0.26	0.34	0.26	0.30	0.42	0.31	0.36	0.28	0.47	0.51	0.57
Hiver	0.21	0.35	0.31	0.82	0.56	0.73	0.58	0.88	0.68	0.88	1.25	0.81	1.05	0.78	1.34	1.27	1.47
Printemps	0.72	0.95	1.13	1.38	1.14	1.87	2.00	2.11	1.53	1.74	2.12	3.24	3.13	2.44	2.88	3.09	3.62
Eté	8.78	8.07	8.33	7.42	7.80	7.24	6.73	6.85	7.75	7.23	6.79	6.05	5.68	7.24	5.70	5.67	4.46
Automne	2.29	2.63	2.23	2.38	2.50	2.16	2.69	2.16	2.04	2.15	1.84	1.90	2.14	1.54	2.08	1.97	2.45
Juillet. Août. Sept.	8.30	7.82	8.02	7.23	7.27	5.95	5.93	5.74	6.13	6.05	5.11	4.47	4.45	4.57	4.11	3.71	3.02

Tableau 14.

	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin
						3310						
						3293						
						2514						
						3426						
						2643						
						2627						
				2594		1432						
				2115		2145						
				2881		2145		4096				
				2586	2206	2856		1857	1272			
				2281	1829	2006	2773	2072	2538			
				2206	2160	1780	2358	1934	3310			
				2444	2773	3708	3801	3058	2514	2554		
			2773	1231	3067	1706	3625	2236	2342	2258		
		899	1172	3266	2491	3179	2153	3214	2602	2243	1444	
		1913	1541	3444	2101	2881	2168	2050	3480	2175	2381	
		3258	3354	3810	3444	3606	2206	1560	2327	2006	2221	1639
		3905	1913	3007	2467	2013	2675	1955	1432	2514	1439	2050
	2475	4105	2514	2594	2839	3126	2475	2675	1502	2626	2296	1272
	1850	2094	2594	2452	3067	1992	1992	2475	3050	2965	4390	2420
Moy.	2162	2696	2266	2737	2586	2619	2623	2432	2397	2418	2362	1845
	2	6	7	14	11	20	10	12	11	8	6	4
Rhône	1,8%	5,4	6,3	12,6	9,9	18,1	9,0	10,8	9,9	7,2	5,4	3,6
Rhin	21,6%	9,2	9,3	4,6	5,0	7,8	4,6	3,1	3,1	2,4	8,8	20,5

Tableau 14 bis. Ecoulement glaciaire en Suisse, d'après Lugeon (p. 108) (1916 - 1925)

	Année sèche chaude		Année sèche froide.		Année humide chaude.		Année humide froide.		Année moyenne (moyenne).	
	q'	h	q'	h	q'	h	q'	h	q'	h
Janvier...	7	18.7	7	18.7	8	21.4	8	21.4	7.50	20.0
Février...	6	14.6	5	12.2	7	17.1	7	17.1	6.25	15.2
Mars.....	8	21.4	6	16.1	10	26.8	10	26.8	8.50	22.8
Avril.....	18	46.6	10	25.9	25	64.8	15	38.9	17.00	44.1
Mai.....	60	160.7	15	40.2	80	214.3	35	93.7	47.50	127.2
Juin.....	150	388.8	150	388.8	170	440.6	140	362.9	152.50	395.3
Juillet...	295	790.1	215	575.8	185	495.5	190	508.9	221.25	592.6
Août.....	305	816.9	230	616.0	175	468.7	165	441.9	218.75	585.7
Septembre.	245	635.0	185	479.5	110	285.1	100	259.2	160.00	414.7
Octobre...	25	66.9	25	66.9	50	133.9	25	66.9	31.25	83.7
Novembre..	10	25.9	9	23.3	10	25.9	10	25.9	9.75	25.3
Décembre..	8	21.4	7	18.7	8	21.4	8	21.4	7.75	20.7
	94.7	3007	72.0	2282.1	69.9	2215.5	59.4	1885	74.00	2347.4

glaciers quand les neiges actuelles sont fondues (parties inférieures des glaciers se trouvant en-dessous de la limite des neiges, 2 700 à 3 000 m) se localise sur les 3 mois, juillet, août, septembre ; en juin, le débit relatif apparait en effet, à peu près constant, c'est-à-dire, indépendant du taux de glaciation ; on a par exemple, χ = 2,20, pour la Massa (72 % de glaciers, 2,24 pour le Tencin (20 % de glacier), 2,30 pour la Romanche à Rioupéroux (9 % de glacier). Il en est de même du débit relatif d'octobre qui oscille plus ou moins autour de 0,60 quelle que soit la glaciation.

On peut donc admettre le débit relatif de ces 3 mois (la dernière ligne du tableau donne $\Sigma\chi$ pour les dits trois mois) comme critérium quantitatif de la glaciation.

En résumé :

1° De novembre à mai, plus la glaciation est forte, plus le débit est faible.

2° En juin, le débit, conditionné seulement par la fonte des neiges, est sensiblement indépendant de la glaciation.

3° En juillet, août et septembre, le débit croît avec la glaciation par suite de la fusion de la glace, alors que la neige actuelle est déjà fondue.

4° En octobre, la glace et la neige ne fondant plus, le débit alimenté seulement par les pluies, et les réserves d'infiltration, dues à la fusion nivoglaciaire de l'été, se retrouve comme en juin, à peu près constant et indépendant de la glaciation.

Le graphique de la fig. X illustre ces conclusions d'ensemble, plus ou moins modifiées dans chaque cas par les particularités propres à chaque bassin.

En ce qui concerne le débit glaciaire proprement dit, nous l'avons chiffré, le calcul n'est évidemment qu'indicatif, comme il suit : il est basé sur le même principe (fig. V) qui nous a permis une discrimination approchée du débit nivoglaciaire et du débit pluvial.

Soit C la courbe du débit relatif d'un cours d'eau glaciaire. Si, toutes autres conditions étant supposées restées les mêmes, la glaciation du bassin devenait nulle, la courbe deviendrait C', les 2 courbes se coupant d'après les constatations ci-dessus, en juin et octobre.

Le débit glaciaire proprement dit est figuré par l'aire ACBC' (fig. XI_a).

La difficulté réside dans le choix de la courbe C', et la méthode apparaît plus théorique que pratique. Quel bassin choisir, dont les conditions soient identiques à celles du bassin étudié ? (topographie, altitude, orientation, pluviosité, etc) d'autant plus que l'aire ACBC' étant relativement petite, la moindre erreur d'appréciation s'amplifie.

Si l'on considère une série de bassins à taux de glaciation également croissants - 0 - 20 % - 40 % - 60 % - 80 % - suivant le schéma de la figure XI_b et si on admet que l'effet glaciaire est proportionnel à la surface glaciaire, les aires S_1, S_2, S_3, S_4 doivent être égales, et chacune sera représentative, en valeur relative, du débit glaciaire correspondant

à une augmentation de la glaciation de 20 %.

En nous inspirant de cette considération, voici comment en définitive, nous estimons le débit glaciaire dans la région des Alpes étudiée.

On a, d'après le tableau 13 :

La Massa, gl = 72 %. Somme des débits relatifs ($\Sigma\chi$) de J.A.S = 8.30
Le Rhône à Gletsch, gl = 63 % 7.82
Le Fiescherbach, gl = 51 % 8.02
Moy = 62 % 8.05

L'Arve à Chamonix, gl = 40 % 7.23
La Visp, gl = 36 % 7.27
Moy : 38 % 7.25 %

Pour gl = 20 %, $\Sigma\chi$ est très voisin de 60 % comme le montrent les valeurs suivantes :

Le Rhône à Reckingen	$\Sigma\chi$ = 5.95	pour gl = 23 %
Le Vénéon	$\Sigma\chi$ = 5.93	..... 20 %
Le Rhône à la P. du Scex	$\Sigma\chi$ = 5.74	..... 18 %
Arc Supérieur	$\Sigma\chi$ = 6.13	..... 18 %
Doron de Termignon	$\Sigma\chi$ = 6.05	..... 18 %
Moy :	5.96	19 %

Grosso modo, nous admettons :

gl = 60 %	$\Sigma\chi$ = 8.0	3/12 = 25 %
gl = 40 %	$\Sigma\chi$ = 7.0	2/12 = 17 %
gl = 20 %	$\Sigma\chi$ = 6.0	1/12 = 8 %

Et également :

gl = 0 $\Sigma\chi$ = 5.0

En réalité pour gl = 10 %, d'après le tableau 13, on aurait $\Sigma\chi$ = 4,5 et pour gl = 0, $\Sigma\chi$ = 4,0; mais il s'agit de bassins à altitude moindre que les précédents, qui, à la même altitude, de l'ordre de 2 500 à 2 700, auraient un $\Sigma\chi$ supérieur.

D'où les débits glaciaires (en % du débit total) indiqués ci-dessus.

Ainsi, pour l'Arve à Chamonix, le débit total étant de 430 milliers de m3, le débit partiel provenant de la fusion de la glace serait de l'ordre de :

$$\frac{430}{6} = 72 \text{ milliers de m3.}$$

soit par Km2 de glaciers à altitude inférieure à 3 000 m :

$$\frac{72}{41} = 1{,}75 \text{ m.}$$

Le débit de l'Arve se décomposerait ainsi :

Débit nivoglaciaire $n_o = 56{,}7$

Nous majorons ce coefficient de 10 % (voir plus haut) 62 % (glac. 17 %, niv. 45 %)

Débit pluvial ..... 38 %
100 %

On notera que le débit glaciaire ainsi calculé est nécessairement un minimum, car, même en saison froide, il y a de la glace qui fond et le débit glaciaire n'est en aucune saison complètement nul.

Aussi bien, ces résultats sont plus ou moins hypothétiques, mais le principe de la méthode méritait, pensons-nous, d'être mentionné, et avec des statistiques plus exactes, plus nombreuses, plus comparables, peut-être, pourrait-on en tirer des indications pratiques.

LE DEBIT ANNUEL ET SA VARIATION PERIODIQUE.

La variation périodique du débit annuel est plus faible dans les bassins à régime nivoglaciaire que dans les bassins de plaine à alimentation pluviale ou pluvionivale.

La capacité de rétention nivale, et surtout glaciaire, joue le rôle de volant.

Si les précipitations d'une année sont anormalement élevées, une partie des neiges hivernales voient leur fusion reportée sur l'année ou les années suivantes; si, par contre, une année est très sèche, donc en général plus chaude, la fusion glaciaire est plus intense et compense en partie le déficit provenant des précipitations actuelles.

D'autre part, plus le bassin est étiré, plus le déficit d'écoulement est faible, et plus le rapport des débits annuels extrêmes tend vers le rapport des pluviosités annuelles extrêmes, rapport qui est dans nos régions de l'ordre de 2.

Ainsi, d'après le tableau 12 (cas des bassins glaciaires) les débits extrêmes étant, d'après Lugeon, de 3 007 et 1 885, il en résulte un rapport de $\frac{3\ 007}{1\ 885} = 1,6$ (rapport probablement trop faible, car il est fait état des moyennes).

Pour les bassins alpestres à altitude moyenne $\geqslant$ 2 000 m, le rapport des modules extrêmes doit être de l'ordre de 2,0.

Ainsi, pour la Romanche aux Chazeaux, on a :

$$\frac{17,52\ (1915)}{7,96\ (1909)} = 2,2 \text{ pour la période (1909 - 1928)}$$

La période est un peu courte (20 ans), mais elle comprend les 2 années 1911 et 1915 qui comptent parmi les plus sèches et les plus humides d'une très longue période.

De même pour le Gave de Pau, à Luz, on a :

$$\frac{18,9\ (1910)}{9,8\ (1925)} = 1,9 \text{ pour 1909 - 1926}$$

Par contre, pour la Cère (Massif Central) nous trouvons :

$$\frac{35,3\ (1910)}{11,1\ (1921)} = 3,2 \text{ pour 1904 - 1931}$$

et pour la Truyère au Pt de Lanau (1893 - 1932) : $\frac{56,4\ (1910)}{12,5\ (1921)} = 4,5$

Rappelons que pour le Rhin à Bâle, ce rapport est de 2,35 pour la période 1806-1925 et pour la Seine (40 ans d'observa-

longue

tion) de 4,0.

Mais la considération du rapport des débits extrêmes n'est qu'un moyen empirique, et plus ou moins défectueux, de chiffrer la variabilité périodique d'un cours d'eau. Il vaut mieux, pour ce faire, avoir recours au calcul des probabilités, en soumettant à ce calcul analytique la distribution des débits annuels successifs. Nous reviendrons plus loin sur cette question.

LE DEBIT DE CRUE.

Si le débit moyen dépend surtout, pour un climat donné, de la pluviosité, si les variations saisonnières dépendent surtout du relief et de la température, le débit de crue annuel, défini comme étant le plus fort débit de l'année, est conditionné par tous les facteurs météorologiques et physiques du bassin, notamment par l'intensité, la durée, la nature des précipitations, la grandeur, la pente et la capacité de rétention de la surface réceptrice.

Parmi ces capacités de rétention, la plus importante est la capacité de rétention nivoglaciaire, qui, en décalant plus ou moins dans le temps les périodes des précipitations et les périodes des écoulements correspondants, exerce sur les débits maximums une influence atténuante.

Le plus fort débit annuel peut être :

1° d'origine pluviale,
2° d'origine nivale ou nivoglaciaire,
3° d'origine à la fois nivale et pluviale.

Dans le cas des bassins de haute montagne, la probabilité d'une crue d'origine pluviale, d'un débit donné, est, à égalité des superficies, plus faible qu'en plaine, par le fait qu'une partie des précipitations massives susceptible d'occasionner une crue, peut tomber sous forme de neige. La densité pluviale effective, rapportée à l'ensemble du bassin est alors diminuée d'autant. Il est vrai, cependant, que la pente, plus élevée en montagne, et la concentration des thalwegs élémentaires, peut agir en sens inverse.

Si la crue est occasionnée par la fusion de la neige, elle est généralement modérée, la neige ne fondant pas à la fois sur tout le bassin, le phénomène de fusion étant plus ou moins progressif et déterminé par la température des zones successives altimétriques. Mais, moins grande en intensité instantanée, la crue est plus prolongée.

Le cas le plus défavorable se produit quand la crue est à la fois d'origine nivale et pluviale : pluie abondante et prolongée, coïncidant avec une hausse de température, s'exerçant sur tout le bassin, coïncidant par conséquent avec une fusion active de la neige sur une grande étendue, parfois sur la totalité du bassin. Cette éventualité se présente surtout pour les bassins de moyenne altitude, et est plus rare en haute montagne.

Aussi bien chaque bassin, de ce point de vue des crues, doit être étudié séparément ; il n'y a que des cas d'espèce, qu'il est difficile de synthétiser en lois générales.

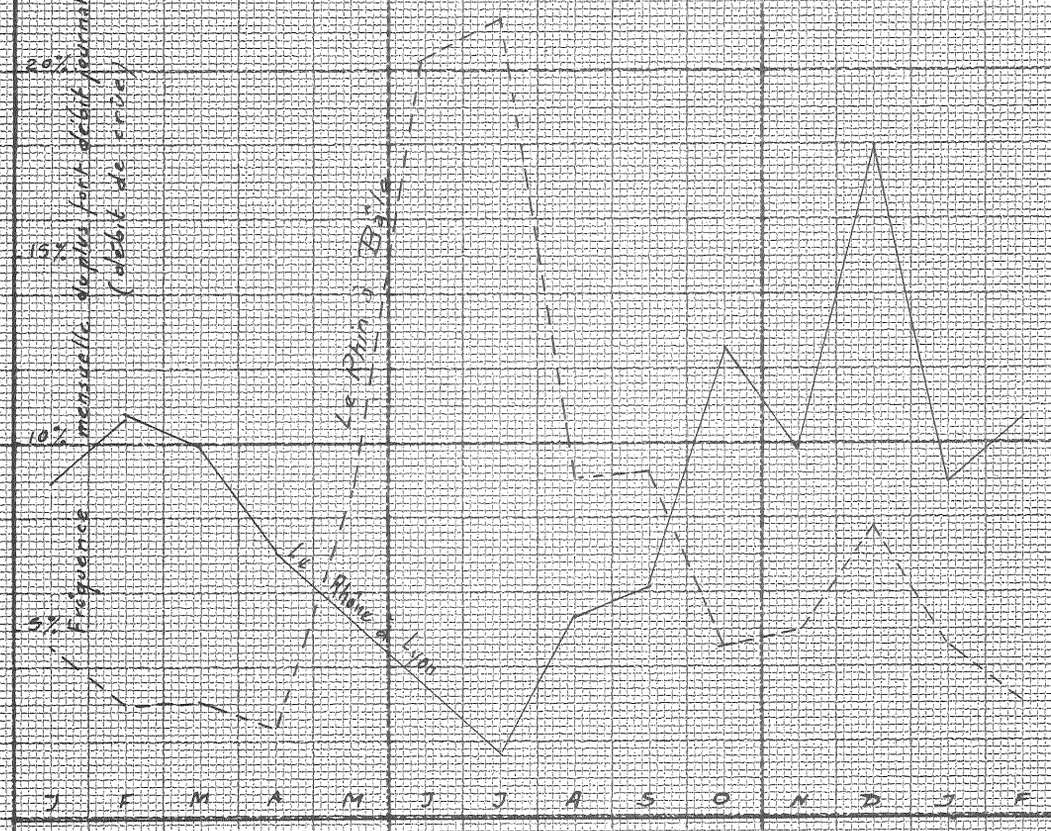


Fig XII.

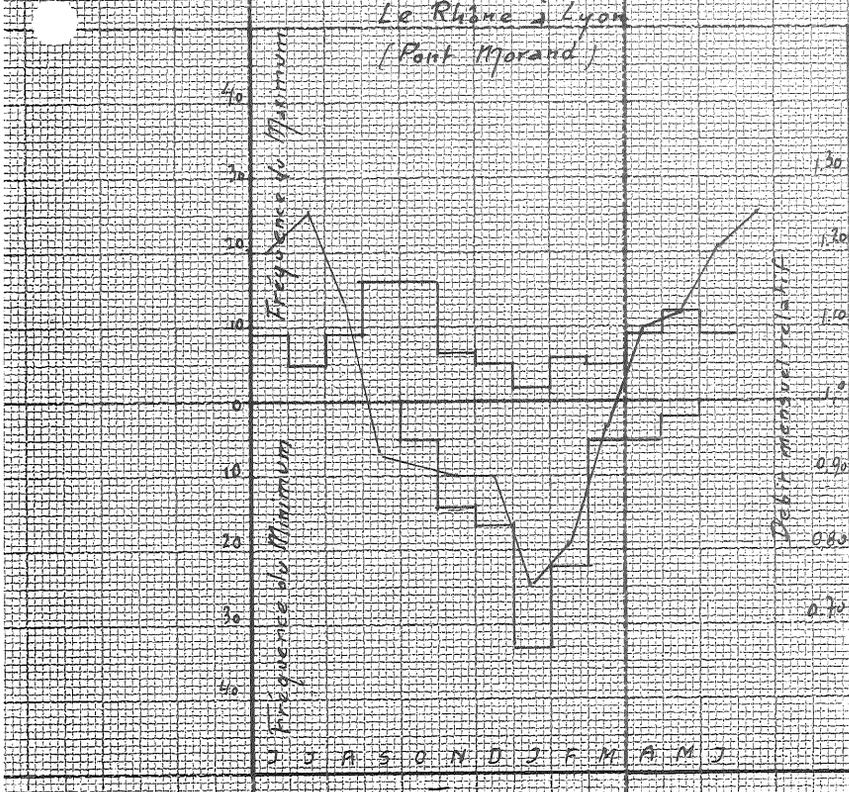


Fig XIII.

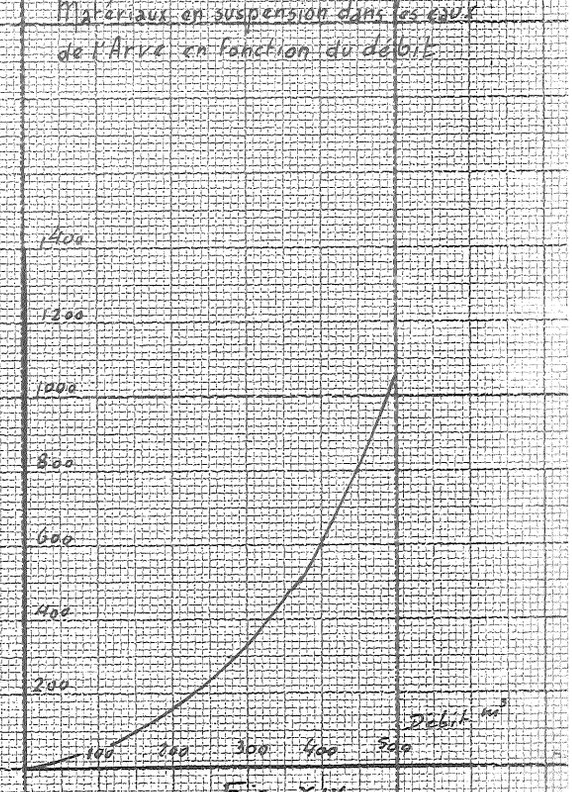


Fig. XIV.

Comme exemple nous citerons le bassin du Bès (Massif Central) et le bassin de la Haute Romanche, qui ont sensiblement la même superficie et la même pluviosité moyenne (360 et 335 Km2) et dont les altitudes moyennes sont respectivement 1 200 et 2 300 mètres. Le débit de crue le plus fréquent, est, pour le premier, de 150 m3 et pour le second de 50 m3.

L'observation systématique du débit de crue (que l'on ne peut faire malheureusement que dans des cas très rares, faute de données portant sur un nombre d'années suffisant) et notamment l'étude de l'époque de l'année où il se produit, conduit à des indications intéressantes, précisant le régime d'écoulement.

Nous donnons (fig. XII) le graphique comparatif des fréquences mensuelles du débit de crue du Rhône à Lyon (111 années d'observations) et du Rhin à Bâle (128 années d'observations). Les données utilisées pour le Rhin sont celles du tableau 14.

Il y a, entre les deux régimes d'écoulement, (le débit moyen des 2 bassins est à peu près le même) une différence essentielle, que ne met pas en relief l'étude comparative des variations mensuelles moyennes .

A Bâle, le plus fort débit annuel est d'origine nivo-glaciaire ; il s'observe, en effet, en juin 20,5 fois sur 100 ans et en juillet 21,6 fois : soit 42 années sur cent en juin-juillet.

Pour le Rhône, le débit de crue est d'origine pluviale, puisqu'il se produit le plus fréquemment en décembre : 18 années sur 100. Le minimum de la courbe est en juillet, précisément à l'époque de l'année où le débit moyen est maximum.

Nous complétons ces remarques par le graphique de la fréquence du plus fort et du plus bas débit mensuel (dont nous avons donné déjà des exemples - Hte Romanche et Bourne Vernaison -) relatif au Rhône et juxtaposé au diagramme des débits relatifs moyens (fig. XIII).

En définitive : le débit mensuel est maximum en juillet et minimum en janvier. Le débit mensuel est le plus fréquemment maximum en septembre-octobre, et le plus fréquemment minimum en janvier.

Le plus fort débit de l'année s'observe le plus fréquemment en décembre, et le moins fréquemment en juillet.

Ce sont là des faits qui illustrent la complexité du régime du Rhône, résultant de multiples facteurs qui souvent s'opposent.

Quant à la distribution statistique des débits de crue, qui permet d'estimer la grandeur des plus fortes crues possibles, nous laissons ici de côté cette étude, qui repose sur le calcul des probabilités, que nous avons traité par ailleurs.

Aussi bien en ce qui concerne plus spécialement les cours d'eau de haute montagne, nous ne possédons pas de statistiques de durée assez longue, pour pouvoir en discuter utilement.

Le débit solide. Si l'importance des débits solides n'est mise en doute par personne, il est difficile de chiffrer cette

importance, très variable d'un bassin à l'autre, et pour un menu cours d'eau d'un point à un autre, d'une saison à l'autre.

Les données que nous possédons à ce sujet sont fragmentaires et incertaines. Il faut reconnaître que de telles investigations se heurtent à de nombreuses difficultés : estimation exacte des débits et surtout des très forts débits, généralement très mal connus ; prélèvement des échantillons en tous les points de la section d'écoulement ; détermination dans chaque cas de la densité, pour passer du poids au volume ; mesure, non seulement des matières qui sont en suspension, mais de celles qui sont roulées ; observations à faire non pas sur une année seule, mais sur une période de longue durée, le débit solide subissant des variations annuelles beaucoup plus considérables que le débit liquide.

Il y aurait nécessité primordiale à instituer systématiquement de telles études, en se mettant au préalable d'accord sur un programme de recherches très défini et sur les appareils et méthodes à mettre en oeuvre.

Le phénomène est particulièrement actif dans les bassins de haute montagne, siège d'une érosion massive, surtout au moment de la fonte des neiges. La nature géologique du terrain joue évidemment un rôle important.

L'interprétation des travaux existants, dont la plupart sont déjà anciens, est, pour toutes les raisons ci-dessus énumérées très malaisée, étant donné les conditions d'expérimentation différentes, qui rendent les comparaisons problématiques.

Nous indiquons néanmoins, pour fixer l'ordre de grandeur du phénomène, quelques chiffres empruntés surtout aux travaux suisses, les plus fréquents en cette matière.

Le Rhône en amont du lac de Genève. La question a été étudiée par Forel (1892) dans son ouvrage classique sur le Léman. Les chiffres suivants résument ses observations :

1° Alluvions dissoutes	352.500 m3	65 m3 par Km2
2° Alluvions en suspension	1.997.500 m3	371 m3 par Km2
3° Alluvions grossières	1.308.069 m3	243 m3 par Km2
Total	3.658.069 m3	679 m3 par Km2

Une détermination plus récente, faite à la Porte, par le docteur Utrecht (1914-1915) a donné 650 T par Km2, soit la moitié du chiffre précédent en admettant une densité égale à 2.

L'Arve. Bacst a étudié pendant 11 mois de l'année 1890 le débit solide de l'Arve à son embouchure. Les prélèvements étaient faits en surface. Le graphique de la figure XIV résulte de ses expériences.

Cet auteur a trouvé, comme alluvions en suspension, 1016271 T, soit 500 tonnes par Km2 environ. Ce chiffre a été ramené à 325 T par Km2, à la suite de corrections faites par M. Lugeon et le service suisse des eaux.

Plus récemment, M. Blanc, Ingénieur de la ville de Carouge, qui a étudié la variation de l'alluvion en suspension, suivant la profondeur de l'eau, a trouvé pour 1910 un total de 1270 T par Km2.

On notera la divergence de ces 2 chiffres : 325 et 1 270 explicable en partie par les caractères tout à fait différents des années 1890 et 1910. L'année 1910 a été une année célèbre par ses pluies et ses crues. Quant à 1890, il est probable, étant donné que c'est l'année la plus froide des 50 dernières années, qu'elle correspond à une période de très bas débits pour l'Arve, où l'érosion a dû être très faible.

Pardé conclut de ces données que l'Arve doit rouler en année moyenne 1 million de tonnes de limons, plus 250 000 T de gravier, ce dernier chiffre résultant des estimations du service suisse des eaux.

La Durance. Nous mentionnons les observations de Hervé Mangon, remarquables pour l'époque (1859 - 1860) faites à Mérindol (Vaucluse). Les mesures ont été effectuées avec grand soin et correctement. Compte tenu de la correction à faire subir aux résultats faussés par une surestimation des débits liquides ainsi que l'indique M. Haegelen, on trouve 750 T. par Km2.

La Durance a fait, ultérieurement, l'objet de nouvelles recherches, de la part de M. Wilhelm : cet auteur signale que le réservoir de Quinson, sur le Verdon, de 4 700 m de longueur a été comblé en 5 ans (capacité 1 325 000 m3); celui d'Avignonet sur le Drac, de 3 500 m de long, a été comblé en 8 ans, malgré l'ouverture constante des vannes de purge du barrage pendant toute la période des hautes eaux.

L'Isère. Le service des F.H. du Sud-est, sous la direction de M. Haegelen, a trouvé pour l'Isère à Grenoble (5 720 Km2), 530 par Km2, d'octobre 1923 à octobre 1924.

Le Rhône en aval du confluent de l'Arve. Les seules données que nous ayons sur le charriage du Rhône dans cette section résultent des observations faites, soit à l'usine de Chènes, en exploitation depuis 1895, soit à l'usine de Chancy-Pougny, en marche depuis 1925, lus des chasses périodiques qui y sont effectuées chaque années au moment des hautes eaux, et qui permettent, dans une certaine mesure, d'estimer le débit solide de roulement.

M. Lugeon (Barrages et géologie) conclut à un apport, de ce chef, de 167 000 m3 par an (1925 - 1929) dont 67 000 m3 de gravier et 100 000 m3 de sable.

Mais il y a, en plus, l'alluvion en suspension, qui d'après les travaux de Collet, atteindrait pour le Rhône :

1890, année de disette	1 000 000 m3
1915-1916, année d'abondance	2 040 000 m3
Moyenne annuelle	1 700 000 m3

Ces résultats amènent M. Lugeon à écrire : "J'avais estimé jadis que le lac de Génissiat durerait 120 années. Je m'étais basé sur des valeurs trop faibles, ainsi qu'on peut le savoir maintenant, grâce aux travaux de Collet".

L'étude des débits solides est à la base de nombreux problèmes d'ordre pratique, notamment en matière d'aménagement des chutes d'eaux (envasement des canaux d'amenée, usure des turbines, exhaussement du lit en amont des retenues, ensablement des grands réservoirs d'accumulation. Aussi, serait-il à souhaiter qu'elle suscite de nouvelles recherches systématiques et standardisées.

LA CAPACITE DE RETENTION GLACIAIRE. LA VARIATION PERIODIQUE DES GLACIERS.

La "glaciologie" proprement dite constitue une branche importante de la physique du globe (Hydrologie) qui comporte de multiples études que nous n'avons pas à aborder dans ce mémoire.

La plus usuelle de ces études consiste à étudier la variation frontale des glaciers et à dresser des statistiques, du recul et de l'avance des glaciers et à discuter sur les causes de ces variations.

Du point de vue hydrologique proprement dit, c'est-à-dire du point de vue de l'écoulement, le point intéressant serait de déterminer la variation du volume glaciaire, dont dépend le débit estival, comparativement avec les précipitations nivales et les débits , en d'autres termes de dresser, année par année, le bilan hydrologique des cirques glaciaires.

Chaque glacier, suivant une loi qui lui est propre, en corrélation avec sa configuration particulière (il y a des glaciers paresseux, des glaciers actifs, a-t-on dit) subit des variations ondulatoires plus ou moins accusées, qui s'amortissent ou se transmettent à sa langue terminale. Ces variations sont manifestement dues aux variations du volume des masses neigeuses supérieures causées par l'antagonisme du pouvoir humidifiant (précipitations) et du pouvoir fondant du climat (températures).

Tout comme les cours d'eau, les glaciers subissent des crues, mais étant donné la vitesse très lente des masses glaciaires, ces oscillations du niveau glaciaire sont également très lentes et ne se manifestent par un recul ou une avance des fronts terminaux que longtemps après le déséquilibre thermo-nivométrique qui les a engendrées ; d'où la difficulté de préciser, de situer dans le temps les causes, qui remontent souvent à de nombreuses années en arrière, du recul et de l'avance des glaciers.

Comme indice d'une prochaine régression de la langue terminale d'un glacier, on peut indiquer : la diminution des chutes de neige (d'où l'intérêt des relevées nivométriques) le recul de la ligne des névés et la diminution de la vitesse d'écoulement de la partie médiane ou inférieure du glacier.

Se basant sur les faits suivants : la ligne des névés qui est en Suisse, en temps normal, à 2 700 mètres, est remontée en 1 900, peut-être même dès 1898 à 3 100 m, même à 3 300 m dans le Valais et le massif du Mt Blanc ; les névés isolés qu'on rencontre généralement à moins de 2 700 m ont disparu vers la même époque ; des roches inconnues jusque là ont émergé des masses glaciaires qui se sont amenuisées. Charles Rabot concluait, en 1901 : "Il y a lieu de prévoir un nouveau recul notable et prochain des glaciers."

Cette prévision s'est effectivement réalisée. Depuis le commencement du siècle, nous assistons à un recul presque général de tous les glaciers, qui après une légère accalmie et même une petite crue vers 1918 - 1919, s'est fortement accentué pendant les dernières années.

Antérieurement, comme crues générales nettement identifiées, nous citerons celles qui se sont produites aux environs des années 1780, 1820, 1855 et 1893 ; ces crues ont été d'ailleurs en s'amenuisant, celle de 1855 a été moins forte que celle de

1820, et celle de 1893 que celle de 1855 ; en ce qui concerne la crue de 1780, la maximum atteint alors ne parait pas avoir été dépassé depuis (d'après Forel : les glaciers du Mt Blanc en 1780 - C.B.F. - 1901).

La crue secondaire qui s'est produite à la fin du 19e siècle a été particulièrement étudiée par Vallot, dans le Massif du Mt Blanc, dans les expériences qu'il a poursuivies de 1891 à 1899. Le glacier des Bossons est entré en voie d'allongement en 1875, celui d'Argentières en 1881, et celui des Bois (mer de glace) en 1890. Une onde de glace a parcouru en 5 ans la région comprise entre les Egrelets et l'extrémité de la mer de glace ; en 1891, le niveau du glacier était en hausse sur tous les profils, excepté au Chapeau. Le maximum a été atteint successivement aux Egrelets en 1892, au Montanvers en 1893, au Mauvais pas et au Chapeau en 1894.

Vallot a d'autre part constaté, que la pluie fond la glace presque aussi rapidement que le soleil ; par suite, la fusion est presque aussi importante en été humide qu'en été chaud, du moins dans les parties inférieures des glaciers.

Quant à l'importance de la capacité de rétention des bassins glaciaires, nous avons déjà indiqué que pour l'Unteraar (Grimsel) elle représentait 4 milliards de m3 (pour 50 Km2 de glaciers), c'est-à-dire, 25 fois le débit total de l'émissaire. Sur les mêmes bases approximatives l'Arve à Chamonix posséderait une réserve glaciaire de 6 milliards de m3, soit 15 fois le débit annuel du bassin.

Le recul ou l'avance d'un glacier ne permet pas de conclure à une diminution ou un accroissement corrélatif de cette capacité de rétention. Etant donné que les cours d'eau européens débitent toujours le même volume qu'il y a 150 ans, (ex : le Danube, le Rhin) la pluviosité n'a en moyenne pas diminué, la température est également restée stationnaire, la capacité de rétention glaciaire doit donc rester en définitive, sensiblement stationnaire. D'après une estimation de la Commission des études glaciologiques en France, la réserve glaciaire amoncelée en aval du Montanvers aurait diminué depuis 1822, jusqu'à la fin du 19e siècle de 55 millions de m3, ce qui représente une diminution de 1 % de la capacité de rétention de la totalité du bassin.

Quant à conclure, du recul persistant des glaciers depuis une cinquantaine d'années, que nous assistons à une diminution lente, progressive et irrémédiable de la glaciation, due à une modification des conditions thermopluviométriques, ce serait généraliser un peu vite. Qu'est-ce qu'une durée de 50 à 100 ans dans la vie d'un glacier ?

Nous illustrons ce paragraphe par le graphique de la fig. XV, établi d'après les données glaciologiques résumées par la nouvelle Commission des glaciers relevant de la section d'Hydrologie scientifique de l'Union géographique et géodésique (U.G.G.I.) qui s'est substituée en 1914, comme organisme international à l'ancienne Commission Internationale de Glaciologie fondée en 1894 (Rapport pour 1914 - 1928).

Ce graphique indique la variation de quelques glaciers du Massif du Mont Blanc de 1913 à 1928 : soit les glaciers d'Argentières, de Tour, des Bossons, de Bionnassay, de Trient et de Saleinaz.

Dans son ensemble, il dénote une petite crue glaciaire

ayant eu son maximum entre 1919 et 1923 suivant les glaciers, le plus sensible à cette crue ayant été le glacier d'Argentières.

On notera que pendant la même période, d'après le même document, certains glaciers suisses n'ont fait que décroître, toutes les années, sans aucune interruption, par exemple :

Dans le bassin du Rhône, le glacier d'Aletsch : recul total : 298,50 m et dans le bassin de l'Aar, l'Unteraar : recul total : 144,50 m.

En ce qui concerne plus spécialement le bassin du Rhône suisse, le pourcentage des glaciers en décrue, par rapport au nombre des glaciers en observation, soit :

en 1913/1914 - 63 %
en 1918/1919 - 32 %
en 1927/1928 - 80 %

montre également, sinon une crue sensible, du moins une diminution de la décrue vers 1918.

Pour l'année 1936, et l'ensemble de la Suisse, sur 69 glaciers observés, 6 étaient en crue, 5 stationnaires et 58 en décrue, ce qui donne comme proportions relatives : 9 %, 7 % et 84 % (d'après les variations périodiques des glaciers des Alpes Suisses) Rapports annuels créés en 1880 par Forel, 57e rapport 1936, rédigé par le Dr Mercanton.

Comme indiqué plus haut, nous estimons que de telles statistiques devraient être accompagnées de renseignements et observations relatifs aux précipitations, aux températures et aux débits des émissaires des bassins observés, pour permettre une étude plus scientifique des causes du recul et de l'avance des glaciers et augmenter nos connaissances, encore très rudimentaires, en matière d'hydrologie glaciaire.

ETUDE CRITIQUE DES DEBITS DE L'ARVE OBSERVES A CHAMONIX.

Les données relatives aux débits de l'Arve à Chamonix, ont toutes la même origine : les jaugeages et les relevés effectués de 1905 à 1913 par le Service des Forces Hydrauliques des Alpes, publiés dans les Annales du Ministère de l'Agriculture, et résumés par Mr. Pardé dans son ouvrage sur le Rhône et postérieurement (1938) dans son opuscule "Données numériques sur les cours d'eau".

Cet auteur a ainsi fait état, pour la même période 1905-1911 de 2 séries de débits mensuels, que nous avons données plus haut, la 1ère faisant apparaître un débit annuel de 15,15 m3, la 2e de 13,57 m3.

Enfin, page 114 de son ouvrage, il indique un débit moyen de 12,95 m3.

Quel est, en définitive, le débit moyen de l'Arve à Chamonix ? Il y aurait intérêt à le préciser, étant donné que ce cours d'eau est le seul que nous possédons en France, à caractère nivoglaciaire nettement marqué.

Nous ignorons si des mesures ultérieures à 1913 ont été effectuées par le Service des Forces Hydrauliques ; en tous cas, elles n'ont pas été publiées et nous devons nous contenter, pour répondre à cette question, des seuls chiffres rapportés plus haut.

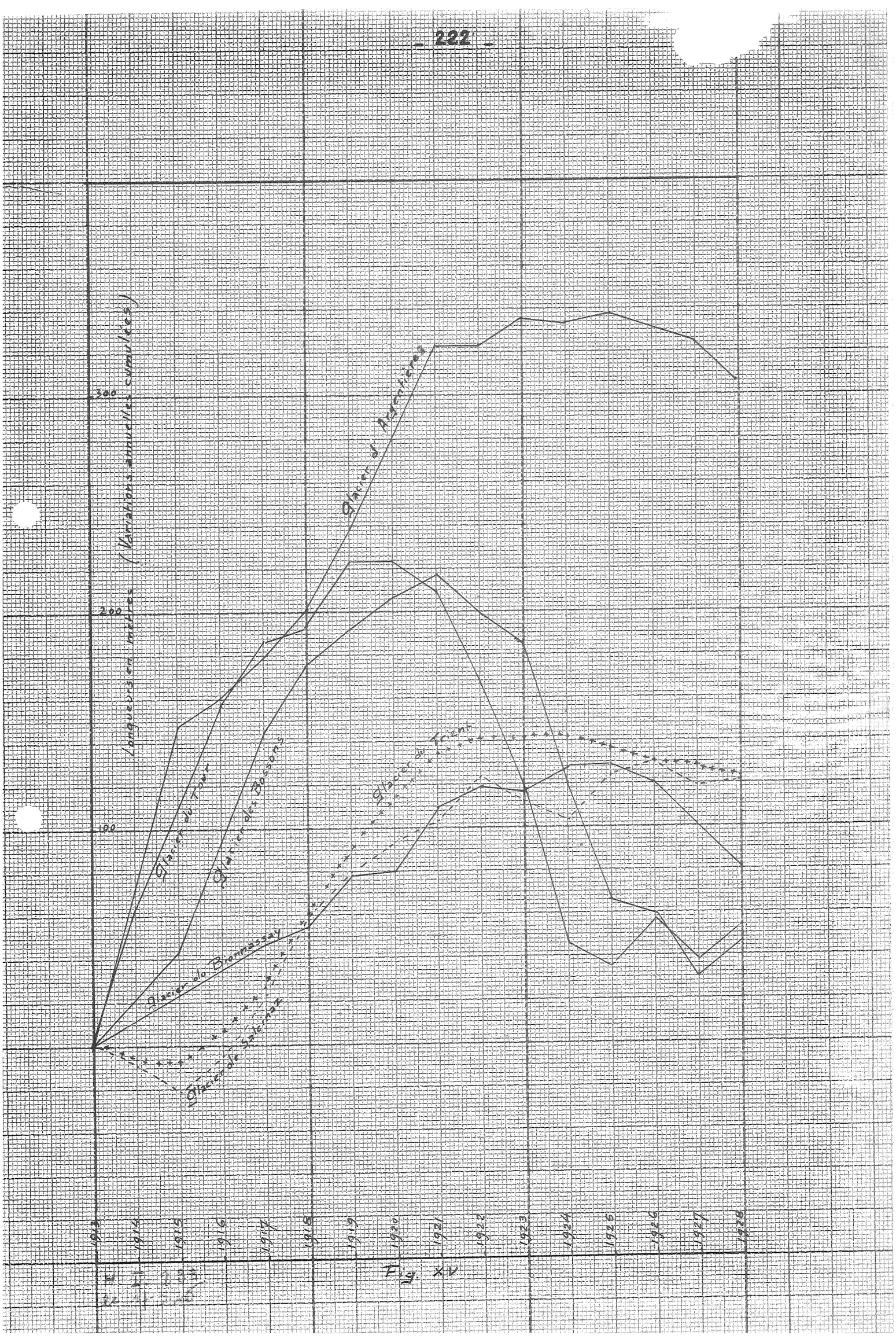

Longueurs en mètres (Variations annuelles cumulées)
300
200
100
Glacier d'Argentières
Glacier du Tour
Glacier des Bossons
Glacier du Trient
Glacier du Bionnassay
Glacier de Salcinaz
1913
1914
1915
1916
1917
1918
1919
1920
1921
1922
1923
1924
1925
1926
1927
1928

Fig. XV

Si nous remontons à leur source, nous voyons que le Service en question a d'abord publié les débits journaliers observés de 1905 à 1911, puis ultérieurement les débits mensuels, seulement pour la période 1905 à 1913 et ces données ne concordent pas. (2e et 3e colonnes du tableau 15).

La 1ère série donne Q moy = 15,172 et la 2e, Q m = 12,950. Certains des débits mensuels initialement indiqués ceux de 1908 à 1911 ont été rectifiés et remplacés par des débits plus faibles, les premiers ayant probablement été reconnus inexacts ; les débits des 3 premières années ont par contre, été reproduits tels quels. Tout cela indique un certain tâtonnement, qui permet, de mettre en doute l'exactitude des résultats.

Aussi bien les débits de 1905 et 1907, soit 19,700 et 16,140 nous paraissent difficilement acceptables et nous légitimons cette opinion par les remarques suivantes :

Dans la 4e colonne du tableau 15, nous avons indiqué les débits correspondants de la Romanche au Grand Clot, et dans les 4 colonnes suivantes pour la station de Lyon - Fourvière, la température moyenne estivale (juin-juillet-août), les précipitations hivernales (octobre-mars), les précipitations estivales (avril-septembre) et les précipitations totales ; ces données météorologiques permettent de caractériser grosso modo, la nature des différentes années, même dans la région de Chamonix proche de celle de Lyon, non pas quantitativement, mais qualitativement.

Le débit annuel d'un cours d'eau alpestre est principalement conditionné :

1° Par les précipitations et surtout les précipitations hivernales, donnant lieu à une évaporation faible.

2° Par la température, surtout celle de l'été.

D'après notre tableau, l'année météorologique la plus favorable a priori, à un écoulement abondant, est 1911, où la température estivale (22°) et les précipitations hivernales (497 mm) ont passé par un maximum. Le débit enregistré est de 14,370.

L'année par contre, la plus défavorable de ce point de vue, apparaît être 1909 où la température estivale a été minimum (17°9) et la pluviosité hivernale très faible (187,4) ; le débit enregistré est de 9,970.

Ces deux débits doivent être les débits extrêmes de la période considérée. Ils le sont, effectivement, pour le bassin de la Haute Romanche, au Grand Clot, soit 6,690 et 4,020.

Les débits de 19,700 pour 1905 et de 16,140 pour 1907, sont par contre inexplicables ; en 1905, la température estivale (21°) a bien été élevée, mais la pluviosité annuelle (706 mm) est normale et la pluviosité hivernale très faible (162 mm). Quant à 1907, la température estivale (18°4) apparait trop faible pour expliquer un débit aussi élevé.

Nous rejetons donc les débits de ces 2 années 1905 et 1907.

La moyenne des 7 années restantes (chiffres de la 2e série) est de 11,530, pour une pluviosité moyenne normale : 730 mm.

En prenant d'autre part la moyenne des 2 années extrêmes, on obtient : $\frac{9,970 + 14,370}{2} = 12,170$.

Nous concluons donc que le débit moyen de l'Arve à Chamonix est de l'ordre de 11,5 à 12 m3.

Au débit de 11,5 correspondent, pour le débit spécifique : 61,5 l et pour l'indice d'écoulement 1940 mm ; au débit de 12 m3 : 64,2 l et 2 024 mm.

Si on note que le bassin de l'Arve à Chamonix comprend :

1° Une zone pour ainsi dire sans glacier (versants du Col de Balme et des Aiguilles Rouges) dont l'altitude n'atteint pas 2 000 m et dont l'indice d'écoulement peut être estimé à 1 500 mm (zone de 44 Km2).

2° La zone glaciaire proprement dite, de 140 Km2; on voit qu'à un indice d'écoulement de 2 000 mm pour l'ensemble correspond pour la zone glaciaire un indice de 2 150 mm, comparable, par exemple, à celui du bassin qui alimente le Grimsel, soit 2 195 mm pour la période octobre 19 - septembre 28.

Si on tient compte d'un déficit d'écoulement de 200 mm, on est conduit à un indice pluviométrique de 2 350 mm, que nous considérons comme admissible.

Il eut été intéressant, du point de vue des questions que nous étudions ici, qu'on ait établi des stations de jaugeage et de mesures hydrométriques, dans le massif du Mont Blanc, sur les émissaires des cirques glaciaires proprement dits, par exemple à la base de la Mer de glace, du glacier d'Argentières, du glacier du Tour. Cela aurait permis de préciser nos connaissances hydrologiques relativement à la région la plus glaciaire de notre pays, notamment en matière de pluviosité et de nivosité. Le défaut des observations pluviométriques et nivométriques directes, dans le Massif du Mont Blanc, est également un fait que nous ne pouvons que déplorer

1: Années	2: 1e série	3: 2 série	4: Roman che Gd. Cl	5: Temp. estivales Lyon	6: Ho	7: H_1	8: Ho+H_1	
1905	19,700	19,700	4,633	21°	162,1	544,2	706,3	a
1906	11,300	11,300	4,716	21°1	274,3	123,7	398,0	b
1907	16,140	16,140	5,283	18°4	329,0	376,0	705,0	
1908	(11,600)	10,850	5,610	19°2	444,0	454,4	898,4	l
1909	(12,713)	9,970	4,020	17°9	187,4	384,1	571,5	
1910	(15,701)	10,740	6,510	18°3	278,8	389,9	668,7	e
1911	(19,053)	14,370	6,690	22°0	479,1	299,2	796,3	
1912	-	11,700	4,850	18°3	401,5	480,6	882,1	a
1913	-	11,790		18°1	287,0	607,9	894,9	
	15 172	12 950					725 mm	15

m3	0,6 à 1,0	1 à 1,5	1,5 à 2,0	2 à 3	3 à 5	5 à 10	10 à 20	20 à 30	> 30	
1905	84	44	59	16	43	57	57	5		365
1906	63	101	28	22	31	48	70	2		365
1907	71	13	59	37	49	61	73	1	1	365
1908	62	97	29	15	32	38	86	6	1	366
1909	121	23	37	15	39	87	43	-		365
1910	44	79	71	22	36	32	47	24	10	365
1911	45	87	68	14	21	25	71	33	1	365
1912	130	50	12	24	24	65	54	3	4	366
Total jours	620	494	363	165	275	413	501	74	17	2922
Durée annuelle en jours.	77	62	45	21	34	52	63	9	2	
Durées cumulées.	77	139	184	205	239	291	354	363	365	
Durées relatives cumulées.	21,2%	38,1%	50,5%	56,2%	65,6%	79,7%	96,8%	99,4%	100%	
m3 x jour	61,6	77,5	78,75	52,5	136,0	390,0	945,0	225,0	70,0	2036,35 (5 580)

Tableau 16. Détermination de la courbe des durées de la Romanche au Gd Clot (169 Km2) (1905 - 1912). Altitude moyenne 2 460 m. Altitude inférieure 1 325 m. Débit moyen : 5 580 litres.

CHAPITRE VII

LE DEBIT ET SES VARIATIONS INTRINSEQUES

GENERALITES.

L'étude de la variabilité intrinsèque du débit repose sur la classification des débits successifs observés, pendant une longue période, en fonction de leur grandeur, indépendamment de leur situation dans le temps.

On obtient ainsi (fig. XVI) le diagramme des fréquences donnant le nombre ou le pourcentage des débits compris entre $x + \Delta x, x + 2\Delta x, x + 3\Delta x$ ..... etc. A la limite, c'est-à-dire Δx tendant vers 0, et le nombre des observations croissant indéfiniment, ce diagramme devient la courbe de probabilité, $p = f(x)$ donnant l'espérance mathématique du débit x, c'est-à-dire, telle que la probabilité d'un débit compris entre x et $x + \Delta x$ est égale à $p\,dx = f(x)\,dx$.

On a $\int_{-\infty}^{+\infty} f(x)\,dx = 1$

Par intégration, on déduit la courbe $P = \int_{-\infty}^{x} f(x)dx = P(x)$ donnant la probabilité d'un débit inférieur à x, $1 - P$ étant la probabilité d'un débit supérieur à x.

Cette dernière courbe n'est autre, d'ailleurs, que la courbe limite des débits classés par ordre de grandeurs croissantes. On peut également considérer la courbe inverse $P = \int_{+\infty}^{x} f(x)\,dx$ qui est la courbe des débits classés par ordre de grandeurs décroissantes.

Aux maximums de la courbe (p) correspondent, pour la courbe (P) des points d'inflexion.

La courbe (P) peut être dénommée : courbe des fréquences cumulées, ou courbe des durées, ou encore des débits classés, ou plus simplement, quoique plus improprement, courbe de régime.

La probabilité d'un débit compris entre x_1 et x_2 est chiffrée d'après la courbe (p) par une aire $S = p\,(x_2 - x_1)$ et d'après la courbe (P) par une longueur ($d\,P = P_2 - P_1$).

L'axe des valeurs de $P = F(x)$ peut être gradué soit en nombre d'observations (0 A = nombre total des débits observés), soit en jours (0 A = T = 365 jours), soit en pourcentages ou fractions de la durée totale (annuelle) prise pour unité (0 A = 100 ou = 1).

Cette représentation graphique des statistiques de débits met en évidence les trois débits caractéristiques suivants :

1° Le débit le plus fréquent (ou les débits les plus fréquents) correspondant au maximum de la courbe (p) et au point d'inflexion de la courbe (P). Nous le désignerons par Q (n).

2° Le débit de probabilité 50 %, soit Q (m) appelé également quelquefois, le débit semi-permanent : c'est le débit en dessous duquel le cours d'eau ne descend pas pendant 182 jours (non consécutifs par an).

3° Le débit moyen Q (M), égal à l'aire totale :

$$0 A B = \int_0^1 P(x)\,dx$$

La courbe employée le plus fréquemment, c'est-à-dire, d'une manière usuelle, est la courbe (P) des débits classés. Cette courbe expérimentale caractérise un cours d'eau, du point de vue de la variabilité intrinsèque de son débit, tout comme le diagramme des débits relatifs caractérise la variation saisonnière.

On peut l'utiliser, à cet effet, de trois manières différentes :

1° On se contente de caractériser la variabilité du débit par certains débits, dits caractéristiques, dont les plus classiques sont :

le débit moyen caractéristique, défini ci-dessus -ou encore débit de 6 mois ou débit semi-permanent-.

le débit caractéristique d'étiage, défini comme étant le débit en-dessous duquel le cours d'eau ne descend en moyenne que 10 jours par an. A ce débit, on peut ajouter, ainsi que nous l'avons proposé, le

débit maximum caractéristique, dépassé en moyenne 10 jours par an.

Le débit de 9 mois, assuré pendant 9 mois de l'année.

Le débit de 3 mois, assuré pendant 3 mois de l'année.

2° Plus complètement, on fera état d'une série de débits successifs, de probabilité croissante, qui seront, par exemple : les débits de probabilité : 90 % - 80 %..... 10 %, c'est-à-dire assurés pendant 36,5 jours, 73 jours..... 328,5 jours par an.

On pourra y ajouter, pour caractériser les plus hauts et les plus bas débits de probabilité 95 % et 5 %, et considérer spécialement les débits de probabilité 75 % et 25 % (débits de 6 et 9 mois déjà mentionnés ci-dessus.

3° En troisième lieu, et plus généralement, dans un but de synthèse, on pourra chercher à assigner à la courbe des durées une expression mathématique, plus ou moins empirique, plus ou moins inspirée du calcul des probabilités, et caractériser un cours d'eau, le différencier du point de vue que nous étudions, par les coefficients numériques de l'équation de la courbe théorique adoptée.

Pour rendre les résultats comparables, on adoptera utilement, pour le débit, sa valeur relative, c'est-à-dire qu'on l'exprimera en fonction du débit moyen annuel.

ETUDE STATISTIQUE DES VARIATIONS INTRINSEQUES DU DEBIT DE LA ROMANCHE.

Pour illustrer les considérations générales qui précèdent, nous avons choisi la Romanche, considérée en 3 points de son cours.

1° A la station du Grand Clot (alt. 1325 m). Bassin versant 169 Km2, dont 15 % environ de glaciers, altitude moyenne 2 460 m (1905 - 1912 = 8 ans).

2° A la station des Chazeaux (alt. 926 m). Bassin versant : 335 Km2 dont 9 % environ de glaciers. Alt. moyenne : 2 300 m (1909 - 1916 = 7 ans (sauf 1915).

3° A la station de Rioupéroux (alt. 515 m). Bassin versant : 1026 Km2 dont 8 % environ de glaciers, alt. moyenne : 2 130 m (1917 - 1925 = 9 ans).

Nous aurons ainsi des éléments de comparaison (approximatifs, les périodes d'observations étant malheureusement différentes) permettant d'étudier comment évolue, en fonction du caractère nivoglaciaire, la variabilité intrinsèque du débit.

La Romanche au Grand Clot. Les données statistiques utilisées sont extraites des publications du Service des Grandes Forces Hydrauliques. Elles sont résumées dans le tableau 16 qui donne, pour chacune des 8 années considérées "le mouvement des eaux". Le débit moyen a été calculé directement de ces données, c'est-à-dire, en divisant par 365 le nombre des mètres cubes jour. Il est de 5 580.

La courbe des durées est représentée sur la figure XVII. Nous reviendrons plus loin sur les autres éléments de ce graphique.

La Romanche aux Chazeaux. Même référence générale. Le graphique de la figure XVIII donne les courbes relatives à chaque année, et la courbe moyenne.

Le débit moyen de la période considérée est un peu plus élevé que la moyenne, soit 12 700 litres.

La Romanche à Rioupéroux. Nous avons fait état des relevés effectués sous notre contrôle, alors que nous dirigions la construction et l'exploitation de l'usine de Rioupéroux. Ces relevés sont résumés dans le tableau 18.

Le tableau 17 et la figure XIX récapitulent le régime aux 3 stations considérées.

La courbe de régime, si nous faisons abstraction des irrégularités qu'elle présente dues à la complexité des lois qui régissent les précipitations, la fonte des neiges et glaciers, le ruissellement et l'évaporation, facteurs auxquels s'ajoute la nature géologique, affecte dans son ensemble une allure parabolique, à convexité tournée vers l'axe des temps. Plus l'altitude moyenne et l'altitude de base sont élevées, plus son point de départ est bas (à égalité de constitution géologique) et plus la convexité est accentuée.

On a successivement, pour les 3 bassins partiels :

Qr (5 %)	0,12	0,16	0,23
Qr (25 %)	0,20	0,28	0,39
Qr (50 %)	0,36	0,58	0,69
Qr (75 %)	1,49	1,50	1,53
Qr (95 %)	3,38	3,07	2,65

On notera, en particulier que les 3 courbes se coupent sensiblement vers le débit Qr (75 %).

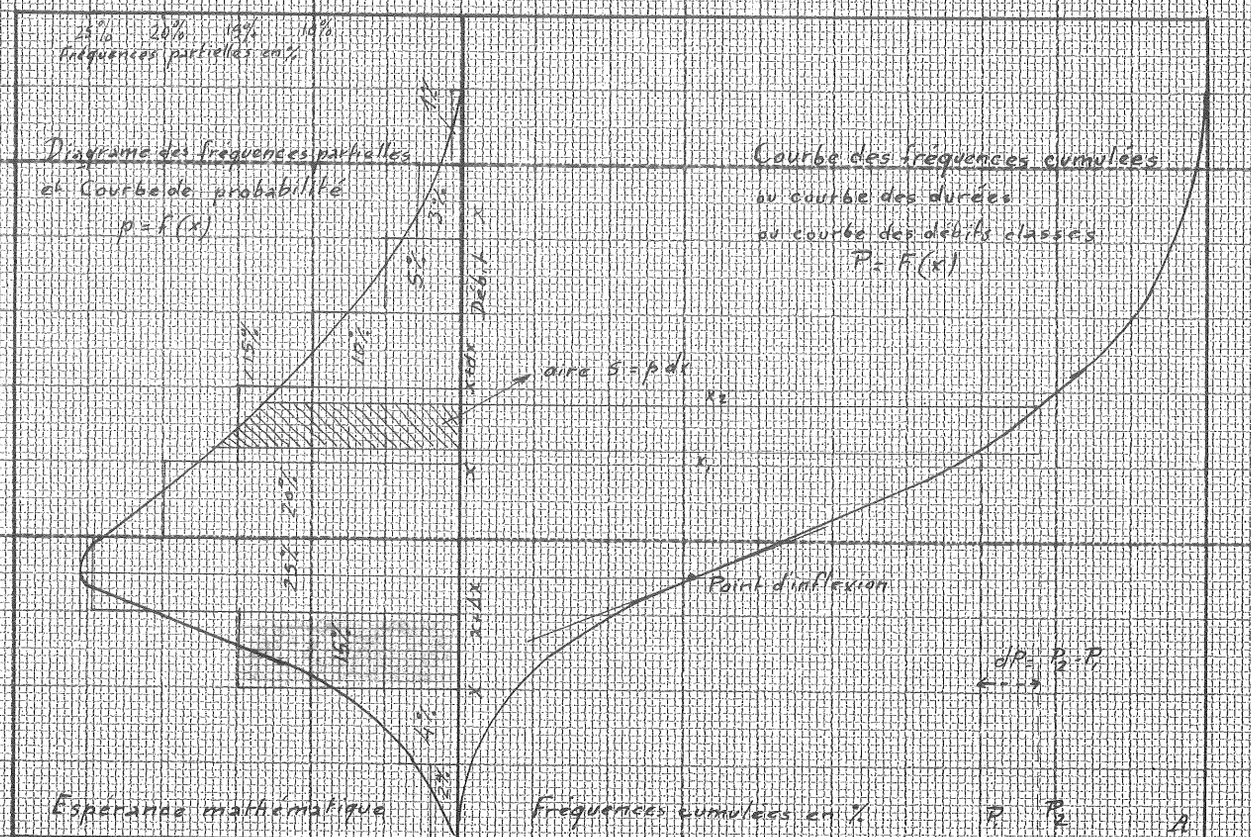

25% 20% 15% 10%
fréquences partielles en %
Diagramme des fréquences partielles
et Courbe de probabilité
p = f(x)
Courbe des fréquences cumulées
ou courbe des durées
ou courbe des débits classés
P = F(x)
aire S = ∫p dx
Point d'inflexion
dP = P2 - P1
Espérance mathématique
Fréquences cumulées en %
Fréquences en %
0 10% 20% 30% 40 50 60 70 80 90 100%
P1 P2 A

Fig. XVI

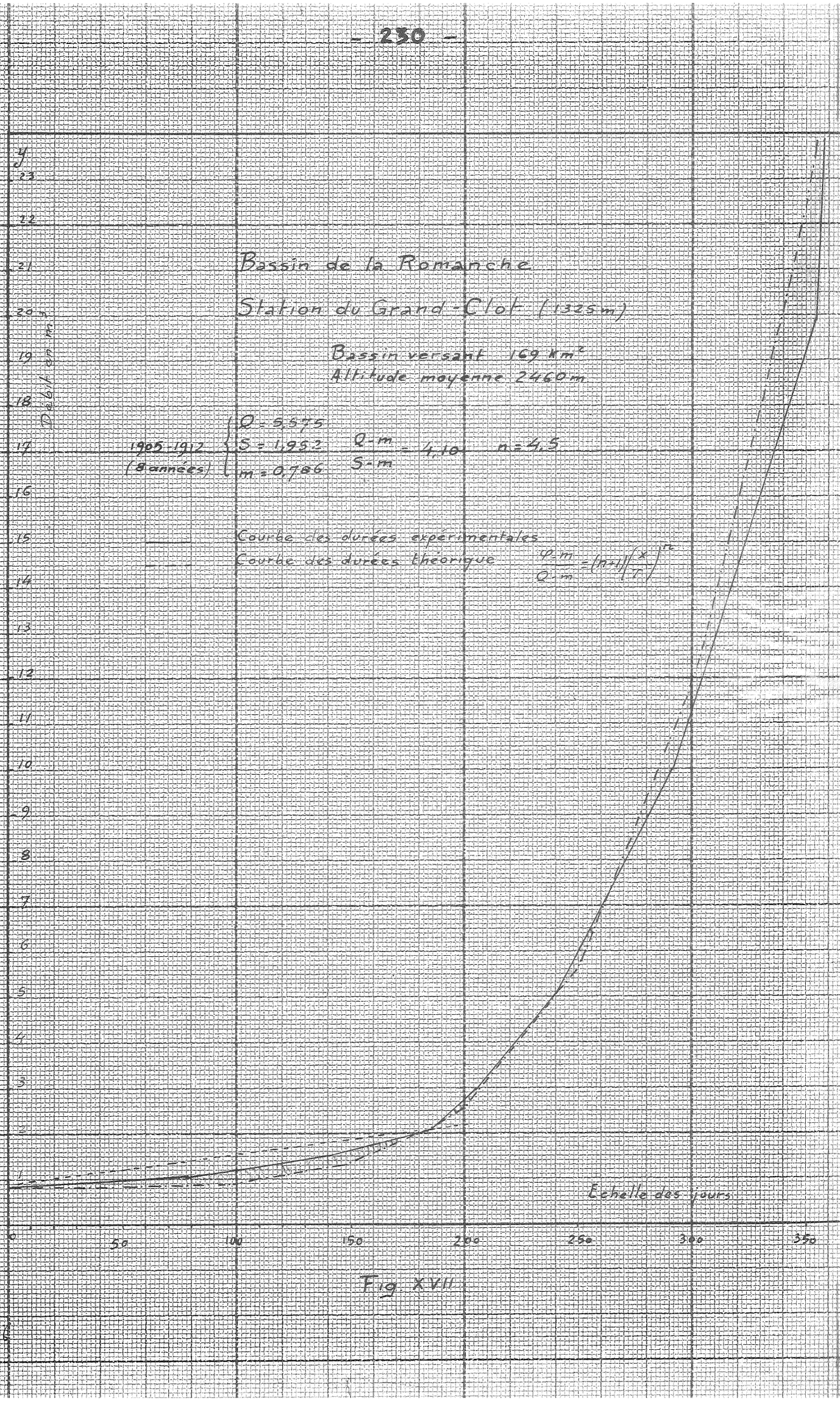

Bassin de la Romanche
Station du Grand-Clot (1325 m)
Bassin versant 169 km²
Altitude moyenne 2460 m
1905-1912 (8 années)
Q = 5,575
S = 1,952
m = 0,786
Q-m / S-m = 4,10
n = 4,5
Courbe des durées expérimentales
Courbe des durées théorique
Q-m / Q-m = (n+1)(x/T)^n
Débit en m³
Echelle des jours
0
50
100
150
200
250
300
350

Fig XVII

APERCU D'ENSEMBLE DE LA VARIABILITE DES COURS D'EAU DE MONTAGNE

Ces résultats partiels s'intègrent parfaitement dans les conclusions générales qu'on peut tirer de statistiques plus complètes relatives à l'ensemble des bassins alpestres.

M. Pardé, dans sa brochure "Données numériques sur le régime des cours d'eau" donne une telle statistique que nous résumons brièvement, en indiquant les valeurs les plus courantes des 5 débits caractéristiques ci-dessus (5 % - 25 % - 50 % - 75 % 95 %).

Régime extraglaciaire Plus de 30 % de glaciers	R. glaciaire.	R. nivoglaciaire.	R. nival de montagne
0,07 à 0,12	0,13 à 0,20	0,14 à 0,30	0,17 à 0,35
0,09 " 0,15	0,16 " 0,35	0,22 " 0,40	0,27 " 0,40
0,20 " 0,45	0,45 " 0,60	0,50 " 0,60	0,58 " 0,70
1,60 " 1,80	1,50 " 1,60	1,40 " 1,60	1,30 " 1,45
2,80 " 3,20	2,50 " 2,90	2,40 " 2,80	2,30 " 2,60

Voici d'ailleurs, les chiffres indiqués pour les bassins complètement caractérisés par ces 5 débits.

Régime glaciaire :

Linth à Tierfehd	0,057	0,134	0,460	1,70	3,07
Rhin à Brigue	0,154	0,220	0,415	1,61	3,25
Visp à Visp	0,117	0,157	0,340	1,68	3,61
Saaser Visp à Zermeiggern	0,059	0,088	0,206	1,76	3,82
Drance de Bagnes à Chables	0,097	0,150	0,362	1,59	3,62
Rhône à P. de Scex.	0,228	0,326	0,575	1,57	2,80

Régime nivoglaciaire :

Reuss à Andermatt	0,175	0,245	0,545	1,45	3,18
Linth à Wesen	0,242	0,384	0,620	1,41	2,56
Inn à St Moritz Bad	0,115	0,227	0,535	1,60	2,92
Inn à Martinsbruck	0,208	0,267	0,535	1,52	2,96

Régime nival de montagne :

Rhin antérieur à Ilanz	0,171	0,263	0,605	1,42	2,97
Rhin postérieur à Andeer	0,108	0,197	0,501	1,47	3,24
Albula à Tiefencastel	0,295	0,400	0,675	1,35	2,64
Rhin à Felsberg	0,200	0,312	0,650	1,44	2,72
Landquart à Felsenbach	0,232	0,374	0,690	1,33	2,75

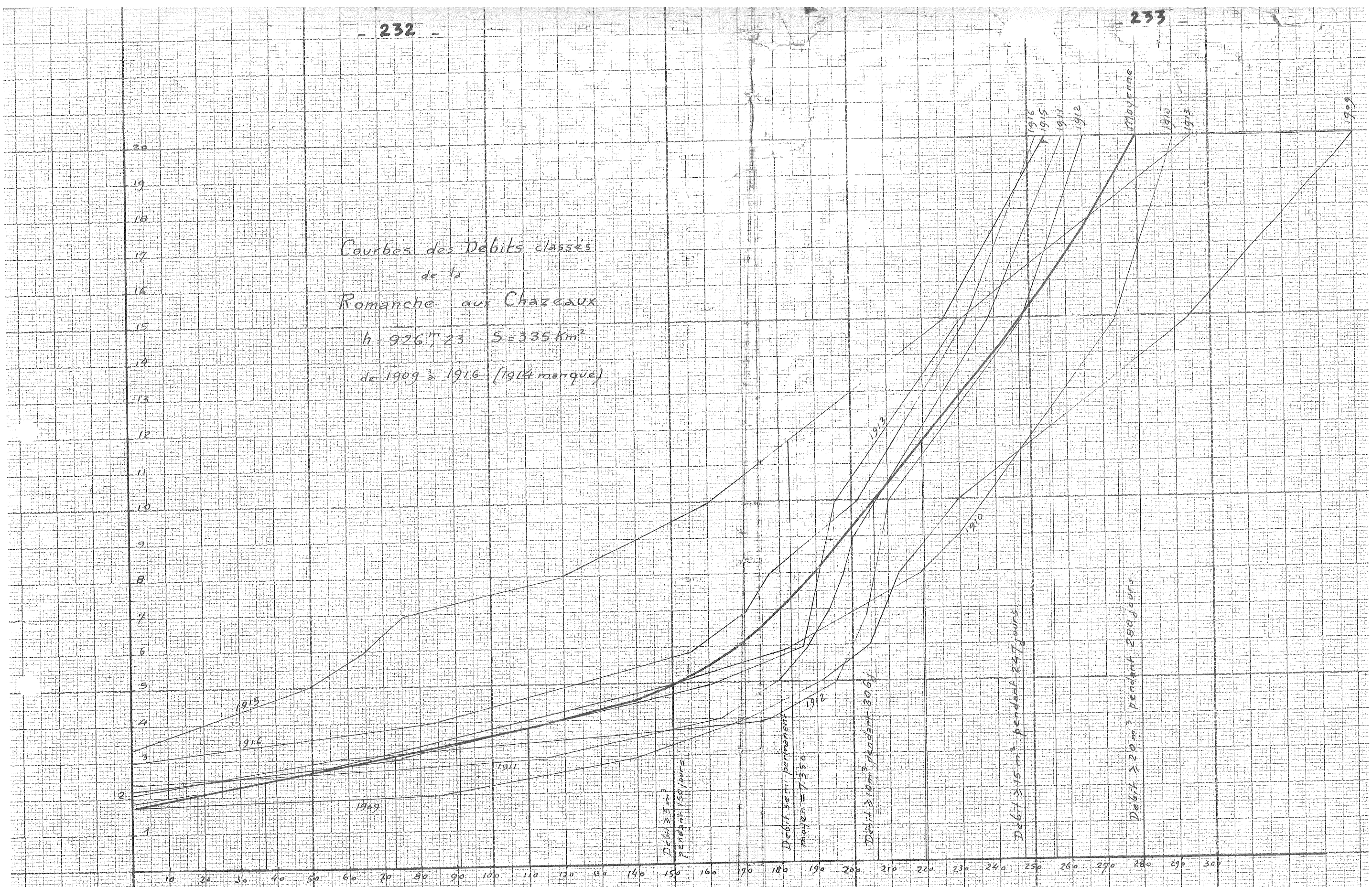
Les conclusions qui se dégagent de ces données sont :

1° Le régime évolue régulièrement en parallélisme avec l'excessivité du climat résultant de l'altitude moyenne, de l'altitude de base, du pourcentage des glaciers.

2° Les débits relatifs sont sensiblement les mêmes pour P = 75 %, avec tendance légère à la baisse quand le caractère nivoglaciaire diminue. Les chiffres de M. Pardé confirment la constatation faite en étudiant la Romanche.

3° Le débit le plus variable, c'est-à-dire le plus imprévisible, en fonction des facteurs altimétriques et glaciologiques, est le débit Qr (5%) autrement dit le débit d'étiage,

Courbes des Débits classés
de la
Romanche aux Chazeaux
h = 926m 23 S = 335 Km²
de 1909 à 1916 (1914 manque)


1916
1915
1911
1912
Moyenne
1913
1909
1913
1910
1915
1916
1911
1909
Débit 3 mois consécutifs
Débit 3 mois consécutifs
Débit 3 mois consécutifs

particulièrement conditionné, et dans chaque cas particulier, par la nature géologique du sol, et par l'existence ou la non-existence d'une zone à altitude relativement basse.

Un tel débit relativement élevé influe nécessairement sur les autres débits : il serait plus logique, dans une statistique, d'indiquer non pas Q (50 %) par exemple, mais Q (50 %) - Q(5 %)... Nous reviendrons plus loin sur cette remarque.

Nous constatons une fois de plus l'influence prépondérante de la température, dont l'effet massif, atténue l'effet des variations pluviométriques, par le jeu des réserves nivoglaciaires s'accumulant et fondant à périodes fixes. Il en résulte que la courbe de régime, tout au moins dans sa partie médiane, peut être déduite approximativement, mais sans grande erreur, des facteurs physiques du bassin.

Il n'en est plus de même lorsqu'on descend dans les plaines où les contrastes pluviométriques reprennent leur importance, ainsi que d'autres facteurs (superficie, lacs, complexité du bassin de réception, etc). Chaque bassin est pour ainsi dire plus individualisé.

Quoi qu'il en soit de cette remarque, nous reproduisons (tableau 19) le tableau récapitulatif qui termine l'opuscule de Pardé "Données numériques des cours d'eau", ainsi qu'un tableau (tableau 20) résumant nos propres investigations et calculs relatifs à un certain nombre de cours d'eau que nous avons particulièrement étudiés, au cours de nos aménagements hydroélectriques, ou de nos travaux d'hydrologie scientifique, en plus de celui de la Romanche déjà mentionné, dont la plupart d'ailleurs, ne sont pas des cours d'eau de haute montagne, mais dont nous aurons, plus loin, à utiliser certaines données les concernant.

INTERPRETATION ALGEBRIQUE DE LA COURBE DE REGIME D'UN COURS D'EAU

Le problème consiste à caractériser le régime de variabilité, non par une série de débits particuliers, choisis plus ou moins arbitrairement, mais par une équation algébrique, plus ou moins empirique, interprétant plus ou moins fidèlement la courbe expérimentale, les constantes de cette équation étant prises comme facteurs caractéristiques. Autant que possible, les facteurs doivent correspondre à des facteurs effectifs du régime, c'est-à-dire être prévisibles a priori, compte tenu des caractéristiques générales, physiques, géographiques et météorologiques d'un bassin quelconque.

Différentes solutions ont été proposées à ce problème. Nous en exposerons trois qui consistent à assimiler la courbe représentative des débits classés :

1° A une parabole de degré n (distribution parabolique)

2° A une exponentielle (distribution exponentielle, ou - avec ordonnées (débits) logarithmiques - linéaire).

3° A une courbe de Galton (distribution galtonienne, ou - avec ordonnées logarithmiques, - gaussienne.)

INTERPRETATION ALGEBRIQUE DE LA COURBE DE REGIME AU MOYEN D'UNE PARABOLE.

Cette solution a été exposée par nous, il y a 20 ans, dans un article paru dans la R. Générale de l'Electricité (28 Août 1920 : considérations sur les éléments caractéristiques du

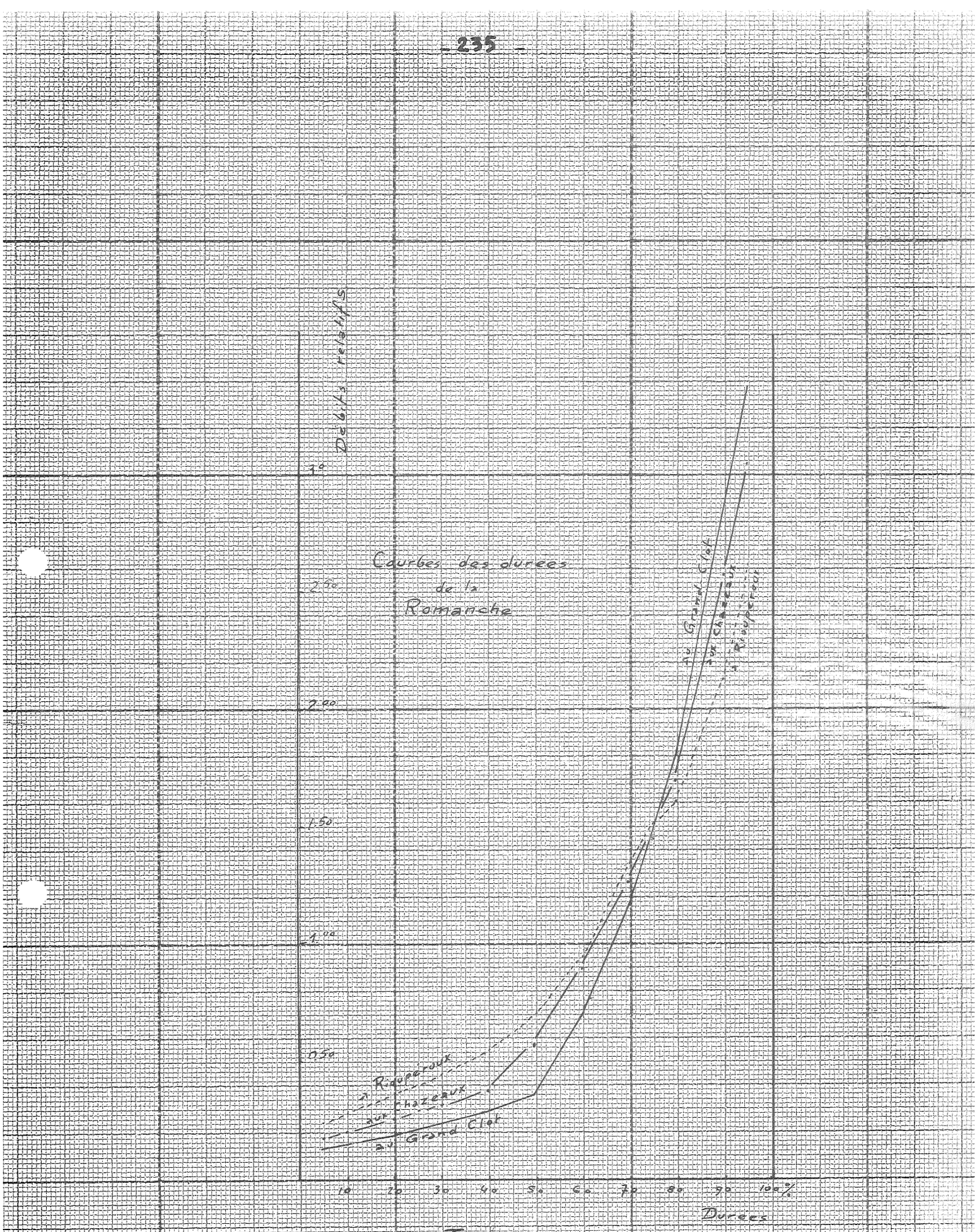


Fig. XIX

H I 2 J 2
e 17 - 1 46

Graphique n° 3

Bassin de la Romanche

Station des Chazeaux

Bassin versant = 535 km²

Altitude moyenne

1917-1919 (3 années) { Q = 11,3 ; S = 5,4 ; m = 1,9 ; $\frac{Q-m}{S-m}$ = 2,68 ; n = 3,65

Courbe de régime expérimentale

Courbe de régime théorique $\frac{y-m}{Q-m} = n\left(\frac{x}{T}\right)^n$

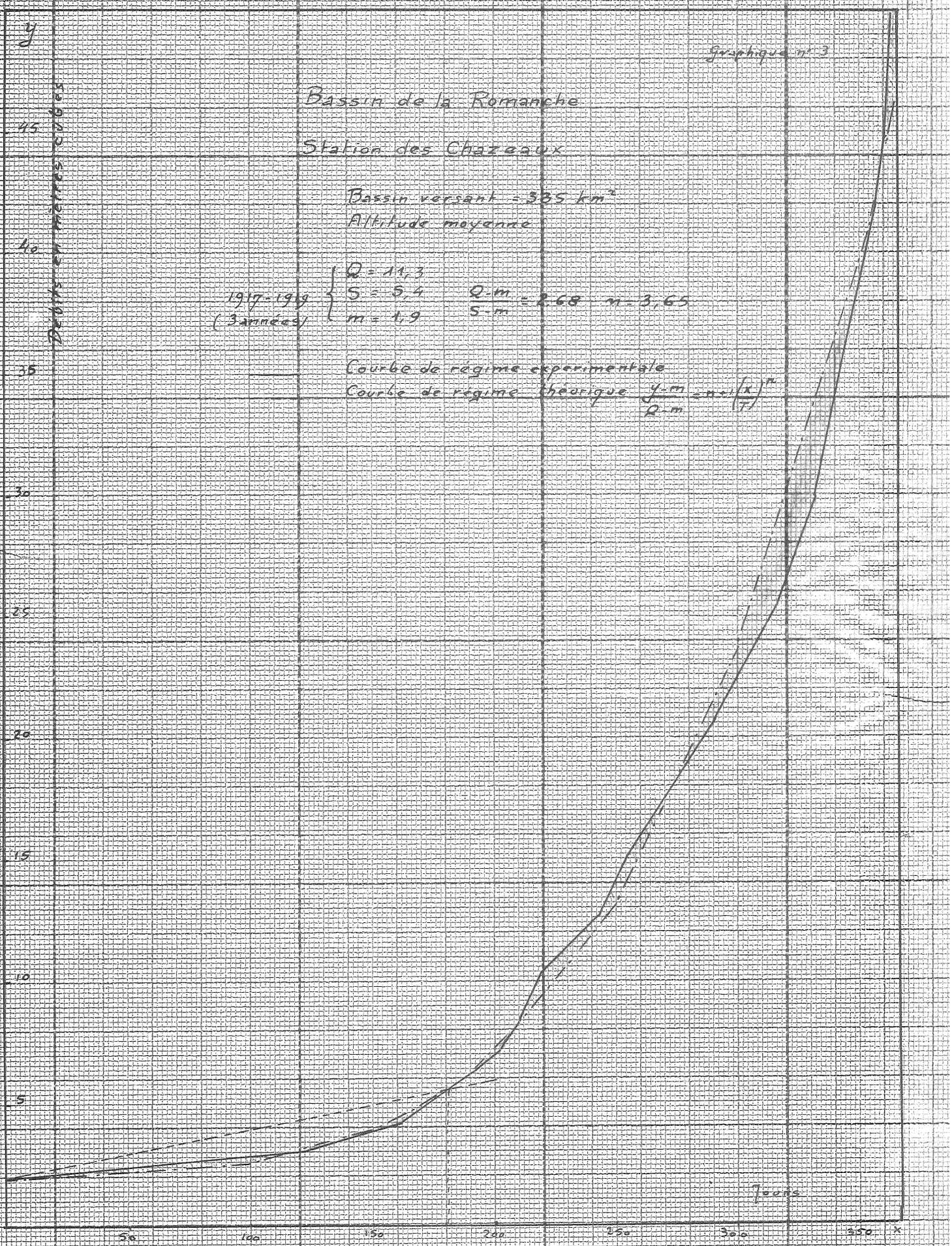


Fig XX

H.T. 9.36
6-19-2146

régime d'un cours d'eau). Nous en rappelons le principe, les avantages et les défectuosités.

Nous admettons que le débit le plus fréquent est, sinon égal au débit minimum, du moins très voisin de ce minimum (ce qui est la cas pour les cours d'eau nivoglaciaires), en sorte que la courbe de régime présente dans son ensemble une allure parabolique, qu'elle est concave par rapport à l'axe des débits, sa concavité étant d'autant plus grande que le débit varie entre de plus grandes limites.

Nous posons, en conséquence : $x = m + K P^n$ (1)

les débits étant portés en ordonnées et les temps cumulés relatifs en abcisses.

x_0 représente, en principe, le débit minimum supposé être le plus fréquent. De fait, négligeant les très faibles débits, nous prenons x_0 égal, par exemple, au débit caractéristique d'étiage, au débit correspondant à P = 5 %, ou encore à la moyenne des 30 plus bas débits.

Nous exprimons K en fonction du débit moyen Q_0. Ce débit est égal à l'aire comprise entre la courbe, l'axe des P et la droite P = 1.

Par suite :

$$Q = m + \int_0^1 K P^n \, d P = m + \frac{K}{n+1}$$

d'où : $K = (n + 1)(Q - m)$

et l'équation (1) devient : $\frac{x - m}{Q - m} = (n + 1) P^n$ (2)

L'exposant peut être déterminé, en fonction des données expérimentales, soit en fonction du débit maximum M correspondant à P = 1, soit en fonction du débit semi-permanent S correspondant à P = 1/2.

Dans le premier cas, on a : $n = \frac{M - Q}{Q - m}$

et dans le deuxième cas : $\frac{n + 1}{2^n} = \frac{S - m}{Q - m}$

C'est en définitive, par cette dernière relation que nous calculons l'exposant n, le débit maximum M étant trop variable d'une année à l'autre, trop imprécis, pour qu'on puisse le faire intervenir d'une manière trop directe et trop prépondérante, pour caractériser le régime moyen.

La méhode revient, en définitive, à substituer au cours d'eau réel, un cours d'eau fictif, ayant même débit moyen Q, même débit minimum m, et même débit semi-permanent S et pour courbe de régime une parabole de degré n.

Le tableau 21 permet de calculer le coefficient n en fonction de :

$K = \frac{Q - m}{S - m}$, c'est-à-dire des débits Q, m et S résultant des observations.

Comme applications, nous donnons les graphiques corres-

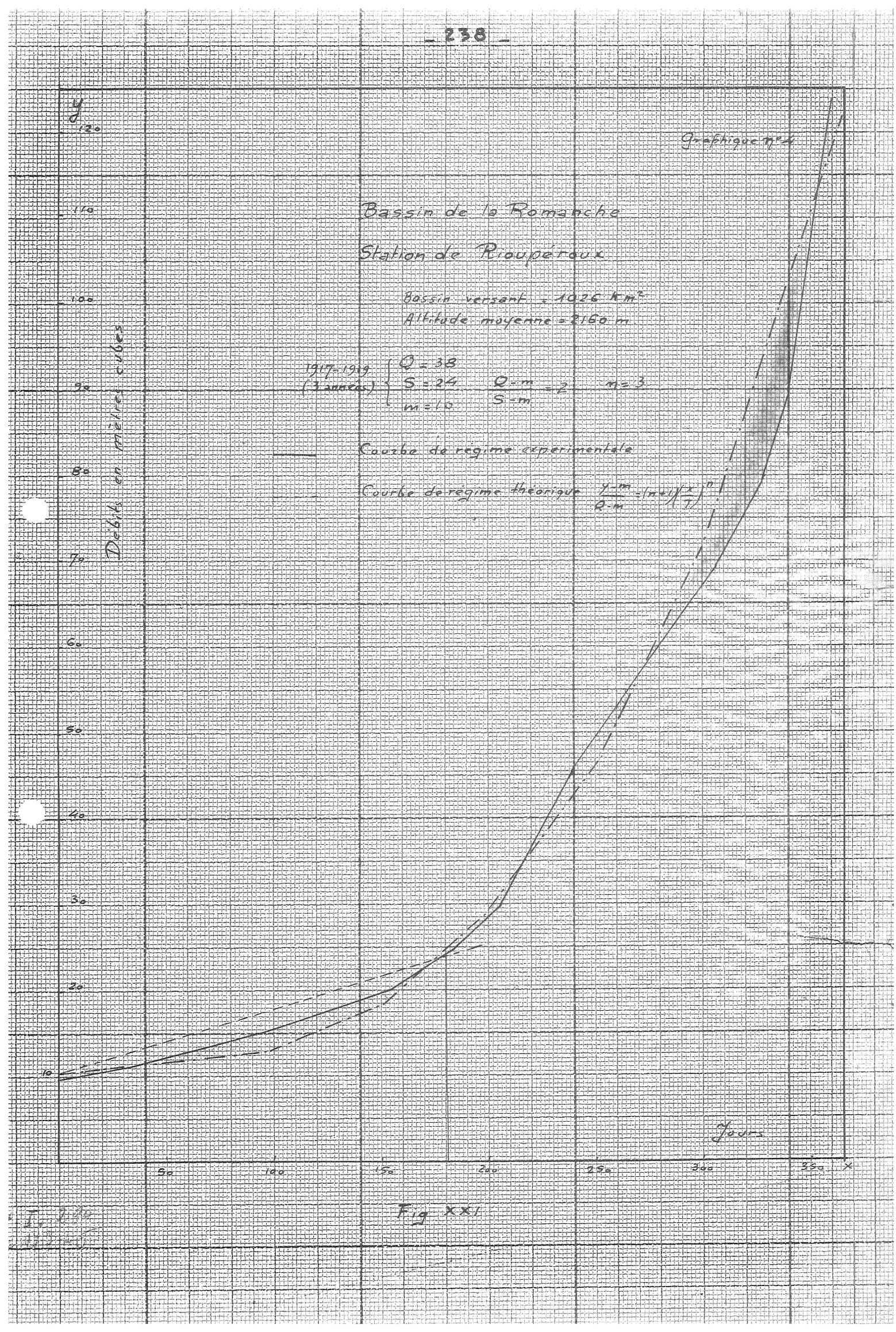

Graphique n°4
Bassin de la Romanche
Station de Rioupéroux
Bassin versant : 1026 km²
Altitude moyenne = 2160 m
1917-1919 (3 années)
Q = 38
S = 24
m = 10
Q-m / S-m = 2
n = 3
Courbe de régime expérimentale
Courbe de régime théorique
Débits en mètres cubes
Jours
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
50
100
150
200
250
300
350
X

Fig XXI

pondants de la Romanche au Grand Clot, aux Chazeaux et à Rioupéroux (fig. XVII - XX et XXI). Comme on le voit, les résultats comparatifs sont assez satisfaisants, dans le cas de bassins d'altitude élevée (supérieure à 2 000 m) à régime glaciaire et nivoglaciaire, c'est-à-dire, précisément quand le débit minimum et le débit le plus fréquent sont très voisins.

Pour les rivières de moyenne montagne et de plaine, à alimentation prépondérante pluviale, la concordance des deux courbes expérimentale et théorique, laisse plus ou moins à désirer et la formule n'a plus qu'un caractère symbolique (figures XXII : l'Isère à la Sône, le Bès, la Cère).

Purement empirique d'ailleurs, cette représentation graphique a cependant l'avantage de caractériser la variabilité intrinsèque d'un cours d'eau, plus ou moins exactement, suivant qu'il s'agisse d'un bassin de montagne ou d'un bassin de plaine, au moyen de 3 paramètres indépendants qui correspondent à des facteurs du régime :

1° Le débit moyen (ou module) en relation directe avec l'indice pluviométrique.

2° Le débit minimum, conditionné, pour les bassins de montagne et souvent pour les autres, à autres conditions égales, par la nature géologique du sol.

3° Le coefficient n qu'on peut appeler coefficient de variabilité intrinsèque, qui traduit, soit les contrastes thermiques -bassins d'altitude- soit les contrastes pluviométriques -bassins de plaine-.

Ce coefficient est essentiellement fonction de la durée des basses eaux. Il est d'autant plus élevé que la période d'étiage est plus longue, cet étiage étant dû soit aux grands froids de l'hiver, soit aux grandes sécheresses de l'été. On peut classer, de ce point de vue, les rivières de la manière suivante :

a) Rivières de montagne (étiage hivernal très accentué) Le coefficient n diminue au fur et à mesure qu'on descend dans la plaine, parce que l'hiver est de moins en moins rigoureux.

La Romanche au Grand Clot : n = 4,50
La Romanche aux Chazeaux : n = 3,65
La Romanche à Rioupéroux : n = 3,00

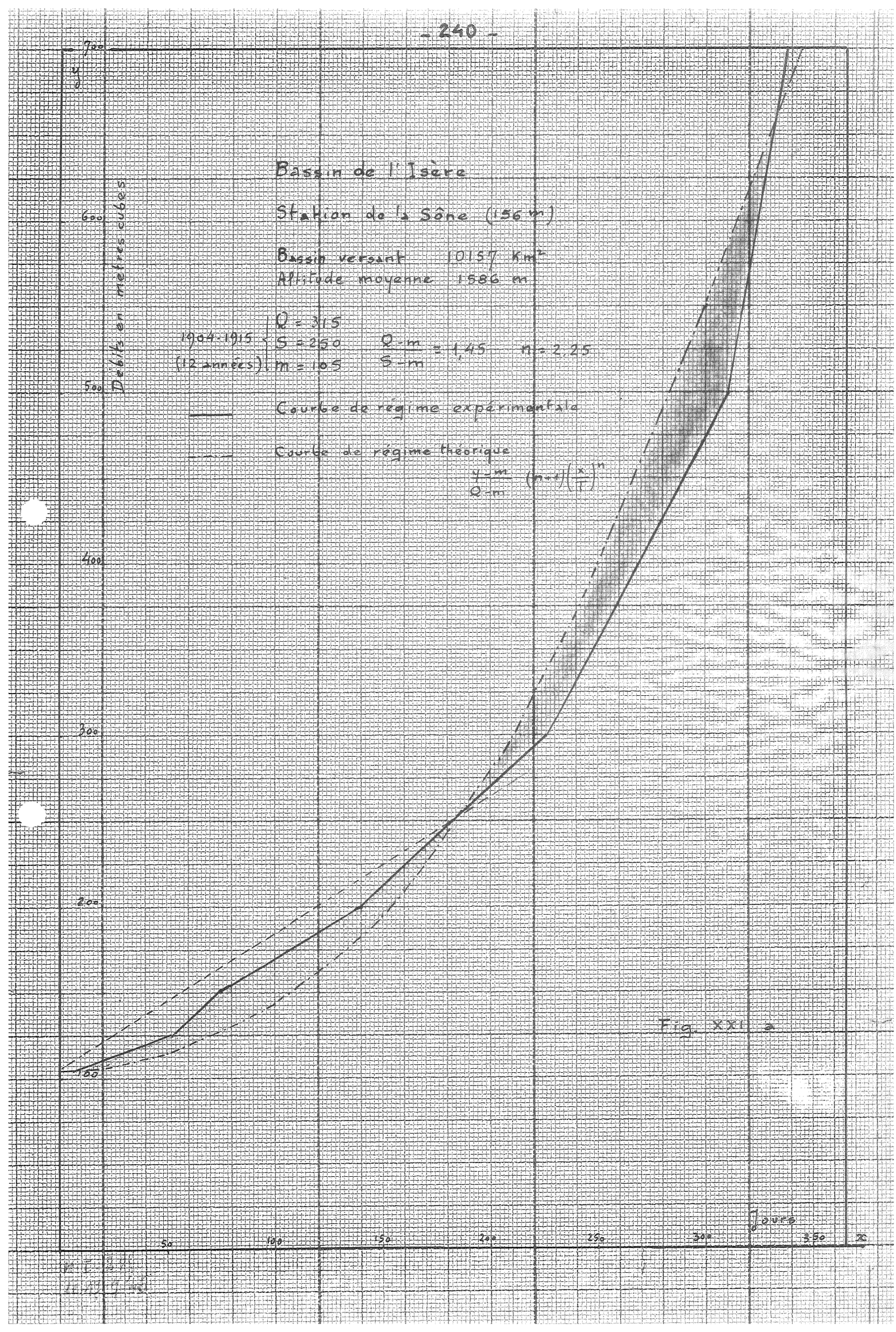
Pour l'Isère nous avons :

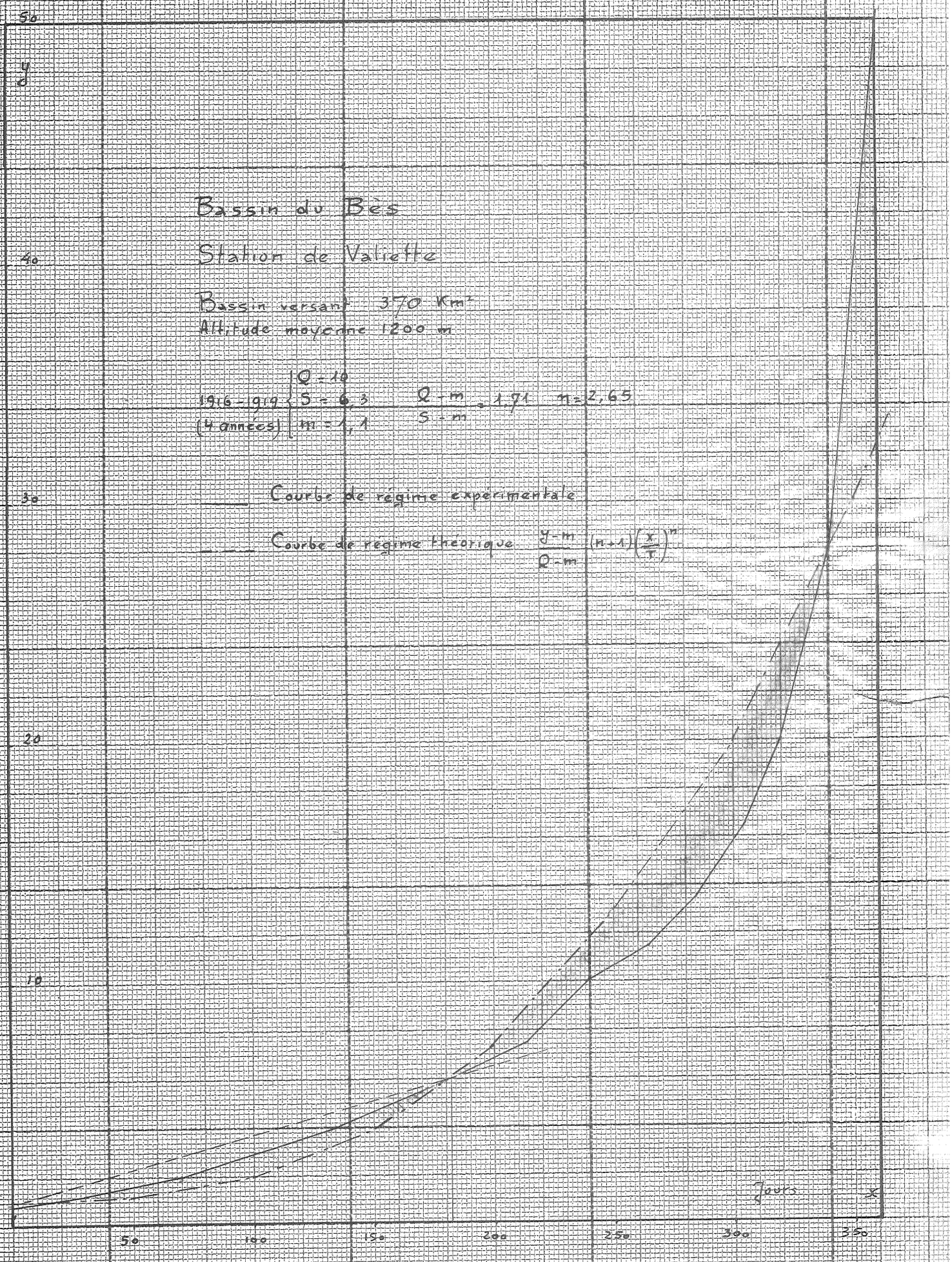
à Tignes : n = 5,2
à Moutiers : n = 3,4
à Rhonnay : n = 2,5
à la Sône : n = 2,25

b) Rivières de plaine à étiage d'été

Le coefficient n est fonction de la sécheresse de l'été ; toutes autres conditions restant les mêmes, il est d'autant plus faible que le bassin est plus méridional, et soumis à des contrastes pluviométriques plus accentués.

Exemples : L'Isère à la Sône : n = 2,25
La Garonne à Muret : n = 2,55
La Durance à Mirabeau : n = 2,65
L'Argens à Carcès : n = 5,45


Bassin de l'Isère
Station de la Sône (156 m)
Bassin versant 10157 Km²
Altitude moyenne 1586 m
1904-1915 (12 années)
Q = 315
S = 250
m = 105
Q-m / S-m = 1,45
n = 2,25
Courbe de régime expérimentale
Courbe de régime théorique
y-m / Q-m (n+1)(x/T)^n
Débits en mètres cubes
Durée
Fig. XXI a



Bassin du Bès

Station de Valiette

Bassin versant 370 Km²
Altitude moyenne 1200 m

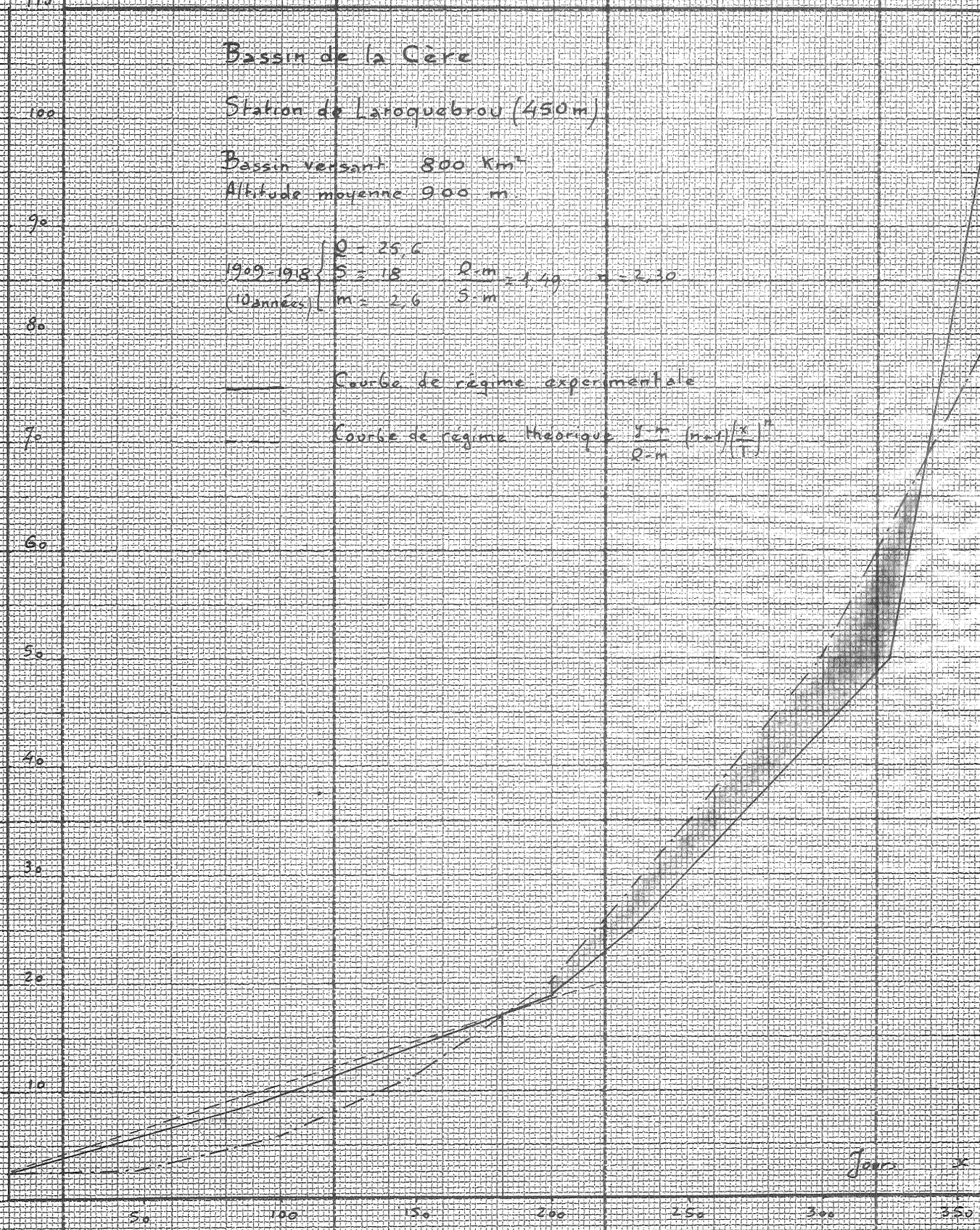
1946 - 1949 (4 années) $\begin{cases} Q = 10 \\ S = 6,3 \\ m = 1,1 \end{cases}$ $\frac{Q-m}{S-m} = 1,71$ $n = 2,65$

——— Courbe de régime expérimentale

– – – Courbe de régime théorique $\frac{y-m}{Q-m} = (n+1)\left(\frac{x}{T}\right)^n$

Fig. XXII 6

L 986
Cliché 46



Bassin de la Cère

Station de Laroquebrou (450 m)

Bassin versant 800 Km²
Altitude moyenne 900 m

1909-1918 (10 années) { Q = 25,6 ; S = 18 ; m = 2,6 ; Q-m = 1,49 ; n = 2,30 ; S-m

——— Courbe de régime expérimentale

- - - Courbe de régime théorique $\frac{Y_m}{Q_m}(n+1)\left(\frac{x}{T}\right)^n$

Fig XXII c

H. I. 9 J J
16 17 1 46

A pluviosité égale, il sera plus élevé pour les bassins pour lesquels le nombre de jours de pluie est plus faible. Il est encore influencé par la nature du terrain, d'autant plus petit que le sol est plus perméable et plus boisé, et par l'effet régulateur des lacs.

c) Rivières à régime mixte.

La plupart des rivières d'une certaine importance participent plus ou moins à ces deux régimes, suivant le point de leurs cours où on les considère.

Ainsi, pour la Durance, à l'étiage d'hiver, prépondérant dans les régions supérieures du bassin, vient s'adjoindre peu à peu l'étiage d'été, en sorte que le coefficient n doit diminuer d'abord, rester ensuite constant et enfin augmenter. C'est ce que l'on constate :

à Briançon	3,5
à Montdauphin	2,75
à Mousset	2,65
à Sisteron	2,45
à Mirabeau	2,65

Pour les rivières de moyenne montagne, à double étiage, celui d'été étant généralement le plus marqué, n est voisin de 2,5 (les Dranses, le Massif Central, le Jura, les Vosges).

Pour les rivières du Nord de la France, à un seul étiage, en été, où il pleut sinon beaucoup, du moins souvent, n sera généralement compris entre 1,5 et 2.

La grandeur du bassin agissant dans un sens modérateur de la variabilité, pour les grands organismes fluviaux n se rapprochera plus ou moins de l'unité.

Ainsi, pour le Rhône à Lyon et le Rhin à Bâle, nous trouvons :

Le Rhône : n = 1,80 (20 000 Km2)
Le Rhin : n = 1,40 (36 000 Km2).

Beaucoup plus simplement d'ailleurs, on remarquera qu'on peut caractériser la variabilité intrinsèque par le rapport $\frac{S}{Q}$ du débit semi-permanent au module ; soit par le débit relatif de fréquence 50 %, comme l'illustrent les chiffres du tableau 19.

La figure XXIII donne le tracé des courbes de régime correspondant aux valeurs successives de n = 1 ; 1,5 ; 2 ; 2,5 ; 3 ; 4 et 5, rapportées au débit $\frac{x - m}{Q - m}$, avec l'enveloppe correspondante.

INTERPRETATION ALGEBRIQUE DE LA COURBE DE REGIME AU MOYEN D'UNE EXPONENTIELLE.

Cette méthode, beaucoup plus rationnelle, consiste à admettre, pour la courbe de régime, soit la courbe des débits classés par ordre de grandeurs décroissantes, la même loi de décroissance que celle du débit d'une rivière en régime non influencé par les précipitations.

On sait qu'on peut généralement assigner à la courbe de

Tableau 17

Probabilité d'un débit < Q	Nombre de jours correspondants	Romanche au Gd Clot Q	Qr	log Qr	Romanche à Chazeaux Q	Qr	log Qr	Roman. à Rioupéroux Q	Qr	log Qr
5 %	18,25	0,695	0,125	1,09691	2,0	0,158	1,19866	8,4	0,23	1,36173
10 %	36,5	0,790	0,142	1,15229	2,4	0,189	1,27646	9,6	0,27	1,43136
20 %	73	0,980	0,175	1,24304	3,1	0,244	1,38739	12,5	0,35	1,54407
25 %	91,25	1,098	0,197	1,29447	3,5	0,276	1,44091	13,9	0,39	1,59106
30 %	109,5	1,262	0,226	1,35411	3,9	0,307	1,48714	15,5	0,43	1,63347
40 %	146	1,577	0,283	1,45179	4,8	0,378	1,57749	19,5	0,54	1,73239
50 %	182,5	1,983	0,355	1,55023	7,3	0,575	1,75967	24,8	0,69	1,83885
60 %	219	3,824	0,685	1,83569	11,6	0,901	1,95472	34,1	0,95	1,97772
70 %	255,5	6,586	1,180	0,07188	16,1	1,268	0,10312	45,7	1,37	0,13672
75 %	273,75	8,317	1,491	0,17348	19,0	1,496	0,17493	55,0	1,53	0,18469
80 %	292	10,158	1,820	0,26007	23,0	1,711	0,23325	58,8	1,63	0,21219
90 %	328,5	15,952	2,859	0,45621	33,0	2,600	0,41497	78,0	2,16	0,33445
95 %	346,75	18,850	3,378	0,52866	39,0	3,071	0,48728	95,4	2,65	0,42325
Débit moyen		Q(M) = 5 580 litres			Q(M) = 12 700litres			Q(M) = 36 000lit.		

Tableau 19

Régime	3% 10j	25% 3m	50% 6m	75% 9m	92% 11m	97% 355j	Exemples
Glaciaire	0,08	0,14	0,40	1,75	3,00	3,80	Visp à Visp
Nivoglaciaire	0,15	0,30	0,52	1,50	2,60	3,80	Isère à Tignes
Nival de montagne	0,22	0,33	0,63	1,37	2,45	3,50	Isère à Moutiers.
Nival de plaine	0,18	0,32	0,52	1,10	3,00	4,00	Dniepr
Nival de transition de montagne	0,30	0,45	0,75	1,37	2,40	3,50	Durance à Mirabeau.
Nivo-pluvial	0,17	0,38	0,67	1,27	2,20	3,50	Bourne Vernaison.
Pluvial-nival à tendances océaniques	0,14	0,35	0,70	1,30	2,10	3,75	Cère à Laroquebrou.
Pluvial-nival méditerranéen	0,04	0,18	0,40	1,10	2,70	5,50	Allier à Chapeauroux.
Pluvial océanique	0,23	0,42	0,72	1,30	2,35	3,25	Creuse à Eguzon.
Complexe compensé de grand cours d'eau	0,37	0,62	0,88	1,27	1,75	2,50	Rhin à Bâle.
Cours d'eau influencés par de grands lacs	0,40	0,70	0,92	1,30	1,65	1,80	Rhin à Rheinfelden.
Pluvial méditerranéen	0,03	0,12	0,35	0,90	2,50	5,50	Ligurie-Sicile: Sardaigne.

Tableau 18.

m3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15 : 19	20 : 24	25 : 29	30 : 34	35 : 39	40 : 44	45 : 49	50 : 59	60 : 69	70 : 79	80 : 89	90 : 99	≥100	
1917						8	5	17	24	33	10	55	37	17	4	6	10	14	23	14	31	13	13	31	365
1918						27	39	22	17	14	23	40	19	7	8	12	15	22	44	35	13	4	4	-	365
1919						11	9	6	7	3	17	74	43	31	14	16	11	7	15	35	21	15	5	25	365
1920			1	1	17	3	16	5	6	6	8	67	51	17	16	14	9	25	14	14	24	18	10	24	366
1921	4	10	12	20	66	39	14	8	10	10	2	18	13	14	18	27	20	21	29	10	-	-	-	-	365
1922	2	9	15	15	11	2	3	5	5	15	13	37	46	16	18	22	16	19	18	11	8	16	11	32	365
1923					3	10	13	19	4	6	14	30	51	40	23	22	18	13	22	21	27	13	5	11	365
1924						2	11	8	26	34	10	38	25	28	30	16	17	17	21	24	19	15	8	17	366
1925				13	47	39	15	9	4	4	13	41	27	10	22	11	19	21	38	10	15	6	1	-	365
Jours	6	19	28	49	144	141	125	99	103	125	110	400	312	180	153	146	135	159	224	174	158	100	57	140	3287
Jours cumulés	6		53		246		512		714		949	1661		1994		2275		2658		2990		3147			
Jours par an	1	2	3	5	16	16	14	11	11	14	12	45	34	21	17	16	15	17	25	20	17	11	7	15	365
Jours par an cumulés	1	3	6	11	27	43	57	68	79	93	105	150	184	205	222	238	253	270	295	315	332	343	350	365	

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
5%	0,40	0,35	0,40	0,46	0,23	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	?
10%	0,45	0,40	0,46	0,52	0,27	0,13	0,15	0,11	0,13	0,12	?
20%	0,58	0,52	0,56	0,62	0,35	0,26	0,31	0,20	0,19	0,19	0,19
30%	0,70	0,65	0,66	0,69	0,44	0,38	0,42	0,33	0,30	0,31	0,33
40%	0,82	0,76	0,75	0,78	0,54	0,52	0,53	0,47	0,41	0,42	0,48
50%	0,94	0,87	0,87	0,88	0,65	0,67	0,65	0,64	0,60	0,57	0,65
60%	1,07	1,00	1,00	0,98	0,82	0,87	0,84	0,83	0,86	0,78	0,88
70%	1,23	1,15	1,14	1,11	1,08	1,11	1,07	1,10	1,23	1,07	1,19
80%	1,36	1,33	1,36	1,29	1,60	1,49	1,51	1,50	1,73	1,49	1,61
90%	1,62	1,71	1,69	1,57	2,26	2,14	2,27	2,35	2,73	3,18	2,40
95%	1,77	2,10	2,00	2,02	2,86	2,84	3,12	3,13	3,19	3,09	3,16
Débit annuel.	1053	600	1608	2004	13,9	24,7	29,8	39,3	145	8,5	77
Km2	35929	20500	95000	101706	275	800	1840	2400	6025	360	6520
Période observée	1901 1925	1877 1916	1877 1916	1920 1929	1909 1926	1904 1934	1893 1930	1917 1928	1914 1929	1916 1931	1919 1928

1 - Le Rhin à Bâle (1901 - 1925)
2 - Le Rhône à Lyon (1877 - 1916)
3 - Le Rhône à Beaucaire (1877 - 1916)
4 - Le Danube à Vienne (1920 - 1929)
5 - Le Gave de Pau à Luz (1909 - 1926)
6 - La Cère à Laroquebrou (1904 - 1934)
7 - La Truyère à Pt de Lanau (1893 - 1930)
8 - La Truyère à la Cadène (1917 - 1928)
9 - La Cettina à Kraljevac (1914 - 1929)
10 - Le Bès à St Juery (1916 - 1931)
11 - La Loire à Villerest (1919 - 1928)

Tableau 20.

n	K	n	K	n	K	n	K	n	K
1,0	1,0000	2,0	1,3333	3,0	2,0000	4,0	3,2000	5,0	5,3333
1,1	1,0207	2,1	1,3829	3,1	2,0913	4,1	3,3701	5,1	5,6224
1,2	1,0443	2,2	1,4360	3,2	2,1880	4,2	3,5344	5,2	5,9283
1,3	1,0705	2,3	1,4923	3,3	2,2904	4,3	3,7175	5,3	6,2533
1,4	1,0996	2,4	1,5524	3,4	2,3991	4,4	3,9096	5,4	6,5975
1,5	1,1313	2,5	1,6162	3,5	2,5141	4,5	4,1141	5,5	6,9625
1,6	1,1659	2,6	1,6841	3,6	2,6360	4,6	4,3305	5,6	7,3490
1,7	1,2033	2,7	1,7562	3,7	2,7650	4,7	4,5601	5,7	7,7590
1,8	1,2436	2,8	1,8323	3,8	2,9010	4,8	4,8030	5,8	8,1933
1,9	1,2869	2,9	1,9139	3,9	3,0466	4,9	5,0605	5,9	8,6540
2,0	1,3333	3,0	2,0000	4,0	3,2000	5,0	5,3333	6,0	9,1428

Tableau 21. Valeurs de l'expression $K = \frac{2^n}{n+1}$

Abaque des Courbes de régime

$$y' = (n+1)\left(\frac{x}{T}\right)^n \left(y' = \frac{y-m}{Q-m}\right)$$

Enveloppe $\begin{cases} \frac{x}{T} = e^{-\frac{y}{n+1}} \\ y = (n+1)e^{-\frac{n}{n+1}} \end{cases}$

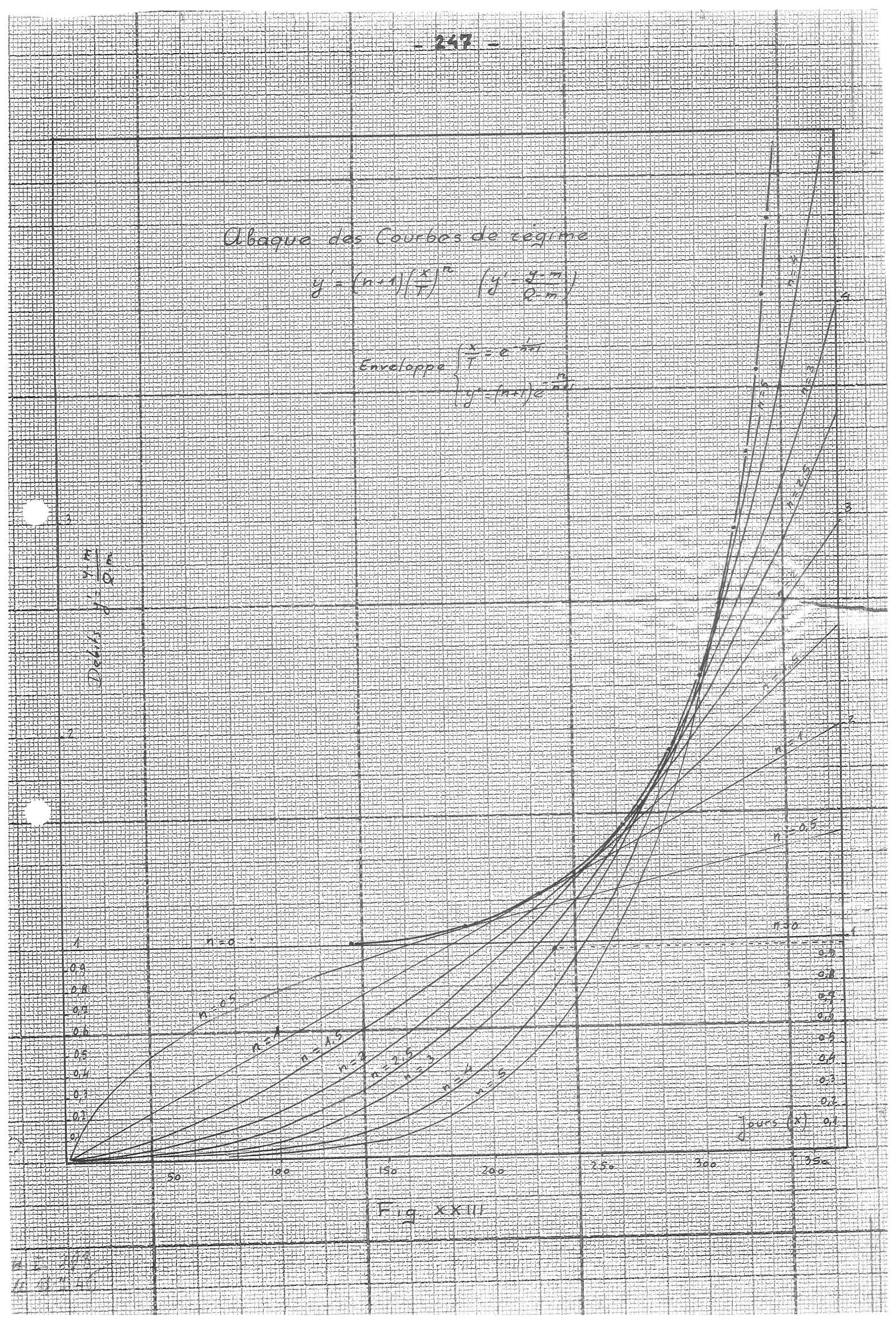


Fig XXIII

tarissement d'une source, d'une rivière, la formule exponentielle:

$$Q = Qo\ e^{-\alpha t}$$

Qo étant le débit initial, au temps 0, et t le temps, les précipitations étant nulles du temps 0 au temps t. En d'autres termes, la courbe représentative est une droite, si les débits sont traduits par leurs logarithmes.

$$\log Q = \log Qo - \alpha t \log e$$

Comme dans le cas précédent, une telle hypothèse n'est admissible que si le débit minimum et le débit le plus fréquent sont très voisins.

Voici, en ce qui concerne cette méthode -assignant à la distribution statistique du débit une formule exponentielle- le résultat de nos investigations, plus particulièrement dans le cas des bassins à régime nivoglaciaire.

La formule interprétant la courbe des débits classés par ordre de grandeurs croissantes est :

$x = m\ e^{\beta P}$ ou encore $x = m\ 10^{\alpha P}$ ($\alpha = \beta \log e$)

P désignant la probabilité d'un débit inférieur à x.

Cette formule ne dépend que de 2 Paramètres.

M désignant le débit maximum et Q le débit moyen, on aura :

$$\log M = \log m + \alpha \qquad \alpha = \text{Log } M - \log m = \log \left(\frac{M}{m}\right)$$

$$Q = m \int_0^1 e^{\beta P}\ dP = \frac{m}{\beta}\ (e^{\beta} - 1) \text{ ou encore puisque } me^{\beta} = M$$

$$Q = \frac{M - m}{\beta} = \frac{(M - m)\log e}{\alpha}$$

Quant à la courbe de probabilité, p = f (x), elle sera :

$$p = \frac{dP}{dx} = \frac{d\ (Lx - Lm)}{\beta\ dx} = \frac{1}{\beta x} = \frac{\log e}{\alpha x}$$

Cette courbe est hyperbolique : en d'autres termes, l'espérance mathématique d'un débit x est inversement proportionnelle à ce débit.

On vérifie, à partir de cette formule :

$$Q = \int_m^M p\ dx = \int \frac{x\ dx}{\beta x} = \int \frac{dx}{\beta} = \frac{M - m}{\beta}$$

On notera qu'entre deux débits X_1 et X2 de probabilité P_1 et P_2 complémentaires ($P_1 + P_2 = 1$) et le débit semi-permanent S, de probabilité 1/2, on a la relation :

$$X_1 X_2 = S^2$$

Enfin, nous faisons remarquer que cette distribution, bien que nous l'ayons qualifiée d'exponentielle, n'est pas celle que l'on désigne communément ainsi, et pour laquelle l'exposant est non pas la probabilité mais la variable statistique :

$$p = \frac{e^{-\alpha x}}{\alpha}$$

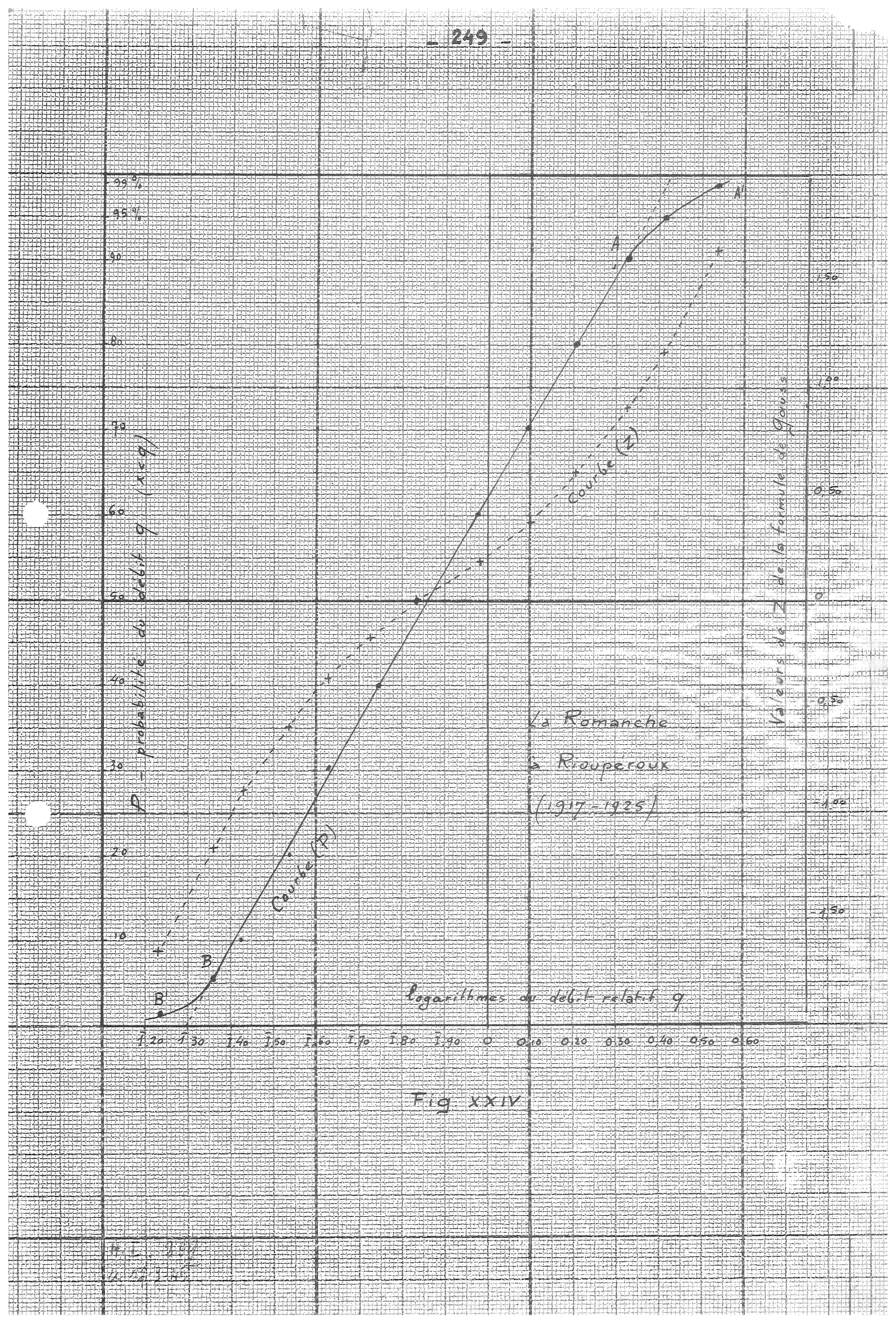

99 %
95 %
90
80
70
60
50
40
30
20
10
P = probabilité du débit q (x = q)
Courbe (P)
Courbe (1)
A
B
B
M
La Romanche
à Rioupéroux
(1917-1925)
Valeurs de Z de la formule de Gauss
1,50
1,00
0,50
0
-0,50
-1,00
-1,50
1,20
1,30
1,40
1,50
1,60
1,70
1,80
1,90
0
0,10
0,20
0,30
0,40
0,50
0,60
Logarithmes du débit relatif q

Fig XXIV

Les conclusions suivantes résultent des confrontations expérimentales auxquelles nous avons soumis la formule $x = m\, e^{\alpha P}$.

1° Pour les cours d'eau à régime nivoglaciaire, la concordance de la courbe expérimentale et de la courbe théorique est généralement satisfaisante, grosso modo, dans un intervalle de probabilité relativement grand.

Comme exemple, nous citerons la Romanche à Rioupéroux. La figure XXIV montre que la courbe expérimentale (P) -en ordonnées logarithmiques- peut être assimilée à une droite, de P = 5 % à P = 90 %. Il n'y a divergence que pour les débits extrêmes, dont la distribution statistique correspond aux arcs de courbe AA' et BB'.

2° Toutefois, la formule théorique donne toujours par excès les débits en eaux moyennes, notamment le débit semi-permanent. C'est ce que montre notamment la figure XXV relative au Doron de Pralognan à Pralognan. La courbe théorique a été déterminée en fonction des débits Q (25 %) et Q (75 %) d'après les données expérimentales résumées dans le tableau 22.

3° Enfin, pour les cours d'eau à régime nivoglaciaire accentué, il semble qu'on puisse identifier deux distributions distinctes correspondant vraisemblablement l'une à l'écoulement estival et l'autre à l'écoulement hivernal. C'est ce que permet de constater l'étude du régime de la Romanche au Grand Clot (fig. XXVI), dontle bassin est à l'altitude moyenne de 2 460 m.

Quoiqu'il en soit de ces divergences, dans le cas considéré des bassins de haute montagne, pour lesquels le débit le plus fréquent est à peu de chose près le débit minimum, la courbe de régime, en ordonnées (débits) logarithmiques, peut être synthétisée, symbolisée par une droite, et le régime se trouve ainsi caractérisé par deux paramètres indépendants, dont l'un sera le coefficient α, dit coefficient de variabilité, et l'autre, par exemple, le débit minimum, ou encore le débit moyen. Dans ce dernier cas, la courbe représentative du régime sera :

$$x = \frac{\beta Q}{e^{\beta} - 1}\, e^{\beta P}$$

La variabilité se trouve chiffrée, en définitive, par l'écart des débits extrêmes M et m, abstraction faite du minimum et du maximum absolus, puisqu'on a :

$$\alpha = \beta \log e = \log \left(\frac{M}{m}\right)$$

Pratiquement, on pourra déterminer α (et m) par la considération des débits Q (25 %) et Q (75 %).

Ainsi, pour la Romanche à Rioupéroux, on aura le calcul suivant :

$$\bar{1},59106 = \log m + \alpha \times 0,25$$
$$\underline{0,18469 = \log m + \alpha \times 0,75}$$

d'où : $0,59363 = \alpha \times 0,50$ et $\alpha = 1,1875$

$\log m = \bar{1},29425$ $\quad m = 0,1969$

$\log M = \bar{1},29425 + 1,1875 = 0,48175$ $\quad M = 3,03$

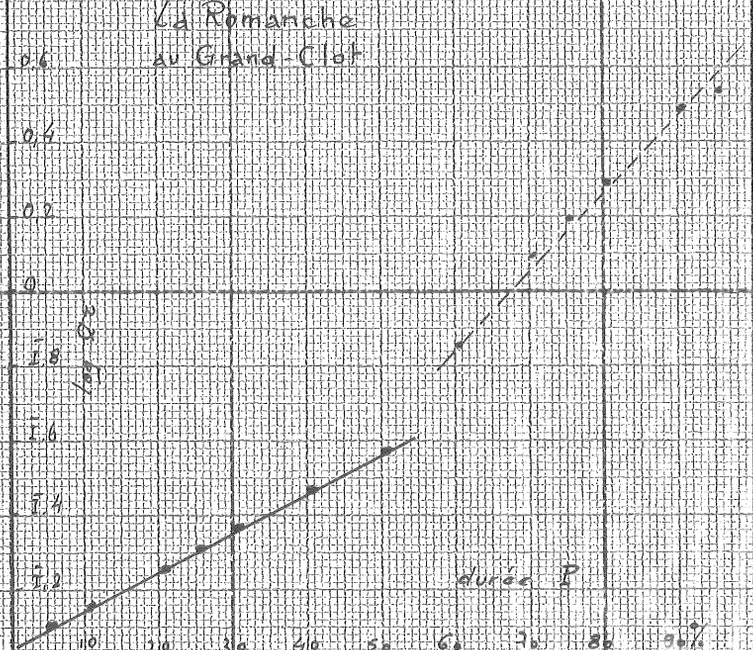


Fig. XXVI

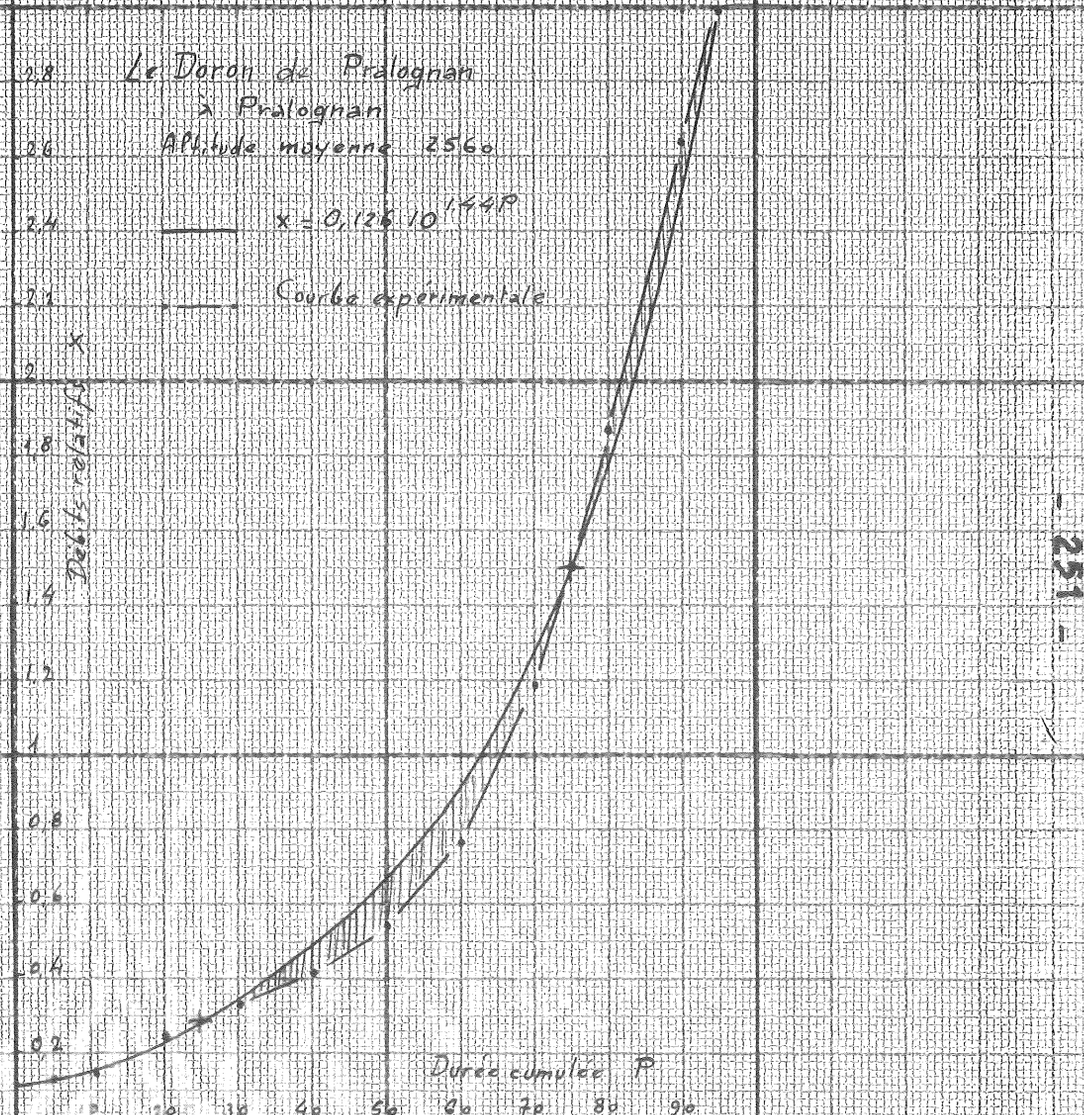


Fig. XXV

P	Débits Q	Qr	log Qr	log Qr	Qr
5	700	0,14	$\bar{1}$,14613	$\bar{1}$,17463	0,15
10	900	0,18	$\bar{1}$,25527	$\bar{1}$,24657	0,176
20	1300	0,25	$\bar{1}$,39794	$\bar{1}$,39046	0,246
25	1500	0,29	$\bar{1}$,46240	$\bar{1}$,46240	0,29
30	1685	0,33	$\bar{1}$,51851	$\bar{1}$,53435	0,342
40	2090	0,41	$\bar{1}$,61278	$\bar{1}$,67824	0,476
50	2735	0,53	$\bar{1}$,72428	$\bar{1}$,82213	0,664
60	3910	0,76	$\bar{1}$,88081	$\bar{1}$,96602	0,925
70	6060	1,18	0,07188	0,10990	1,29
75	7775	1,52	0,18184	0,18184	1,52
80	9600	1,87	0,27184	0,25379	1,79
90	13500	2,63	0,41996	0,39768	2,50
95	15300	3,00	0,47712	0,46962	2,95

Tableau 22.

Le Doron de Pralognan à Pralognan (1 400 m)

S = 97 Km2
Q moyen = 5120 litres.

Jours	P	Qa	Qr=x	x+ε	log x	log (x+ε)	z
106	1%	1,15	0,046	0,226	$\bar{2}$,66276	$\bar{1}$,35411	-1,648
212	2	1,46	0,058	0,238	$\bar{2}$,76343	$\bar{1}$,37658	-1,455
318	3	1,65	0,066	0,246	$\bar{2}$,81954	$\bar{1}$,39094	-1,333
424	4	1,83	0,073	0,253	$\bar{2}$,86332	$\bar{1}$,40312	-1,241
529	5	2,00	0,08	0,26	$\bar{2}$,90309	$\bar{1}$,41497	-1,116
1059	10	3,34	0,13	0,31	$\bar{1}$,11394	$\bar{1}$,49136	-0,907
2118	20	6,48	0,26	0,44	$\bar{1}$,41497	1,64345	-0,596
2648	25	7,75	0,31	0,49	$\bar{1}$,49136	$\bar{1}$,69020	-0,4769
3177	30	9,51	0,38	0,56	$\bar{1}$,57978	$\bar{1}$,74819	-0,3713
4236	40	13,06	0,52	0,70	$\bar{1}$,71600	$\bar{1}$,84510	-0,1788
5295	50	16,95	0,67	0,85	$\bar{1}$,82607	$\bar{1}$,92942	0
6355	60	21,90	0,87	1,05	$\bar{1}$,93952	0,02119	+0,1788
7414	70	27,8	1,11	1,29	0,04532	0,11059	0,3713
7943	75	31,8	1,27	1,45	0,10380	0,16137	0,4769
8473	80	37,3	1,49	1,67	0,17319	0,22272	0,596
9532	90	53,5	2,14	2,32	0,33041	0,36549	0,907
10062	95	71,0	2,84	3,02	0,45332	0,48001	1,166
10167	96	78,8	3,15	3,33	0,49831	0,52244	1,241
10273	97	89,6	3,58	3,76	0,55388	0,57519	1,333
10379	98	106,7	4,26	4,44	0,62941	0,64738	1,455
10485	99	137,7	5,50	5,68	0,74036	0,75435	1,648

Tableau 23.

La Cère.
29 années.

Q = 24,7

M, m et α étant ainsi déterminés, on doit vérifier la formule

$$Q = 1 = \frac{(M - m)}{\alpha} \log e.$$

Pour la Romanche (à Rioupéroux, aux Chazeaux, au Grand Clot) et le Doron de Pralognan, et également le Rhin à Bâle, le calcul conduit au tableau suivant :

	α	m	M	Q	m^3
Romanche au Grand Clot	1,7580	0,0710	4,10	0,995	0,072
Romanche aux Chazeaux	1,46805	0,1180	3,48	0,994	0,118
Doron de Pralognan	1,43890	0,1260	3,48	1,010	0,126
Romanche à Rioupéroux	1,11875	0,1969	3,03	1,030	0,197
Rhin à Bâle	0,612	0,4587	1,88	1,008	-

On peut admettre que les valeurs M et m correspondent sensiblement aux débits de probabilité 95 % et 5 %.

En ce qui concerne le Rhin, la courbe est une ligne droite entre les probabilités 20 % et 90 %.

Nous avons remarqué plus haut que le débit Q (75 %) variait relativement peu, et était sensiblement égal à 1,50 (ex : la Romanche aux trois stations étudiées : 1,49 - 1,50 - 1,53). Dans cette hypothèse le régime se trouve caractérisé par un seul paramètre, et on a entre α et m la relation :

$$m = \frac{1,50}{10^{3/4\alpha}}$$

Les valeurs ainsi calculées de m, soit m', sont indiquées ci-dessus. Il y a concordance. Ladite relation donne les valeurs respectives suivantes de α et m :

$\alpha = 3,00$	$m = 0,008$
$\alpha = 2,50$	$m = 0,020$
$\alpha = 2,00$	$m = 0,047$
$\alpha = 1,50$	$m = 0,112$
$\alpha = 1,00$	$m = 0,267$
$\alpha = 0,50$	$m = 0,633$

Les courbes de durée constituent un faisceau de droites concourantes. C'est, évidemment, pousser la synthèse un peu loin, en négligeant les facteurs locaux conditionnant les très basses eaux.

Par contre, et à plus juste titre, on peut faire le régime de trois paramètres, en remplaçant la formule :

$x = m\, e^{\beta P}$ par la formule : $x - \varepsilon = m\, e^{\beta P}$

Effectivement, on obtient ainsi un alignement plus satisfaisant des points figuratifs P et $\log (x - \varepsilon)$ tout au moins dans la partie médiane du graphique, comme le montre le graphique de la figure XXVII, relatif à la Romanche aux Chazeaux :

$$\log (x - 0,132) = \bar{2},67016 + 1,9529\ P.$$

L'espérance mathématique est égale à : $\frac{1}{\beta (x - \varepsilon)}$

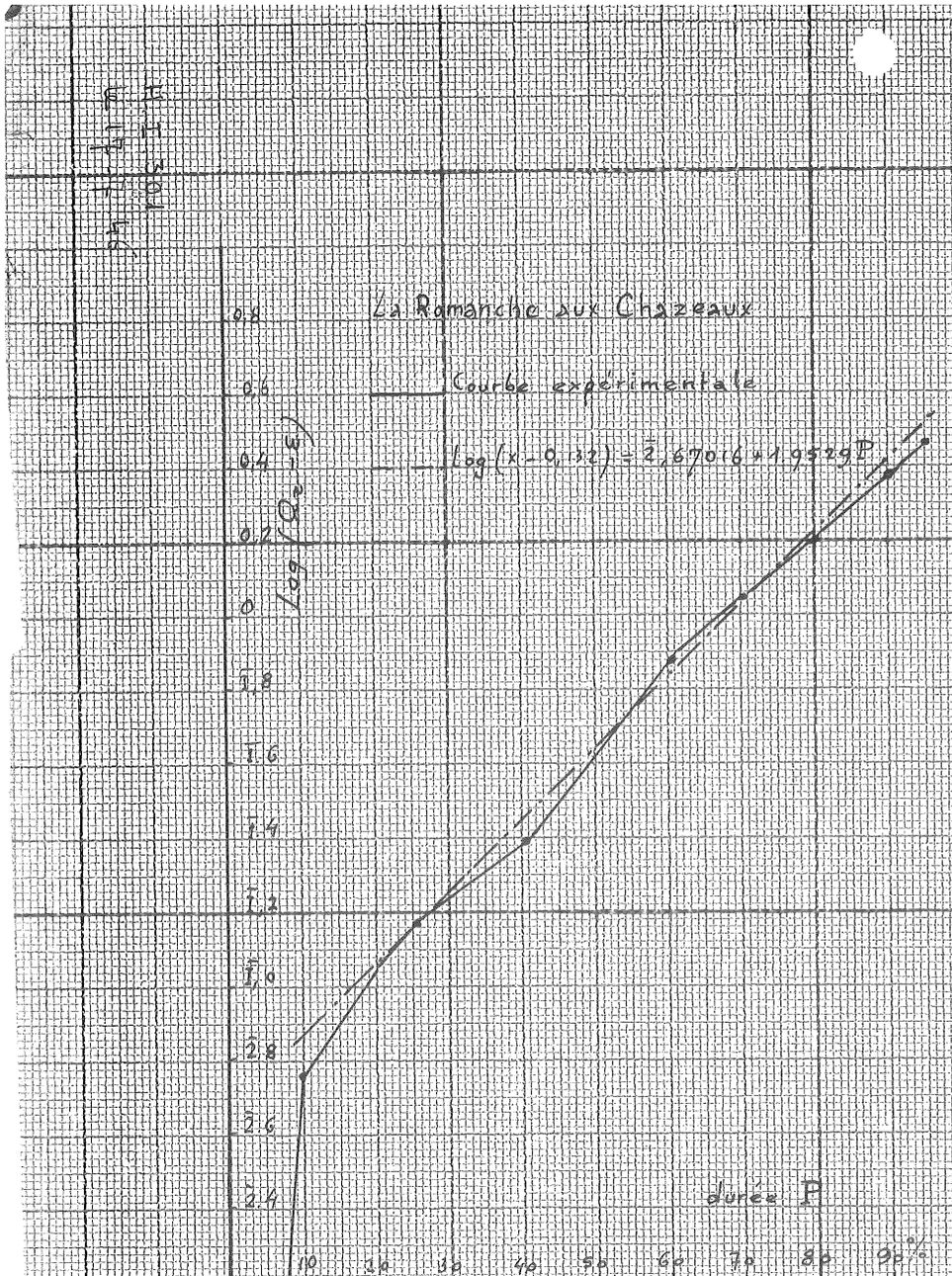


Fig. XXVII

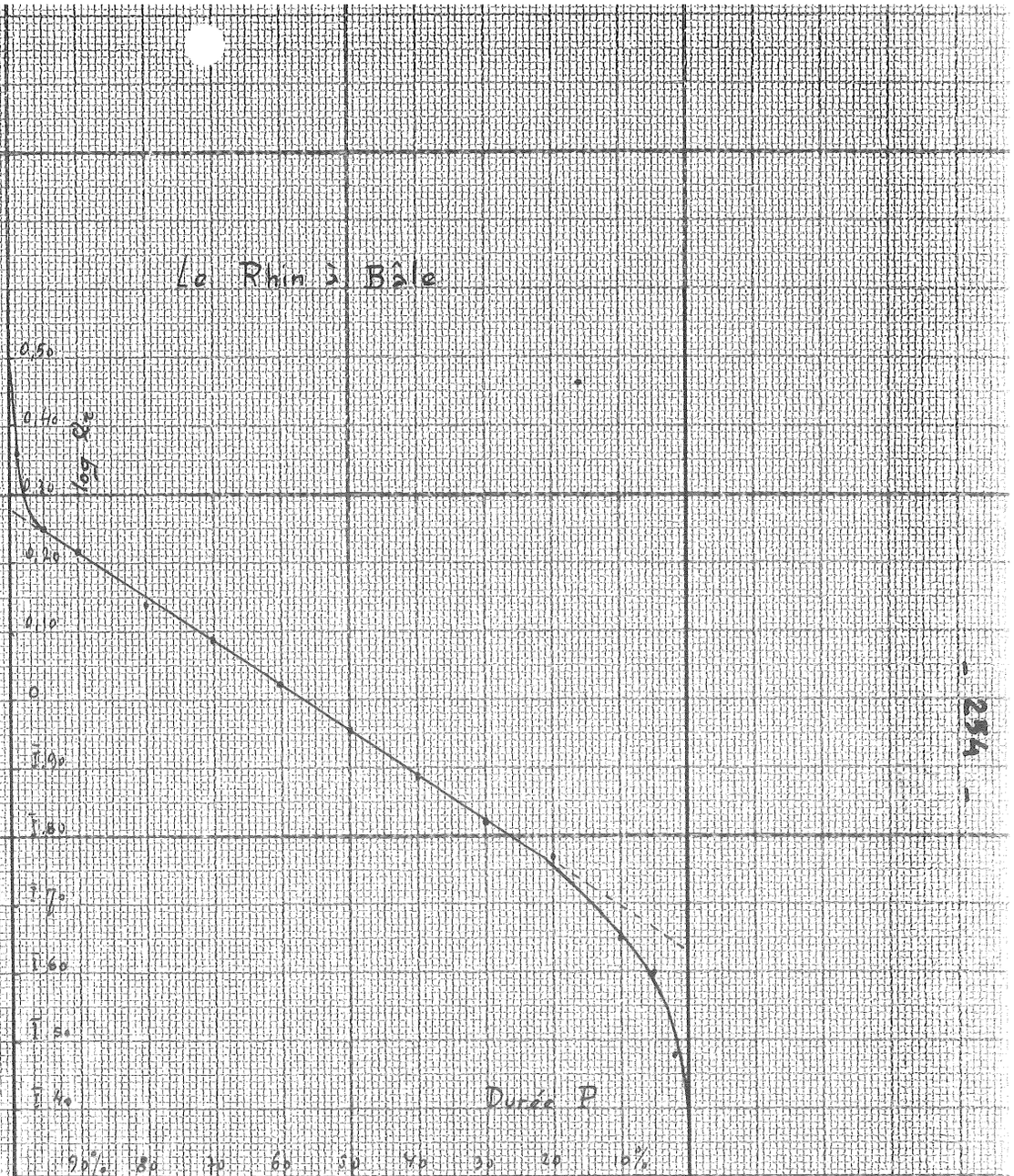


Fig. XXVIII

Le Débit ε peut être déterminé, d'une manière systématique, par la formule :

$$(X_1 - \varepsilon)(X_2 - \varepsilon) = (S - \varepsilon)^2 \quad \text{soit}$$

$$\varepsilon = \frac{X_1 + X_2 - S^2}{X_1 + X_2 - 2S}$$

Cette formule, appliquée aux données moyennes du tableau 19, donne pour les 6 premiers régimes énumérés, les valeurs suivantes pour ε :

0,08 - 0,24 - 0,12 - 0,18 - 0,14 - 0,11

Mais, il est difficile de préciser à quoi correspond exactement ce débit ε, et de quels facteurs naturels il dépend principalement. Vraisemblablement, il doit être plus ou moins en relation avec l'inertie hydrologique du bassin, cette inertie étant due aux froids prolongés de l'hiver, et à la nature géologique du terrain, dans le cas considéré des bassins alpestres.

Nous reviendrons d'ailleurs sur cette question dans le paragraphe suivant, où elle se pose dans les mêmes conditions, d'une manière plus générale encore.

INTERPRETATION ALGEBRIQUE DE LA COURBE DE REGIME AU MOYEN D'UNE INTEGRALE DE GAUSS.

Cette interprétation n'est que la généralisation logique de l'interpolation que nous venons d'exposer.

Dans le cas plus général d'un cours d'eau quelconque, en nous reportant à la figure XXIV par exemple, nous constatons que la courbe (P) n'affecte une forme rectiligne que dans sa partie médiane, son tronçon rectiligne étant prolongé de part et d'autre par des arcs de courbe tels que AA' et BB', plus ou moins symétriques d'ailleurs, qui du fait de leur extension plus ou moins grande, ne peuvent être négligés. La courbe, dans son ensemble, affecte la forme d'une intégrale de Gauss.

Effectivement, comme l'ont montré les travaux de Hans Grossberger (L'emploi du calcul des probabilités dans l'étude des cours d'eau, die Wasserwirtschaft - 15 Janvier 1932 et numéros suivants) et de Gibrat (sur l'ajustement mathématique des courbes de débit d'un cours d'eau, C.R. Académie des Sciences, 7 mars 1932) la distribution de Galton (Philosophical magazine, 4e série, volume 49 - 1875), transformée de la distribution de Gauss, la variable statistique x étant remplacée par son logarithme log x ou mieux (Gibrat) par log $(x - x_0)$ convient tout particulièrement (à quelques réserves et exceptions près) pour exprimer algébriquement la distribution statistique du débit journalier des cours d'eau.

Le loi de distribution repose en définitive sur les deux relations :

(1) $P = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{z} e^{-z^2} dz$ x = débit journalier

(2) $z = a \log (x - x_0) + b$ P = probabilité d'un débit inférieur à x

Elle exprime que le logarithme de la variable x, comptée à partir d'une certaine origine x_0, suit la loi des erreurs fortuites, définie par la formule de Gauss.

En d'autres termes, si les valeurs de x suivaient cette loi des erreurs, la variation dx produite par une cause quelconque serait la même, quel que soit x, donc indépendante de x. Si cette variation dx est proportionnelle à $(x - x_0)$, le rapport $\frac{dx}{x - x_0}$ jouera le même rôle que la variation élémentaire dx dans la loi des erreurs, et par suite la quantité obtenue par intégration, soit $\left[a \log (x - x_0) + b\right]$ suivra la loi des erreurs.

Des relations ci-dessus, on déduit comme il suit les expressions algébriques du débit moyen (Q), du débit semi-permanent ou médian (S) et du débit le plus fréquent (F).

1° Débit médian S. Ce débit correspond à $z = 0$

d'où $\log (S - x_0) = - \frac{b}{a}$

La formule (2) peut donc s'écrire également :

$$z = a \log \frac{x - x_0}{S - x_0}$$

2° Débit le plus fréquent (F). Cette valeur F s'obtient en annulant la dérivée seconde de P, considérée comme fonction de x :

$$P'(x) = e^{-z^2} z' \qquad P''(x) = e^{-z^2} \left[z'' - 2 z z'^2\right] = 0$$

On obtient : $$z = - \frac{1}{2a \log e} = a \log (F - x_0) + b$$

d'où : $$\log (F + x_0) = - \frac{b}{a} - \frac{1}{2a^2 \log e}$$

3° Débit moyen (Q). Supposons $x_0 = 0$ pour simplifier les calculs. On a :

$$z = a \log \frac{x}{S}$$

On a : $$Q = \int_0^{+\infty} x\, p(x)\, dx \qquad p\left(\log \frac{x}{S}\right) = \frac{a}{\sqrt{\pi}} e^{-a^2 \left(\log \frac{x}{S}\right)^2}$$

$$p(x) = p\left(\log \frac{x}{S}\right) \frac{d \log x}{dx} = p\left(\log \frac{x}{S}\right) \frac{\log e}{x} = \frac{a \log e}{x \sqrt{\pi}} e^{-a^2 \left(\log \frac{x}{S}\right)^2}$$

d'où : $Q = \frac{a \log e}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} e^{-a^2 \left(\log \frac{x}{S}\right)^2} dx$. Comme $x = S e^{\frac{z}{a \log e}}$ $dx = \frac{S}{a \log e} e^{\frac{z}{a \log e}}$

d'où : $$Q = \frac{S}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{\frac{z}{a \log e} - z^2} dz = \frac{S}{\sqrt{\pi}} e^{\frac{1}{4a^2 (\log e)^2}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\left(z - \frac{1}{2a \log e}\right)^2} dz$$

L'intégrale $\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{1}{4a^2(\log e)^2}} = \sqrt{\pi}$ d'où finalement :

$$\log Q = \log S + \frac{1}{4a^2 \log e} = -\frac{b}{a} + \frac{1}{4a^2 \log e}$$

Plus généralement, tenant compte de x_0,

$$\log (Q - x_0) = -\frac{b}{a} + \frac{1}{4 a^2 \log e}$$

4° Entre deux valeurs de x de probabilités complémentaires (x_1 et x_2, $P_1 + P_2 = 1$) on vérifie, les valeurs de Z étant égales et de signe contraire, la relation :

$$(x_1 - x_0)\ (x_2 - x_0) = (S - x_0)^2$$

5° Enfin, signalons la relation suivante entre S, Q et F

$$(S - x_0)^3 = (F - x_0)\ (Q - x_0)^2$$

Le régime d'un cours d'eau, du point de vue de la variabilité intrinsèque se trouve ainsi caractérisé par trois paramètres indépendants, soit a, b et x_0 que l'on déterminera pratiquement, soit graphiquement, soit par le calcul comme il suit :

1° Graphiquement. On tracera les points (Z , log x) correspondant aux données expérimentales. On obtient ainsi généralement une ligne plus ou moins incurvée qu'on redressera, par tâtonnements successifs en substituant aux valeurs log x des valeurs log $(x - x_0)$, en faisant varier x_0. Les coefficients de la droite fournissant le meilleur alignement donneront a et b.

2° Par le calcul. On choisira arbitrairement 2 débits de probabilité P_1 et P_2 complémentaires ($P_1 + P_2 = 1$) soit x_1 et x_2. On prendra :

$$x_0 = \frac{x_1 x_2 - S^2}{x_1 + x_2 - 2S}$$

et on déterminera a et b par les 2 relations :

$$\begin{cases} Z_1 = a \log (x_1 - x_0) + b \\ Z_2 = a \log (x_2 - x_0) + b \end{cases}$$

Exemple : Nous considérons la Cère à Laroquebrou, dont la courbe de régime expérimentale a été déterminée par 29 années d'observations (Tableau 23).

Les débits de probabilité 10 %, 50 % et 90 % sont respectivement 0,13, 0,67 et 2,14.

Nous essayons :

$$x_0 = \frac{0{,}13 \times 2{,}14 - 0{,}67^2}{0{,}13 + 2{,}14 - 2 \times 0{,}67} = -\frac{0{,}1707}{0{,}93} = -0{,}18$$

Les valeurs de Z correspondant à P = 10 % et P = 90 % sont : - 0,907 et + 0,907.

On a donc :

$$\begin{cases} -0{,}907 = a \log (0{,}13 + 0{,}18) + b = a\ \bar{1}{,}49136 + b \\ +0{,}907 = a \log (2{,}14 + 0{,}18) + b = a\ 0{,}36549 + b \end{cases}$$

d'où $1{,}814 = a \times 0{,}87413$ $\quad a = 2{,}075$ $\quad$ et $b = 0{,}149$

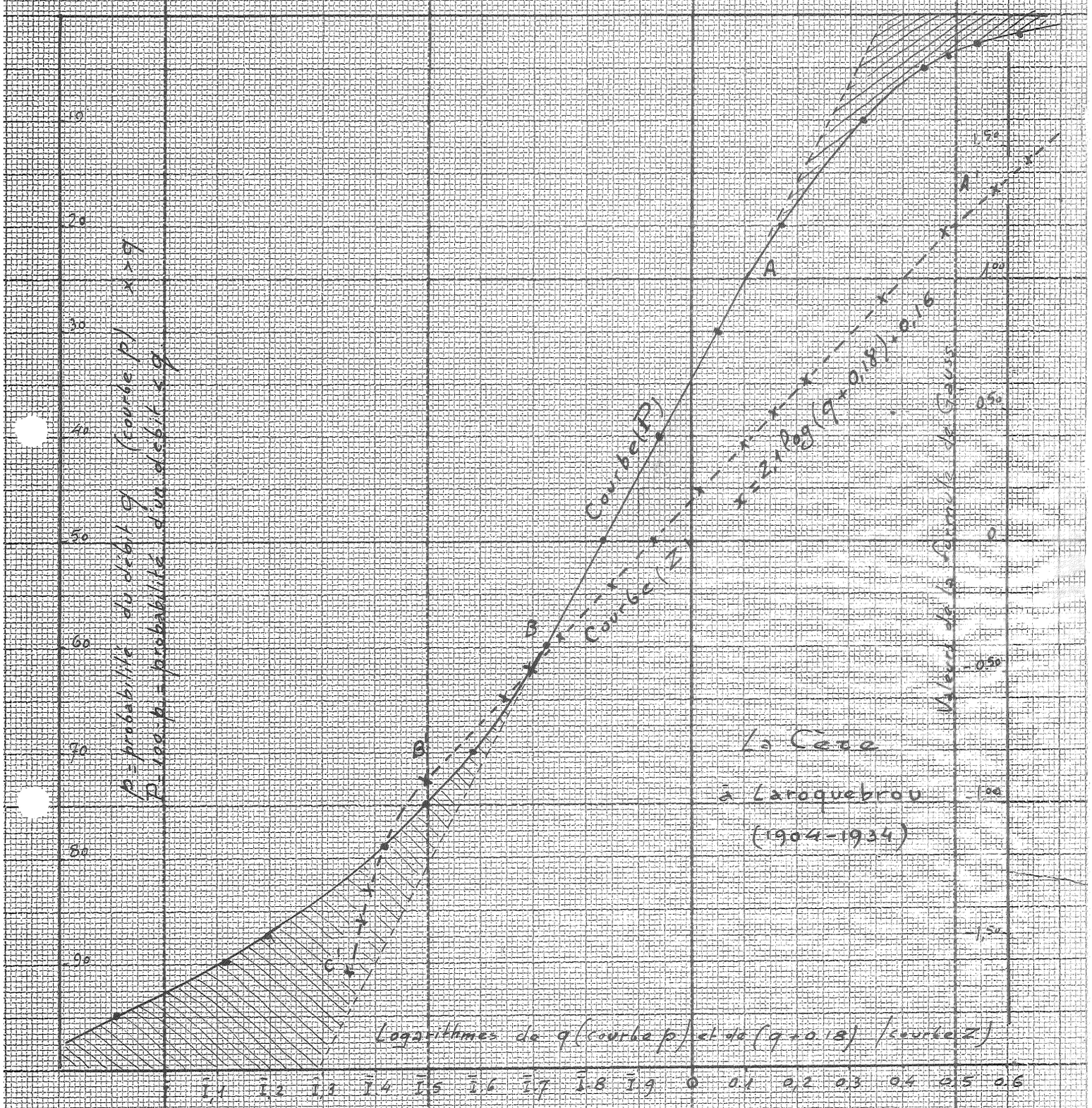

p = probabilité du débit q (courbe p) x > q
P = 100 - p = probabilité d'un débit < q
Valeurs de la formule de Gauss
Courbe (P)
Courbe (Z)
x = 2,1 log (q + 0,18) + 0,16
A
A'
B
B'
C
La Cèze
à Laroquebrou
(1904-1934)
Logarithmes de q (courbe p) et de (q + 0.18) (courbe Z)
10
20
30
40
50
60
70
80
90
1,50
1,00
0,50
0
-0,50
-1,00
-1,50
0,1
0,2
0,3
0,4
0,5
0,6

Fig. XXIX

La figure XXIX montre que l'alignement des points (Z) , log (x + 0,18) est réalisé entre les débits de probabilité 10 % et 99 % et conduit à la droite représentative :

$$Z = 2,07 \log (x + 0,18) + 0,15$$

Comme vérifications satisfaisantes, le calcul donne pour Q et S :

$$S = 0,67 \text{ et } Q = 0,98$$

La formule donne, d'autre part, F = 0,45

Quant aux très faibles débits (P inférieur à 10 %) ils sont plus élevés que ne l'indique la relation linéaire ci-dessus : l'arc B'C' diverge nettement de la droite A'B' ; ils peuvent s'interpréter par une équation analogue, mais dont les coefficients sont différents.

Des investigations que nous avons faites, notamment en étudiant les données numériques du tableau 20, nous tirons les conclusions suivantes :

1° La loi se vérifie d'autant plus que les sources d'alimentation sont plus variées, plus complexes, plus fortuites pour ainsi dire. Tel est le cas des grands organismes fluviaux :

Exemples :

Le Rhône à Lyon	$Z = 3 \log x + 0,20$
Le Rhône à Beaucaire	$Z = 3,33 \log x + 0,18$ (fig. XXX)
Le Danube à Vienne	$Z = 3,51 \log (x + 0,05) + 0,28$

2° La loi se vérifie parfaitement pour les bassins à régime pluvial prépondérant, sauf pour les faibles débits, qui obéissent à une loi de probabilité différente de celle qui régit les débits moyens et élevés. Et ceci est parfaitement explicable, car on se trouve en présence de 2 phénomènes différents : le ruissellement conditionné par les précipitations et l'écoulement correspondant à la période où, en l'absence de précipitations, joue la capacité de rétention du sol.

3° La loi ne s'applique pas (ou plutôt on se trouve dans un cas limite de cette loi) pour les cours d'eau à régime glaciaire et nivoglaciaire.

Dans les graphiques ci-joints ont été juxtaposées les courbes (Z) (Z = fonction de log x) et les courbes (P) (P = f (log x).

Si la courbe (P) est une intégrale de Gauss, la courbe (Z) est une ligne droite, mais si la courbe (P) est une ligne droite, la courbe (Z) est une intégrale de Gauss.

Cet allure sinusoïdale de la courbe (Z) caractérise les bassins alpestres.

Exemples :

La Romanche (fig. XXIV)
Le Rhin à Bâle (fig. XXXI et fig. XXVIII)
Le Gave de Pau à St Sauveur (fig. XXXII)

Elle a été signalée également par Gherardelli (Ass. Int.

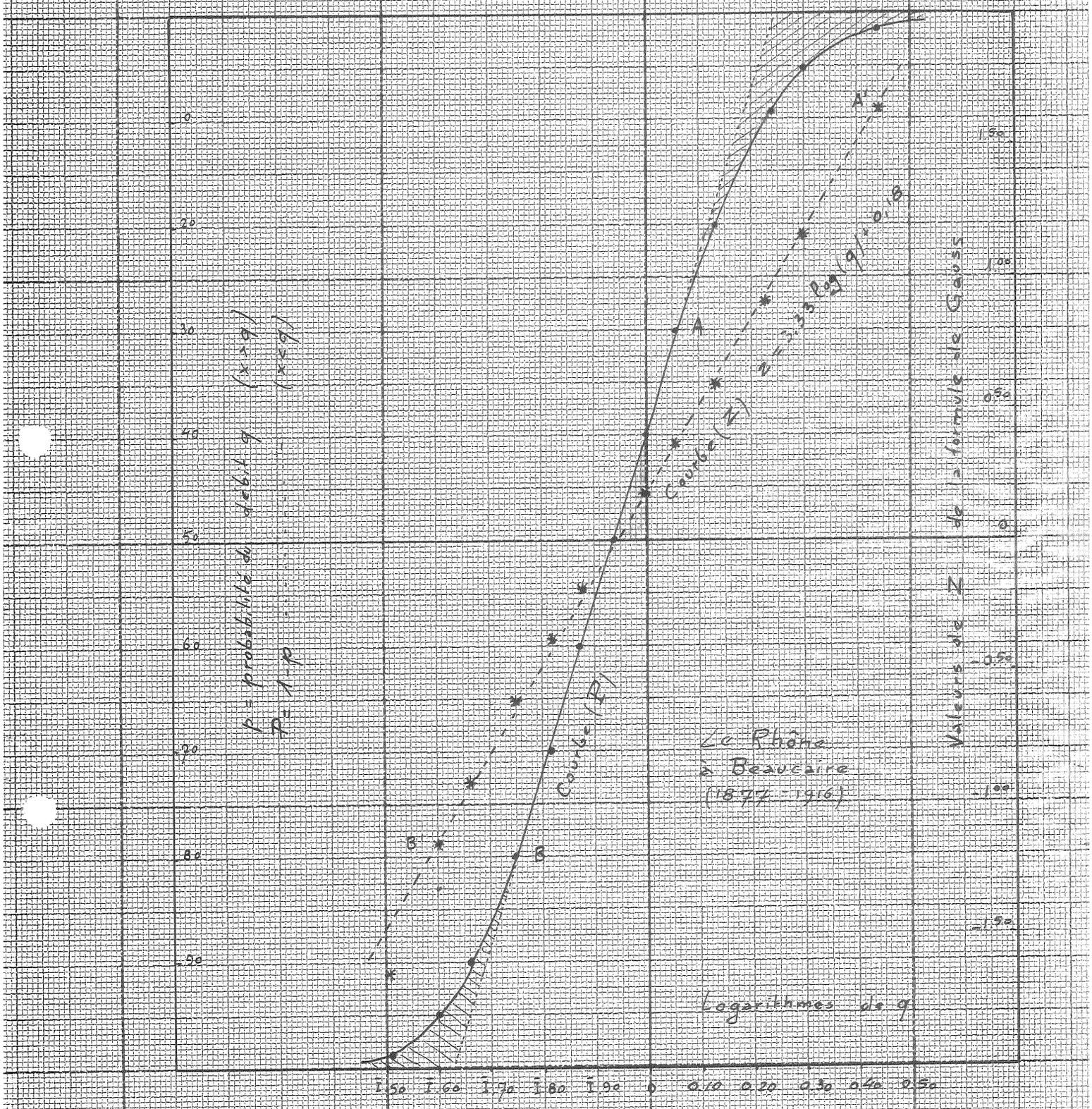

p = probabilité du débit q (x > q)
P = 1 - p (x < q)
Courbe (Z)
Courbe (P)
Z = 3,33 log (q) + 0,18
A
A'
B
B'
Le Rhône à Beaucaire (1877 - 1916)
Logarithmes de q
Valeurs de Z de la formule de Gauss
0
20
30
40
50
60
70
80
90
1,50
1,00
0,50
0
-0,50
-1,00
-1,50
1̄,50
1̄,60
1̄,70
1̄,80
1̄,90
0
0,10
0,20
0,30
0,40
0,50

Fig. XXX

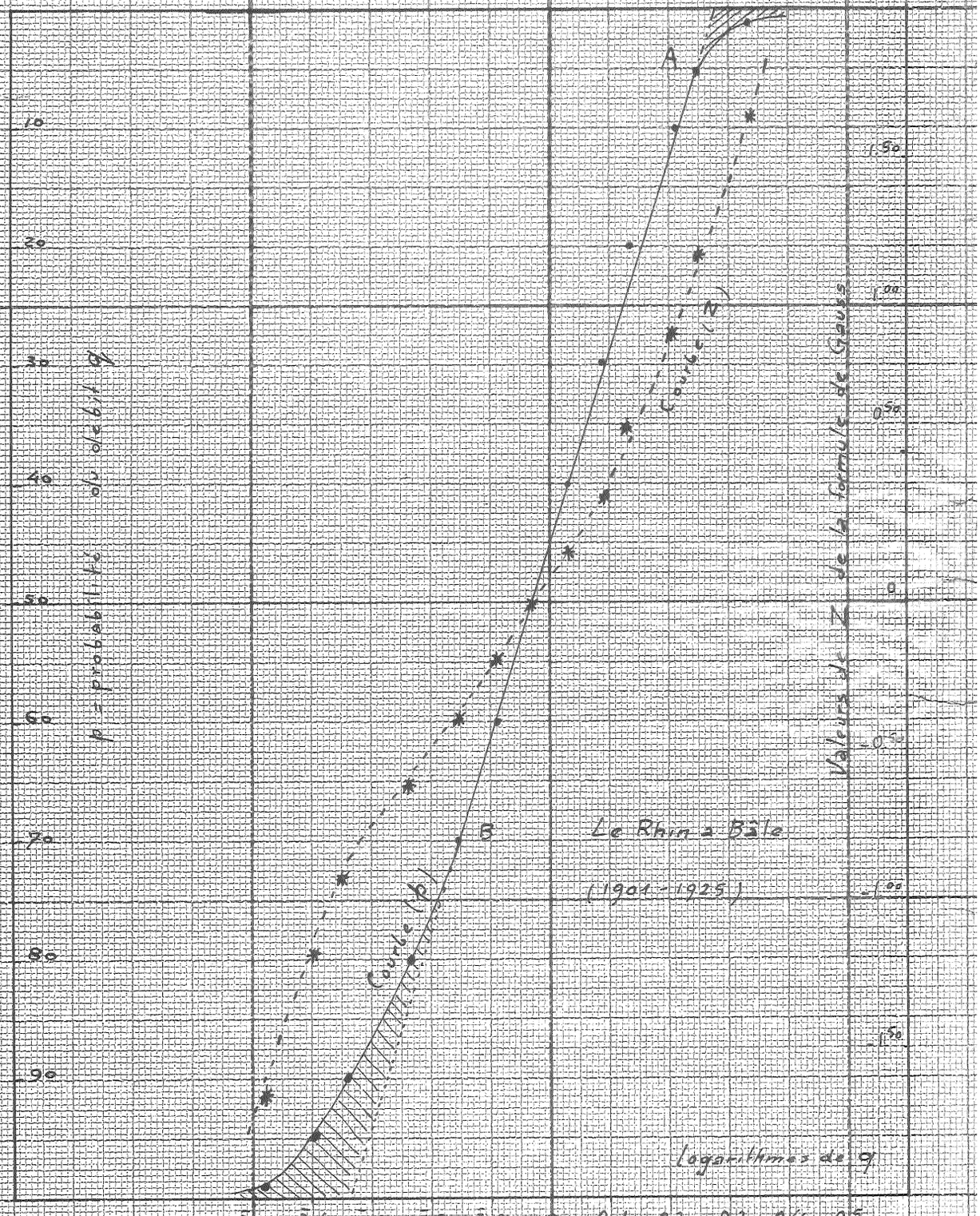


Fig. XXXII

H.T. 304
le 14.7.46

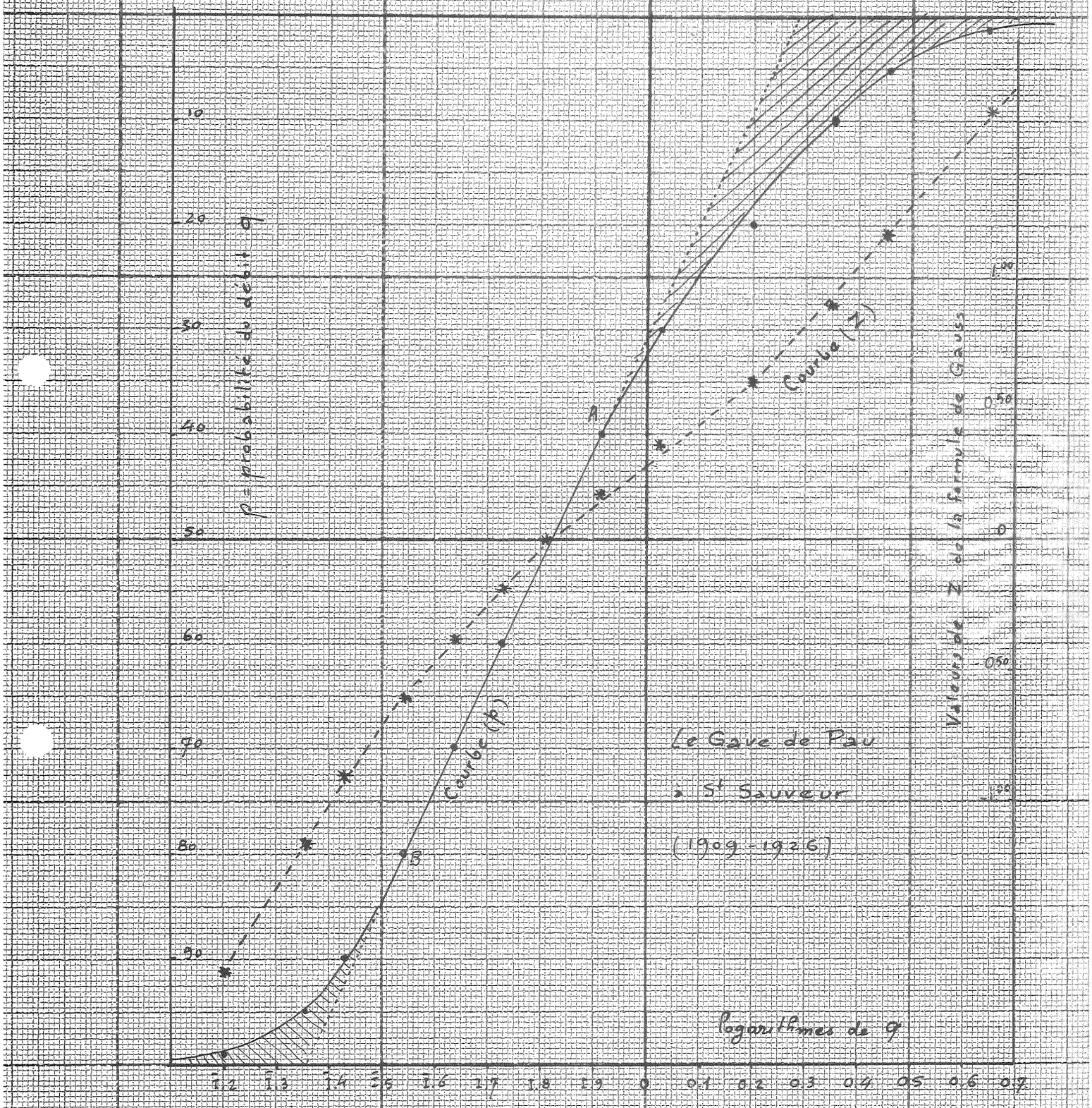


Fig. XXXII

H.I. 305
le 17.7.46

d'Hydrologie scientifique, bulletin N° 21 - 1934 - au sujet de quelques récentes formules statistiques concernant les déterminations hydrologiques) : ex : la Doire Baltie à Borgofranco et l'Adda à Fuentes (alt. moy. 1 841 m). Cet auteur a indiqué les formules suivantes pour un certain nombre de cours d'eau italiens.

Doire Baltie à Borgofranco - 3 329 Km2 (imperméable) - alt. moy. 2 080 m (1925 - 1931) 106 m3 (862 à 17,7)

$$z = 1{,}80 \log x + 0{,}29$$

Adda à Fuentes. 2 600 km2 (imperméable) - alt. moy. 1 841 m (1882 - 1912) 89,6 m3 (1 186 à 13)

$$z = 1{,}84 \log x + 0{,}34$$

Reno à Casalecchio - 1 051 Km2 (imperméable) - alt. moy. 639 m (1925 - 1930) 27 m3 (964 à 0,60)

$$z = 1{,}20 \log x + 0{,}40$$

Arno à S. Giovanni alla Vena - 8 186 Km2 (5 % imperméable) - alt. moy. 330 m (1923 - 1931) 97,5 m3 (2 230 - 2,2)

$$z = 1{,}22 \log x + 0{,}40$$

Trento à Ponte d'Arlé - 479 Km2 (21 % perméable) -alt. moy. 1 135 m (1925 - 1933) 9,67 m3 (180 - 0,46)

$$z = 1{,}97 \log x + 0{,}31$$

Tibre à Rome - 16 545 Km2 (32 % perméable) - alt. moy. 524 m (1920 - 1931) 219 m3 (2 100 - 102)

$$z = 1{,}37 \log (x - 0{,}48) + 0{,}78$$

4° On peut donc caractériser la variabilité intrinsèque du débit au moyen de 3 paramètres, tels que a, b, et x_0. Ils se réduisent à deux, si la formule est rapportée au débit relatif, le 3e se trouvant être alors le débit moyen.

Le coefficient a pourra être appelé coefficient de variabilité. Quant au facteur x_0, il est difficile de préciser à quoi il correspond exactement. Il semble caractériser, dans une certaine mesure le régime des très basses eaux. Une valeur négative de x_0 caractériserait les bassins relativement petits et imperméables ; une valeur positive, les bassins à capacité de rétention importante, donc plus ou moins perméables (ex : le Tibre), une valeur nulle, les grands bassins à alimentation mixte.

Aussi bien, le choix de ce paramètre x_0 est plus ou moins indéterminé, l'ajustement linéaire graphique des points (z) - log $(x - x_0)$ étant susceptible d'une infinité de solutions. On sera amené à des valeurs de a, b et x_0, différentes, donc à 2 formules, suivant qu'on cherchera à ajuster avec les débits moyens soit les forts débits, soit les faibles débits.

Conclusion générale. Et cette constatation nous amène à conclure qu'en fait, on ne peut trouver, pour interprêter dans son ensemble, la courbe de durée, une formule algébrique satisfaisante.

La formule de Galton, basée sur le calcul des probabilités, apparait bien comme satisfaisant le plus l'esprit, mais, comme signalé plus haut, elle est trop synthétique pour exprimer

à la fois les deux extrémités de la courbe : la distribution des bas débits ne peut être la même que la distribution des forts débits, les uns et les autres étant régis par des facteurs naturels différents. Et dans le cas des rivières de montagne, au phénomène du ruissellement plus ou moins immédiat des précipitations, et au phénomène de l'écoulement retardé des eaux infiltrées, s'ajoute le phénomène de la fusion massive des neiges et des glaciers. La courbe de probabilité du débit, dans de telles conditions, ne peut être qu'excessivement complexe : elle est la résultante de plusieurs courbes de probabilité distinctes, qui peuvent ou non, se fondre en une seule présentant un seul maximum. Certaines courbes de probabilité expérimentales laissent entrevoir nettement deux maximums distincts, l'un correspondant à la période des basses eaux et l'autre à la période de fusion des neiges. Pour les bassins alpestres, il serait intéressant d'étudier séparément les variations du débit des 6 mois les plus chauds et des 6 mois les plus froids.

Aussi bien, plus la cause déterminante du débit est localisée dans le temps et dépend d'un phénomène prépondérant, comme la fusion des neiges, moins la loi des erreurs fortuites doit s'appliquer.

Des études plus détaillées et plus approfondies, portant sur des statistiques plus nombreuses et de plus longue durée seraient nécessaires pour préciser toutes ces questions.

VARIABILITE INTRINSEQUE DU DEBIT ANNUEL, DU DEBIT MENSUEL ET DU DEBIT JOURNALIER AU COURS DES DIFFERENTS MOIS SUCCESSIFS, ETC.

Nous avons considéré seulement, dans les pages qui précèdent, comme variable statistique le débit journalier. Des études analogues peuvent être faites, en prenant, pour variable statistique :

1° Le débit journalier pour chaque mois considéré isolément.
2° Le débit annuel.
3° Le débit mensuel.
4° Le débit de crue, c'est-à-dire, le plus fort débit annuel.

Ce sont là des études que nous n'aborderons pas dans le présent mémoire ; elles ne s'appliquent pas, d'ailleurs, d'une manière spéciale, aux bassins de haute montagne.

C H A P I T R E VIII

LE DEBIT ET SES VARIATIONS SAISONNIERES, CONSIDEREES EN FONCTION DES FACTEURS TOPOGRAPHIQUES, METEOROLOGIQUES ET GLACIOLOGIQUES QUI LES CONDITIONNENT

LE BILAN HYDROLOGIQUE D'UN BASSIN.

Le débit d'une période donnée est en définitive le compte Profits et Pertes du bilan hydrologique du bassin pour ladite période.

Ce bilan se présente d'une manière générale, comme il suit :

Actif		Passif	
Précipitations aqueuses ou neigeuses.	H	Pertes par évaporation	D
Précipitations occultes	O	Apports de la période actuelle à la période suivante :	
Apports de la période précédente à la période actuelle :		Eaux d'infiltration	I
		Neiges	N
Eaux d'infiltration	Io	Glaces	G
Eaux de fusion des neiges	No	P et P : débit de la période actuelle	Q
Eaux de fusion des glaces	Go		
(H + O) + (Io + No + Go)	=	D + (I + N + G) + Q	

D'une manière plus résumée, entre les 4 fonctions hydrologiques :

Q = écoulement (volume d'eau écoulée au temps t)
H = précipitations (volume d'eau reçue au temps t)
D = déficit (volume d'eau évaporée au temps t)
A = accumulation (volume d'eau existant dans le bassin au temps t)

on a la relation fondamentale :

$$H = Q + D + A - Ao \qquad (1)$$

Ao représentant le volume d'eau existant dans le bassin au temps 0.

Le problème principal relatif à l'influence de la neige et de la glace sur le débit des cours d'eau, dont traite le présent chapitre, consiste à déterminer le débit actuel (aussi instantané que possible) en fonction des caractéristiques permanentes ou variables du bassin, ces dernières étant, soit antérieures, soit actuelles. Ainsi posé dans toute sa généralité le problème apparait impossible à résoudre exactement. Aussi bien les quelques considérations théoriques qui suivent ont simplement pour but d'en préciser les données essentielles, d'en schématiser graphiquement la solution approchée moyenne, en indiquant grosso modo, la genèse du débit-mois, considéré comme étant la somme de trois débits élémentaires : le débit pluvial, le débit nival et le débit glaciaire.

LES DONNEES ESSENTIELLES DU PROBLEME.

Les facteurs essentiels, conditionnant l'écoulement, dont nous faisons état, sont les suivants :

1° Les caractéristiques permanentes du bassin (relief, orientation, nature interne et externe du sol, etc.)

Le relief seul est susceptible d'être schématisé algébriquement et graphiquement.

Nous désignons par :

$$S = F(a)$$

l'équation hypsométrique du bassin, soit la courbe des surfaces cumulées en fonction de l'altitude (a). La courbe de répartition des surfaces est, par suite : $S = F'(a)$. Par exemple, la superficie du bassin comprise entre les altitudes a_1 et a_2 est :

$$\int_{a_1}^{a_2} F'(a)\,da = F(a_2) - F(a_1)$$

2° Les caractéristiques pluviométriques du bassin. Nous supposons connue la loi de variation de la pluviosité dans le temps et dans l'espace, et nous la synthétisons par la relation :

$$h = f(a, t)$$

représentant l'abaque des précipitations cumulées en fonction de l'altitude et de l'époque de l'année.

3° Les caractéristiques thermiques du bassin. Nous supposons connue la relation moyenne reliant la température (T), l'altitude (a) et l'époque de l'année (t) (t variant de 1 à 12, si l'on prend pour unité de temps le mois), soit :

$$T = \Phi(a, t)$$

En particulier pour $T = 0$, on a $0 = \Phi(a,t)$ soit : $a = \varphi(t)$ relation caractérisant la variation altimétrique de l'isotherme 0, ce qui permet, à toute époque, de diviser le bassin en deux parties, celle où la température étant inférieure à 0, les précipitations sont neigeuses, et celle où la température étant supérieure à 0, les précipitations sont liquides et où la neige précédemment accumulée est en fusion.

En réalité, si la relation $a = \varphi(t)$ peut servir à discriminer les précipitations liquides des précipitations neigeuses, elle ne permet que très imparfaitement d'étudier la fusion de la

neige, car celle-ci ne fond pas instantanément, dès qu'elle est atteinte par l'isotherme 0. Il y aurait lieu, pour cette étude, de prendre pour a, correspondant au temps t, non pas l'altitude où la température moyenne est égale à 0, mais une altitude inférieure, par exemple la moyenne de cette altitude-là et de l'altitude de la limite inférieure de la neige.

Plus exactement un autre facteur thermique est à considérer, le pouvoir fondant, et nous montrons plus loin le parti que l'on en peut tirer pour établir le diagramme de fusion des réserves neigeuses.

4° Les caractéristiques glaciologiques du bassin. Nous les synthétisons par le taux de glaciation (rapport de la surface glaciaire à la superficie totale) et par la courbe hypsométrique des parties glaciaires, soit :

$$\sigma = Fo\ (a).$$

EQUATION SIMPLIFIEE DE L'ECOULEMENT

De l'équation (1) ci-dessus, on déduit :

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dH}{dt} - \frac{dD}{dt} - \frac{dA}{dt} \qquad (2)$$

Le terme $\frac{dQ}{dt}$ représente le débit, soit q.

Le terme $\left(\frac{dH}{dt} - \frac{dD}{dt} \right)$ représente la densité des précipitations. Nous poserons, pour simplifier, $\frac{dH}{dt} - \frac{dD}{dt} = \rho\sigma$, ρ représentant le coefficient de ruissellement.

La fonction A se décompose en I + N + G (réserves d'infiltration + réserves neigeuses + réserves glaciaires). En négligeant la capacité de rétention liquide, soit I (réserves d'infiltration) devant la capacité de rétention solide, on obtient finalement :

$$q = \rho\sigma - \frac{d\ (N + G)}{dt} \qquad (3)$$

Le débit écoulé pendant un intervalle de temps donné (le mois par exemple) s'obtiendra en intégrant cette équation, dans le temps et dans l'espace, en considérant séparément la partie du bassin où T est inférieur à 0 et la partie du bassin où T est supérieur à 0. En d'autres termes, on détermine, pour chaque mois, le bilan hydrologique du bassin, compte tenu des précipitations actuelles de la période et des variations saisonnières des capacités de rétention.

Soit T inférieur à 0. Le débit (abstraction faite du débit d'infiltration dû aux sources profondes) est nul. On a donc :

$$\frac{d\ (N + G)}{dt} = \rho\sigma$$

Les précipitations, alors solides, accroissent les réserves nivoglaciaires.

Nous explicitons, graphiquement, ces considérations théoriques (en admettant $\rho = 1$) en déterminant séparément,

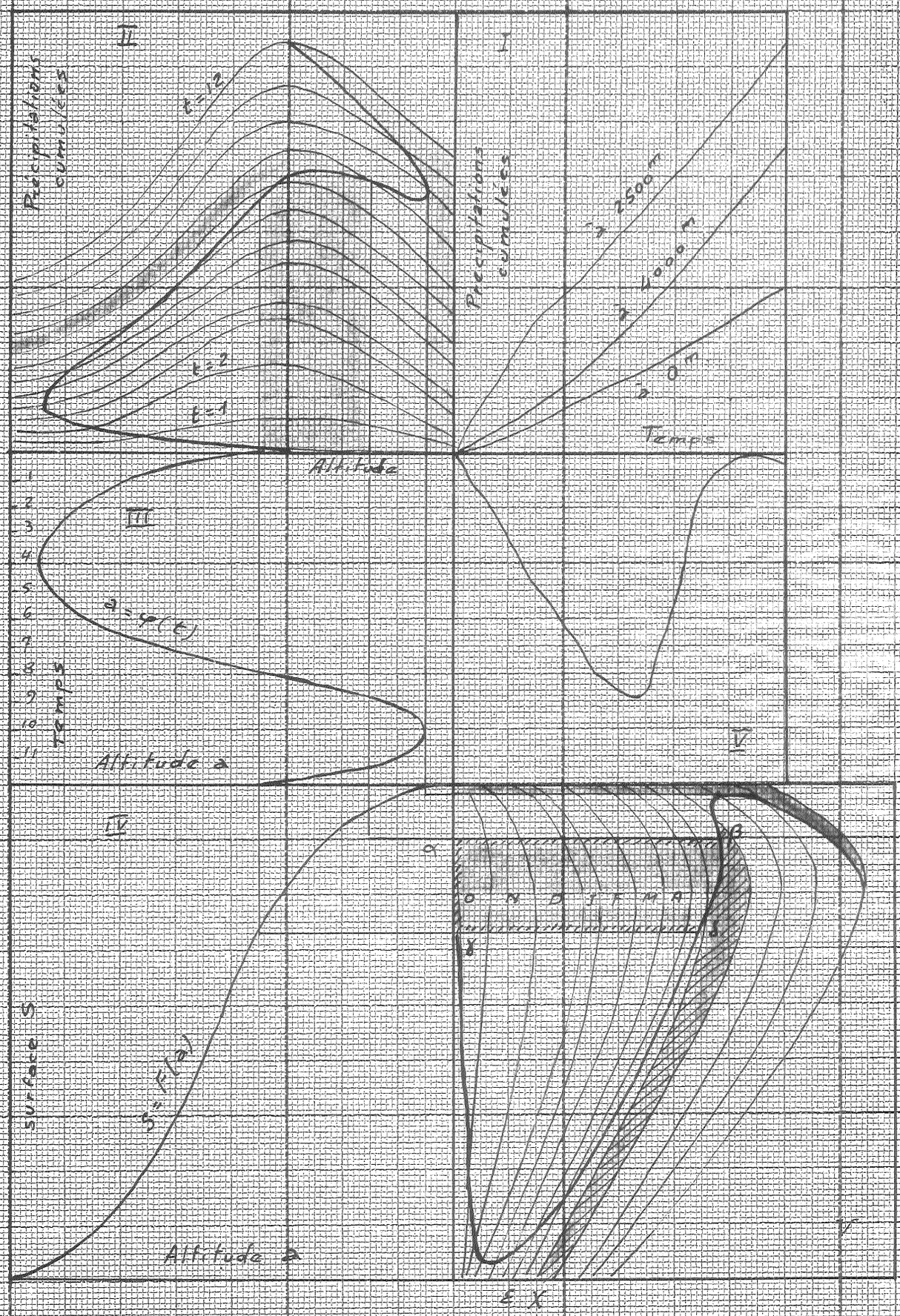

II
I
Précipitations cumulées
t=12
t=2
t=1
Altitude
Précipitations cumulées
à 2500 m
à 4000 m
à 0 m
Temps
III
a = φ(t)
Temps
Altitude a
V
IV
α
β
O N D J F M A
γ
δ
Surface S
S = F(a)
Altitude a
ε X

Fig. XXXIII

mois par mois, le débit pluvial, le débit nival et le débit glaciaire, compte tenu des facteurs (1) (2) (3) et (4) du paragraphe précédent, supposés connus.

GENESE DU DEBIT PLUVIAL.

La détermination du débit pluvial, pour chaque mois (en négligeant les pertes dues à l'évaporation et le décalage d'écoulement dû à l'inertie hydrologique du bassin) est identique à celle que nous avons précédemment détaillée (1ère partie, fig. XXVIII et XXIX). De l'abaque $h = f(a, t)$ caractérisant les précipitations, on déduit, par transposition, compte tenu des relations $S = F(a)$ et $a = \varphi(t)$ l'abaque XXXV : l'aire totale se décompose en deux aires primaires correspondant, l'une aux précipitations solides et l'autre aux précipitations liquides, en l'occurence au débit pluvial annuel, celle-ci donnant également par ses aires partielles secondaires, la répartition saisonnière du débit annuel, suivant les différents mois.

GENESE DU DEBIT NIVAL (1ère METHODE)

De la même abaque XXVIII (1ère partie) on déduit d'autre part, la courbe des neiges accumulées, au cours de l'année, en fonction de l'altitude soit :

$H = f(a)$ (fig. XXXIV ci-jointe).

Admettons que la neige fonde totalement et instantanément au moment où elle est atteinte par l'isotherme 0. L'aire totale, transposée comme ci-dessus, soit ABCD, sera décomposée, de même, en aires partielles, telles que $P'P'_1 Q'Q'_1$ correspondant aux débits niveaux mensuels successifs.

En combinant les 2 graphiques (débit pluvial - débit nival) on sera conduit à un graphique plus complexe, tel que celui de la fig. ci-jointe XXXIII, schématisant la genèse du niveau pluvio-nival d'un bassin de montagne.

Mais cette première méthode est plus ou moins défectueuse, et nous lui préférons la suivante, basée sur la considération du pouvoir fondant de l'atmosphère exposé dans la 1ère partie de cet ouvrage.

GENESE DU DEBIT NIVAL (2e METHODE) ET DU DEBIT GLACIAIRE

Cette méthode est schématisée par la figure XXXI (1ère partie) : on trace, sur le même graphique, la courbe d'enneigement, déduite elle-même de l'abaque thermopluviométrique (fig. XXVIII 1ère partie) et les courbes des pouvoirs fondants de l'atmosphère cumulés pour les différents mois. Les points de rencontre de ces courbes mensuelles avec la courbe d'enneigement donnent, comme nous l'avons déjà indiqué, l'altitude supérieure des neiges au début de chaque mois, et les aires partielles indiquent, en fonction de l'altitude et du mois, la hauteur de neige fondue. En transposant la figure et les différentes courbes qu'elle comporte, compte tenu de la courbe hypsométrique du bassin, on obtient un nouveau graphique, dont les aires , aire totale et aires partielles, donnent en vraie grandeur (compte tenu des échelles de graduation des axes de coordonnées) les volumes d'eau, volume total annuel et volumes d'eau mensuels provenant de la fusion des neiges et également le volume d'eau correspondant aux neiges supérieures non atteintes ou atteintes seulement partiellement par la fusion estivale, et qui nourrissent les masses glaciaires.

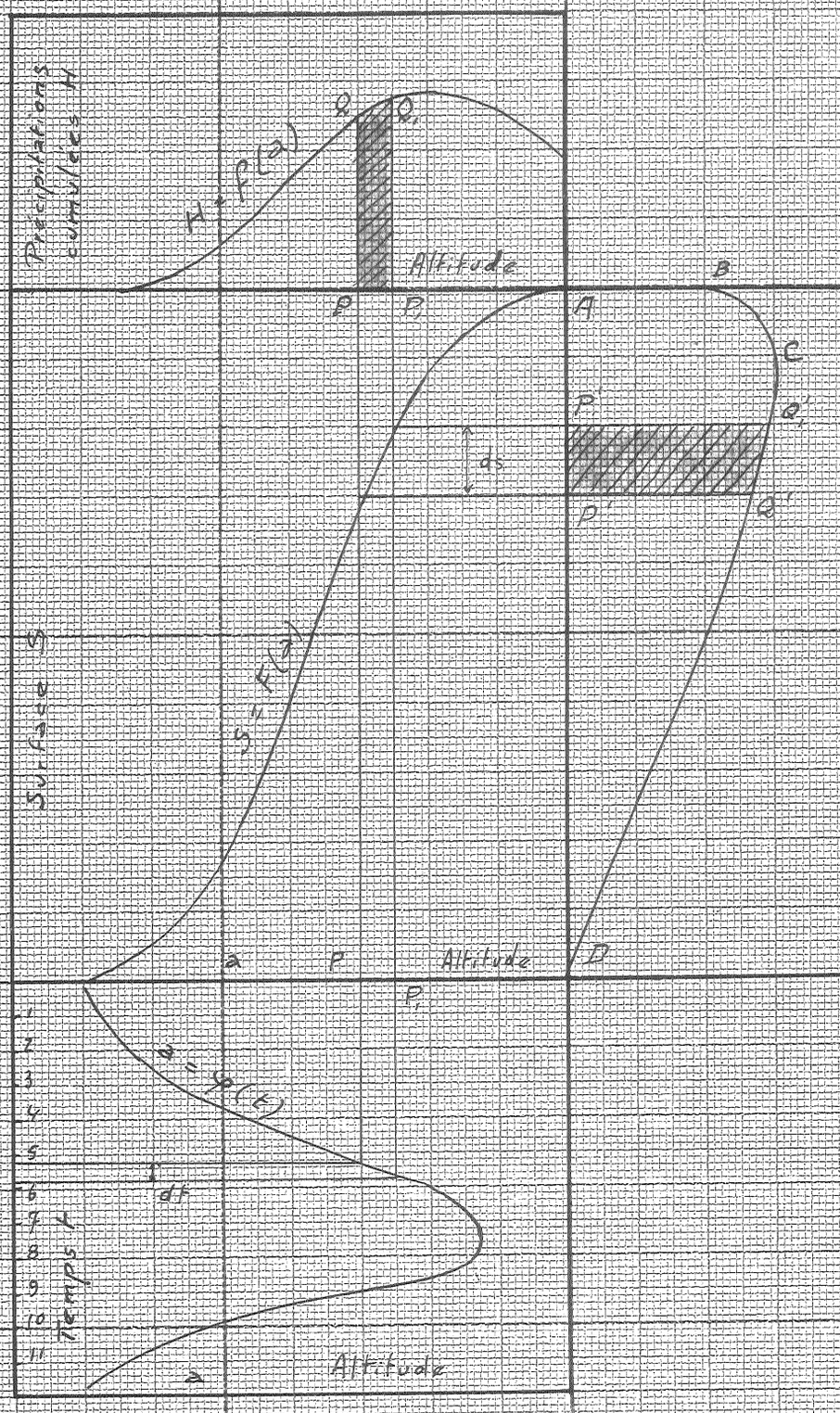

Précipitations cumulées H
H = f(a)
Q
Q₁
Altitude
P
P₁
A
B
C
P'
Q'₁
ds
P'
Q'
Surface S
S = F(a)
a
P
Altitude
D
P₁
a = φ(t)
dt
Temps t
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
a
Altitude

Fig. XXXIV

On procédera de même pour le débit glaciaire (débit glaciaire proprement dit, c'est-à-dire provenant de la fusion de la glace) superficiel, en considérant la courbe hypsométrique de la partie glaciaire du bassin et la partie graphique (criblée de points) au-delà de la courbe d'enneigement, la fusion glaciaire ne commençant que lorsque la couverture neigeuse de l'année du glacier est fondue.

Nous expliciterons par un exemple concret ces quelques considérations, et nous avons choisi le bassin de l'Arve à Chamonix comme étant le plus glaciaire des cours d'eau français.

ETUDE A PRIORI DU DEBIT DE L'ARVE. ESSAI DE SA DECOMPOSITION EN DEBIT PLUVIAL, NIVAL ET GLACIAIRE, POUR LES DIFFERENTS MOIS DE L'ANNEE.

Comme facteurs du régime, nous considérons les suivants, très schématisés, et évidemment plus ou moins problématiques. Il s'agit, en l'occurence, d'exploiter le principe d'une méthode d'investigation graphique, plutôt que d'obtenir des résultats tout à fait exacts.

α) Facteurs naturels du bassin.

Le bassin, de 187 Km2 est défini topographiquement par les données du tableau 2 et de la figure II (1ère partie) et sa partie glaciaire, de 75 Km2, par le tableau 4 et la figure III (1ère partie). Nous avons reproduit ci-joint, à plus grande échelle, les courbes hypsométriques correspondantes (fig. XXXV b)

β) Régime pluviométrique. Nous admettons comme l'abaque $h = f(a, t)$, soit l'abaque de la figure XXVIII, (1ère partie) déduite des données numériques du tableau 33 (1ère partie). Les données sont, nous le répétons, très hypothétiques, particulièrement en ce qui concerne les très hautes altitudes.

γ) Régime thermique. Nous admettons les données numériques du tableau 10 (1ère partie) correspondant à la fonction $a = \varphi(t)$ et du tableau 17 (abaque des courbes des pouvoirs fondants cumulés).

Nous rappelons que la formule employée est :

$$\varphi = (0{,}11 + 0{,}002\ A)\ \chi$$

A = altitude
φ = eau de fusion en mètres
χ = degrés-mois positifs.

1° Débit pluvial. Sa détermination, soit graphique, soit par le calcul est identique à celle des coefficients de nivosité mensuels, exposée précédemment (fig. XXVIII, XXIX et tableau 34, 1ère partie).

Comme valeurs numériques, nous retiendrons celles de ce dernier tableau (4e colonne, à partir de la droite) : les volumes d'eau étant obtenus en multipliant les hauteurs pluviométriques par la superficie du bassin.

Le volume pluvial total est ainsi de :

691 mm x 187 Km2 = 129 217 000 m3.

en admettant une évaporation nulle. En admettant pour l'ensemble

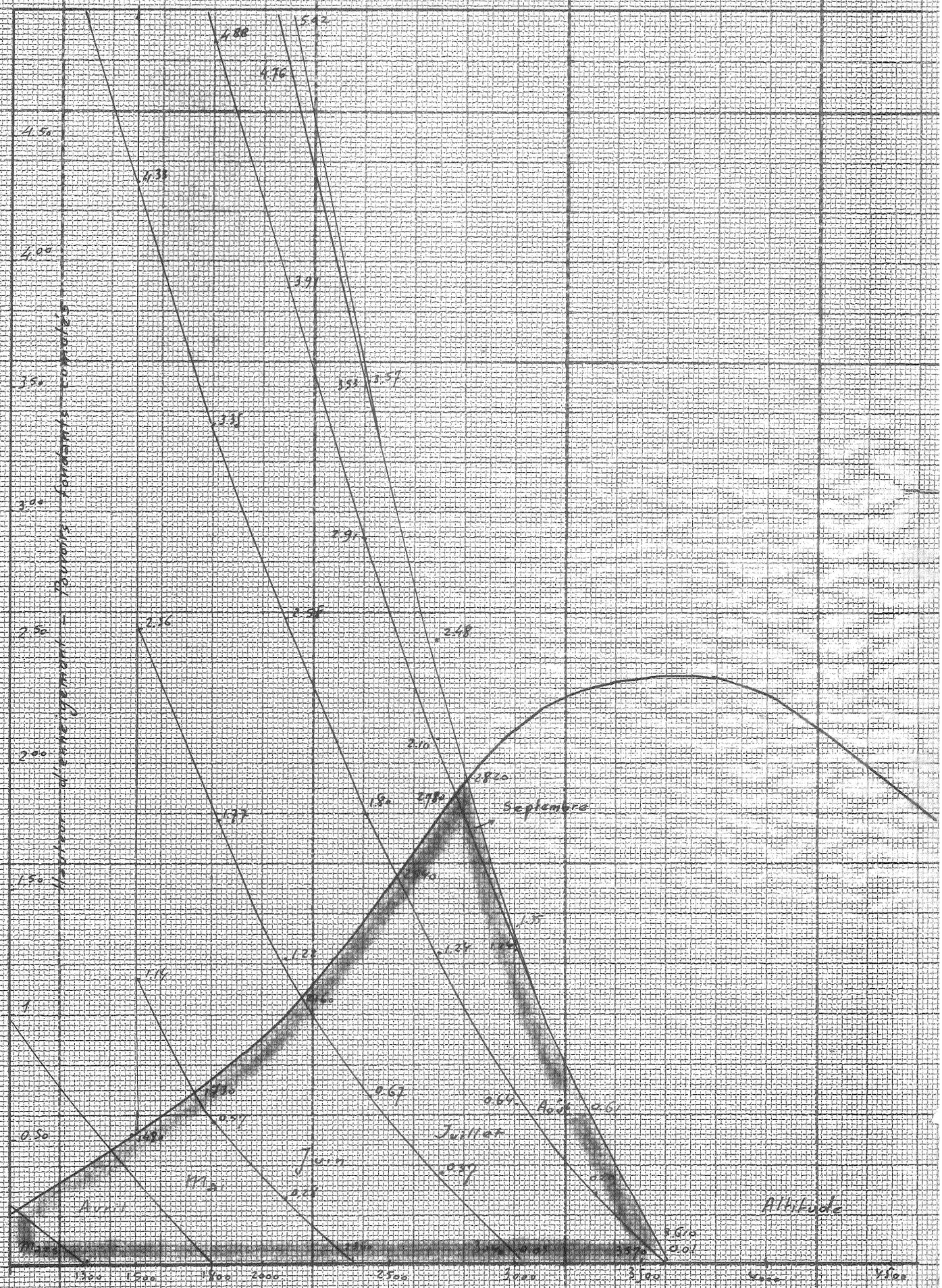


Fig. XXXV a

I 308
17 4 46

du bassin un déficit d'écoulement de 200 mm, affectant exclusivement le débit pluvial, ce volume est ramené à :

91 817 000 m3

Sa répartition, sur les différents mois, est difficile à préciser, car il faudrait connaître la répartition mensuelle dudit déficit de 200 mm.

2° Débit nival. La fig. XXXV donne la courbe d'enneigement, et l'abaque des pouvoirs fondants cumulés correspondant aux hypothèses et données numériques admises à priori. Ce graphique étant placé au-dessus du graphique XXXV b des courbes hypsométriques, on en déduit, par un double jeu de lignes de rappel (verticales et horizontales) le graphique XXXV c correspondant à la fusion nivale de tout le bassin, y compris sa surface glaciaire. Les aires, teintées en sombre, de ce dernier graphique, donnent les volumes d'eau de fusion en vraie grandeur (1 cm2 = 10 Km2 x 0,20 m = 2 millions de m3). L'aire non teintée représente le volume d'eau des neiges non atteintes par la fusion.

La décomposition du volume total nival (V) en volumes mensuels peut s'effectuer par planimétrage des aires partielles. Nous l'avons fait par le calcul, dont le détail est indiqué par le tableau 24. La 1ère colonne donne les altitudes et la 2e colonne les hauteurs d'enneigement correspondantes. Entre 2 altitudes successives sont intercalées les hauteurs d'enneigement moyennes et la surface partielle du bassin correspondante. Les autres colonnes donnent, pour chaque mois, la hauteur d'eau de fusion et le volume correspondant.

Ainsi, il y a 12 Km2 entre les altitudes 1 000 et 1 300 m. La hauteur d'enneigement moyenne de ces 12 Km2 est $\frac{20 + 38}{2} =$ 29 mm. Ces 29 mm fondent à raison de 10 mm en mars et 19 mm en avril, donnant en eau de fusion respectivement :

10 mm x 12 Km2 = 1,2 million de m3 en mars
19 " x 12 " = 2,28 " avril

Au total, on a :

Volume nival = V =	174,22 millions	de m3	H = 932 mm
Neige infondue Vo =	101,41	"	H = 542 mm
V + Vo =	275,63	"	H = 1474 mm

représentant des hauteurs d'eau, pour l'ensemble du bassin, respectivement de 932 - 542 et 1 474 mm.

Le graphique de la figure XXXVI donne la répartition mensuelle du volume nival V = 174 millions de m3. Le maximum se produit en juillet.

Si l'on admet que le volume de neige infondue, soit Vo = 101 millions correspond à la fusion glaciaire, décalée dans le temps, par suite de l'inertie glaciaire, dans l'hypothèse d'une masse glaciaire invariable d'année en année, on a comme répartition générale annuelle :

débit pluvial	:	91 817 000 millions	- 25 %	
débit nival	:	174 220 000 millions	- 47 %	75 %
débit glaciaire	:	101 410 000 millions	- 28 %	
		367 447 000 millions	100 %	

(débit moyen annuel : 11,6 m3)

Tableau 24.

Altitude	Hauteur de neige	Hauteur de neige moyenne	Km2	Neige fondue en mm d'eau et en millions de m3. Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Neige non fondue
1000	20										
		29	12	10	19						
				1,2	2,28						
1300	38										
		41	4	-	41						
					1,64						
1400	44										
		47	6		37	10					
					2,22	0,60					
1500	50										
		59	12		18	41					
					2,16	4,92					
1730	68										
		70,5	4		3	59,5	8				
					0,12	2,38	0,32				
1800	73										
		81,5	12			45	36,5				
						5,40	4,38				
2000	90										
		97,5	11			25,5	72				
						2,805	7,92				
2160	105										
		116,5	15			9	81	26,5			
						1,35	12,15	3,975			
2360	128										
		141	15				62,5	78,5			
							9,375	11,775			
2540	154										
		171	22				37	92	42		
							8,14	20,24	9,24		
2780	188										
		190,5	3				22	79	80,5	9	
							0,66	2,37	2,415	0,27	
2820	193										
		203	16				10	71	68	15	39
							1,60	11,36	10,88	2,40	6,24
3000	213										
		224,5	41					32	34,5	1	157
								13,12	14,145	0,41	64,37
3600	236										
		220	14								220
											30,80
4800	165										
			187 Km2	1,2	8,42	17,455	44,545	62,840	36,680	3,08	101,41

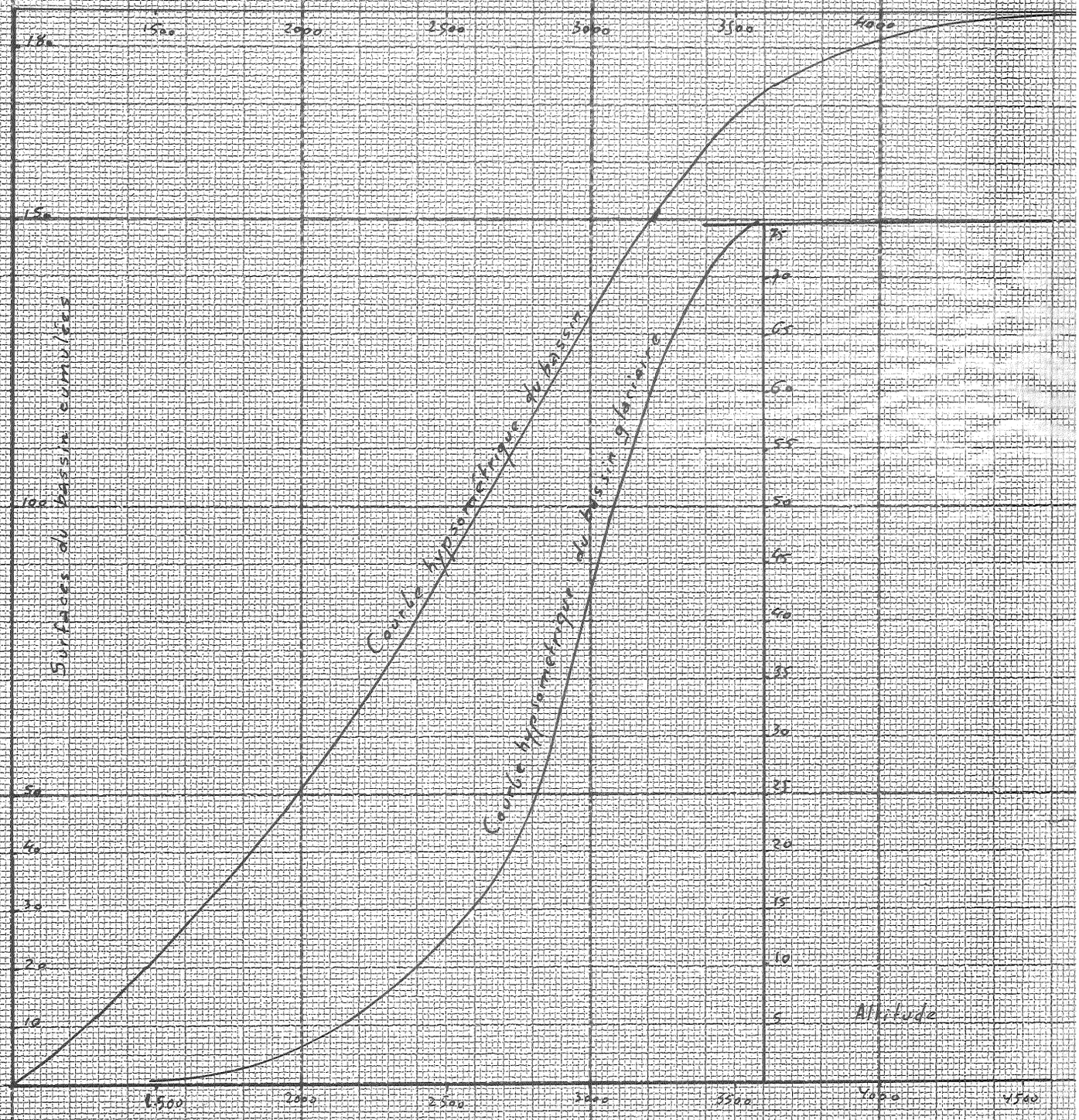


Fig xxxv b

H I 309
le 17 7 46

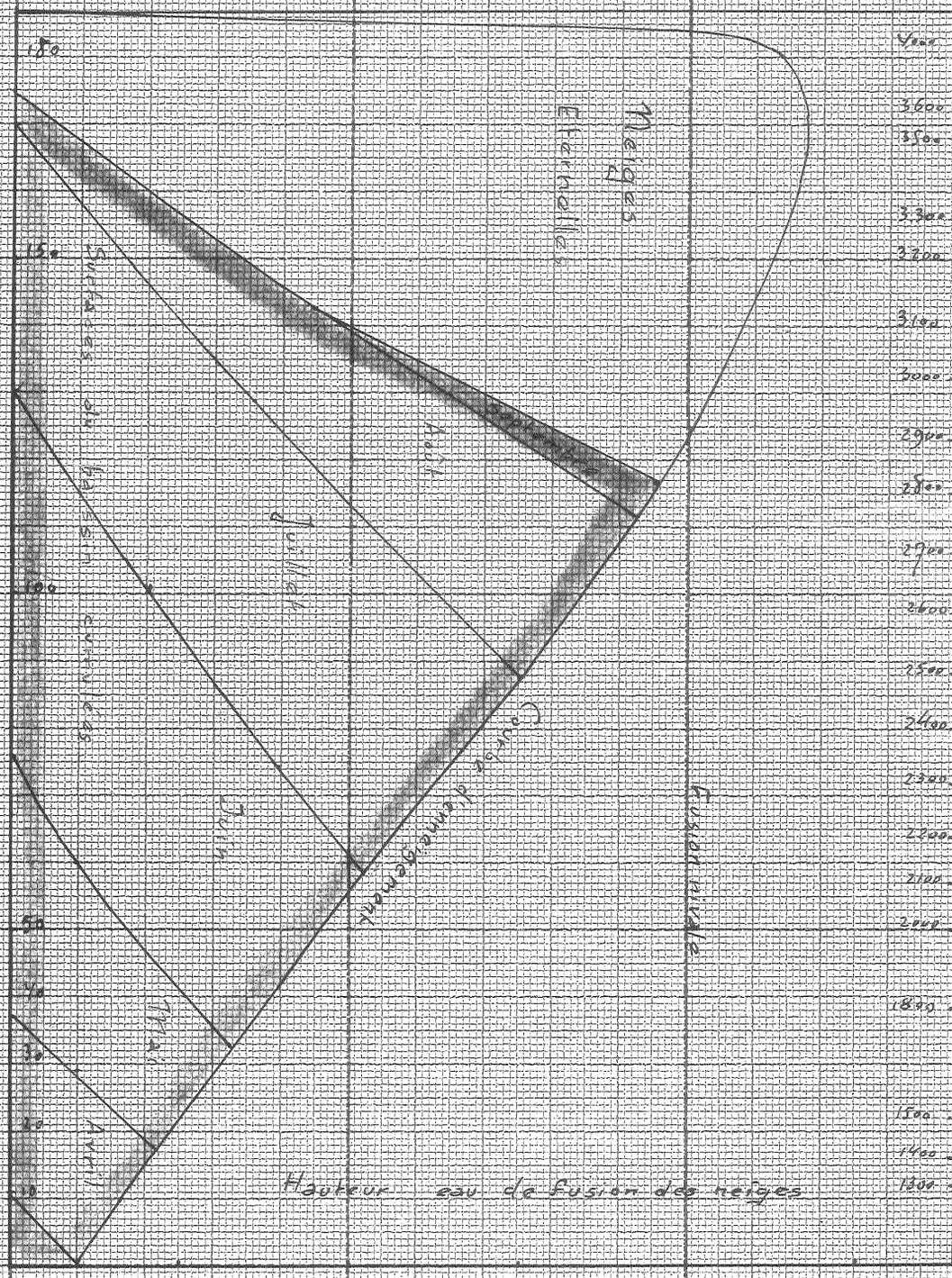

Neiges
Eternelles
Surfaces du bassin cumulées
Juillet
Août
Juin
Mai
Avril
Courbe d'enneigement
Fusion nivale
Hauteur eau de fusion des neiges
180
150
100
50
40
30
20
10
4000
3600
3500
3300
3200
3100
3000
2900
2800
2700
2600
2500
2400
2300
2200
2100
2000
1800
1500
1400
1300
0.50
1.00
1.50
2.00
2.50

Fig XXXV c

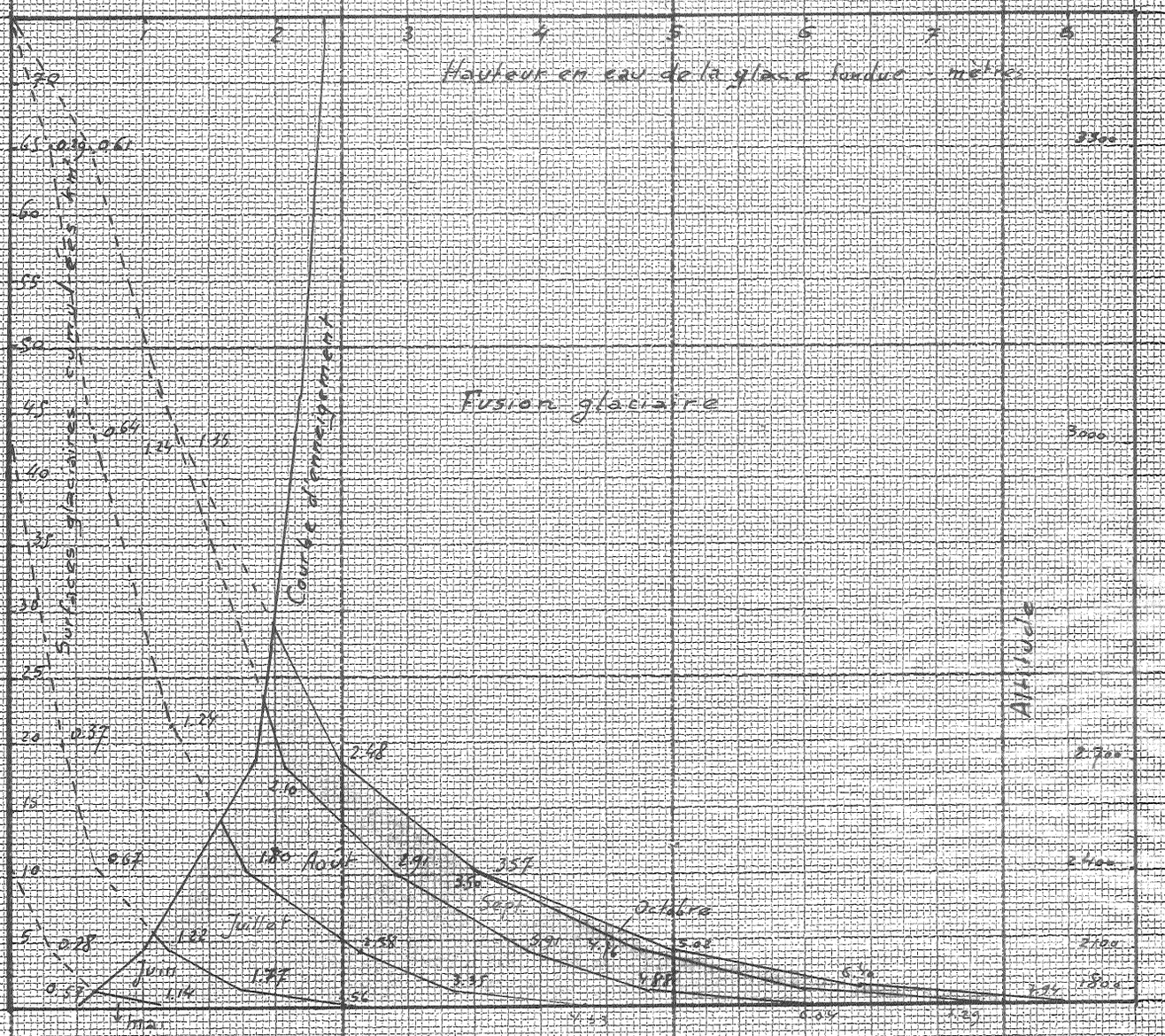


Fig. xxxv d



Fig. xxxvi

3° Débit glaciaire. En opérant de même pour la détermination du débit glaciaire, on obtient le graphique de la fig. XXXV c. En planimétrant les aires totale et partielles (1 cm2 = 0,50 m x 5 Km2 = 2,5 millions de m3) on obtient comme aire totale :

21,65 x 2,5 = 54 125 000 m3.

et comme aires partielles celles indiquées par la figure 25. Ce tableau indique en outre, la répartition du volume d'eau glaciaire, pour les différents mois et les différentes zones altimétriques considérées.

La surface glaciaire proprement dite, c'est-à-dire, celle qui se trouve, à la fin de l'été, dégarnie de neige, étant de 25 Km2, donne lieu, par suite de la fusion de la glace elle-même, à un volume de 54 millions de m3, ce qui représente une hauteur d'ablation superficielle de 2,165 m, cette hauteur étant de 4,845 m entre 1 500 et 2160 m, de 2,950 m entre 2 160 et 2 400 m..

Saisonnièrement, le maximum d'écoulement est atteint au mois d'août : 19 300 000 m3, correspondant à une hauteur de fusion du glacier, en moyenne de 77 centimètres.

On comparera ces données théoriques avec la suivante, expérimentale, que nous avons trouvée dans les Etudes glaciologiques de l'Etat Français, tome VII - 1934.

L'ablation constatée, du 6 juillet au 27 octobre 1911, pour la partie inférieure du glacier d'Argentières, a été de 3 925 203 m3. Il n'est pas indiqué explicitement à quelle surface se rapporte exactement cette ablation. Si nous admettons, ce qui semble résulter des mensurations effectuées, qu'elle se rapporte à la partie du glacier en aval de la courbe altimétrique 2 100 m, cette surface est d'environ 0,890 Km2.

La hauteur de fusion correspond donc à une hauteur de :

$\frac{3\,925\,000}{890\,000} = 4{,}40$ m, hauteur voisine de celle calculée ci-contre.

On notera toutefois la discordance du volume V'o = 54 millions avec celui obtenu par différence, ci-dessus dans la détermination du volume nival, soit Vo = 101 millions.

Ces deux volumes devraient être égaux, si toutes nos hypothèses étaient exactes, et si tout se passait d'une manière aussi simpliste et élémentaire que nous l'avons admis.

Il n'en est évidemment pas ainsi. Nous expliquons cette divergence aux raisons suivantes :

1° La répartition altimétrique et saisonnière des précipitations, qui est à la base de nos calculs, est tout à fait hypothétique. Elle fait état d'un maximum d'enneigement vers 3 600 m. Ce maximum doit se trouver, de fait, à une altitude très inférieure. Nous avons donc sous-estimé les précipitations nivales vers 2 500 à 3 000 m, et surestimé les précipitations nivales de haute altitude, c'est-à-dire, celles dont le volume non atteint par la fusion estivale au lieu où il est engendré, alimente le glacier.

2° Les données numériques utilisées, en ce qui concerne le pouvoir fondant de l'atmosphère, sont non moins hypothétiques. Nous n'avons fait état que des températures mensuelles moyennes,

alors qu'il aurait été plus exact de considérer les températures journalières. Le pouvoir fondant devrait être exprimé en fonction du total des températures journalières de chaque mois. Nous avons de ce fait négligé plus ou moins la fusion de la neige et de la glace qui se produit pendant les mois à température moyenne négative, mais qui comportent un certain nombre de jours pendant lesquels la température est positive, et qui donnent lieu à une certaine fusion.

3° Le glacier ne fond pas seulement superficiellement par suite de la chaleur et de la radiation solaire externes. A cette fusion s'ajoute nécessairement une certaine fusion interne, au contact du sol, et dans les anfractuosités des masses glaciaires, et également la fusion occasionnée par les pluies chaudes de l'été ; Vallot n'a-t-il pas constaté, pour la Mer de Glace, qu'elle fondait plus par étés humides et froids que par étés secs et chauds.

4° Enfin, la limite supérieure altimétrique des régions où la neige fond totalement dépasse souvent, en certains points tout au moins, la côte 2 820 qui est celle qui figure à nos graphiques. Et une partie des neiges supérieures, effectivement tombée à très haute altitude, se trouve entrainée, par la pesanteur (avalanches) dans les régions inférieures et vient grossir la quantité de neige des régions inférieures, où la fusion est plus active, ou même totale, sans contribuer à nourrir le glacier.

Aussi bien une démarcation nette entre la fusion nivale et la fusion glaciaire est plus ou moins arbitraire, étant donné l'enchevêtrement des masses neigeuses des névés, des glaciers à haute altitude. Comment délimiter et planimétrer exactement la surface du bassin que l'on considérera comme surface glaciaire proprement dite ?

Quoi qu'il en soit de ces diverses causes d'incertitude, que des observations systématiques et précises (de la pluviosité, de la nivosité, de la température et des débits d'un cirque glaciaire exactement planimétré) permettraient d'atténuer et sous réserve des résultats auxquels ces observations conduiraient, nous estimons que le volume glaciaire proprement dit doit se rapprocher davantage de 54 millions que de 101 millions et que l'écart de ces deux estimations doit être imputé principalement à la fusion des neiges, tombées à haute altitude, sur les flancs exposés à une forte insolation et qui fondent dans l'année, sans être transformées ultérieurement en glace.

Et dans ces conditions, en majorant seulement le total de 54 de 25 % environ, et le portant à 70 millions, nous estimons comme il suit la répartition annuelle du débit total de l'Arve à Chamonix :

débit d'origine pluviale :	92 millions de m3	25%	env.
débit d'origine nivale :	205 " "	55%	env.
débit d'origine glaciaire :	70 " "	20%	env.
	367 " "	100%	

LE CONTROLE HYDROLOGIQUE D'UN BASSIN.

Les considérations que nous venons d'exposer s'appliquent, en principe, à la détermination du régime moyen, en fonction des caractéristiques moyennes principales du bassin, abstraction faite d'une multitude de facteurs secondaires, plus ou moins locaux. Peut-on tirer parti pour suivre, au cours des différentes années

successives, sinon jour par jour, du moins, mois par mois, le débit d'un bassin dans ses variations plus ou moins instantanées, observées et étudiées en corrélation avec les variations saisonnières des facteurs qui le conditionnent : précipitations, température, enneigement, etc. Peuvent-elles, en un mot, servir de base au contrôle hydrologique d'un bassin, instauré en vue d'utiliser au mieux ses ressources hydrauliques, ou de parer à ses excès, problème qui a de tout temps retenu l'attention des Ingénieurs et à propos duquel, par exemple, Lugeon formulait, en 1928, l'opinion suivante :

"L'idée de baser l'exploitation hydroélectrique sur les précipitations atmosphériques peut faire sourire, car la pluie est un élément fort variable. Néanmoins, il a paru utile à maintes compagnies de suivre cette idée de très près. L'industrie de la houille blanche réclame aujourd'hui de l'hydrologie des chiffres précis, et le problème se pose ainsi sous deux faces : la connaissance des écoulements moyens nécessaires pour déterminer l'épuisement des chutes et le calcul des écoulements immédiats et réserves naturelles sous forme solide et liquide, pour tirer le rendement maximum des chutes aménagées.

Si les données pluviométriques ne sont pas directement nécessaires pour résoudre le premier de ces points, le second, par contre, implique une connaissance approfondie du mécanisme hydrologique.".

Dans le même ordre d'idées, l'Em. Electrique du Littoral Méditerranéen avait, après la guerre de 1914 - 1918, installé dans son domaine hydroélectrique (Hte Durance) un tel contrôle, sous la direction de M. de Rham, qui en a exposé les principes et les premiers résultats dans son ouvrage "Le Climat des Alpes Méridionales".

Nous répondrons affirmativement à cette question, à la condition toutefois que les méthodes graphiques dont nous n'avons fait qu'énoncer le principe, soient soumises dans chaque cas particulier, à des investigations plus précises, dans le but de déterminer expérimentalement les corrections à y apporter, pour tenir compte des facteurs locaux que nous avons en première analyse négligés tels que : orientation des versants, couverture du sol, déclivité des pentes, nature géologique du terrain, évaporation, etc.

Parmi ces facteurs, le plus important,-avec l'évaporation-,et celui dont les effets sont les plus difficiles à prévoir systématiquement, est inhérent à ce que l'on peut appeler l'inertie hydrologique externe et interne du bassin.

Nous appelons, d'une manière générale, inertie hydrologigique d'un bassin, la propriété que tout organisme fluvial possède de retarder plus ou moins l'écoulement, par rapport à l'instant où se produit la cause déterminante de cet écoulement (pluie, fusion de la neige ou de la glace).

On distinguera utilement :

L'inertie nivale, qui agit annuellement,
L'inertie glaciaire, qui agit périodiquement,
L'inertie superficielle, qui dépend de la pente, de la grandeur du bassin, des lacs intercalés dans le parcours fluvial,
L'inertie interne ou inertie d'infiltration, en dépendance notamment avec la nature géologique ou physique des couches profondes du sol.

C'est cette dernière inertie dont le mécanisme apparait le plus compliqué et le plus variable, d'un cas à l'autre : elle constitue, de fait, la pierre d'achoppement de toutes les recherches hydrologiques entreprises en vue de préciser et de formuler les rapports instantanés, ou presque, existant entre les précipitations et réserves nivoglaciaires d'une part, et les débits d'autre part. Mais, la difficulté du problème ne doit pas rebuter les chercheurs.

En faisant état de tous les éléments physiques et météorologiques d'un bassin susceptibles d'être mesurés et observés, soit une fois pour toutes (topographie) soit périodiquement (température, précipitations, hauteurs d'enneigement, altitude de la limite actuelle des neiges), en confrontant ces données avec les débits observés soigneusement, en comparant en définitive le graphique des débits déterminés a priori, tel que nous avons essayé de l'établir dans le présent chapitre, avec le graphique des débits réellement observés, il apparait possible d'établir une fois pour toutes, avec quelques années d'observation, la corrélation existant entre l'un et l'autre de ces deux graphiques et par suite de prédéterminer, ultérieurement, le second du premier.

Tout revient, en d'autres termes, à tenir un inventaire permanent des réserves hydrologiques du bassin, compte tenu des mesures pluviométriques, nivométriques, glaciologiques enregistrées et de certaines hypothèses relatives à l'évaporation et aux lois thermiques de fusion nivoglaciaire et d'en comparer périodiquement le compte P. et Pertes théorique, avec le compte P. et P. réellement observé, c'est-à-dire le débit observé. Cette comparaison conduit à amender plus ou moins les hypothèses faites à l'origine, de manière à les mettre en concordance avec les faits observés.

Tel était le programme envisagé à l'origine par le Service des Forces Hydrauliques, ainsi défini en 1905 par MM. Tavernier et de la Brosse, premiers directeurs de ce service :

"Les débits des cours d'eau sont liés aux pluies qui tombent dans leurs bassins par des lois complexes, dépendant du relief et de la nature géologique du sol. Un des buts de notre service est de déterminer ces lois pour chacune des vallées alpestres, de contrôler ainsi et de compléter les indications des jaugeages directs, forcément peu nombreux, d'y suppléer même là où ils font défaut.

Pour cela il faut étudier l'importance et la nature des précipitations de chaque bassin, il faut en même temps, par des mesures planimétriques détaillées évaluer séparément les surfaces du sol qui jouent un rôle différent dans l'alimentation des cours d'eau. On se trouve ainsi conduit à s'occuper de pluviométrie et à planimétrer en détail chaque bassin.

Les observations pluviométriques et nivométriques ne présentent pas seulement un intérêt scientifique ou théorique : elles peuvent donner un contrôle et un complément très utiles des résultats obtenus par les jaugeages en tout ce qui touche l'alimentation des cours d'eau et les variations de leurs débits. A une époque où l'agriculture, l'industrie et l'on peut même dire tous les services publics envisagent si justement l'emploi de plus en plus profitable et général des forces hydrauliques, il est fort désirable que les études pluviométriques, auxquelles certains pays consacrent des dotations élevées, bénéficient chez nous désormais de la sollicitude des Pouvoirs

publics et soient l'objet de quelque attention."

Ce programme, resté inachevé (les deux premières parties : mesure des débits et planimétrie ont seules été réalisées) est toujours d'actualité ; il ne demande à être complété que sur le point suivant : à observations pluviométriques et nivométriques, il faut ajouter : et thermiques, en entendant par là qu'il y a lieu d'étudier en plus la loi de fusion des masses nivales et glaciaires, en fonction de l'altitude, c'est-à-dire des caractéristiques thermiques (température et radiation) du climat. Les variations saisonnières du débit, dans les bassins de montagne, dépendent bien plus de la température que des précipitations.

Pour poursuivre et réaliser ce programme, il faudrait que soient centralisés entre les mêmes mains les services de statistiques et de recherches qui sont à sa base... Or, on sait qu'en France, c'est le Service des Ponts et Chaussées qui s'occupe des débits, l'O.N.M. des précipitations et des températures, et les Eaux et Forêts des études glaciologiques.

En écrivant cet ouvrage et spécialement le présent chapitre, nous n'avons poursuivi qu'un seul but : apporter à l'oeuvre envisagée il y a 35 ans par les deux éminents Ingénieurs des Ponts et Chaussées cités ci-dessus, le résultat de nos observations, recherches et réflexions personnelles.

Tableau 25

		Fusion glaciaire (mm2 et millions de m3)							Volume de fusion en millions m3	Lame d'eau correspondante en m
Altit.	Km2	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Octob			
1500	5	13	130	300	258	195	73	969	24,225	4,845m
		0,325	3,250	7,500	6,450	4,875	1,825	24,225		
2160	5			190	240	140	20	590	14,750	2,950m
				4,750	6,000	3,500	0,500	14,750		
2400	5			36	192	110		338	8,450	1,690m
				0,900	4,800	2,750		8;450		
2600	5				73	100		173	4,325	0,865m
					1,825	2,500		4,325		
2750	5				9	86		95	2,375	0,475m
					0,225	2,150		2,375		
2820										
1500 à 2820	25Km2	13	130	526	772	631	93	2165	54,125	2,165m
Volume de fusion en millions m3		0,325	3,250	13,150	19,300	15,775	2,325	54,125	Fusion glaciaire.	
Lame d'eau correspondante sur la surface glaciaire		0,013	0,130	0,526	0,772	0,631	0,093	2,165m		

C H A P I T R E IX

LE DEBIT ANNUEL EXPRIME EN FONCTION DES FACTEURS QUI LE CONDITIONNENT

L'objet du présent chapitre réside en l'étude de l'écoulement moyen d'un bassin, en fonction des facteurs qui le régissent l'année étant prise comme unité de temps. En fait, on se trouve en présence de deux problèmes distincts, quoique voisins, soit qu'on cherche à exprimer le débit moyen d'un bassin en fonction de ses caractéristiques locales moyennes, soit qu'on cherche à exprimer le débit annuel d'un bassin en fonction de ses caractéristiques annuelles actuelles, en considérant une série d'années successives.

Nous avons déjà consacré à ce double problème de multiples études, à la suite de beaucoup d'autres auteurs, et indiqué des solutions plus ou moins fragmentaires. Le problème, en l'état actuel de nos connaissances, surtout expérimentales, n'est pas susceptible d'une solution générale satisfaisante, et toutes les formules proposées et essayées présentent nécessairement un caractère marqué d'empirisme local et d'incertitude... Comme l'a fait remarquer M. de Martonne, si l'analyse des variations de l'écoulement dans le temps et dans l'espace est fertile en enseignements, et nous fait toucher le fond de la question, elle nous fait aussi mesurer la limite de nos connaissances.

Dans le cas des bassins de moyenne et haute montagne, où interviennent en plus des réserves d'infiltration, les réserves nivales et glaciaires, le problème apparait avec son maximum de complexité.

DES DIFFERENTES MANIERES D'ENVISAGER, D'ABORDER LE PROBLEME.

Nous en distinguerons trois :

1° On cherche directement, l'indice d'écoulement Q et l'indice pluviométrique H étant connus expérimentalement, à exprimer le premier en fonction du second et en fonction de certains facteurs caractéristiques, locaux ou annuels, $\alpha\ \beta\ \gamma$... etc.

$$Q = f(H, \alpha, \beta, \gamma, \dots)$$

2° On étudie spécialement, le rapport $\frac{Q}{H}$, dit coefficient d'écoulement en fonction de H et desdits facteurs, α, β, γ etc.

3° On étudie spécialement, non pas le rapport $\frac{Q}{H}$, mais la différence H - Q, dit déficit d'écoulement, soit $D = f(H, \alpha\beta\gamma \dots)$ d'où la détermination indirecte de la formule de l'écoulement :

$$Q = H - D$$

De ces trois manières, nous avons maintes fois exprimé nos raisons à ce sujet, et nous n'y revenons pas - c'est la troisième que nous estimons la plus logique, la plus riche en enseignements, et la plus susceptible de conduire à des résultats comparables entre eux.

DU CHOIX DES FACTEURS α, β, γ,...ETC.

L'écoulement est conditionné essentiellement à la fois par la pluviosité (H) et par la température (T). Des facteurs α, β, γ.... le plus important est donc le facteur thermique. Mais H et T interviennent non pas seulement par leur total ou moyenne mais par leurs variations saisonnières mutuelles... Dans le cas des bassins de montagne on peut substituer au facteur T le facteur n (coefficient de nivosité des précipitations) qui constitue une certaine synthèse des facteurs H, T et A (altitude).

ETUDE DIRECTE DE L'ECOULEMENT EN FONCTION DES PRECIPITATIONS, SOIT AU MOYEN D'UNE FORMULE $Q = f(H)$.

Nous avons, dans une note parue en 1930 (Essai d'une formule donnant les écoulements moyens d'un bassin en fonction des précipitations, C.R. des travaux de la Société Hydrotechnique de France) cherché à établir une telle formule, sous la forme :

$$Q = a + b H + c H^2$$

a représentant le débit glaciaire, b H le débit nival et c H^2 le débit pluvial et plus particulièrement :

$$Q = b H + c H^2$$

b H représentant le débit nivoglaciaire global ; comme autre facteur, nous avons fait état du coefficient de nivosité n.

Nous renvoyons, pour plus de détails, le lecteur à cet exposé. Aussi bien nos recherches ultérieures nous ont montré que, par suite notamment de certaines données statistiques plus ou moins erronées, toutes nos conclusions n'étaient pas à retenir et qu'en particulier la formule proposée conduisait, pour le déficit d'écoulement, à des valeurs trop élevées pour les bassins de haute montagne, et que par suite sa zone d'application était assez limitée (régions de moyenne montagne). Nous en donnerons toutefois une application particulière, dans un paragraphe ultérieur.

EXPRESSION DE L'ECOULEMENT MOYEN, EN FONCTION DU DEFICIT D'ECOULEMENT, PREALABLEMENT DETERMINE EN FONCTION DE L'INDICE PLUVIOMETRIQUE, DE LA TEMPERATURE ANNUELLE, ET DU COEFFICIENT DE NIVOSITE.

Nous avons, dans notre "Etude générale de l'Evaporation" (mémoire encore inédit dans son ensemble) exposé notre point de vue actuel, en ce qui concerne la variation générale moyenne de l'indice d'écoulement en fonction de la pluviosité annuelle H et de la température moyenne annuelle T, en réservant toutefois, le cas des bassins d'altitude, à nivosité et glaciation importantes.

Cette étude nous a conduits à l'abaque $D = F(H, T)$ que nous reproduisons ici (fig. XXXVII).

Cet abaque est-il applicable (nous envisageons ici le premier aspect du problème, soit l'étude de l'écoulement d'un bassin et non année par année) aux bassins de montagne. Sinon, quel correctif doit-on lui apporter ?

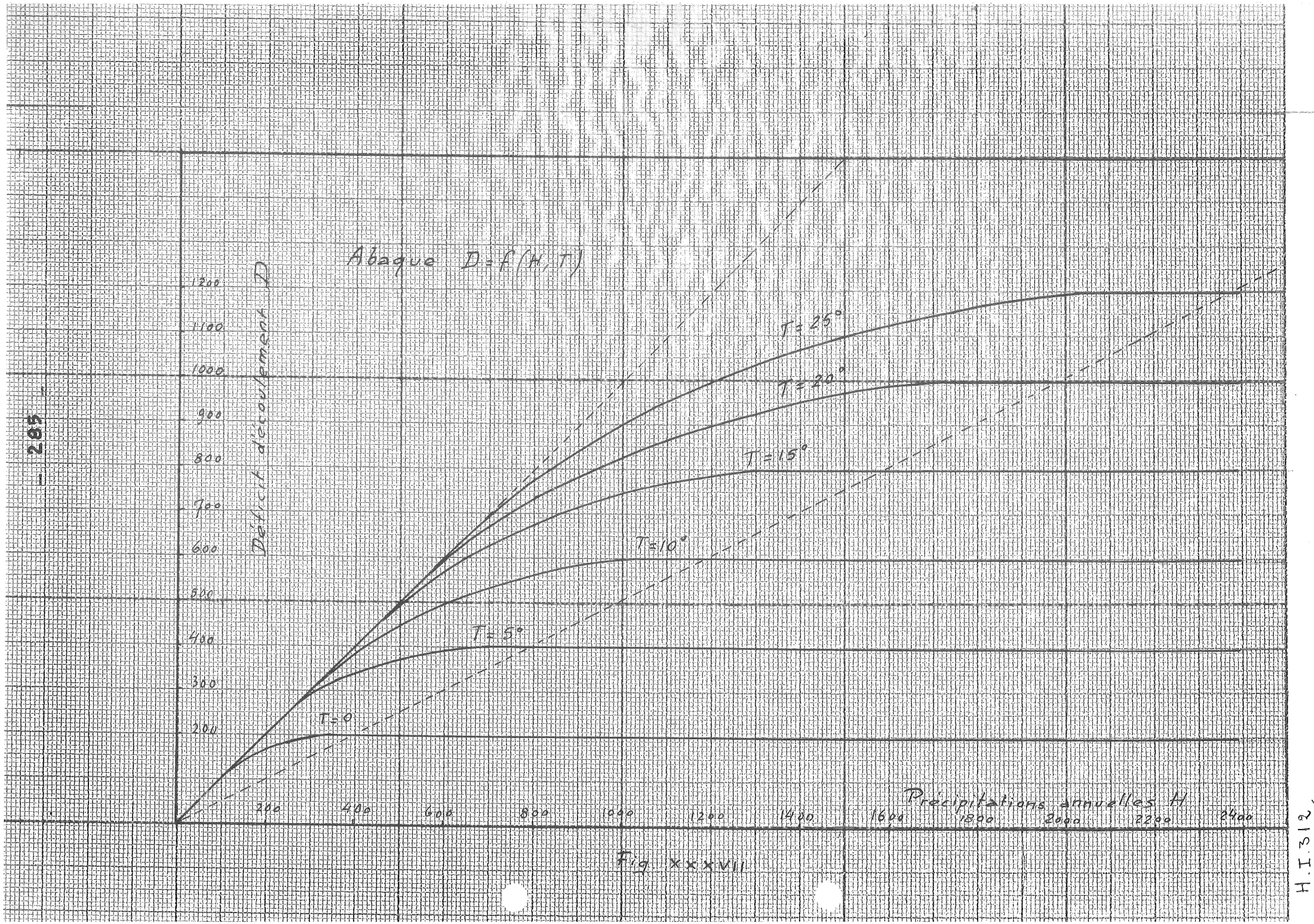


Fig XXXVII

H.I.312
6.17.4.46

Compte tenu des considérations exposées dans le chapitre V du présent mémoire, nos conclusions sont les suivantes :

1° L'abaque conduit, pour le déficit d'écoulement, à une valeur trop faible. Autrement dit, à égalité de température moyenne annuelle, le déficit d'écoulement est plus élevé sous le climat alpin que sous le climat nordique. Et cela est dû, non pas seulement au fait qu'il y pleut davantage, mais également à ce que le climat alpin, par suite de la raréfaction de l'air, a un pouvoir évaporant, toutes autres conditions égales, supérieur.

2° En ce qui concerne les Alpes, autant qu'on peut en conclure des données fragmentaires que nous possédons sur l'hydrométéorologie des hautes régions alpestres, données d'ailleurs souvent contradictoires, nous admettons qu'on a en moyenne :

$$D = 600\ (1 - n)$$

n = coefficient de nivosité.

Pour N = 1, D s'annule vraisemblablement, ou sa valeur est pratiquement négligeable.

Pour N = 0, la formule donne D = 600 mm : c'est effectivement le déficit constaté dans la région Lyonnaise, à peu de chose près (N n'y est d'ailleurs pas complètement nul).

Enfin, pour N = 50 % (2 000 m d'altitude environ) la formule donne D = 300 mm et pour N = 70 % (2 500 m d'altitude) D = 180 mm ; ces deux valeurs de D sont assez vraisemblables, compte tenu des données expérimentales fournies par M. Lutschg, pour les hautes régions des Alpes suisses.

Pour N = 25 %, la formule donne D = 450 mm. Nous avons effectivement expérimenté un tel déficit pour certains bassins français, situés à une altitude moyenne de 1 200 m (le bassin du Bès, dans l'Aubrac, Massif Central, le bassin du Vercors). Toutefois, nous devons signaler que certains auteurs font état d'un déficit de 20 % supérieur, identique par suite à celui constaté en plaine, pour des bassins préalpins de cette altitude : ainsi, Lugeon indique, pour celui de la Sihl : D = 567 mm pour H = 1938 mm et N = 30 %. La forte pluviosité de cette région explique probablement cette anomalie, si elle est toutefois réelle.

3° D'une manière plus générale, la formule ci-dessus peut être interprétée ainsi :

Soit T la température moyenne réduite au niveau de la mer d'un bassin de montagne, dont la pluviosité annuelle et le coefficient de nivosité sont d'autre part H et n.

L'abaque de la fig. XXXVII, donne, pour T et H, un déficit d'écoulement Δ .

Le déficit d'écoulement de ce bassin sera égal à :

$$D = \Delta\ (1 - N)$$

Cette formule n'exprime qu'une suggestion de notre part. Il y aurait un certain intérêt à rechercher si, sous d'autres latitudes, une telle formule conduit à des constatations conformes à l'expérience.

ETUDE DES VARIATIONS PERIODIQUES DU DEBIT ANNUEL D'UN BASSIN EN FONCTION DES FACTEURS METEOROLOGIQUES ACTUELS.

Dans le cas des régions à alimentation pluviale, en prenant par exemple pour point de départ de l'année hydrologique le 1er Octobre, c'est-à-dire l'époque où les réserves souterraines du bassin, c'est-à-dire les réserves d'infiltration sont minimes, le 2e aspect du problème se ramène sensiblement au précédent, mais s'il s'agit de bassins d'altitude, il n'en est plus de même, du fait de l'inertie hydrologique nivoglaciaire, lesdites réserves nivoglaciaires ne pouvant, à la fin de chaque année hydrologique, être considérées comme inchangeables et inchangées.

Le problème n'est alors susceptible que de solutions purement locales et essentiellement empiriques, d'autres facteurs en plus de ceux considérés ci-dessus (T. H. et n) devant être choisis comme éléments de variation, par exemple la température estivale notamment qui conditionne l'écoulement glaciaire, et dans une certaine mesure l'écoulement nival des régions supérieures.

Il ne saurait être indiqué de méthode d'investigations vraiment générale, sinon celle consistant,-connaissant pour une série d'années les débits Q_1, Q_2..... Q_n, les précipitations H_1, H_2.....H_n et certains autres facteurs météorologiques, fixés plus ou moins arbitrairement,$\alpha_1, \alpha_2 \cdots \alpha_n, \beta_1, \beta_2 \cdots \beta_n$-, à poser un certain nombre d'équations, d'un type choisi également a priori et non moins arbitrairement, et à les résoudre par l'analyse, de manière à en déterminer les coefficients considérés comme inconnues.

En pratique, on se heurte à de nombreuses difficultés, dont la principale réside dans le manque ou la pénurie des données expériementales concernant les facteurs dont on voudrait faire état, comme jouant dans le phénomène de l'écoulement un rôle plus ou moins prépondérant.

Deux exemples concrétiseront ces remarques générales.

VARIATION DU DEBIT ANNUEL DE LA SIHL.

Le premier est relatif à un bassin des Préalpes suisses du Nord, la Sihl, particulièrement étudiée par Lugeon, qui en a donné les caractéristiques annuelles (Q, H et n) pour dix années successives, 1915 - 1924 (tableau 26).

La formule expérimentée est celle dont nous avons parlé plus haut :

$$Q = A + B H + C H^2$$

avec $B = n$ et $c = K H^2 (1 - n)^2$, n étant le coefficient de nivosité. Cette formule repose sur l'hypothèse que le débit pluvial varie comme le carré de la pluviosité liquide, et le débit nival comme la pluviosité nivale.

Le facteur A représente en principe, le débit d'infiltration, positif ou négatif, qui affecte l'écoulement annuel actuel. On a pratiquement $\Sigma A = 0$, pour un nombre d'années suffisamment grand, ce qui est le cas.

On a donc : $\Sigma Q = K \Sigma H^2 (1 - n)^2 + \Sigma n H$

d'où nous tirons :

$$K = \frac{\Sigma Q - \Sigma n H}{\Sigma H^2 (1 - n)^2} = \frac{13\,714 - 6\,208}{17\,762} = 0{,}4226$$

soit K = 0,423. D'où la formule :

$$Q = 0{,}423\ H^2\ (1 - n)^2 + n\ H$$

qui, appliquée année par année aux données expérimentales H et n, donne les valeurs calculées de Q de l'avant dernière colonne du tableau 26, et la courbe (tracé pointillé) de la figure XXXVIII, juxtaposée à la courbe expérimentale (tracé continu).

La vérification est, en définitive, assez satisfaisante.

On notera incidemment les valeurs successives du déficit d'écoulement D = H - Q (4e colonne) : la moyenne, soit 567 mm, est identique à celle de la région Lyonnaise, où la pluviosité est de l'ordre de 800 mm : les fortes précipitations du bassin de la Sihl, soit près de 2m, expliquent cette évaporation élevée, qui toutefois parait quelque peu anormale et exagérée.

VARIATION DU DEBIT ANNUEL DES BASSINS A GLACIATION ELEVEE.

Nous nous bornerons à quelques suggestions, n'ayant pu trouver un ensemble de données expérimentales susceptibles d'être analysées et interprétées par quelque formule empirique.

1° Soit un bassin, ayant pour caractéristiques moyennes, Ho (précipitations), Qo (débit) et To (température estivale), soit la température moyenne des trois mois, juillet-août-septembre, pendant lesquels se concentre la fusion glaciaire.

On peut envisager une formule différentielle exprimant le débit Q d'une année quelconque en fonction de son indice pluviométrique H et de sa température estivale, telle que :

$$Q = Qo + \alpha\ (H - Ho) + \beta\ (T - To)$$

ou encore en considérant séparément les indices pluviométriques H et Ho et nivométriques H' et H'o :

$$Q = Qo + \alpha\ (H - Ho) + \alpha'\ (H' - H'o) + \beta\ (T - To)$$

Si l'on possédait une série d'observations, relatives à un certain nombre d'années, on aurait ainsi un ensemble d'équations permettant de déterminer, par la méthode des moindres carrés par exemple, les coefficients α, α' et β .

2° On peut également s'inspirer de la formule : $Q = Q - H - \Delta\ (1 - n)$ ci-dessus indiquée, en y ajoutant un terme correctif, correspondant à l'écoulement glaciaire considéré comme proportionnel à l'écart de la température estivale actuelle avec la température estivale moyenne :

$$Q = H - \Delta\ (1 - n) + \alpha\ (T - To)$$

Le coefficient α peut être estimé, en fonction de la glaciation, comme il suit, en prenant par exemple le bassin de l'Arve à Chamonix.

A une différence thermique de 1°, correspond 3 degrés-mois, soit 3 x 0,16 = 0,50 m environ de fusion supplémentaire de la surface glaciaire donnant lieu à fusion glaciaire proprement dite ; dans l'exemple considéré cette surface est de 30 Kilomètres (A $\leqslant$ 2 800 m). Il en résulte un débit supplémentaire de 15 millions de m3, soit rapporté à la surface totale du

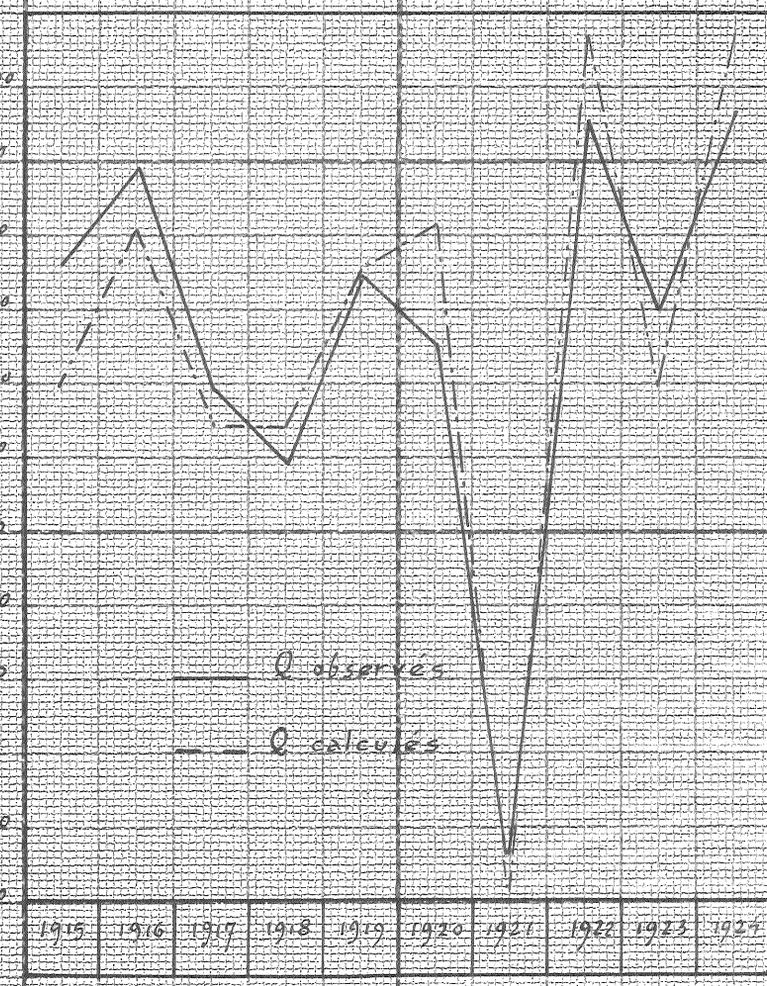


Fig. XXXVIII

HT 313
W11 J46

du bassin de 187 Km2, de 80 mm.

D'où : $Q = H - 600 (1 - n) + 80 (T - To)$

Ainsi, pour l'année 1911, dont la température estivale a été de 3° environ supérieure à la moyenne, et pour laquelle on peut admettre, par comparaison avec la région Lyonnaise, une pluviosité totale de 2 400 mm et également une nivosité supérieure à la moyenne (admettons n = 0,75) nous aurons :

$Q = 2\,400 - 600 \times 0{,}25 + 240 = 2\,490$ mm, soit 14 100 litres-seconde environ.

Mais, nous le répétons en terminant, il ne s'agit là que de simples suggestions, dont il est impossible de vérifier le bien-fondé, étant donné l'absence ou la pénurie de statistiques expérimentales systématiques concernant l'hydrométéorologie des hautes régions alpestres.

Pour préciser la formule hydrologique des cours d'eau nivoglaciaires, il faudrait posséder à la fois, pour quelques bassins types et un certain nombre d'années, l'abaque : $h = f(a, t)$ exprimant les précipitations en fonction de l'altitude et de l'époque de l'année, les variations correspondantes de la température, observéesau moins en un point du bassin, par exemple, au centre hydrologique et celles des débits, naturellement.

De telles investigations, poursuivies pendant plusieurs années successives, devraient être accompagnées d'observations glaciologiques proprement dites, relatives aux variations du front et des surfaces glaciaires.

Tableau 26.

	Eléments observés				Eléments calculés				
Années	Q mm	H mm	D=H-Q mm	n%	H(1-n)	$H(1-n)^2$	nH	Q	A
1915	1464	1889	425	36,4	1,201	1,443	0,688	1,298	+ 166
1916	1589	2053	464	26,9	1,500	2,250	0,553	1,504	+ 85
1917	1296	1833	537	31,4	1,257	1,580	0,576	1,244	+ 52
1918	1187	1823	636	27,5	1,321	1,745	0,501	1,238	- 51
1919	1445	2040	595	37,5	1,275	1,626	0,765	1,452	- 7
1920	1352	2078	726	31,1	1,432	2,051	0,648	1,513	- 161
1921	653	1165	512	25,5	0,868	0,753	0,297	0,615	+ 38
1922	1659	2359	700	44,3	1,314	1,725	1,045	1,774	- 115
1923	1405	1882	477	30,4	1,310	1,716	0,572	1,297	+ 108
1924	1664	2260	596	25,0	1,695	2,873	0,565	1,779	- 115
Totaux ou moyennes	1371	1938	567	31,6				1,371	$\Sigma A = 0$

C O N C L U S I O N...

Me voici parvenu au terme du programme que je m'étais fixé et maintenant il faudrait conclure.

De fait, cet ouvrage, qui n'est qu'une ébauche, qu'un amas de données statistiques que j'ai essayé d'enchaîner et de coordonner, ne comporte pas de conclusion, à proprement parler. Et je conclurai seulement en disant quelques mots sur les idées et les préoccupations générales qui ont présidé à sa conception et à sa réalisation.

Au cours de ma carrière industrielle consacrée exclusivement à tout ce qui touche de près ou de loin à l'aménagement et à l'utilisation de ce que l'on a appelé "La Houille Blanche" j'ai été amené à concevoir, étudier et diriger de multiples aménagements hydroélectriques dans les Alpes, dans le Massif Central, dans les Pyrénées. L'étude des débits, spécialement des cours d'eau alpestres, devait fatalement m'amener à des recherches concernant leur genèse et les modalités de leurs variations dans le temps et dans l'espace. Frappé de l'ignorance à peu près complète, où l'on se trouvait, des lois de l'écoulement, de l'hydrologie fluviale, j'ai cherché à les étudier, à les formuler.

J'ai été, je crois, en France tout au moins, l'un des premiers à tenter l'interprétation de ces lois au moyen du langage mathématique, dont la précision semblait inopportune et illusoire en l'occurrence, et certains ont souri de mes premières tentatives. Je n'en ai pas moins poursuivi mes recherches dont le compte rendu a fait l'objet de multiples articles, mémoires et rapports, dont je donne la liste à la fin de cet ouvrage... et beaucoup d'autres m'ont imité.

Mon intention première était d'utiliser ces notes et toutes les diverses données expérimentales et autres recueillies ça et là, à un ouvrage général d'Hydrologie fluviale. Le voici, réduit toutefois au cas des bassins de montagne, pour lesquels le mécanisme fluvial, d'ailleurs présente le maximum de généralité et de complexité. J'y ai consacré une partie des loisirs forcés d'une période anxieuse, puis douloureuse...

Certes, l'hydrologie fluviale,-je préfère ce vocable à celui un peu lourd de potamologie- est une science avant tout expérimentale, et si, par le fait de ma formation intellectuelle, j'ai été amené à user, parfois même à abuser, de formules algébriques, d'abaques géométriques, il ne faut pas attribuer à ceux-ci une précision qu'ils ne comportent pas. Les mathématiques ne sont ici, comme d'ailleurs plus ou moins dans toutes les sciences appliquées, qu'un langage soit synthétique, soit analytique, qu'une manière de résumer nos observations relatives à l'enchaînement des causes et des effets, dans l'enchevêtrement et la succession des phénomènes naturels auxquels président des lois dont l'essence même nous échappe et nous échappera toujours.

Enfin, me plaçant d'un point de vue plus général, bien que plus personnel, je dois avouer que ce mémoire n'est que la manifestation, dans l'ordre scientifique et spéculatif, d'une passion de jeunesse qui plus ou moins indirectement, dessinant presque à mon insu l'orientation de ma vie, a façonné mon corps, mon intelligence et mon coeur...

Il ne constitue en définitive que la dernière partie d'une "tétralogie" industrielle, sportive, poétique et scientifique,

que dans mon intérieur, j'ai appelé "A la gloire de la Montagne". En parcourant, hiver comme été, les hautes régions alpestres, en captant et utilisant les torrents de leurs vallées, je ne pouvais pas ne pas écouter, avec mon coeur et aussi avec mon esprit le langage de l'Eau et de la Neige...

Avec mon esprit : d'où les pages que je viens d'écrire... Avec mon coeur aussi... mais ceci est une autre chanson, certes la plus belle, dont je consigne seulement ici, en terminant l'un des multiples échos...

Ton murmure, ô Torrent, ne fut pas éternel.
Détourné maintenant de ta course première,
Tu vas porter ailleurs la Force et la Lumière,
Et ton charme n'est plus, qui fut si personnel !

Enfermée à jamais dans l'ombre d'un tunnel
Ta cascade a perdu sa chanson coutumière...
Pour de nouveaux destins la voilà prisonnière :
Le progrès n'est-il pas, trop souvent, criminel !

Ainsi le veut la vie, et nos plaintes sont vaines.
Puisqu'il faut que les Monts, pour enrichir les plaines,
Donnent leur "houille blanche" aux villes, puisqu'il faut

Pour créer du Profit que de la Beauté meure,
J'irai vous contempler, vous écouter plus haut,
Flots vierges, non captés, dont la chanson demeure.

(1912)

Aussi bien, c'est souvent les skis aux pieds ou la corde autour des reins que j'ai médité sur tous les problèmes d'ordre hydrologique, que je viens, en une idéale ascension scientifique, qui en vaut bien d'autres, de parcourir...

METEOROLOGIE, CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE.

NOTES, RAPPORTS ET MEMOIRES DIVERS

DE AIME C O U T A G N E.

A - Publication "La Houille Blanche"(Grenoble)

(1) Débits et pluviométrie des bassins à régime pluvial (N° de Septembre-Octobre 1919)

(2) Détermination du volume d'un réservoir naturel (N° de Novembre-Décembre 1919)

B - Revue générale de l'Electricité.

(3) Considérations sur les éléments caractéristiques du régime d'un cours d'eau. (N° du 28 Août 1920)

(4) Considérations sur les caractéristiques pluviométriques d'une station ou d'un bassin. (N° du 21 Mai 1921)

(5) Contribution à l'étude du ruissellement et à la détermination du régime hydraulique d'un bassin en fonction de sa pluviosité. (N° des 18 et 25 Juin 1921).

(6) Contribution à l'étude de la régularisation des rivières. (N° des 10 et 17 Septembre 1921).

C - Comptes-rendus des Travaux de la Société Hydrotechnique de France (publiés dans la Revue Générale de l'Electricité).

(7) Le contrôle hydrologique d'un bassin (1er Novembre 1930)

(8) Enquête sur les débits de crue (1er novembre 1930).

(9) Essai d'une formule générale donnant les écoulements moyens d'un bassin en fonction des précipitations. (30 Mai 1931)

(10) Monographie hydrologique du bassin du Bès (15 Octobre 1932).

D - Union Internationale de Géodésie et Géophysique. Section d'Hydrologie scientifique et section de Glaciologie.

(11) Pertes d'eau par évaporation et infiltration. (Congrès de Prague 1927)

(12) Etude analytique des débits de crue. (Congrès de Stockholm 1930)

(13) Introduction à l'étude rationnelle de l'hydrologie fluviale. (Congrès de Stockholm 1930)

(14) Classification des cours d'eau par les méthodes statistiques. (Congrès d'Edimbourg 1936)

(15) De la température qu'il fait, de l'eau qui coule, à la neige qui tombe. (Congrès d'Edimbourg 1936).

(16) De l'eau qui tombe à l'eau qui coule. Evaporation et déficit d'écoulement. (Congrès de Lisbonne 1933).

(17) Inventaire des études évaporométriques en France. (Congrès de Washington 1939).

(18) Influence de la neige et de la glace sur le débit des cours d'eau. (Congrès de Washington 1939).

E - Les Etudes Rhodaniennes. Lyon.

(19) Le déficit d'écoulement et l'évaporation dans la Région Lyonnaise. (Rapport présenté au 68e Congrès des Sociétés Savantes. Lyon 1935).

(20) L'évolution du régime du Rhône de sa source à la mer. (Rapport présenté au 68e Congrès des Sociétés Savantes. Lyon 1935).

(21) Le pouvoir évaporant de l'atmosphère dans la région Lyonnaise. (Rapport présenté au Congrès de l'Union Générale des Rhodaniens, tenu à Aix-les-Bains en Juin 1938).

(22) Contribution à l'étude de l'humidité de l'air et de l'évaporation en montagne. (Rapport présenté au Congrès de l'Union Générale des Rhodaniens, tenu à Aix-les-Bains en Juin 1938).

F - Revue générale de l'Hydraulique (organe de la Société Hydrotechnique de France).

(23) Y-a-t-il une loi de succession des années sèches et des années pluvieuses. (Janvier 1935)

(24) L'évaporation et le déficit d'écoulement dans la région méditerranéenne. (Rapport présenté au Congrès de l'Association Française pour l'avancement des sciences, Marseille 1936).

(25) Comment caractériser la variabilité intrinsèque des précipitations. (Juillet-Août 1937).

(26) Etude statistique des débits de crue (Novembre-Décembre 1937)

(27) Comment définir et déterminer en fonction des données météorologiques usuelles l'indice d'évaporation. (Juillet-Août 1938).

(28) Essai d'interprétation algébrique des données évaporométriques de l'appareil Piche. (1939).

(29) L'indice d'évaporation et le déficit d'écoulement aux Etats-Unis. (1940).

G - La Météorologie (Annuaire de la Société Météorologique de France).

(30) Le cycle annuel d'évolution des différents facteurs météorologiques et climatiques (Mars 1935).

(31) De l'eau qui coule à l'eau qui tombe. Détermination des précipitations en montagne par la considération du déficit d'écoulement. (Mars 1935).

(32) Comment définir et caractériser le degré d'aridité d'une région et sa variation saisonnière. (Mars 1935).

(33) Des régions pluviométriques de la France et de leur classification. (Rapport présenté au 68e Congrès des Sociétés Savantes tenu à Lyon en Août 1935) - (Décembre 1935).

(34) Les précipitations de l'année 1935 à Lyon (Mars-Avril 1936)

(35) Comment caractériser la variabilité intrinsèque des précipitations (Mai-Juin 1936).

(36) Etude statistique des précipitations journalières maxima. 1939.

H - Comptes-rendus des Travaux de la Ligue pour l'aménagement et l'utilisation des eaux.

(37) La notion du déficit d'écoulement comparée à celle du coefficient de ruissellement. (Congrès de Strasbourg 1933).

(38) Etude analytique et statistique des crues du Rhône à Lyon. (Congrès de Lyon 1938).

I - Publications diverses.

(39) Evaporation et écoulement.
Annales de l'Energie. Janvier-Février 1922.

(40) Contribution à l'étude de l'hydrologie fluviale.
3e Congrès de la Houille Blanche. Grenoble 1925.

(41) Les usines hydroélectriques à bassin réservoir : les facteurs hydrologiques qui en conditionnent la conception et l'exploitation. La Technique Moderne - 1934.

(42) Les siphons automatiques et leur emploi dans l'aménagement des chutes d'eau. Grenoble 1932.

(43) L'aménagement du Haut Rhône français de Chancy-Pougny à Seyssel. 7e Congrès du Rhône de l'Union Générale des Rhodaniens. Lausanne 1935.

(44) Comment varie la température en montagne. R. Alpine 1937.

J - Notes et mémoires inédits (dactylographiés).

(45) L'évaporation du sol et le déficit d'écoulement considérés du point de vue hydrographique, agronomique et climatologique. (1938).

(46) L'évaporation des surfaces d'eau naturelles (1938).

(47) Hydrométéorologie des bassins de haute montagne; 360 pages (1939 - 1941).