

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 29 (1976)
Heft: 1

Artikel: Étude paléoclimatique de la fin de la période quaternaire dans le bassin lémanique
Autor: Bieler, Pierre-Louis
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739671>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 24.01.2026

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

ÉTUDE PALÉOCLIMATIQUE DE LA FIN DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE DANS LE BASSIN LÉMANIQUE *

PAR

Pierre-Louis BIELER,

Géologue

INTRODUCTION

Ce travail a été fait durant une année de congé d'étude 1973-1974 accordé par le Département de l'instruction publique de Genève.

Les objectifs de ce travail sont les suivants:

- Combler certaines lacunes scientifiques au sujet de la relation entre le jeu des éléments climatiques et ses conséquences quant aux formations géologiques correspondantes.
- Constituer une bibliographie des publications relatives aux observations glaciologiques, limnologiques et hydrologiques faites depuis bientôt trois siècles en Suisse, en Autriche et en France.
- Fournir les éléments paléoclimatiques de base aux études mésologiques à venir ainsi que celles qui se rapportent à l'aménagement du territoire.

Ce travail a été fait sous la direction du professeur Jean-Pierre VERNET de l'Institut des sciences de la Terre de l'Université de Genève.

Pour parvenir à ces objectifs, nous nous sommes proposé de:

- 1) Etudier le comportement des 47 glaciers de la vallée du Rhône, dont les variations de longueur sont observées par la Commission des glaciers de la Société helvétique des sciences naturelles et ainsi déceler les facteurs géographiques qui peuvent avoir une influence sur ce comportement.
- 2) Après avoir décrit les caractères du climat valaisan, établir la relation qui existe entre le jeu de ce climat et le comportement de ces glaciers, ce qui nous a amené

* Publié avec l'aide du fonds Joachim de Giacomi de la SHSN, 1975.

à trouver *un facteur climatique de déglaciation* qui n'est rien d'autre que l'expression de cette relation.

- 3) Interpréter les variations de ce facteur climatique au cours des décennies, siècles et millénaires en nous basant sur les observations glaciologiques, dendrochronologiques et géomorphologiques faites jusqu'à ce jour, ainsi que celles basées sur les datations radioactives d'isotopes témoins de périodes chaudes.
- 4) Décrire, enfin, les variations de température et de quantités de précipitations annuelles au cours des quinze derniers millénaires, en fonction des variations du facteur climatique de déglaciation.

CHAPITRE I

COMPORTEMENT DES GLACIERS DU BASSIN RHODANIEN DE 1911 A 1970

1. CHOIX DES ÉLÉMENTS DE COMPARAISON

Il nous a semblé utile, avant de chercher les relations entre le paléoclimat et les stades de retrait ou d'avance des glaciers de la période tardiglaciaire, de connaître le comportement actuel des glaciers valaisans pour savoir comment ils réagissent aux influences climatiques.

La Commission des glaciers de la Société helvétique des sciences naturelles et de nombreux auteurs dont F. A. FOREL (1887), P. L. MERCANTON (1954) et, plus récemment, P. KASSER (1965) et A. BEZINGE (1971), ont déjà fait de nombreuses et très intéressantes études à ce sujet. En Autriche: H. HOINKES (1966), W. AMBACH, H. EISNER (1966) et surtout F. MAYR (1954) ont fait de même.

Toutes ces études ont été faites, soit pour un ensemble de glaciers alpins, soit pour une région bien déterminée du Valais. Nous nous sommes proposé d'étudier le comportement des glaciers du bassin du Rhône valaisan, c'est-à-dire ceux d'une unité géographique bien déterminée.

Dans le choix des éléments de comparaison du nombre des glaciers observés et de la durée des observations nous nous sommes référé presque uniquement aux données de la Commission des glaciers de la SHSN parues dans le rapport que cette Commission publie chaque année dans *Les Alpes*, revue du Club alpin suisse.

De ces observations, nous avons calculé les moyennes annuelles et décennales des variations:

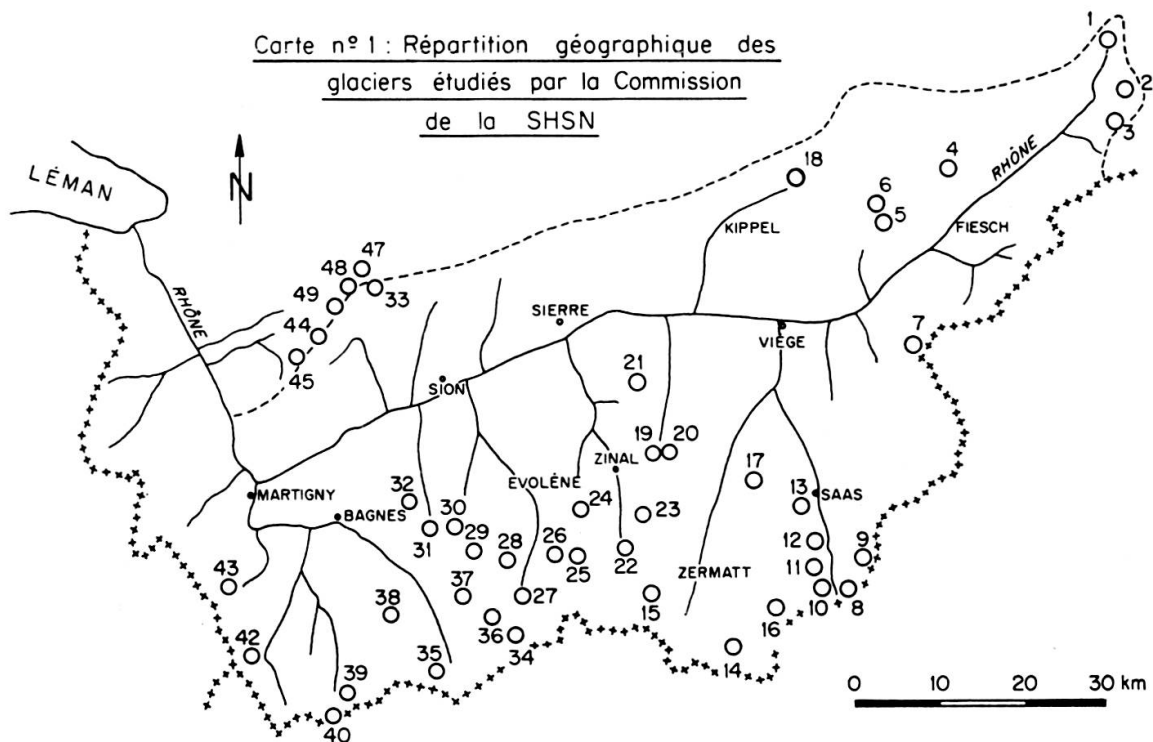
- 1) de longueur;
- 2) d'altitude (extrémité de la langue glaciaire dès 1955);
- 3) de pourcentage de glaciers en crue, stationnaire ou en décrue comme P. KASSER (1965) l'a fait pour l'ensemble des glaciers helvétiques.

Cette statistique est établie pour 47 glaciers observés les vingt dernières années et 25 à 30 glaciers observés de 1910 à 1950.

Ces glaciers sont les suivants :

N°	Glaciers	N°	Glaciers	N°	Glaciers
1	Rhône	17	Ried	33	Tsanfleuron
2	Mutt	18	Lang	34	Otemma
3	Gries (Aegina)	19	Turtmann-West	35	Mont-Durand
4	Fiescher	20	Turtmann-Ost	36	Brenay
5	Grosser-Aletsch	21	Bella-Tola	37	Giétro
6	Oberaletsch	22	Zinal	38	Corbassière
7	Kaltwasser	23	Moming	39	Valsorey
8	Tälliboden	24	Moiry	40	Tseudet
9	Ofental	25	Ferpècle	41	Saleina
10	Schwarzberg	26	Mont-Miné	42	Trient
11	Allalin	27	Bas-d'Arolla	43	Paneirosse
12	Kessjen	28	Tsidjiore-Nouve	44	Grand-Plan-Névé
13	Fee (Nordzunge)	29	Cheillon	45	Sex-Rouge
14	Gorner	30	L'en-Darrey	46	Prapio
15	Z'Mutt	31	Grand-Désert	47	Pierredar
16	Findelen	32	Mont-Fort		

Ces 47 glaciers sont répartis géographiquement comme indiqué sur la *carte n° 1*.



2. COMMENTAIRES DU TABLEAU 1

Sans entrer dans les détails relatifs au comportement des glaciers en relation avec les variations climatiques, sujet que nous aborderons dans les chapitres suivants, nous pouvons déjà constater qu'il existe un certain parallélisme entre les

variations de longueur dûes à la fusion, et le pourcentage de nombre d'appareils glaciaires en crue ou en décrue au cours des décennies, ce qui est parfaitement logique.

La figure 12 permettra de faire ressortir les causes climatiques de ces variations. Toutefois, après P. KASSER (1960) et H. HOINKES (1966), nous voyons déjà qu'il faut un certain laps de temps de cinq ou dix ans pour que le comportement des glaciers d'une région donne une tendance cohérente, ce que les observations annuelles ne font pas ressortir.

Il s'agit bien de *tendances* et non pas de relations purement mathématiques, puisque nous avons affaire à des phénomènes naturels résultant d'influences climatiques très complexes dont nous essayons de déceler les lignes directrices.

Preuve en est, la comparaison des décennies 1931-1940 et de 1961-1970 avec les valeurs moyennes de 1911 à 1970 ou l'ensemble des conditions se traduit par un retrait moyen annuel de 9,1 m à 9,6 m et où les pourcentages de glaciers en crue oscillent entre 13 et 22%.

TABLEAU 1
Comportement des glaciers du Bassin du Rhône de 1911 à 1970

Période	Nombre de glaciers	Diminution moyenne de la longueur	Altitudes moyennes	Moyenne de pourcentages		
				Crue %	Stat. %	Décrue %
1911-1920	25-30	— 1,6 m	2220 m 2300 m	36	7	57
1921-1930	25-30	— 3,4 m		28	10	62
1931-1940	28-40	— 9,6 m		13	5	82
1941-1950	30-35	— 16,6 m		8	2	90
1951-1960	36-43	— 14,0 m		12	4	84
1961-1970	45-47	— 9,5 m		22	6	72
Moyenne 1931-1960	28-43	— 13,4 m		10	5	85
Moyenne 1911-1970	25-47	— 9,1 m		19	6	75

TABLEAU 2
Moyenne annuelle des variations de longueur des glaciers de 1950 à 1970

Catégorie	Glaciers	Diminution moyenne de longueur
		m/an
1. <i>Très forte décrue</i> — 45 à — 36 m/an	Findelen Gries	— 42 — 32
2. <i>Forte décrue</i> — 35 à — 26 m/an	Gorner Turtman-E. Ferpècle Grand-Aletsch	— 32 — 29 — 29 — 26

TABLEAU 2 (suite)

Moyenne annuelle des variations de longueur des glaciers de 1950 à 1970

Catégorie	Glaciers	Diminution moyenne de longueur
		m/an
3. <i>Décrue moyenne</i> - 16 à - 25 m/an	Otemma	- 21
	Mont-Durand	- 20
	Z'Mutt	- 19
	Turtman-W.	- 18
	Fee (N)	- 17
	Moming	- 17
	Saleima	- 17
	Grand-Désert	- 16
	Corbassière	- 16
4. <i>Faible décrue</i> - 15 à - 6 m/an	Brenay	- 15
	Fiescher	- 14
	Ried	- 14
	Kaltwasser	- 13
	Lang	- 13
	Mont-Miné	- 13
	Bas-d'Arolla	- 13
	Tsanfleuron	- 13
	Valsorey	- 13
	Moiry	- 12
	Oberaletsch	- 10
	Zinal	- 10
	Tsidjore-Nouve	- 9
	Tseudet	- 9
	Schwarzberg	- 7
	Cheillon	- 6
	L'En-Darrey	- 6
5. <i>Stationnaires</i> - 5 à + 5 m/an	Ofental	- 5
	Kessjen	- 5
	Tälliboden	- 4
	Pierredar	- 4
	Mutt	- 3
	Trient	- 3
	Rhône	- 1
	Paneirosse	+ 1
	Allalin	+ 1
	Bella-Tola	+ 1
	Giétro	+ 1
	Sex-Rouge	+ 2
	Prapio	+ 2
	Grand-Plan-Névé	+ 5

Nous voyons en outre que dans le jeu des variations de comportement la décennie de 1911-1920 donne la valeur moyenne minimum de fusion (1,6 m) et le pourcentage moyen le plus élevé de glaciers en crue (36%) alors que la décennie 1941-1950 donne un maximum de fusion (16,6 m) et un minimum de glaciers en crue (8%). Nous avons ainsi les deux extrêmes.

Les moyennes générales de 1931 à 1960 et de 1911 à 1970 ont été calculées afin de donner, par la première, le comportement des glaciers du Rhône durant la période « normale » climatique et par la seconde le comportement de ces derniers durant la plus longue période d'observations simultanées de climatologie et de glaciologie. Ces moyennes générales nous serviront de base pour les comparaisons que nous aurons à faire entre le déroulement des événements climato-glaciologiques actuels et ceux de l'histoire des derniers millénaires.

3. FACTEURS GÉOGRAPHIQUES NON CLIMATIQUES AGISSANT SUR LA DIMINUTION OU L'AUGMENTATION DE LONGUEUR ANNUELLE DES LANGUES GLACIAIRES

Nous avons cherché, avant d'aborder l'étude des influences climatiques, à savoir comment agissaient certains facteurs géographiques tels que l'orientation, la pente, la forme, la différence d'altitude entre les crêtes et l'extrémité de la langue, la longueur totale et la répartition régionale des glaciers sur les variations de longueur observées de 1951 à 1970 en Valais par la Commission fédérale.

Nous avons établi cinq catégories de glaciers suivant leur retrait moyen annuel durant ces vingt dernières années, classés de 10 en 10 m.

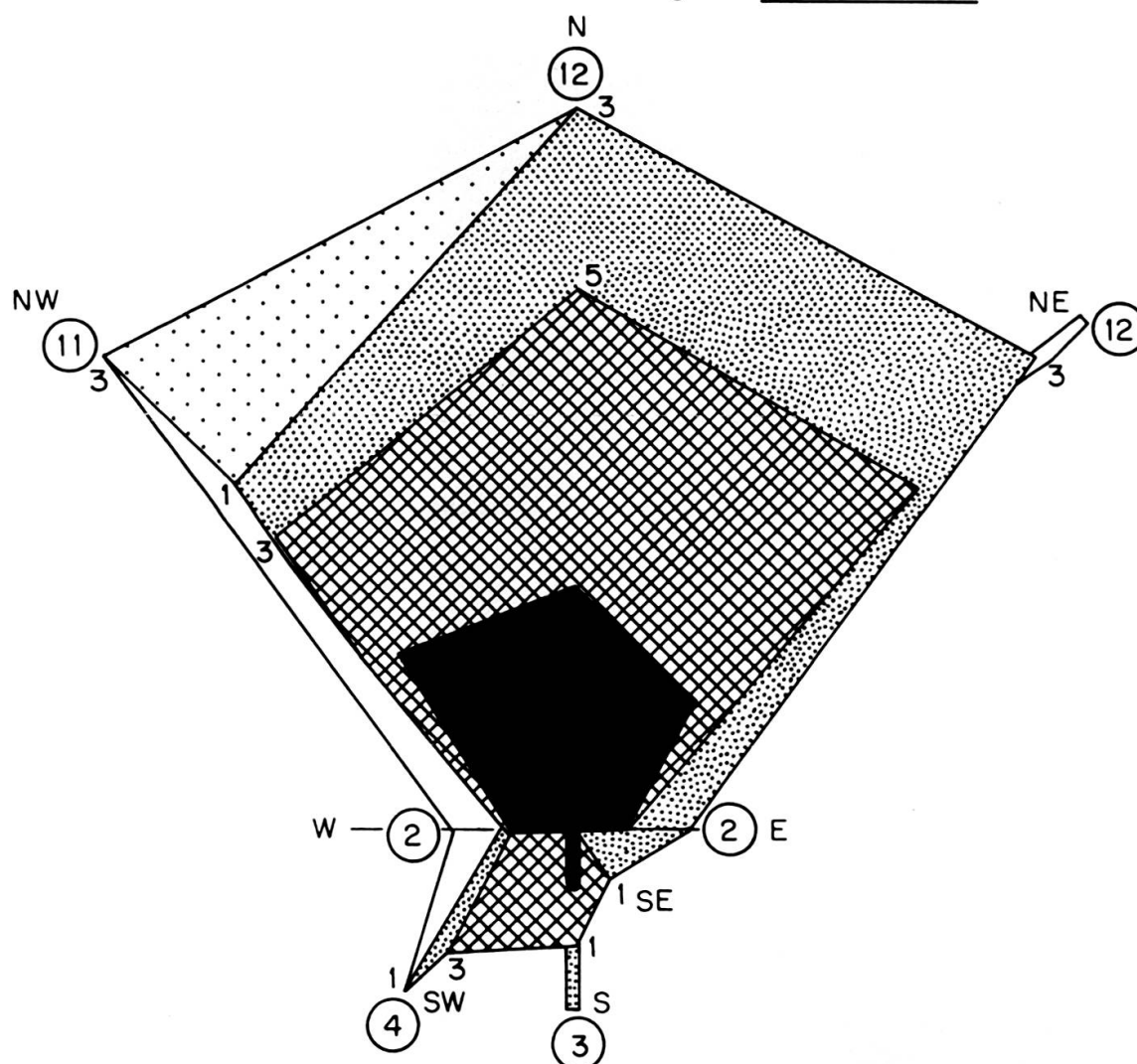
Les figures 1 à 7 montrent les relations qui peuvent exister entre les facteurs géographiques et la décrue des vingt dernières années.

La *figure 1* confirme que les trois quarts des glaciers valaisans sont orientés de nord-ouest à nord-est et leur *orientation* propre ne semble pas jouer un grand rôle sur leur comportement. Contrairement aux autres figures nous n'avons pas utilisé la répartition en pourcentage mais nous avons indiqué le nombre de glaciers de chaque catégorie sur chaque azimut, ce qui fait mieux ressortir que *l'orientation ne joue aucun rôle sur la déglaciation générale dans le Bassin du Rhône*.

Il est intéressant de constater sur la *figure 2* que suivant l'altitude de l'extrémité de la langue glaciaire, on passe graduellement des glaciers en forte décrue aux glaciers stationnaires de 1500 m à 2600 m, ce qui prouve que l'influence thermique est beaucoup plus marquée ces vingt dernières années que celle des précipitations.

La *répartition régionale* de la *figure 3* montre que la déglaciation est plus accentuée sur les Alpes pennines que sur les Alpes bernoises et que les petits glaciers des Alpes vaudoises résistent fermement à l'ablation généralisée.

Nous verrons au chapitre 2 que les causes de ces variations sont en rapport avec le climat.

Fig. 1. Orientation

Légende pour les 7 figures : Décruée en 20 ans
Moyenne par année :

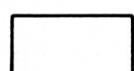
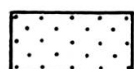



	Très forte décrue	> 36 m / an
	Forte décrue	26 - 35 m / an
	Décruée moyenne	16 - 25 m / an
	Faible décrue	6 - 15 m / an
	Stationnaires	- 5 + 5 m / an

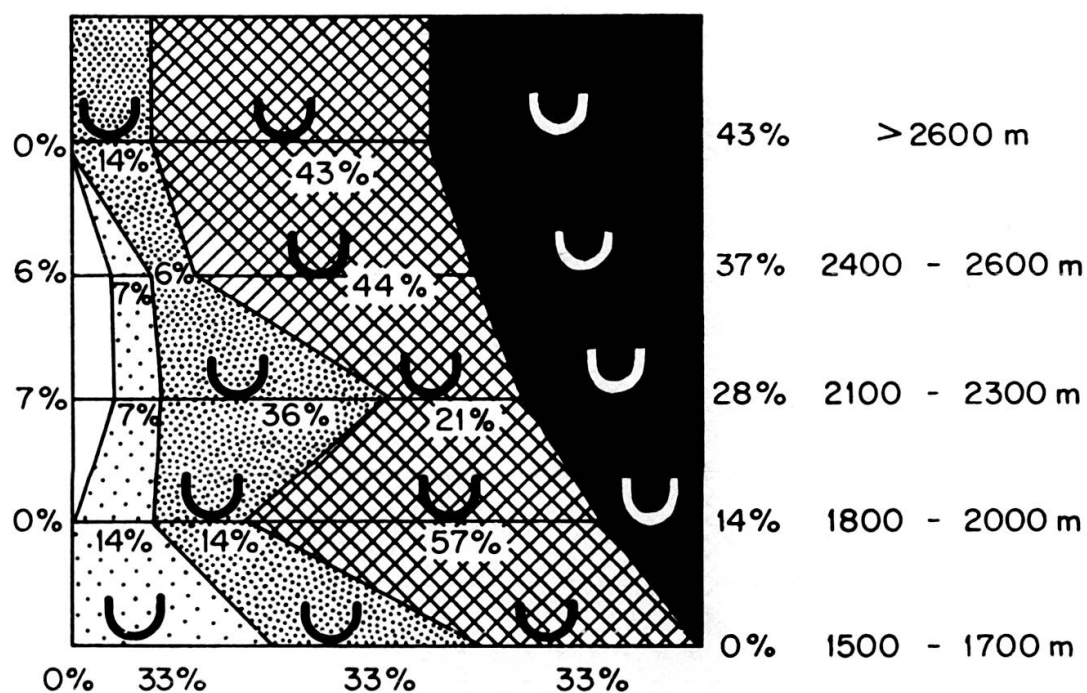
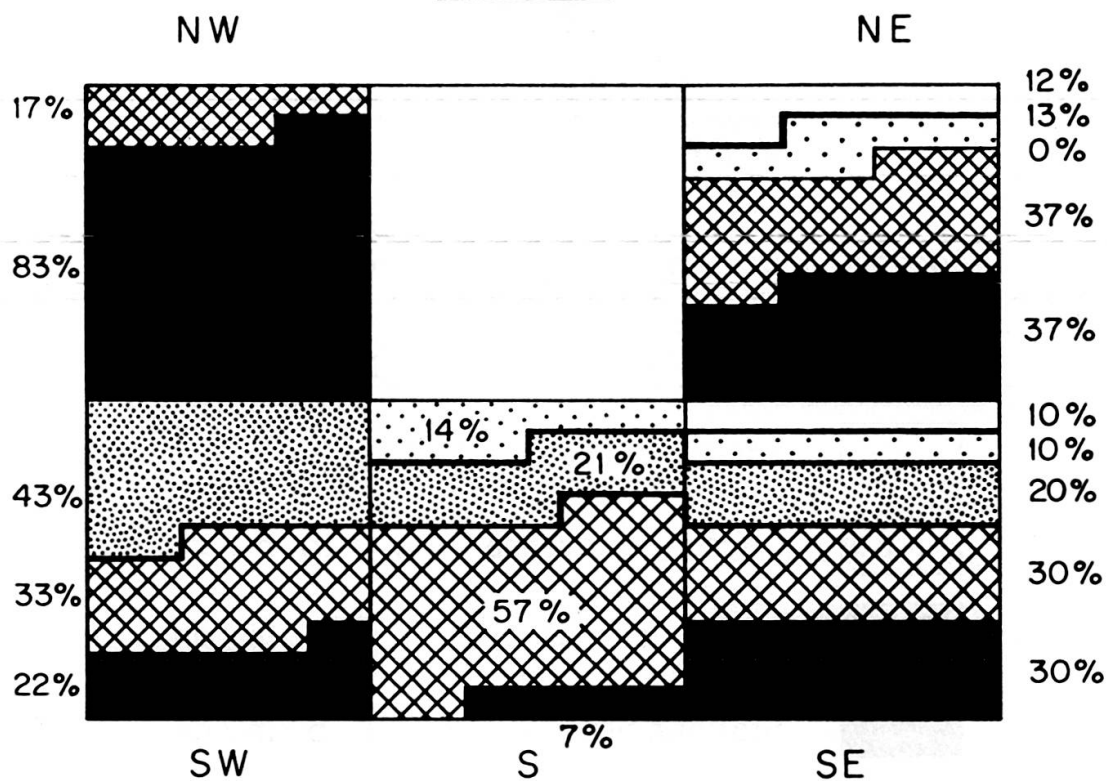
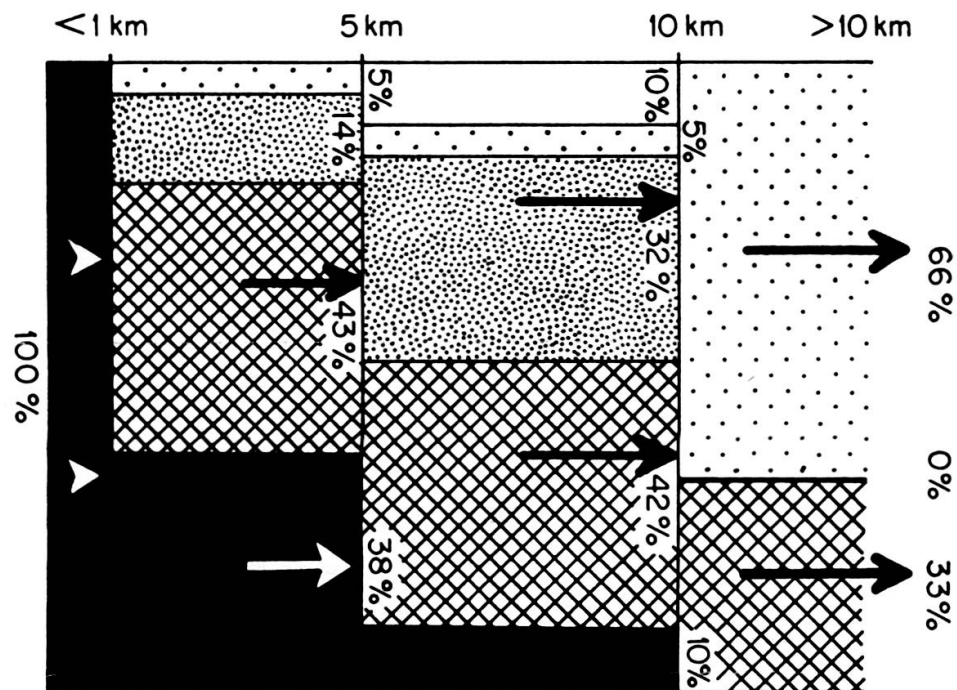
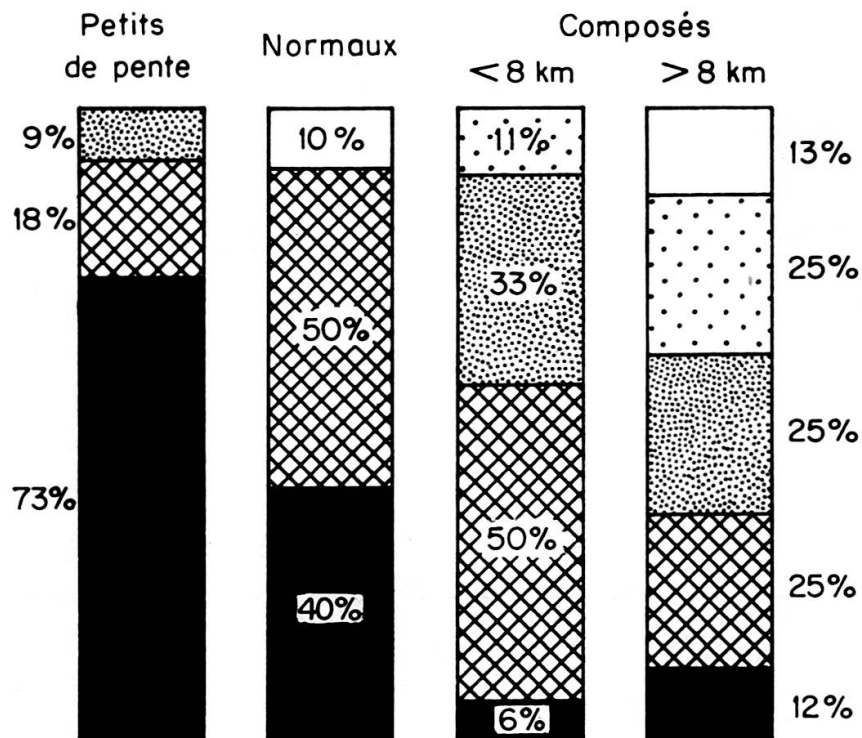
Fig. 2 . Altitude minimum des langues glaciaires.Fig. 3 . Régions

Fig. 4 . Longueur des glaciers :Fig. 5 . Forme

La longueur de fusion des langues glaciaires est presque proportionnelle à la longueur totale, comme on peut le constater sur la *figure 4*. Cette observation vient confirmer celles qu'avaient faites déjà les glaciologues du XIX^e siècle, comme FOREL et AGASSIZ, mais il est intéressant de constater que pour des longueurs de 5 à 10 km, on retrouve 17 glaciers répartis dans toutes les catégories de glacier; de ceux qui sont en très forte décrue comme Findelen à ceux qui sont stationnaires comme le glacier du Rhône. Cette longueur de glacier semble présenter donc actuellement en Valais une situation d'équilibre, en deçà (moins de 5 km) les glaciers sont stationnaires ou en très « faible décrue » et au-delà ils sont en « décrue » plus ou moins forte.

Classant en quatre catégories les formes de glaciers, du petit glacier de pente au grand glacier composé d'une longueur totale supérieure à 8 km, nous espérons tirer de la *figure 5* d'utiles conclusions quant à l'influence de la forme générale sur le comportement du glacier. Hélas, nous n'avons pu tirer que des conclusions semblables à celles que nous avons faites en analysant la *figure 4*.

Fig. 6

Différence d'altitude Arête – langue.

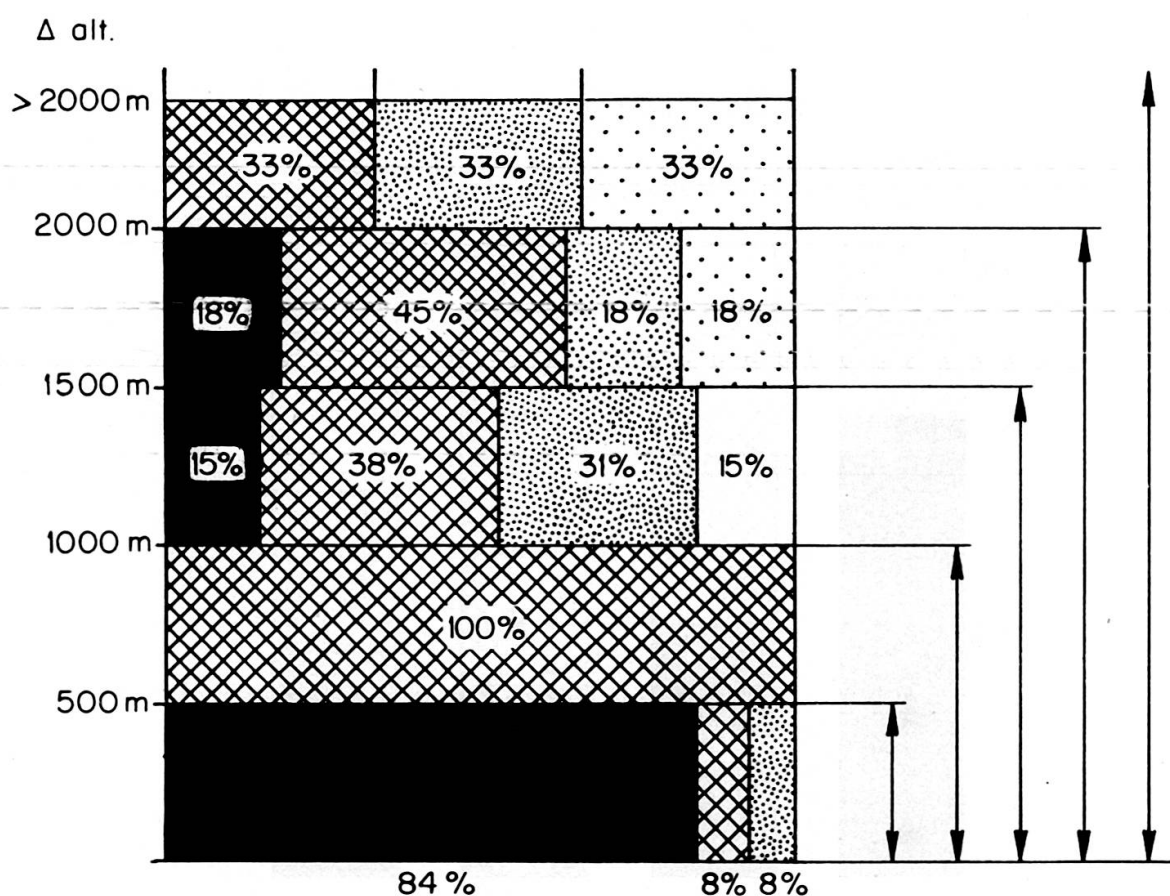
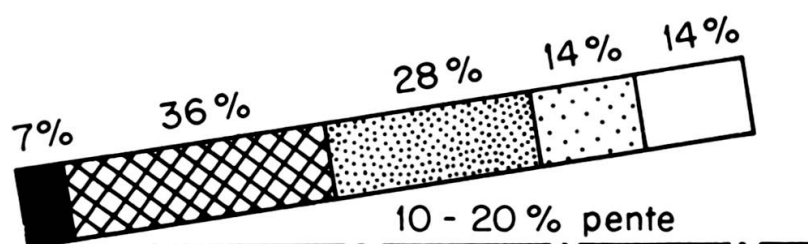
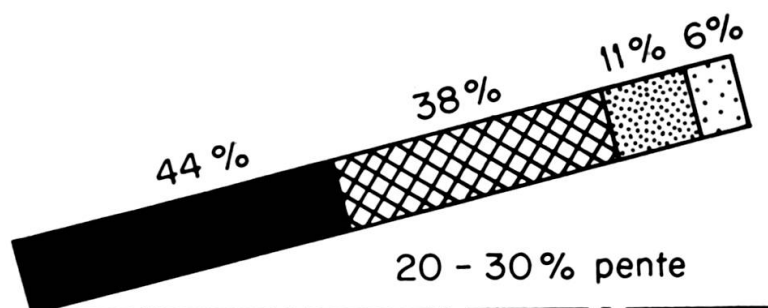
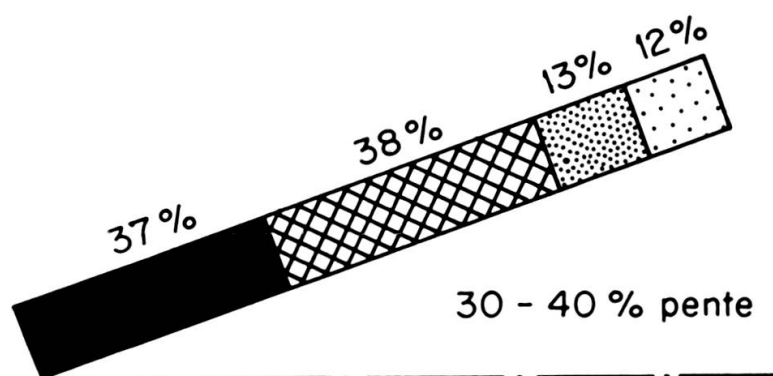
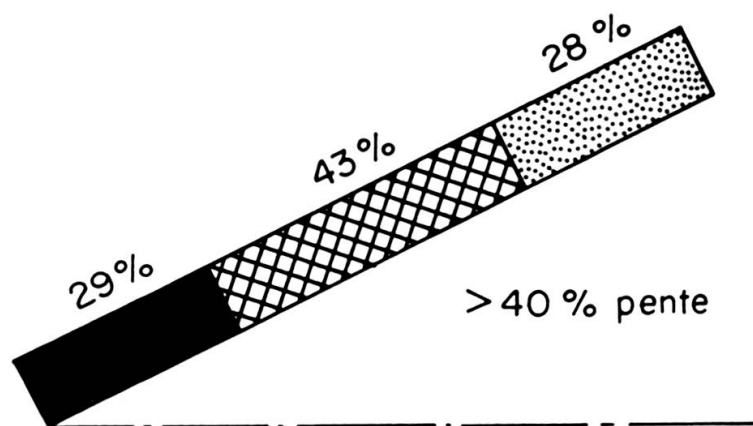


Fig. 7. Pente

La *figure 6* montre que la différence d'altitude entre les arêtes et l'extrémité des langues glaciaires agit moins nettement sur le comportement des glaciers. Nous retrouvons, bien sûr, un fort pourcentage de petits glaciers stationnaires, mais la « faible décrue » semble caractériser toutes les catégories de glaciers dont la différence d'altitude est supérieure à 500 m et la « très forte décrue » caractériser les glaciers qui n'ont pas une très grande différence d'altitude.

Enfin, la *figure 7* prouve que la pente n'est pas un facteur géographique déterminant sur le comportement des glaciers.

En conclusion, ces 7 figures permettent de faire les observations suivantes :

Dans le Bassin rhodanien valaisan, les glaciers qui résistent depuis vingt ans à l'ablation sont les *petits glaciers* de la région du *nord-ouest*, situés *au-dessus de 2400 m* et ceux qui subissent la plus forte fusion sont les *grands glaciers composés* dont la langue descend *au-dessous de 2400 m* et localisés dans les *Alpes pennines* et le nord-est.

L'orientation et la pente du glacier ne jouent aucun rôle sur l'avance ou le retrait de la langue.

Avant d'aborder, dans les chapitres suivants, les causes climatiques des variations de longueur des glaciers, il était nécessaire de prouver que les facteurs géographiques autres que le climat ne jouaient pas un grand rôle dans le comportement général des langues glaciaires.

CHAPITRE II

CONDITIONS CLIMATIQUES ACTUELLES DU VALAIS

(Valeurs normales de 1931 à 1960)

Parmi les nombreux éléments climatiques qui ont une influence sur le comportement des glaciers d'une région bien déterminée, il nous a fallu sélectionner ceux qui ont été observés sur un nombre assez grand de stations pendant un demi-siècle au moins et ceux qui ont une influence caractéristique sur l'alimentation ou l'ablation des glaciers.

Dans ce choix, nous devons nous limiter à deux éléments : la *température moyenne* et les *quantités de précipitations annuelles*. Nous ne disposons pas d'un nombre suffisant d'observations relatives à la quantité d'heures d'insolation ou de mesures de rayonnement pour tirer d'utiles conclusions dans l'étude d'une région si vaste. Les observations de vents locaux, qui se font à certaines stations depuis plus d'un siècle, n'ont pu être utilisées comme élément climatique significatif, vu leur très grande variabilité dans un territoire géographique trop compartimenté.

Nous prouverons d'ailleurs plus loin, au chapitre III, que l'utilisation d'un *facteur climatique de déglaciation* (qui ne tient compte que des influences de la température moyenne annuelle et des quantités de précipitations) permet d'établir

de bonnes relations entre le jeu des éléments climatiques et le comportement des glaciers durant une ou plusieurs décennies.

Tout en connaissant les conséquences immédiates climatiques de phénomènes météorologiques tels que le fœhn, les diverses sortes de rayonnement et la teneur d'humidité de l'air, nous devons admettre que ces influences physiques se combinent pour donner aux moyennes de température et de précipitations annuelles les valeurs caractéristiques qui permettent de déceler les oscillations climatiques de plusieurs décennies ou même séculaires. Ce sont les moyennes de température et de précipitations qui permettent de mettre en évidence les *tendances séculaires* ou « trend » dont parle E. LE ROY LADURIE (1967). Nous verrons d'ailleurs plus loin quelles sont les conséquences directes du fœhn en Valais sur la répartition géographique des températures et des précipitations.

Par les études récentes de dendrochronologie combinée à la xylochronologie décrites par H. POLGE (1971) et C. LORIUS (1973) et de W. DANSGAARD (1966) relatives à la teneur en oxygène 18 de la glace, on est à même de déduire actuellement quelles sont les tendances séculaires des derniers millénaires des deux éléments climatiques: température et précipitations. Nous en déduisons que ce sont bien les deux seuls éléments dont l'influence est décelable en paléoclimatologie. Ceci, en attendant de nouvelles méthodes scientifiques permettant de mettre directement en évidence le rôle d'un autre élément climatique.

Pour une « étude globale » du climat d'une région devant servir de base à une étude paléoclimatique, il est nécessaire de se faire une image générale au départ, sans que cette image soit perturbée par celle des influences locales dues par exemple à l'exposition des versants.

L'erreur que nous commettons en simplifiant le problème n'est pas trop grave puisqu'au cours des siècles et des millénaires ces influences locales ne se sont pas modifiées depuis la grande déglaciation d'il y a 9 ou 10 000 ans.

Dans les remarquables travaux de M. BOUET (1948 à 1972), B. PRIMAULT (1966) et M. ROTEN (1964), traitant du climat du Valais, outre la description de phénomènes météorologiques caractéristiques de cette vallée, on trouve de nombreuses données statistiques climatiques qui permettent de se faire une idée des conditions qui régissent le climat de la Plaine du Rhône.

De ces données statistiques, ainsi que celles d'A. BEZINGE (1971), M. SCHÜEPP (1950) et de H. UTTINGER (1945), nous avons établi deux cartes climatiques qui nous permettent de nous faire une image globale des variations locales de température moyenne et précipitation annuelle observées entre 1931 et 1960.

De ces variations locales, nous en tirerons premièrement les conséquences directes du comportement actuel des glaciers en fonction des diverses régions.

A partir des conditions « normales », ainsi établies, nous chercherons à connaître l'interdépendance des variations climatiques et glaciologiques au cours de l'histoire et de la période tardiglaciaire.

1. CARTE HYPSONÉTRIQUE DE LA SURFACE ISOTHERMIQUE 0° (MOYENNES ANNUELLES DE 1931 À 1960)

CARTE N° 2

La représentation graphique des températures moyennes annuelles est toujours difficile à réaliser. Nous avons pensé qu'en partant de la carte de l'Atlas établie par M. SCHÜEPP (1950), nous pouvions dessiner celle des altitudes de la surface isothermique 0° (moyennes annuelles) en prenant comme gradient de température celui de 0,5°/hectomètre, ce qui est le « gradient climatologique ou de versant » que B. PRIMAULT a déjà utilisé et qui est très proche de celui décrit par M. BOUET (1927).

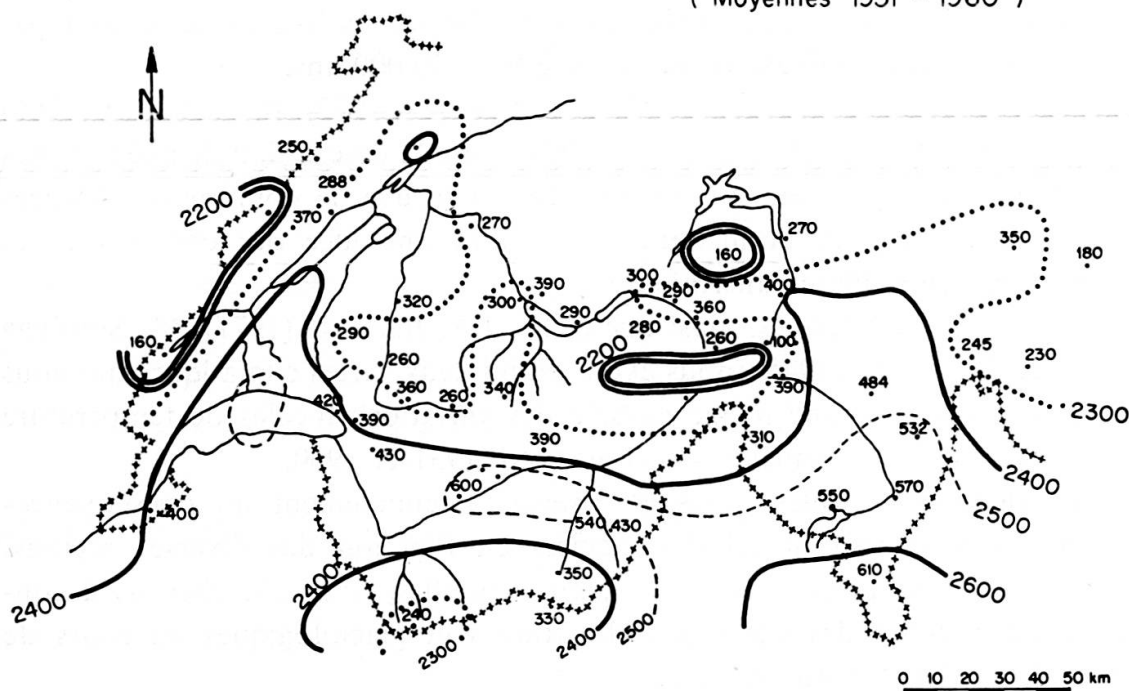
Les valeurs de température utilisées pour cette carte sont celles qui ont été calculées par M. SCHÜEPP de l'Institut suisse de météorologie à Zürich.

Les isohypses de cette carte font ressortir, au-dessus du Valais, un relief assez surprenant d'une surface isothermique bombée orientée ouest-est et s'abaissant vers deux dépressions formées par le Jungfrauoch et le massif du Mont-Blanc qui se prolonge vers le Grand-Saint-Bernard.

L'influence de l'altitude des massifs ne joue pas un rôle prédominant puisque ceux du Mont-Rose et des Diablerets ne créent pas de dépression.

Les régions du Grand-Saint-Bernard et du Jungfrauoch indiquent que la température y est de 1,5° plus basse qu'à Sion pour la première et de 2,5° pour la seconde. On verra (carte n° 3) que ces régions sont particulièrement riches en précipi-

Carte n° 2 : Altitudes de la surface isothermique 0°
(Moyennes 1931 - 1960)



tations: le Saint-Bernard est soumis au phénomène de barrage des vents d'ouest tandis que le Jungfrauoch subit le phénomène de barrage pour tous les vents orientés de nord-ouest à nord-est. Les masses d'air venant du nord sont en général plus froides que celles qui viennent de l'Atlantique.

La différence de température est également accusée par la légère différence de latitude entre les deux massifs: Alpes pennines et Alpes bernoises.

L'élévation de température du Grand-Saint-Bernard au col du Théodule a été décrite maintes fois par A. BEZINGE (1971) et s'explique également par un phénomène de barrage (Grand-Saint-Bernard) opposé à une influence fœhnique (Théodule). D'autre part, les situations de barrage du sud-est sont moins fréquentes que celles du sud-ouest.

Nous verrons, dans un prochain chapitre, quelles sont les influences de ces variations de température interrégionales sur le comportement des glaciers. En observant le jeu des éléments climatiques au cours des quarante dernières années au Grand-Saint-Bernard, à Zermatt et à Sion, nous constaterons qu'en se basant sur celui de Sion nous en déduirons le jeu parallèle des variations climatiques dans les autres régions du Valais. Cela revient à dire que toute variation d'altitude de la surface isothermique 0° au cours des décennies, en un point, amène nécessairement une même variation d'altitude sur l'ensemble de la surface.

LE ROY LADURIE (1967), LLIBOUTRY (1964) et d'autres auteurs ont présenté un certain nombre de cas de variations synchrones de température dans diverses régions alpines et nous-même avons établi en 1957 un certain parallélisme entre les variations des climats de Saxon (VS), Begnins (VD) et Cointrin (GE).

On pourra nous reprocher d'utiliser dans un travail de glaciologie les températures moyennes annuelles à la place des températures estivales qui sont d'après de nombreux auteurs, plus caractéristiques. Cette critique est partiellement fondée et nous a déjà été faite par A. BEZINGE. Car, désirant déboucher sur la paléoclimatologie, notre étude doit tenir compte d'un élément dont les valeurs sont non seulement observées depuis près d'un siècle mais peuvent être encore déduites en tant que valeur annuelle, séculaire ou même millénaire par les observations de stades phénoménologiques ou les mesures modernes de radioactivité.

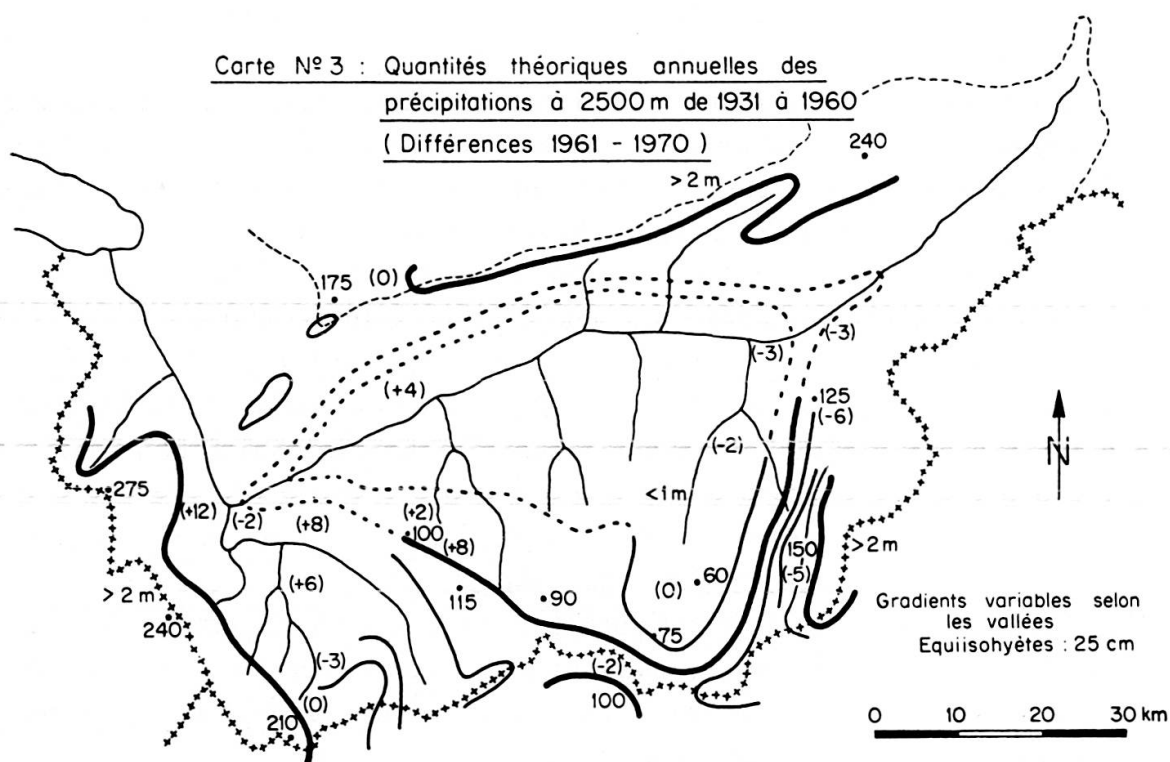
La plupart des indications historiques du climat sont basées sur des moyennes annuelles et décennales et les récentes valeurs de température données par des pourcentages d'oxygène 18 dans la glace aboutissent à des températures moyennes annuelles et non des températures saisonnières.

En exposant dans le chapitre III les caractéristiques d'un *facteur climatique de déglaciation*, nous constaterons que les températures estivales peuvent jouer un rôle primordial dans le comportement des glaciers pris dans le cadre d'une étude d'hydrologie dans le genre de celles qui ont été faites par P. KASSER (1960) et A. BEZINGE (1973), mais que dans le cadre de cette étude de paléoclimatologie il est nécessaire de prendre en considération les températures moyennes annuelles.

2. CARTE DES QUANTITÉS DE PRÉCIPITATIONS 1931-1960 À 2500 M (COMPARAISON THÉORIQUE)

Les quantités de précipitations annuelles représentent un élément qui joue un grand rôle dans le comportement des glaciers. Il est intéressant de comparer les précipitations de diverses régions d'une contrée aussi découpée que le Valais en négligeant pour une fois l'influence de l'altitude. En réduisant toutes les valeurs observées par H. UTINGER (1945) et A. BEZINGE (1971) à l'altitude de 2500 m et en utilisant précisément les valeurs de gradient de précipitation calculées par A. BEZINGE, nous avons établi cette carte qui met en évidence les observations suivantes:

1. On retrouve l'*influence orographique* des grands massifs sur les quantités de précipitations annuelles, mais sur cette carte, cette influence est très différenciée suivant la position géographique du massif. Le long des Alpes pennines d'ouest en est les précipitations diminuent alors que l'altitude des cols et des sommets d'arêtes



s'élève. En une année, il tombe trois fois plus de précipitations dans la région du Grand-Saint-Bernard que dans la région de Zermatt, ce que A. BEZINGE a déjà constaté en 1973

Les massifs des Alpes vaudoises et bernoises présentent d'ouest en est une augmentation au lieu d'une diminution de précipitations, ce qui est normal, tenu

compte de l'augmentation d'altitude entre les Diablerets et la Jungfrau, le phénomène de barrage étant plus accusé dans les Alpes bernoises.

2. Le Valais central fortement influencé par *l'effet fœhnique* de tous les vents venant de toutes les directions présente une vaste zone sèche que M. BOUET a maintes fois décrite. L'absence de précipitation est un argument touristique exploité depuis bientôt un siècle au profit des stations valaisannes, ce qui veut dire que nous n'avons pas la prétention d'avoir découvert quelque chose de nouveau!

3. Les isohyètes des valeurs supérieures à 2 m/an n'ont pas été dessinées pour éviter de donner une image erronée basée sur des observations peu sûres de quantités de précipitations en haute altitude. Les contours de l'isohyète de 2 m/an donnent une image assez précise de l'influence des grands massifs.

4. La densité des observations pluviométriques étant trop faible dans le Valais central, nous n'avons pas poussé trop loin l'analyse des valeurs dans cette région. Comme d'ailleurs cette région ne comporte qu'un seul glacier, celui de la Belle-Tola, nous avons donc à souhait abandonné l'étude détaillée des variations de précipitations dans le Valais central.

5. Nous savons d'après A. BÖGLI (1970) que les quantités de précipitations sont restées à peu près identiques depuis 10 000 ans en ne subissant que des variations séculaires. Nous pourrions donc à partir de cette carte, comme nous le faisons pour les températures, considérer que les variations de précipitations dans le temps se feront parallèlement et simultanément dans l'ensemble du bassin du Rhône valaisan.

CHAPITRE III

FACTEUR CLIMATIQUE DE DÉGLACIATION

1. DÉFINITION

La différence entre les deux quotients: écart/écart type de température annuelle et écart/écart type de quantité annuelle de précipitations divisée par deux, me semble particulièrement significative et je propose de l'appeler « Facteur climatique de déglaciation », soit

$$\frac{Q \text{ temp.} - Q \text{ précip.}}{2} \quad Q = \frac{\text{Valeur annuelle} - \text{Valeur moyenne 1931-1960}}{\text{Ecart type (période 1931-1960)}}$$

Autrement exprimé, notre facteur correspond à:

$$\text{FCD} = \frac{\left(\left(\frac{N - \bar{N}}{s} \right) \text{ temp.} \right) - \frac{N - \bar{N}}{s} \text{ précip.}}{2}$$

Les valeurs de Q température et Q précipitations sont publiées chaque année dans le rapport *Les variations des glaciers suisses* de la Commission des glaciers de la SHSN, depuis 1964.

Nous avons calculé ce facteur pour les années de 1931 à 1963 pour les stations de Sion, Zermatt et Grand-Saint-Bernard et pour la station de Sion de 1910 à 1930. Nous avons donc les valeurs de ce facteur climatique de déglaciation pour les soixante dernières années; les températures annuelles et les quantités de précipitations des années hydrologiques, d'octobre à septembre, sont tirées des Annales de l'Institut suisse de météorologie.

2. VARIATION DU FACTEUR CLIMATIQUE DE DÉGLACIATION

En modifiant le signe des quantités de précipitations, nous obtenons des valeurs positives les années sèches et chaudes et des valeurs négatives les années pluvieuses et froides. C'est donc bien un *facteur de déglaciation*, c'est-à-dire l'ensemble des conditions qui donnent une décrue des glaciers. Au contraire, quand il y a les conditions favorables à la crue des glaciers, c'est-à-dire des températures basses et des précipitations abondantes, le facteur est négatif.

Par hasard, les valeurs *normales* de 1931 à 1960 sont celles d'années relativement sèches et chaudes (les maximums du siècle) et nous trouvons dans les climatogrammes les températures de ces trois décennies dans le sommet des courbes. C'est pour cette raison que l'on trouve des valeurs négatives pour toutes les autres périodes de l'histoire contemporaine.

Les variations annuelles du facteur de déglaciation entre 1931 et 1960 sont données aux figures 8, 9 et 10 pour Sion, Zermatt et Grand-Saint-Bernard. La

Fig. 8. Facteur de déglaciation à Sion de 1951 à 1970.

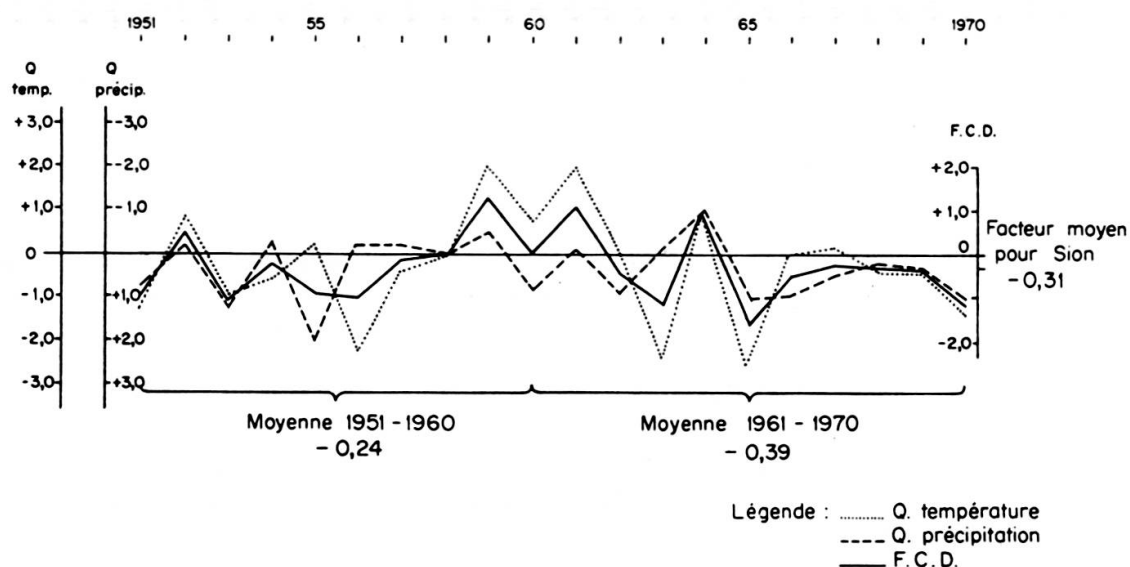
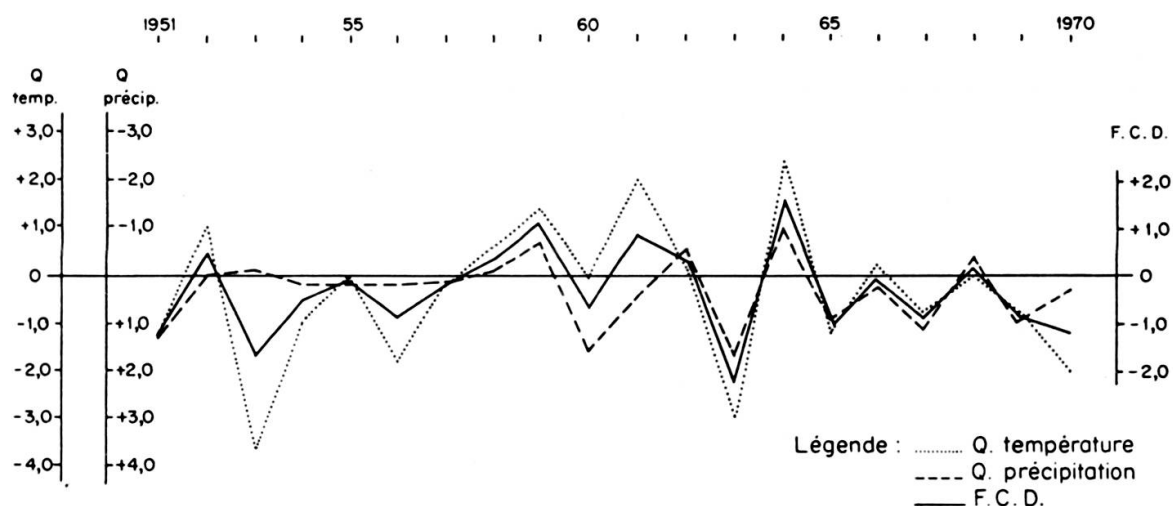


figure 11 permet de comprendre le jeu des valeurs de ce facteur par rapport à Sion, qui constitue la *Station de base*. Les valeurs d'éléments climatiques oscillent de part et d'autre des valeurs observées à Sion, sans qu'il y ait une tendance visible à s'écarter

Fig. 9 . Facteur de déglaciation à Zermatt de 1951 à 1970.



systématiquement des moyennes de Sion. C'est pour cette raison que pour les descriptions du jeu des éléments climatiques au cours de l'histoire humaine et des dix derniers millénaires, nous nous en sommes référés au jeu des éléments de Sion.

Fig. 10 . Facteur de déglaciation au Gd. St. Bernard de 1951 à 1970.

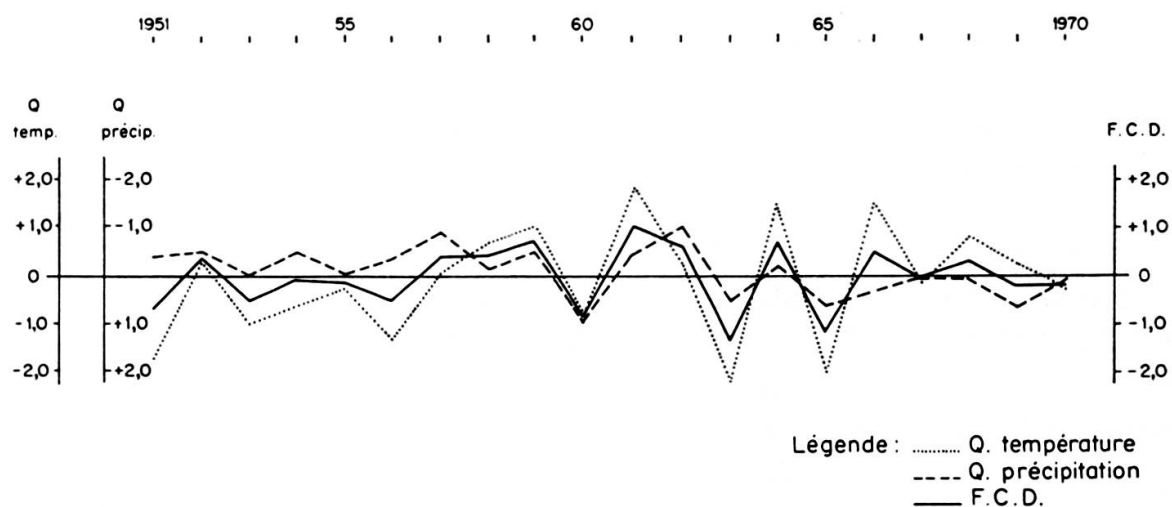
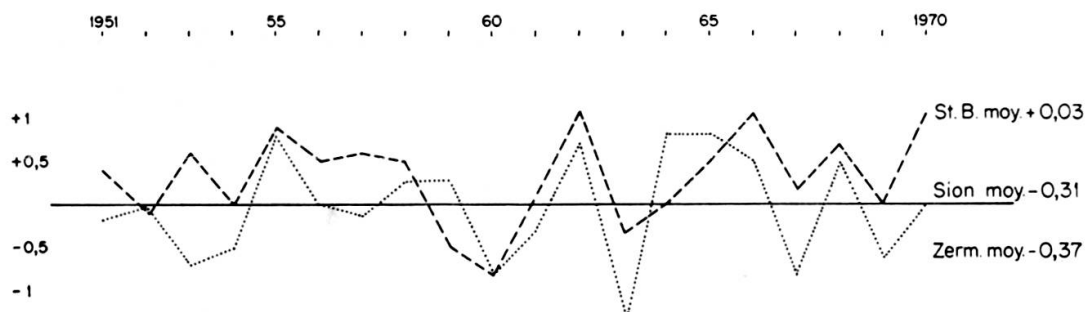


Fig. 11. Comparaison des facteurs de déglaciation entre Sion – Zermatt et Grand St. Bernard entre 1951 et 1970.
(Sion facteur de base de comparaison)



3. RELATION ENTRE LE FACTEUR DE DÉGLACIATION ET LE COMPORTEMENT DES GLACIERS

A la suite des travaux de P. KASSER et de H. HOINKES, nous avons cherché un moyen d'établir une relation entre les variations du climat et les variations de glaciers d'une région bien limitée: le bassin du Rhône valaisan. Il nous est apparu, en lisant les ouvrages de glaciologie tels que le traité de LLIBOUTRY (1966), qu'une solution devait être trouvée dans la recherche d'un facteur dans lequel les deux éléments climatiques *température et quantité de précipitations* devaient intervenir parallèlement. Mis sur la bonne voie par la publication du rapport annuel de la Commission des glaciers de la SHSN, nous y avons relevé les quotients écart/écart type de température et précipitations annuelles depuis 1964. En changeant de signe le quotient des quantités de précipitations ou, ce qui revient au même, en le soustrayant du quotient des températures et en divisant le tout par 2 nous obtenons ce que nous cherchons, à savoir: un *facteur moyen* de deux éléments *agissant dans le même sens*.

Le comportement des glaciers du bassin du Rhône a été traité en détail dans le chapitre I. Toutefois, nous pouvons voir à la figure 12 l'interdépendance, au cours des décennies, du facteur climatique de déglaciation et du comportement de l'ensemble des glaciers d'un bassin hydrologique.

Nous savons de P. KASSER (1960) et A. BEZINGE (1971) que le temps de réponse des glaciers vis-à-vis des conditions météorologiques peut être très variable, toutefois nous constatons, d'après les relations établies dans la figure 12 qu'un *ensemble d'une cinquantaine de glaciers appartenant tous à une unité géographique bien déterminée (bassin du Rhône), dans une unité de temps de l'ordre de la décennie, réagit conformément aux variations de la moyenne des facteurs de déglaciation annuels d'une station située dans le centre de cette unité géographique (Sion).*

Nous souhaitons que d'autres études soient menées dans d'autres bassins pour vérifier cette observation qui pour le moment, et nous en sommes conscients, n'est valable que pour le bassin du Rhône.

Il serait intéressant en effet de savoir si les conditions du bassin du Rhône sont particulièrement favorables à l'établissement de la relation que nous avons établie ou si cette relation est valable pour l'ensemble des bassins alpins.

Il nous faut encore préciser que statistiquement cette relation n'est valable que si l'on prend en considération un temps assez long (minimum 7 à 10 ans) durant lequel les conditions climatiques restent homogènes ou présentent des oscillations qui se compensent. Une année marquée par des conditions exceptionnelles (1911 et 1921) dans une décennie homogène fausse cette relation.

Par contre en prenant un laps de temps plus long par exemple plusieurs décennies, les années exceptionnelles sont normalement noyées par l'ensemble, ce qui nous ouvre de bonnes perspectives dans notre interprétation de la relation entre le jeu des éléments climatiques et le comportement des glaciers de la période tardiglaciaire où l'unité de temps est le siècle.

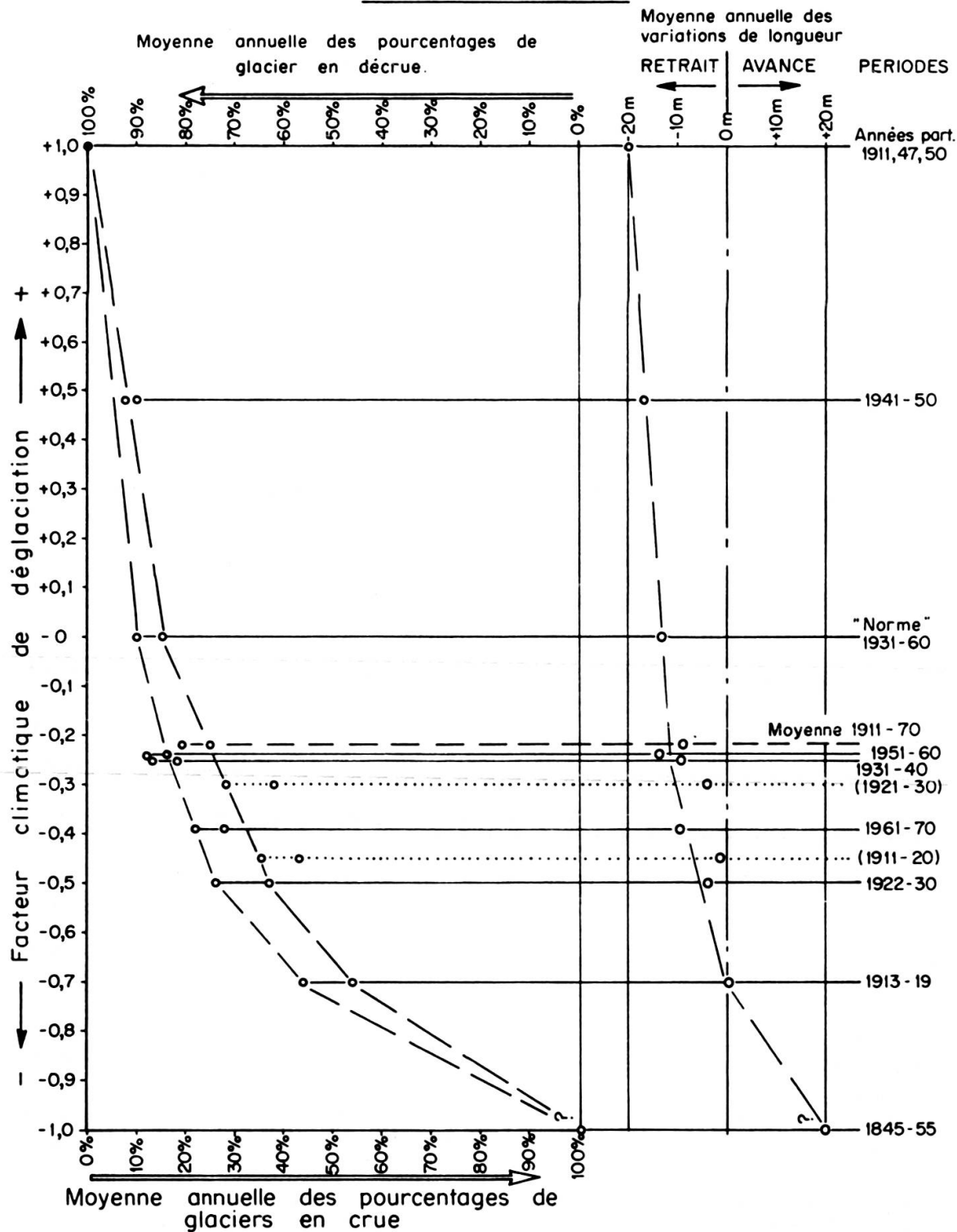
Dans le *tableau 3*, repris du tableau 1, nous mettons en relation le comportement des glaciers avec les variations du facteur climatique de déglaciation pour les six décennies étudiées dans ce travail. Nous avons mis entre parenthèses les pour-

TABLEAU 3 (Complément du tableau 1)

Relation entre le facteur de déglaciation et le comportement des glaciers

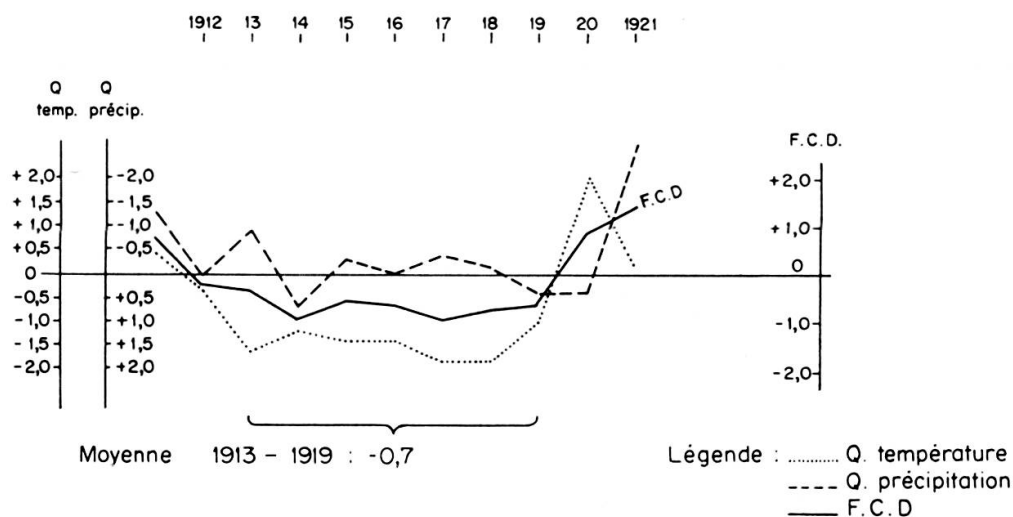
Période	Moyenne des pourcentages des glaciers			Moyennes de variations de longueur	Facteur de déglaciation
	Crue	Stat.	Décru		
	%	%	%		
(1911-1920	36	7	57	— 1,6 m	— 0,45)
1913-1919	44	10	46	0,0 m	— 0,70
(1921-1930	28	10	62	— 3,5 m	— 0,30)
1922-1930	26	11	63	— 4,0 m	— 0,50
1931-1940	13	5	82	— 9,6 m	— 0,25
1941-1950	8	2	90	— 16,6 m	+ 0,48
1951-1960	12	4	84	— 14,0 m	— 0,24
1961-1970	22	6	72	— 9,5 m	— 0,39
Moyenne 1931-1960					
« Norme climatique »	10	5	85	— 13,4 m	0,00
Moyenne 1911-1970	19	6	75	— 9,1 m	— 0,22
<i>Conditions particulières</i>					
1911, 1947, 1950	0	0	100	— 20,0 m	+ 1,00
1845-1855	100	0	0	+ 20,0 m (?)	— 1,00

Fig. 12 . Relation entre le facteur de déglaciation
et le comportement des glaciers (valeur
du Tableau N° 3)



centages des deux premières décennies, perturbées, comme nous l'avons dit, par les années exceptionnelles de 1911 et 1921. Nous les avons remplacées par deux périodes prises dans ces deux décennies mais durant lesquelles (1913 à 1919 et 1922 à 1930) les conditions climatiques sont non seulement homogènes mais *caractéristiques du siècle*. En comparant les valeurs du facteur de déglaciation données à la figure 13

Fig. 13. Facteur de déglaciation à Sion de 1913 à 1919.



(Sion: 1913-1919) avec celles de la figure 8, on se rend très bien compte que cette série de 7 ans est particulièrement caractéristique par ses températures très basses.

La figure 12 donne une illustration des valeurs données dans le tableau 3.

La relation entre la valeur du facteur de déglaciation et le comportement des glaciers exprimé d'une part par la longueur du retrait moyen annuel des glaciers et d'autre part par la diminution du pourcentage des glaciers en crue n'est pas une *relation linéaire* ce qui est compréhensible, mais se situe sur deux courbes dont nous avons esquissé les formes.

Les courbes s'expliquent mathématiquement par le fait que les volumes de glace à fondre augmentent graduellement en altitude et qu'il faut par conséquent beaucoup plus de chaleur pour faire décroître une langue glaciaire de 1 m en haute altitude plutôt qu'en basse altitude. De nombreux auteurs ont observé d'ailleurs que le temps de fusion est plus lent que le temps de croissance d'une langue glaciaire.

Nous avons interpolé les valeurs extrêmes uniquement pour donner un ordre de grandeur. Des observations de la Commission des glaciers nous avons tiré certaines valeurs d'années exceptionnellement sèches et chaudes comme 1911, 1947 et 1950 où les glaciers en crue sont très proches de 0% et à l'opposé nous avons déduit comme LE ROY LADURIE (1967) et MAYR (1964) que vers 1850, tous les glaciers alpins étaient en crue alors que les données climatiques de cette époque (Annales de l'Institut suisse de météorologie et les travaux de P. BOUVIER (1960)) nous permettent

de déduire que le facteur de déglaciation est proche de $-1,0$. La température est en effet, à cette époque, 1° inférieure à celle que l'on observe actuellement et les quantités de précipitations sont identiques.

En appliquant la formule décrite à la p. 21, nous avons:

$$\frac{Q \text{ temp.} - Q \text{ précip.}}{2} = \frac{(-2) - (0)}{2} (-1)$$

(Rappelons que l'écart type de température est 0,5)

Nous verrons plus loin que depuis près de 9000 ans BP notre facteur de déglaciation n'a pas beaucoup varié et que ses oscillations de valeur extrêmes se situent rarement au-delà de l'unité, soit en plus soit en moins. Ces faibles variations se sont traduites pourtant, quand elles durent plusieurs siècles ou même quelques décennies par: soit des invasions glaciaires catastrophiques, soit des périodes de disette dont les conséquences économiques se sont fait sentir sur l'ensemble de l'Europe.

CHAPITRE IV

PALÉOCLIMAT DES QUINZE DERNIERS MILLÉNAIRES DU VALAIS ET DU BASSIN LÉMANIQUE

1. LES OBSERVATIONS ET LES TECHNIQUES

QUI PERMETTENT DE DÉCELER LES VARIATIONS DU PALÉOCLIMAT

Pour l'ensemble des Alpes la succession des divers stades de retrait des glaciers a déjà été établie à la fin du XIX^e siècle par les travaux de F.-A. FOREL (1887), L. AGASSIZ (1840), J. DE CHARPENTIER et I. VENETZ (1861). En 1909 les auteurs autrichiens PENCK et BRÜCKNER puis SWIDERSKI en 1919, H. KINZL dès 1929, LADURNER en 1932, O. AMPFERER en 1936 et enfin E. GAGNEBIN en 1937 donnent un *âge relatif* des grands dépôts morainiques post-würmiens, dépôts correspondants à de grandes périodes de stagnation des fronts glaciaires postérieures et à de plus ou moins courtes phases de crue des glaciers.

Ces auteurs parlent déjà de l'influence des variations climatiques sur le comportement des glaciers, sans donner des valeurs absolues.

Dès 1928 les analyses polliniques de MADSEN et NORDMAN (1928) permettent de se faire une idée de la succession des divers climats en Europe. Les auteurs nordiques, en étudiant les pollens des tourbières d'Allemagne, du Danemark, de la Pologne et de l'URSS peuvent préciser l'évolution du peuplement végétal et par conséquent les fluctuations climatiques. Avec la technique de datation des sédiments organiques par le radiocarbone on a pu assez rapidement disposer du

moyen de fixer l'âge *absolu* de ces fluctuations climatiques. C'est par ces méthodes de mesure de la radioactivité qu'on a la possibilité de dater les grands événements climatiques et glaciologiques décrits par les auteurs de la fin du XIX^e et du début du XX^e siècle. D'autre part les palynologues viennent confirmer les observations des glaciologues alpins.

La confrontation des travaux des climatologues et des météorologues au sein de l'OMM permet d'établir que les variations climatiques au cours de ces dix derniers millénaires présentent un certain synchronisme dans l'hémisphère nord, de part et d'autre de l'Atlantique. Ainsi les observations des palynologues du nord de l'Europe peuvent être comparées à celles des glaciologues alpins et canadiens. La détermination de l'âge des périodes chaudes et relativement sèches et des périodes froides et humides se fait avec une remarquable concordance entre les auteurs.

La figure 15 que nous commenterons plus en détail à la fin de ce chapitre donne une image saisissante de cette concordance entre les auteurs.

De nouvelles méthodes de carottages sous-marins et de prélèvements de glace du Groenland et celles qui permettent de mesurer la teneur de l'isotope de l'oxygène 018 (qui varie d'après DANSGAARD (1966) et LORIUS (1973) en fonction de la température au cours des derniers millénaires) sont venues confirmer les observations faites auparavant par des méthodes traditionnelles.

Nous savons par P. PEGUY (1970) que, si à l'échelle *du siècle* les discordances apparaissent dans le jeu du climat entre les régions très éloignées, il peut y avoir certains retards ou même, d'après BROOKS (1947) des oppositions de phase entre la Chine et l'Europe ou entre la Californie et le Yukatan. Il n'en reste pas moins qu'à l'échelle *du millénaire* le synchronisme des variations climatiques dans les divers continents de notre hémisphère est évident.

Ainsi, actuellement, grâce aux très nombreux travaux présentés ces dernières années, la paléoclimatologie a pu être décrite avec précision et l'on est à même de savoir comment les moyennes de température et les quantités de précipitations sont modifiées au cours des derniers millénaires par rapport aux *valeurs normales* observées ces dernières décennies.

En plus des auteurs nordiques, français, autrichiens, italiens et suisses déjà cités, je mentionnerai TCHOU KEN-TCHEN (1973) de Chine et G. MANLEY (1952 à 1969) des USA qui ont largement contribué à donner une vision globale et précise du jeu des éléments paléoclimatiques de notre hémisphère.

2. LA TOURBIÈRE DE FERNAU (ALPES DE STUBAI, TYROL)

En 1964, F. MAYR décrit dans les « Annales de géomorphologie » le climat des trois derniers millénaires en se basant sur une série stratigraphique où alternent des couches de sables glaciaires et des strates de tourbe déposées dans le marais de

Buntes Moor, 800 m en aval du front glaciaire actuel de Fernau. L'auteur autrichien compte au total, depuis le début du Subatlantique, 5 épisodes séculaires ou multi-séculaires de stades de crue représentés par des couches de sable morainique indicatifs de fortes avances glaciaires durant lesquelles le glacier atteint la zone du marécage. Entre ces divers niveaux sableux les couches de tourbe intercalées correspondent à des phases de retrait du glacier du Fernau (comparables à la phase actuelle) où le marécage délaissé par la langue glaciaire en recul peut produire la tourbe.

Les datations sont données par des étages polliniques, par diverses méthodes géomorphologiques, par le C 14, et enfin par la vitesse d'accroissement des couches de tourbe.

Cette étude de F. MAYR constitue d'après nous la base de la paléoclimatologie alpine. LE ROY LADURIE lui consacre d'ailleurs un chapitre très important dans son *Histoire du climat depuis l'an mil* (1967). Il est intéressant de noter ici ce que ce dernier auteur dit de l'étude de MAYR sur le Buntes Moor (p. 240):

« Merveille d'une tourbière: il avait fallu, dans les chapitres précédents, pour restituer patiemment les grandes lignes de ce maximum moderne (1590-1850) évoquer des centaines de textes et de documents iconographiques. Or, brusquement, grâce à la stratigraphie de Buntes Moor, ce même maximum est visualisé, en une couche sableuse et morainique; cette couche elle-même se trouvant pincée entre deux raies de tourbe qui représentent, l'inférieure, la déglaciation médiévale, et la supérieure, la déglaciation contemporaine non encore terminée.

» Il est difficile d'imaginer « mise en perspective » plus radicale et concrétisation plus évidente de la longue durée. On pense aux cosmonautes qui, de leur vaisseau spatial, aperçoivent, en un seul regard, les contours compliqués d'un continent, qu'avant eux les cartographes avaient mis des siècles à dessiner correctement... La phase interséculaire de crue des glaciers alpins (1590-1850) péniblement reconstituée grâce aux documents, apparaît, tout d'un coup, à l'échelle des millénaires, simplement comme le cas particulier d'un phénomène récurrent, comme une péripétie multiséculaire venant après quatre ou cinq autres du même style, qui l'ont précédée.»

Nous verrons par la suite que la description paléoclimatique des Alpes autrichiennes qu'a faite F. MAYR coïncide dans les grandes lignes avec celle qu'a faite A. BEZINGE (1974) pour le Valais en se basant, lui, sur d'autres observations, notamment celles relatives à l'âge de vieux troncs fauchés lors des crues glaciaires et enfouis sous les moraines. Une fois de plus, nous constatons que les impulsions données dans les oscillations climatiques par des variations de température ou des quantités de précipitations, dont les causes d'ailleurs ne sont que partiellement connues, affectent de vastes régions et ne se limitent pas à une unité géographique comme le bassin hydrogéographique d'une rivière.

3. APPROCHE DE L'HISTOIRE DU CLIMAT VALAISAN EN TENANT COMPTE DES CONDITIONS CLIMATIQUES ACTUELLES

Dans cet ensemble géographique valaisan, constitué par ses divers compartiments, aux conditions climatiques propres et décrites au chapitre II, nous avons la possibilité d'établir pour chaque région les relations d'altitude qui existent entre le niveau du zéro degré (Isotherme 0° , altitude moyenne annuelle), l'altitude moyenne des extrémités de langues glaciaires et la limite des neiges persistantes (limite de Richter).

Par la suite, nous pourrions nous baser sur ces relations pour comprendre les variations historiques de ces niveaux de référence puisque ces dernières se font dans les limites de celles que l'on observe actuellement dans l'une ou l'autre des vallées. Par exemple: la région de la Jungfrau-Aletsch présente des conditions de température plus basse et de précipitations plus abondantes que celle du Grand-Saint-Bernard et de Zermatt en 1850. Les conditions climatiques du nord-est valaisan sont même comparables à celles de la vallée de Bagnes à la période du Daun.

Le tableau 4 illustré par la figure 14 met en évidence les relations d'altitude que l'on peut faire actuellement entre l'isotherme 0° , les limites de l'extrémité des langues glaciaires et celles des neiges persistantes, d'une région à l'autre puis d'une époque à une autre.

Les valeurs sont tirées des rapports de la Commission des glaciers, des travaux de M. BURRI (1974) et A. BEZINGE (1974) pour la valeur moyenne des limites inférieures de langues glaciaires (valeurs moyennes calculées pour 1960 ou l'année la plus proche) et des limites de neige persistantes actuelles et historiques. Nous avons utilisé les éléments climatiques de nos cartes 2 et 3 pour fixer l'altitude de référence des isothermes 0° , $-1,5^{\circ}$ et -3° et comparer les valeurs relatives de quantités de précipitations. Au bas de la figure, nous avons indiqué comme valeur de température normale: $T = N$ celle à laquelle nous nous référons pour les comparaisons d'autres périodes. Ex.: $T = N - 1^{\circ}$ correspond à une valeur de 1° en dessous de la normale (moyenne 31-60). Nous avons admis comme la plupart des auteurs que la température devait être 2° en dessous de la normale durant la période du Daun et 5° en dessous au Dryas récent. Nous indiquerons plus loin pour quelles raisons nous considérons ces estimations comme parfaitement fondées et vérifiables de diverses manières.

C'est donc à partir de ces observations et de ces relations que nous avons pu vérifier les variations de la température et ses valeurs extrêmes depuis le Dryas récent jusqu'à nos jours, dans le Bassin lémanique.

Nous n'ignorons pas que les relations température-comportement des glaciers sont difficiles à établir à l'échelle des décennies ¹ à cause des temps de réponse des

¹ Nous avons vu au chapitre II qu'à l'échelle de la décennie, et pour une décennie homogène, seules les variations du *facteur climatique de déglaciation* permettent d'expliquer les variations de comportement des glaciers d'un ensemble géographique.

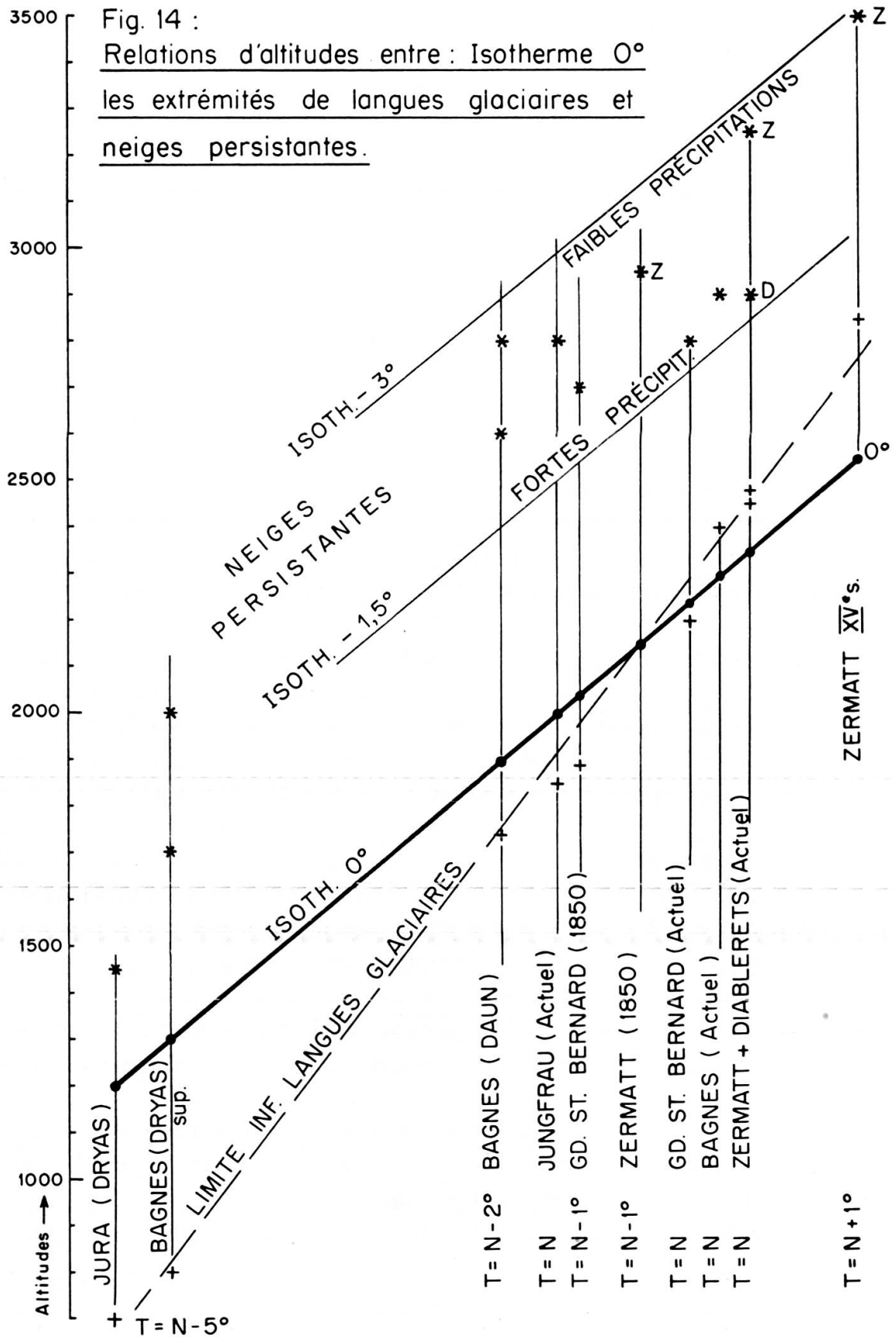


TABLEAU 4

(Fig. 14)

Altitudes de l'isotherme 0°, des limites inférieures de langues glaciaires et des neiges persistantes

Regions	Isoth. 0 1)	Lim. inf. langue glac. 2)	Neiges persist. 3)	Diff. alt.	
				3-2)	3-1)
a) <i>Actuel</i> ($T = N$)					
Jungfrau-Aletsch	2000 m	1850 m	2800 m	950 m	800 m
Grand-Saint-Bernard	2240 m	2190 m	2800 m	610 m	560 m
Bagnes	2300 m	2390 m	2900 m	510 m	600 m
Diablerets	2350 m	2450 m	2900 m	450 m	550 m
Zermatt	2350 m	2470 m	3250 m	780 m	900 m
b) <i>1850</i> ($T = N - 1^\circ$)					
Grand-Saint-Bernard	2040 m	1880 m	2700 m	820 m	660 m
Zermatt	2150 m	2150 m	2950 m	800 m	800 m
<i>Cols d'Hérens et du Théodule libérés de glace</i>					
c) <i>XV^e siècle</i> ($T = N + 1^\circ$)					
Zermatt	2550 m	2850 m	3500 m	650 m	950 m
d) <i>Daun</i> ($T = N - 2^\circ$)					
Bagnes	1900 m	1740 m	2600-2800 m	960 m	700-900 m
e) <i>Dryas sup.</i> ($T = N - 5^\circ$)					
Bagnes	1300 m	800 m	1700-2000 m	900-1200 m	400-700 m
Jura	1200 m	700 m	1450 m	750 m	250 m

Observations :

- 1) Les variations d'altitude des limites inférieures des langues glaciaires et des neiges persistantes d'une région ou d'une époque à une autre dépendent de l'altitude de l'isotherme 0° et des quantités de précipitations.
- 2) A partir de 2150 m, qui semble une altitude d'équilibre entre l'isotherme 0° et la limite inférieure des langues glaciaires, cette dernière croît en altitude plus rapidement que l'isotherme 0° et, inversement, décroît plus rapidement que l'abaissement de ce/même isotherme; ce qui veut dire qu'un échauffement du climat ne donne pas une élévation des limites de langues glaciaires parallèle mais proportionnelle.
- 3) Les différences d'altitude entre l'isotherme 0° et la limite des neiges persistantes comme celles entre cette dernière limite et l'altitude inférieure des langues glaciaires sont conditionnées par les quantités de précipitations ce qui fait clairement ressortir la nécessité d'utiliser un *facteur climatique de déglaciation*, dans lequel entrent parallèlement les valeurs de température et de précipitations, pour comprendre les relations qui existent entre le climat et le comportement des glaciers.

grands glaciers et que ces relations varient suivant les régions, ce que nous avons prouvé une fois de plus. Toutefois, nous constatons qu'à l'échelle séculaire et millénaire il y a une relation directe qui est illustrée par la figure 14. Cette relation permet de confirmer ce que les nombreux auteurs ont affirmé avant nous en se basant soit sur d'autres observations, soit sur les mêmes mais dans d'autres régions alpines qu'en Valais et dans le Bassin lémanique, à savoir:

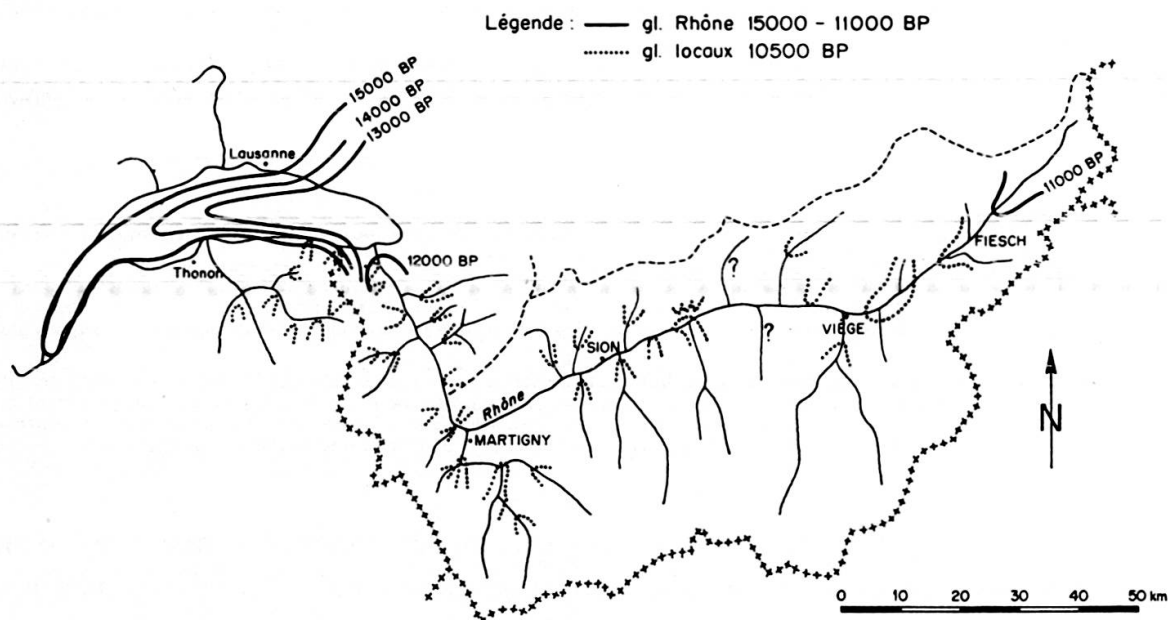
- 1) La température était de 5° inférieure à l'actuelle durant le *Dryas récent*.

- 2) Après une période de réchauffement, la température était de 2° inférieure à l'actuelle durant le préboréal appelé *Daun* par de nombreux auteurs.
- 3) La température n'a jamais été supérieure ou inférieure à 1° par rapport à la normale depuis 9000 ans BP.

Nous verrons plus loin, en commentant la figure 15, comment la température a oscillé depuis cette période et quelles ont été les variations de quantités de précipitations.

Des études géomorphologiques et paléogéographiques comme celles de M. BURRI (1974) et de H. KINZL (1932) devront être poursuivies en Valais dans d'autres régions que celles des vallées des Drances et de la région du Mont-Blanc pour combler certaines lacunes qui subsistent quant à l'identification de l'âge des moraines de stades intermédiaires entre celui du Daun et ceux du « petit âge glaciaire » qui a débuté au XVI^e siècle. Ce qu'ont fait F. MAYR (1969), H. HEUBERGER (1966) et SCHINDLER (1972) dans d'autres régions alpines devrait être étudié dans les vallées latérales du Rhône en amont de Martigny. En plus du tableau chronologique des périodes de crue donné par A. BEZINGE (1974), nous pourrions alors disposer, par ces études, d'utiles renseignements quant à l'*étendue* de ces crues glaciaires.

Carte N° 4 : Stades de retrait des glaciers de la vallée du Rhône
en 15000 BP (DRYAS ancien) et 10500 BP (DRYAS sup.)

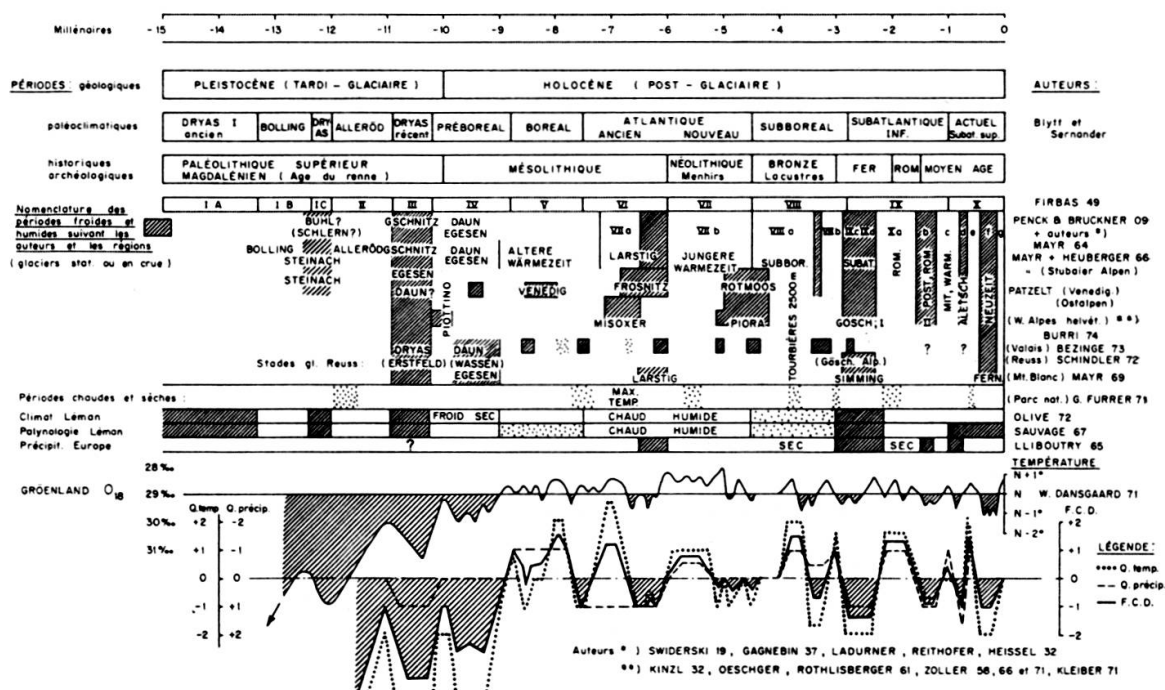


Suivant les conseils de J.-P. VERNET, nous avons esquissé sur la *carte n° 4*, les stades de retrait du glacier du Rhône et des glaciers latéraux entre 15 000 BP et 10 500 BP, c'est-à-dire entre le Dryas ancien et le Dryas récent. Pour réaliser cette esquisse, nous nous sommes basé sur les travaux, les croquis et les cartes

De cette carte, nous pouvons tirer les renseignements paléoclimatiques suivants : entre 15 000 ans BP et 13 000 ans BP le glacier du Rhône quitte le Petit-Lac très lentement, la température étant encore très basse. Le réchauffement du Bölling se manifeste entre 13 000 et 12 000 ans BP, ce qui a pour conséquence un retrait plus marqué du glacier du Rhône jusqu'aux collines de Chessel-Noville, en amont du Léman.

Tous les auteurs qui ont étudié cette région sont unanimement persuadés que le glacier du Rhône stagne durant le Dryas moyen dans cette région. L'échauffement du climat de la période de l'Alleröd se traduit par une décrue extraordinaire du Glacier qui recule en 1000 ans de 120 à 130 km. Décrue concevable puisque 3 à 4 fois plus grande que celle des grands glaciers de Zermatt actuellement. Les paléoclimatologues s'accordent à dire que le réchauffement général est de 5° durant cette période. Les glaciers des vallées latérales remontent plus ou moins rapidement jusque dans les régions où ils se trouvent actuellement. Puis un refroidissement prolongé durant le Dryas récent se traduit par la « récurrence » des glaciers qui redescendent jusque très bas dans les vallées vers 800 m d'altitude, certains barrant même la vallée du Rhône. Ce refroidissement, on le sait maintenant, s'est traduit

Fig. 15 — Tableau chronologique des variations de climat depuis -15000 ans BP.



par un abaissement de la température qui a atteint 5° au-dessous de la « normale » observée de nos jours.

Après un subit échauffement, la décrue du Préboréal est suivie d'une nouvelle crue, celle du Daun. Les moraines frontales du Daun n'ayant été identifiées par M. BURRI (1974) que dans la région des Drances, nous n'avons pas reporté sur notre esquisse ce stade de retrait ni ceux qui lui font suite.

Par la localisation de ces premiers stades sur la carte n° 4, nous pouvons en déduire, dans les grandes lignes, comment s'est amorcé le jeu des éléments climatiques à la suite de la grande déglaciation du Würm.

4. CHRONOLOGIE DES VARIATIONS CLIMATIQUES DEPUIS 15 000 ANS BP

(Commentaires de la fig. 15)

Nous avons indiqué sur la figure 15:

1) L'échelle chronologique en milliers d'années dès le XV^e millénaire. Le choix de cette limite a été fait dès le début de ce travail, nous étant fixé comme but: l'étude du paléoclimat depuis la grande déglaciation.

2) Les périodes géologiques, paléoclimatiques, historiques et archéologiques sont celles que l'on trouve couramment dans les ouvrages récents traitant de ce problème, ex. P. OLIVE (1972), J. SAUVAGE (1967) qui ont utilisé l'échelle chronologique et la terminologie de BLYTT et SERNANDER.

3) La désignation numérique choisie par FIRBAS (1949) pour les diverses périodes a été donnée ici puisque de nombreux auteurs s'y réfèrent constamment.

4) Les périodes froides et humides proposées par les divers auteurs cités en marge, ont été reportées afin de faire ressortir la grande concordance générale de ces périodes proposées non seulement par une grande variété d'auteurs d'époques différentes, mais encore des auteurs ayant travaillé dans des régions très variées des Alpes.

5) Les périodes chaudes ont été reportées également. Les auteurs qui ont étudié ces périodes sont moins nombreux, toutefois leurs méthodes de travail étant plus modernes, leurs déterminations semblent plus précises.

6) L'élément *Quantité de précipitations* n'est donné que très rarement dans la littérature. On parle de « période humide », notion qu'il faut interpoler. Seul LLIBOUTRY (1964) donne quelques précisions à ce sujet et ce sont ces dernières que nous avons utilisées. De nombreux auteurs, dont récemment A. BÖGLI (1970) qui a étudié l'ablation des surfaces calcaires protégées par les blocs erratiques, prétendent que les précipitations sont restées en moyenne sur 10 000 ans semblables à la moyenne de notre époque.

Il ne semble pas que la dendroclimatologie (étude des cernes de croissance des arbres) et la xylochronologie (étude de ces cernes par rayons X) en plein développement actuellement ne viennent donner des précisions au sujet de la pluviosité, car malheureusement il semble que ce ne soit que l'élément température qui joue un rôle dans les variations de développement des cernes de troncs d'arbres. Ces deux nouveaux moyens d'investigation seront très utiles par contre pour la détermination plus précise des paléotempératures estivales.

7) W. DANSGAARD (1966), en étudiant une carotte glaciaire de 1400 m de profondeur prélevée au Camp Century au Groenland a mis en évidence par l'analyse des quantités d'O¹⁸ les variations de température depuis 12 000 ans. La teneur en isotope O¹⁸ de l'air lors de la formation des diverses couches de glace varie en fonction de la température. En datant et en déterminant cette teneur, DANSGAARD a pu établir le diagramme que nous avons reporté au bas de la figure 15. D'après le Dr SCHUEPP, de l'Institut suisse de météorologie de Zürich, les températures observées au Groenland sont en corrélation à l'échelle séculaire et millénaire avec celles que l'on observe sur l'ensemble de l'Europe, ce que nous avons déjà dit plus haut. Nous pouvons donc utiliser le thermogramme de DANSGAARD comme indicatif de la chronologie des variations thermiques sans chercher à y trouver des valeurs absolues.

8) Tenant compte de tous les éléments qui précèdent, nous avons reporté le climatogramme de la figure 16, basé sur les variations du *facteur climatique de déglaciation* moyenne des deux facteurs: températures et quantités de précipitations dont l'estimation des valeurs est exposée ci-dessous, par période.

5. EVÉNEMENTS CLIMATIQUES DU DRYAS ANCIEN A NOS JOURS ET VARIATIONS DU FACTEUR DE DÉGLACIATION

1) *Dryas ancien*. Nous ne disposons hélas d'aucune donnée climatique précise, si ce n'est que la température s'élève lentement pour permettre au glacier du Rhône de quitter vers 15 000 BP la région de Genève et en même temps la région de Vidy, pour se trouver encore au large de Thonon vers 13 000 BP. M. BURRI, P. VILLARET (1965), P. OLIVE (1972) et J.-P. VERNET¹ sont d'accord sur ce point. Les terrasses fluvioglaciaires de Thonon datent de cette époque.

2) *Bölling*. La température est assez élevée pour que le glacier du Rhône se retire en 1000 ans jusqu'à l'embouchure actuelle de cette rivière dans la région de Villeneuve.

¹ Communication orale.

3) La courte période du *Dryas moyen* est une période froide durant laquelle le glacier du Rhône est en stagnation et dépose les fameuses moraines qui forment les collines entre Noville et Chessel, étudiées par de nombreux géologues vaudois dont E. GAGNEBIN (1937), A. BERSIER (1953), M. BURRI (1962) et P. FREYMOND (1971). Le stade de Buhl ou de Steinach est contemporain de cette époque et l'on retrouve en Suisse de nombreuses moraines formées par la stagnation générale des glaciers, preuve d'un climat froid et humide, sans que l'on puisse donner des valeurs climatiques précises (température comparable à celle du *Dryas récent*, mais ce n'est pas certain).

L'absence de données climatiques précises ne nous permet pas d'estimer les valeurs du *facteur climatique de déglaciation* pour ces trois périodes.

4) L'*Alleröd* est la première grande période chaude et sèche dont on a quelques données climatiques, qui se contredisent toutefois quant aux valeurs absolues.

D'une façon générale, la chaleur a dû être relativement grande pour fondre sur 120 à 130 km la langue glaciaire rhodanienne de Villeneuve à Fiesch et ceci, en 1000 ans. Nous avons déjà dit que cette débâcle est concevable puisque nous atteignons à cette époque une fusion trois à quatre fois plus rapide que celle des glaciers actuels: Findelen et Gorner. Les glaciers des vallées latérales en fusion simultanée devaient donner aux rivières des débits très élevés et les inondations devaient être très nombreuses. Les terrasses de 30 m de cette époque sont-elles dues à cette longue débâcle? La question reste posée.

FURER (1971) date au Parc National des végétaux de cette époque qui ont été recouverts par des niveaux de solifluction postérieure à la croissance de ces végétaux, preuve d'un retrait général des glaciers en altitude et d'une période relativement chaude.

Il ne semble pas toutefois, ce que confirme le thermogramme de DANSGAARD, que la température a atteint la moyenne actuelle. C'est pour cette raison que notre quotient température reste en dessous de la moyenne de deux unités, ce qui correspond à 1° au-dessous de la « norme », pour le *facteur climatique de déglaciation*.

5) La « récurrence glaciaire » admise par tous les auteurs, se situe dans le *Dryas récent*. On a déjà dit que toutes les observations permettent d'affirmer que la température est alors de 5° inférieure à la « norme » et il est possible que les précipitations sont un peu plus abondantes qu'actuellement. Le glacier du Rhône est redescendu en aval de Fiesch et les glaciers des vallées latérales barrent en maints endroits la vallée du Rhône, formant des lacs dont les terrasses sont encore visibles actuellement, notamment à Finges. Les moraines de ce stade sont très nombreuses (voir carte n° 4) en Valais et dans les vallées des Dranses et de Thonon. Dans les autres régions alpines, on donne les noms de Gschnitz, Egesen et même de Daun (ce qui est une erreur!) à ce dernier stade important de crue glaciaire (*valeur du F.C.D. : -3,5*).

6) Après un très rapide réchauffement qui se situe dans le temps vers le X^e millénaire, nous avons la période du *Daun* proprement dite où les glaciers déposent après une forte décrue et une nouvelle crue moins ample que la précédente, les moraines que M. BURRI (1974) appelle les *moraines intermédiaires*.

Les précipitations étant normales, les crues glaciaires sont causées par une longue période de près de 500 ans où la température est de 2° inférieure à la « norme ». Cela n'est cependant pas assez pour donner aux glaciers de la vallée du Rhône une alimentation suffisante afin que leurs langues descendent jusqu'en plaine.

Il semble que c'est la dernière période où *le facteur climatique est au-dessous de la valeur - 2*. En effet, depuis le Préboréal, l'ensemble des conditions climatiques n'est apparemment plus favorable à de grandes crues glaciaires en Valais, comparables à celles des périodes antérieures. En tenant compte de ce qu'ont observé les auteurs jusqu'à ce jour, il ne semble pas exister des résidus morainiques à des altitudes inférieures à celles où se trouvent les moraines du *Daun*.

7) Le *Boréal* est caractérisé en Valais, comme sur l'ensemble de l'Europe, par une période essentiellement sèche et sporadiquement chaude. Seuls PATZELT (1972) et A. BEZINGE admettent une crue des glaciers au début de cette période. Ce dernier justifie sa proposition par le fait que trois troncs ont été fauchés par la crue de glaciers après une longue période de végétation à Tsidjiore-Nouve, dans le Tyrol et au Gorner, c'est-à-dire dans trois régions alpines très différentes et à des altitudes relativement basses (1770-2000 m). Ces troncs ont été datés par la méthode du C₁₄. Nous devons donc admettre que ces crues ont eu lieu en Valais, qu'elles sont de courte durée et dues à un abaissement de température pendant un ou deux siècles seulement. Le *Boréal* se termine d'ailleurs par une période chaude et sèche de l'« altere Wärmezeit » qui donne les tufs de Buntès Moor. *Durant toute cette période le facteur climatique de déglaciation est supérieur à 0*.

8) Au début de l'*Atlantique* alors que le climat est pluvieux et humide sur l'ensemble de l'Europe, la courbe de DANSGAARD (1966) et le fauchage des troncs dans le Tirol de l'Est et au glacier de Z'mut nous oblige à considérer qu'un abaissement de température de 0,5° C amène dans les Alpes une nouvelle crue glaciaire plus longue que la précédente. *Le F.C.D. descend à - 1*.

C'est vers 7000 ans BP que se situe, d'après de nombreux auteurs, le maximum des températures des temps post-glaciaires. Nous l'avons estimée légèrement supérieure à +1° au-dessus de la normale, éventuellement +2° mais c'est un maximum qui n'a été atteint ni en Norvège, ni en Chine, ni au Groenland.

Les contradictions sont nombreuses parmi les auteurs glaciologues suisses et autrichiens au sujet du comportement des glaciers durant cette période. ZOLLER, SCHINDLER et ROETHLISBERGER (1966) proposent le stade « Misoxer » de crue, alors que les autrichiens dont MAYR et HEUBERGER (1966), grâce aux tourbes de Fernau, en déduisent que le début de l'*Atlantique* correspond à une période de décrue.

Les palynologues parlent d'un climat chaud et humide... FURRER (1971) et BEZINGE (1973) sont d'accord avec eux ! Nous pensons personnellement que si les températures sont relativement hautes, par contre l'humidité est forte et les précipitations sont abondantes. *Nous proposons donc comme valeur du facteur climatique de déglaciation : +1* (Q temp. +3, Q précip. +1).

La température baisse vers 6500 ans BP sans être très au-dessous de la moyenne et c'est par un climat toujours humide et légèrement plus froid durant près de 5 siècles qu'a lieu la phase de Larstig, décrite par HEUBERGER (1966), MAYR (1966) et que PATZELT (1972) appelle phase de Frosnitz. Il est possible qu'en Valais les moraines frontales de ce stade aient été bousculées par le stade important du Subatlantique car elles n'ont jamais été identifiées jusqu'à ce jour. Ou se confondent-elles avec les moraines du « petit âge glaciaire » de 1550 à 1850 ? (F.C.D. = -1).

L'*Atlantique* se termine par la période chaude la plus longue puisque près d'un millénaire. Les renseignements concernant l'humidité sont contradictoires. FURRER (1971) considère comme LLIBOUTRY que cette période est sèche, alors que les palynologues la considèrent comme humide. Les terres rouges du Bassin lémanique datent de l'Atlantique. A la fin du Néolithique, un refroidissement de 2,5° C, en plusieurs phases donne quelques petites invasions glaciaires que les auteurs appellent Rotmoos, Piora et que A. BEZINGE localise au nord des Alpes. *Le facteur climatique reste proche de 0.*

9) Au *Subboréal*, une nouvelle période chaude et sèche permet aux tourbières de se développer jusqu'à 2500 m dans les Alpes. Le niveau du lac Léman est le plus bas et permet aux lacustres de construire leurs palaffites sur leurs terrasses de 366 m. Nous ne pensons pas que seule la forte évaporation est la cause de l'abaissement du niveau du lac. Le manque d'apport d'eau par les rivières n'est probablement pas étranger à ce phénomène (F.C.D. = +1,5).

Un abaissement de température très rapide et d'une durée de un ou deux siècles, se manifestant plus rapidement au Groenland que dans les Alpes, donne dans cette dernière région une nouvelle crue des glaciers observée en Autriche et en Valais durant cette période du Subboréal qui reste, dans son ensemble, chaude et sèche pendant 1500 ans.

10) Le *Subatlantique inférieur* est caractérisé par la dernière crue glaciaire importante avant l'ère chrétienne et une des plus longue en durée : six siècles ! Comparable à celles du Dryas récent, du Daun et de Larstig, elle laisse des moraines identifiables dans la région du Mont-Blanc, à Göschenen et dans le Tyrol. F. MAYR appelle cette période *Simming*.

Personnellement, nous supposons que cette phase de crue était très importante du fait que la température était basse (-1° C en dessous de la moyenne actuelle), les précipitations abondantes (tous les auteurs considèrent cette période comme humide et pluvieuse) et sa durée très longue.

Les moraines frontales de ce stade ont été probablement érodées par les crues torrentielles des périodes chaudes romaines et des XI^e et XV^e siècles; il reste cependant des moraines latérales de ce stade accolées aux moraines du *Daun* et du *Dryas* à maints endroits: Findelen, Tortin, etc. Une étude géomorphologique détaillée mériterait d'être poursuivie pour éclaircir ce problème, ce que sauf erreur, de jeunes géographes de Zürich sont actuellement en train de faire dans la région de Findelen.

Il serait étonnant, en effet, qu'une si longue période où le *facteur climatique aurait gardé la valeur de -1,5* n'ait pas laissé des traces de moraines entre celles du *Daun* et celles de la dernière phase historique.

L'époque romaine du milieu du Subatlantique inférieur jouit d'un climat chaud et sec, fait que les historiens viennent d'ailleurs confirmer (*F.C.D.* = +1,5).

Par contre, la fin du Subatlantique est à nouveau plus froide et humide, ce qui se traduit par la crue post-romaine observée dans tout le Massif alpin. L'abaissement de température est signalé sur l'ensemble de l'hémisphère nord, notamment au Groenland, au Canada, en Norvège et en Chine (*F.C.D.* = -1).

11) Une nouvelle phase de retrait des glaciers marque le début du dernier millénaire. C'est davantage la sécheresse de quelques siècles qui en est la cause que la température. Les renseignements à ce sujet sont d'ailleurs contradictoires, ce qui est assez curieux, puisque les chroniques historiques sont nombreuses. Toutefois apparaît déjà, par ces chroniques, les discordances de détail entre les régions et dans la chronologie des événements. Nous nous sommes référés, pour la fin de notre travail, au récent ouvrage d'E. LE ROY LADURIE (1967): « Histoire du climat depuis l'an mil » dans lequel l'auteur reconstitue les différents épisodes de l'histoire du climat au cours du dernier millénaire à partir d'une multitude de renseignements (fluctuations des glaciers européens, dates de vendanges, de stades phénoménologiques, résultats de la Conférence d'Aspen, etc.).

Si MANLEY (1953) et LAMB (1969) parlent d'un « petit optimum chaud », LE ROY LADURIE (1967) rappelle que si les Vikings ont profité de ce « réchauffement » pour coloniser les marges les plus septentrionales de leur expansion: Island et Groenland, la température ne s'est pas élevée au-delà de 1° par rapport à la moyenne actuelle car les pollens des associations floristiques qui caractérisent un optimum ne sont pas apparus autour de l'an mil. Le noisetier, un exemple entre dix, n'a pas reconquis au XI^e siècle ses positions « optimales » vers le nord de la Scandinavie.

En Valais, on sait que des mélèzes poussaient en des lieux où la forêt, de nos jours ne s'est pas implantée à nouveau. Ces arbres ont été fauchés par la crue de l'an 1200. Il est très possible que les cols d'Hérens et du Théodule aient été dégagés de glace. D'après l'abbé GASPOZ (1950) les bagarres étaient fréquentes entre gens d'Evolène et de Bionnaz (Valpelline), au sujet des alpages communs accessibles par le col d'Hérens; les gens d'Arolla et d'Evolène allaient vendre leur bétail à la foire d'Aoste en passant par le col du Collon!... C'est en souvenir de ces échanges plus

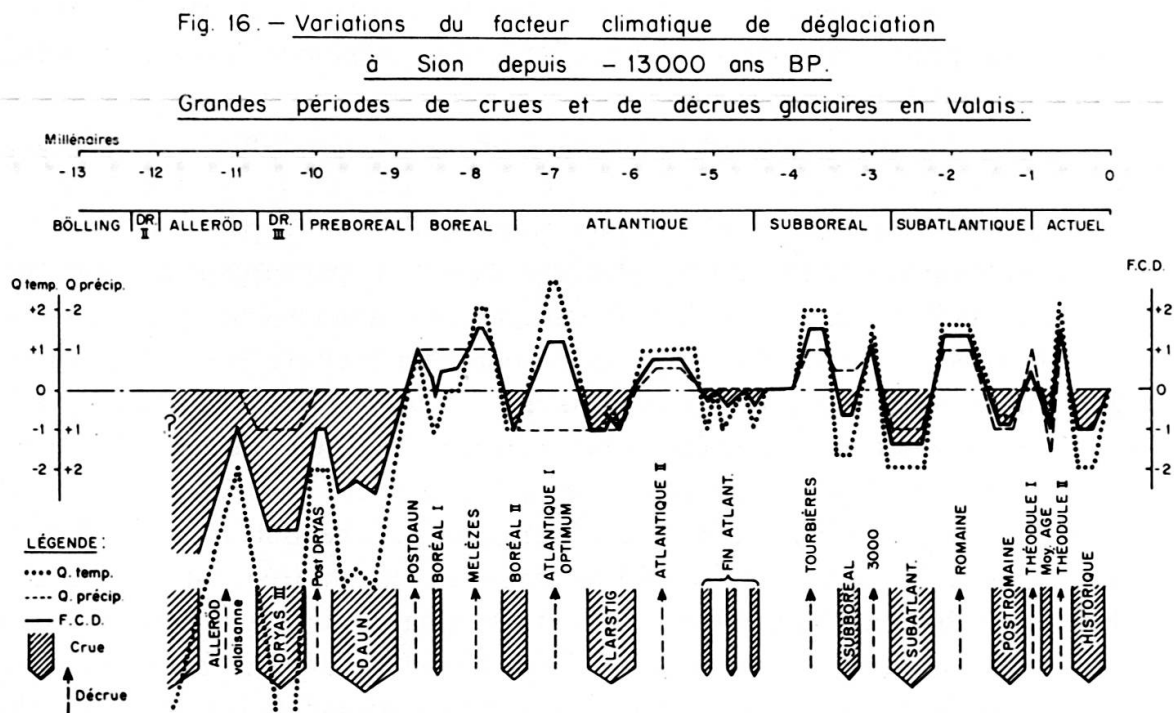
ou moins favorables, suivant les époques, que les gens d'Aoste ont donné le nom de « Place d'Hérens » à l'une des places de leur ville.

Dans un travail de diplôme, F. RÖTHLISBERG (1973) décrit toute l'histoire et les légendes se rapportant à la région de Zermatt, Ferpècle et Arolla; travail dans lequel de nombreux renseignements d'ordre climatique sont donnés. L'auteur indique que lors de la période chaude romaine et des deux autres qui ont suivi, les liaisons entre vallées étaient courantes par des cols actuellement recouverts de glace. Des voies romaines existent encore par où ont eu lieu de nombreuses invasions au cours de l'histoire. Romains et Sarrasins semblent avoir suivi ces voies et ont établi des gîtes d'étapes, détruits actuellement par les glaciers et les avalanches.

12) La crue de l'an 1200 qui dure à peine plus d'un siècle est observée, malgré sa faible durée, sur l'ensemble de l'hémisphère Nord. Toutefois, la température ne descend pas au-delà de $0,5^{\circ}\text{C}$ par rapport à la « norme », mais les précipitations sont plus abondantes que lors de la dernière crue historique ($F.C.D. = -1$).

13) La dernière période chaude, avant celle que nous vivons, présente les caractères climatiques les plus marqués des trois dernières grandes décrues glaciaires. Les auteurs sont d'ailleurs d'accord sur ce point et si des températures élevées s'observent au Groenland et en Norvège, il ne semble pas que la Chine jouissait d'un climat favorable (?).

Sur la figure 16, nous désignons par « Théodule I » la précédente période chaude décrite sous chiffre 11) et la dernière décrite au paragraphe 13) « Théodule II », car durant ces périodes, le col du Théodule, ainsi que d'autres cols alpestres étaient dégagés de leurs glaciers.



A nouveau *le facteur climatique aurait la valeur de +1,5*, ce qui expliquerait cette dernière grande déglaciation.

14) Le « petit âge glaciaire », la « Crue historique » ou le « Stade de Fernau » suivant les auteurs des pays alpins, nordiques et canadiens débute en 1550 et se termine entre 1850 et 1890 suivant les régions. Il y a, dans cette grande période de trois siècles, diverses phases de poussées glaciaires séparées par trois à cinq temps de reculs, suivant les glaciers et les régions. Le climat varie également et c'est surtout la température qui est la cause de ces oscillations. Les précipitations restent durant ces trois siècles comparables aux quantités de pluie que l'on mesure actuellement annuellement dans nos pluviomètres.

Les catastrophes dues aux crues glaciaires sont nombreuses dans les Alpes où certains hameaux doivent être évacués du fait qu'une langue glaciaire croît rapidement. Les décrochements de glaciers se produisent aux endroits dont les noms sont désormais classiques: Allalin, Randa, Giétroz, etc.

Dans notre étude paléoclimatique du bassin lémanique et du Valais, nous pensons qu'il n'est pas nécessaire de décrire en détail les variations climatiques de cette phase « historique », ce qu'a fait de façon très complète LE ROY LADURIE (1967) et qu'ont traitées avec précisions les auteurs des rapports de la Commission des glaciers de la SHSN comme P.-L. MERCANTON, A. RENAUD et P. KASSER.

Nous terminerons donc en indiquant à nouveau que le réchauffement séculaire qui s'est traduit par une décrue générale des glaciers depuis 1850 semble avoir atteint son paroxysme dans les années de 1930 à 1960. Que sera l'avenir ? Nous essayerons de répondre à cette délicate question en nous référant à un diagramme donné par C. LORIUS (1973) à la fin de son étude *Les calottes glaciaires, témoins de l'environnement* et dans lequel figure une courbe résultant de savants calculs de mathématiciens. Cette courbe fait ressortir très nettement que nous allons vers une période relativement froide d'ici l'an 2000, puis un nouveau réchauffement au début du *xxi^e* siècle, alors que le milieu de ce siècle verra un nouveau « petit âge glaciaire ».

CHAPITRE V

CAUSES DES VARIATIONS DE CLIMAT ET CONCLUSION

Comme nous l'écrivons ci-dessus, les mathématiciens prévoient les oscillations climatiques futures en se basant sur les cycles plus ou moins apparents des variations des 780 dernières années. P. BOUVIER et J. RUCHE (1960) donnent comme conclusion à leur étude *Deux siècles de météorologie à l'Observatoire de Genève* : « Nos investigations ont permis de mettre en évidence l'influence, sur le climat local, de la plupart

des cycles connus: le cycle de 32-36 ans (Bruckner) dont le cycle de 16 ans (Wagner) est peut-être le premier harmonique qui apparaît mieux sur les températures que sur la pluie; par contre, l'harmonique suivant (8 ans, Polli) se dégage bien, ainsi que celui de 4 ans; enfin le cycle solaire de 11 ans en moyenne et son premier harmonique (5,5 ans) ressortent nettement des résultats obtenus.»

D'après P. PEGUY (1970), KIVELIOVITCH (1958) et VIALAR (1958), il faut être prudent quant à l'interprétation du caractère cyclique que peut présenter une courbe de moyennes mobiles. Nous n'avons pas la prétention d'intervenir dans ce débat, mais nous devons constater que si à l'échelle séculaire, certains cycles sont apparents, il n'en n'est plus de même à l'échelle de plusieurs millénaires, comme le prouve la figure 16. En effet, il ressort de l'allure des oscillations que périodes chaudes et froides se succèdent avec des durées qui varient entre 200 et 800 ans et sans que leur périodicité ne soit constante (elles se situent entre 300 ans et 1500 ans).

Toujours d'après P. PEGUY, les hypothèses émises au sujet des causes de variations du climat peuvent se ramener à trois groupes:

1) *Les variations d'activité du soleil*, ou tout au moins les variations de la radiation solaire atteignant les couches inférieures de l'atmosphère. FLINT (1971) suppose que c'est le soleil lui-même qui n'irradie pas son énergie de façon constante, alors que pour l'Italien DE MARCHI (1911), l'énergie serait affaiblie lorsque le soleil vient à traverser des nébuleuses. Ces théories entraînent l'hypothèse de variations climatiques de même signe sur l'ensemble de la planète, ce que les observations les plus récentes ne paraissent pas confirmer.

2) *La terre elle-même* par son comportement géophysique crée les causes de variations climatiques. Migration des pôles et dérive des continents sont deux grandes théories géophysiques qui permettent d'expliquer les modifications de climat au cours de l'histoire géologique de la terre. On peut douter cependant que ces théories puissent s'appliquer aux variations de température des dix derniers millénaires!

Par ses éruptions volcaniques, la terre émet des poussières qui ont maintes fois arrêté une partie du rayonnement solaire, ce qu'a déjà observé Franklin au XVIII^e siècle. Toutefois, il ne semble pas qu'il y ait concordance absolue entre les activités volcaniques et les périodes froides et humides.

La surrection des chaînes de montagne a pu causer lors de l'ère tertiaire (60 millions d'années) des perturbations dans la répartition des précipitations dans les Alpes, mais depuis 10 000 ans le relief des massifs montagneux ne s'est pas modifié au point de créer des variations climatiques.

La variation de la teneur de l'atmosphère en CO₂ joue un grand rôle dans la détermination des caractères thermiques de la basse atmosphère. Cette variation peut provenir de certaines manifestations volcaniques, ou de modifications naturelles ou artificielles (le fait de l'homme) dans le tapis végétal de la planète.

De ces deux groupes d'hypothèses, nous soulignons que ce sont celle de DE MARCHI et celle relative à la variation de la teneur de CO_2 qui nous semblent personnellement les plus séduisantes. Mais c'est bien sûr, dans le troisième groupe d'hypothèses proposé par P. PEGUY que nous trouvons les explications les plus judicieuses.

3) *Hypothèses touchant aux variations possibles de la circulation atmosphérique générale.* Ce troisième groupe place le moteur des variations climatiques, et cela à toutes les échelles du temps, dans un ajustement durable dans la circulation atmosphérique à certains modèles.

WILLET (1950), PETTERSEN (1949) et PEDELABORDE (1970) insistent sur les possibilités d'alternance de périodes de *circulation zonale rapide* et de périodes de *circulation zonale lente*.

En période de *circulation rapide* le « *jet-stream* » (Vent très violent, proche de la tropopause, d'orientation générale Ouest-Est et dominant la zone des dépressions tempérées de nos latitudes) *circule à des latitudes relativement basses*. Il en résulte une tendance à l'abaissement en latitude de toutes les grandes zones climatiques. Les périodes glaciaires de nos latitudes coïncident avec les « pluviales » en Afrique du Nord, la sécheresse saharienne glisse vers le sud et atteint les latitudes du Soudan et de l'Éthiopie.

Nous serions actuellement dans une période de renforcement graduel du *jet-stream* qui se traduirait, comme nous l'avons déjà dit, par un refroidissement sensible du climat pour deux décennies.

En période de *circulation lente*, le *jet-stream* remonte en latitude tout en perdant de sa force et de sa rigueur dans son tracé. Les zones de climat remontent en latitude. Les Alpes subissent un réchauffement, il y a assèchement en Afrique du Nord et le Soudan bénéficie de l'extension de la zone tropicale humide.

Enfin, si la circulation se ralentit encore, le *jet-stream* se disloque et disparaît pour laisser la place momentanément à une circulation méridienne. Les successions d'étés chauds et secs dans nos régions s'expliquent par ce genre de situation (Série chaude 1930-1960).

Deux chercheurs soviétiques ont proposé des variantes à ce schéma. Pour DZERDZEEVSKII (1961), les situations météorologiques des hautes latitudes de l'hémisphère nord se ramènent à quatre types, suivant la position et la forme des anticyclones arctiques ou l'absence d'anticyclone, ce qui se traduit pour nos latitudes par des variantes de circulation zonale ou méridienne comparables à celles décrites ci-dessus.

Pour BAJDAL (1964), le pôle de circulation se déplace le long du 70^e parallèle, faisant normalement un tour complet en deux ans. Les anomalies du climat seraient liées à un blocage anormal de ce déplacement. Un pôle de circulation bloqué vers les côtes arctiques de l'Alaska ne donnerait à nos latitudes que des perturbations

peu actives, vu la distance entre nos régions et l'Alaska, donc *série chaude*, alors qu'un pôle de circulation bloqué sur la mer de Barentz se traduirait dans nos régions par des perturbations plus actives, ou *série froide*.

PEGUY (1970) conclut en disant « qu'il resterait à proposer une hypothèse cohérente permettant d'expliquer ces variations de style intervenant dans les grandes lignes de la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire. Les physiciens invoquent en général des variations dans le rayonnement solaire de très courtes longueurs d'ondes, c'est-à-dire dans la partie d'intensité variable du spectre. En dernière analyse, ces hypothèses récentes présentent donc une certaine analogie avec celles qui plaçaient déjà au siècle dernier dans le soleil les causes lointaines des changements de climat, mais par des processus de détail plus complexes et tout compte fait plus séduisants pour le géographe ». Ce sera aussi notre conclusion.

REMERCIEMENTS

Je remercie le chef du Département de l'instruction publique, M. A. CHAVANNE, le directeur de l'Enseignement secondaire, M. P. DUBOIS et le directeur du Collège Rousseau, M. G. PERRET, de m'avoir donné l'occasion durant cette année de congé d'étude, d'avoir pu aborder cet ensemble de problèmes liés à la paléoclimatologie du Bassin lémanique et au comportement des glaciers du Valais.

Deux crédits de recherche ont été accordés pour cette étude: l'une par l'Institut des sciences de la Terre, grâce au professeur honoraire Augustin LOMBARD et l'autre par la Société académique de Genève grâce à son président M. Philibert LACROIX.

J'ai bénéficié, au cours de ce travail, de la collaboration de tant de personnes dévouées, en plus de celles déjà citées, qu'il me serait difficile de leur dire ici, à chacune en particulier, ma reconnaissance.

Celle que je dois aux professeurs H. BADOUX, M. BURRI de Lausanne, P. BRÖNNIMANN de Genève, M. ROTEN de Sion, G. GENSLER, B. PRIMAULT de Zürich ainsi qu'à M. A. Bezingue, ingénieur à Sion est très grande. Leurs judicieux conseils m'ont été très précieux.

C'est grâce à M. P. KASSER et à la Commission des glaciers de la Société helvétique des sciences naturelles que j'ai pu disposer d'un très grand nombre de rapports dans lesquels j'ai puisé toutes les données au sujet du comportement des glaciers ces soixante dernières années.

Pour terminer, c'est à la Fondation Joachim de Giacomi de la Société helvétique des sciences naturelles et à son président, le professeur E. Giovannini qui m'a aidé à publier ce travail que vont mes sentiments de profonde gratitude.

PRINCIPAUX ANNUAIRES, BULLETINS, PÉRIODIQUES, ETC.
CONSULTÉS OU CITÉS (AVEC ABRÉVIATION)

<i>Actes des Congrès internationaux du Quaternaire</i>	INQUA
<i>Actes (ou Mémoires) de la Soc. helv. Sc. nat.</i>	ACTES SHSN
<i>Annales de l'Institut suisse de météorologie, Zürich</i>	AISM
<i>Annals of the New York Academy of Sciences</i>	ANYAS
<i>Annuaire hydrographique de la Suisse</i>	AHS
<i>Archiv für Meteorol., Geoph. und Bioklimatologie Séries A & B, Wien</i>	AMGB
<i>Archives des Sciences, Genève</i>	ASG
<i>Bulletin des Laboratoires de géol. minér. et géoph. Lausanne</i>	BLGM
<i>Bulletin (ou Mémoires) de la Soc. vaudoise Sc. nat.</i>	BSVSN
<i>Bulletin de la Murithienne, Soc. valaisanne Sc. nat.</i>	BMV
<i>Communications de l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches</i>	SLSA
<i>Eclogae geologicae helveticae</i>	EGH
<i>Geographica helvetica</i>	GH
<i>Internationale Tagung für alpine Meteorologie</i>	ITAM
<i>Journal of Geology</i>	J. Geol.
<i>Journal of Glaciology</i>	J. Glac.
<i>Klimatologie der Schweiz (Inst. suisse de mét.)</i>	KISM
<i>La Météorologie (Soc. météo. de France)</i>	Mét.
<i>Organisation mondiale de la Météorologie. Bulletins et publications, Symposiums</i>	OMM
<i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i>	QJRMS
<i>Rapport annuel de la Commission des glaciers. « Les variations des glaciers suisses »</i>	RACG SHSN
<i>Société hydrotechnique de France</i>	SHF
<i>UNESCO. Bulletins et publications, symposiums</i>	UNESCO
<i>Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins</i>	ZDOA
<i>Zeitschrift für Geomorphologie</i>	ZFGM
<i>Zeitschrift für Gletscherkunde</i>	ZFGL

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD, R. A. (1970). Dépôts glaciaires et terrasses du Bassin de Genève. Thèse Genève, *Sc. géol. et min.*
- AGASSIZ, L. (1840). Etudes sur les glaciers. Jent et Gassmann, Neuchâtel.
- AHLMANN, H. W. (1949). The present climatic fluctuation. *Geographical Journal*, April 1949.
- ALEXANDER, T. (1974). Ominous changes in the world's weather. *Fortune*, Febr. 1974, 90-95.
- AMBACH, W. und H. EISNER (1966). Klimatologische Interpretation eines Firnpollenprofiles. *ITAM*, 66, 25-31.
- ANGOT (1883). Etude sur les vendanges en France. *Annales du Bur. central météorol. de France*, 1883.
- BAJDAL, M.-X. (1964) Svjazi processov atmosfernoj cirkuljacii... *Rez. Issl. MGG IX.*, 13, 85-89.
- BAKALOWICZ, M., Ph. OLIVE et E. SIWERTZ (1970). Sur la position respective des niveaux d'Armoy et du conglomérat des Dranses. *C. R. Acad. Sci.*, t. 271, 892-895.
- BECKER, J. (1952). Etude palynologique des tourbes flamandaises des Alpes françaises. *Mém. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine*, t. 11, 61 p.

- BERSIER, A. (1953). Les collines de Noville-Chessel, crêtes de poussée glaciaire. *BLGM et BSVSN*, 65, n° 285.
- BEZINGE, A. (1971). Déglaciation dans les vals de Zermatt et d'Hérens de 1930 à 1970. *SHF Section glaciologie*, Grenoble, 1971.
- (1974). Vieux troncs morainiques et climat postglaciaire sur les Alpes. *SHF Section glaciologie*, Paris, 1974.
- et G. BONVIN (1973). Images du climat sur les Alpes. *SHF Section glaciologie*, Grenoble, 1973.
- BIDER, M. und C. THAMS (1951). Das Niederschlagsregime nord- und südwärts d. Alpen. *AMGB*, serie B, 9.
- BIELER, P. (1954). Quelques constatations sur des différences de climat observées durant l'année 1953 entre Cointrin, Begnins (Vd) et Saxon (VS). *Actes SHSN*, 1954, 114-115.
- et A. SAVARY (1957). La météorologie au service de l'agriculture. *Revue technique suisse*, 1957, n°s 46-48 et 52.
- BIELER, T. (1901). Etude préliminaire sur le modelé glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise. *BSVSN*, 37, 139, 213-220.
- BÖGLI, A. (1970). Kalkabtrag in den nördlichen Kalkalpen. *Actes du IV^e Congrès de spéléologie de Neuchâtel*, 1970.
- BONIFAY, M. F. (1969). Relations entre les paléoclimats et les migrations des grands mammifères quaternaires en Europe méridionale. *Quaternaria*, Roma, vol. II, 155-160.
- BOUET, M. ¹ (1948). L'insolation en Valais. *BMV*, 65.
- (1950). La pluie en Valais. *BMV*, 67.
- (1951). Le foehn en Valais. *BMV*, 68.
- (1951). La dissymétrie des régimes pluviaux au nord et au sud des Alpes suisses. *Geofisica pura e appl.*, 19, Milan.
- (1957). Contribution à l'étude de la température en Valais. *BMV*, 74.
- (1961). Le vent en Valais. *BSVSN* (Mém. 12).
- (1965). La pénétration de l'air froid dans une vallée alpine. *AMGB*, Série A, 15.
- (1972). Climat et Météorologie de la Suisse romande. Payot, Lausanne.
- BOURDIER, F. (1961-1962). Le Bassin du Rhône au Quaternaire. *C.N.R.S.*, T. 1, 364 p.; t. 2, 295 p.
- BOUVIER, P. (1960). Périodicités dans la série des températures moyennes de 1826 à 1959. *Publ. Observatoire Genève*, fasc. 34.
- (1960). Strato-analyse des températures annuelles. *Publ. Observatoire Genève*, fasc. 35.
- et J. RUCHE (1960). Deux siècles de météorologie à l'Observatoire de Genève. *Ibid.*, fasc. 37.
- BROOKS, Cep. (1947). Unsolved problems of climatic change. *Météorol. Magazine*, T. 76.
- BRUN, A. (1966). Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Dranse (Haute-Savoie). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. VIII/5, 399-404, Paris.
- BUHRER, C. (1904). Les variations de climat dans les Alpes, spécialement dans le Valais. *BMV*, 33, 168-203.
- BURRI, M. (1955). La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. *BLGM*, 114.
- (1962). Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre Saint-Maurice et le Léman. *BLGM*, 132.
- (1963). Le Quaternaire des Drances. *BLGM*, 142.
- (1974). Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *EGH*, 67, 135-154.
- CERESOLE, A. (1891). Zermatt et ses environs. Description, histoire et légendes. Zürich.
- CHAIX, L. (1970). Essai de corrélation entre palynologie et malacologie dans les sédiments post-glaciaires du sud du Bassin lémanique. *C.R. Soc. Phys. Hist. nat.*, Genève 5, 74-87.
- Changes of Climate: Proceedings of the Rome symposium UNESCO*, Paris, 1963.
- CHEBOTAREVA, N. S. (1969). Recession of the last glaciation in North-eastern European USSR. Quaternary geology and climate, *Nat. Acad. of Sci.*, Washington, 79-83.
- COLLET, L.-W. (1925). Les lacs. Doin, Paris.
- COLLOMB, Ed. (1849). Envahissement séculaire des glaciers des Alpes. *Bibliothèque univ. de Genève*, 10.

¹ Choix entre 58 travaux.

- CORBEL, J. (1959). Nouvelles méthodes de mesure de paléotempératures. *Rev. de géogr. de Lyon*.
 — (1962). Neiges et glaciers. Paris.
 — et E. LE ROY LADURIE (1963). Datation au C_{14} d'une moraine du Mont-Blanc. *Rev. de géogr. alpine*, p. 173.
- CORBIN, P. et N. OULIANOFF (1929). Le glacier du Tour, ancien tributaire du glacier du Rhône. *Bull. Soc. géol. France* (4), 29.
- DANSGAARD, W. (1966). One thousand centuries of climatic records from Camp Century on the Groenland ice sheet. *Sciences*, 66, p. 377.
- DOLLFUS, A. et H. (1854). Principaux glaciers de la Suisse. (Planche IX und Erläuterungen.)
 — (1864). Matériaux pour l'étude des glaciers, t. I, Première partie. Paris, 676 p.
- DZERDZEEVSKII, B. L. (1961). The general circulation of the atmosphere. *ANYAS*, 95, 188-200.
- FEDERER, B. and K. PHILBERT (1971). On the temperature profile and the age profile in the central part of cold ice sheets. *J. Glac.*, 10/58, 3-14.
- FIRBAS, F. (1949). Spät- und Nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördl. der Alpen. Iena.
- FLINT, R.-F. (1971). Glacial and quaternary geology. J. Wiley, New York.
- FLOHN, H. (1968). Le temps et le Climat. Hachette, Paris.
- FOREL, F. A. (1887). Les variations périodiques des glaciers des Alpes (Ferpècle). *Jb. SAC*, 1887, s. 240-241.
- FORSTER FLINT, R. (1963). Pleistocene Climates in low latitudes. *Geographical Review*, 123-129.
- FRENZEL, B. (1966). Climatic change in the Atlantic Sub-Boreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence, World climate from 8000 to 0 B.C. *Roy. Meteo. Soc.*, London, 99-123.
- FREYMOND, P. (1971). Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre Saint-Maurice et le Léman, d'après les résultats des sondages d'étude de l'autoroute et de l'aménagement hydroélectrique du Bas-Rhône. *BSVN*, 71, 1-14.
- FRICKER, P. (1960). Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). *E.G.H.*, 54.
- FRITTS, H.-C. (1965). Dendrochronology. VII Congress of the International Association for Quaternary research, Princeton.
 — D. G. SMITH and R.-L. HOMLES (1964). Tree-ring evidence for climatic changes in Western North America from A.D. 1500 to A.D. 1940. *Annual Report of the US weather bureau*, Washington.
- FURRER, G. und F. BACHMANN (1971). Solifluxionsdecken im Schweizerischen National park und ihre Beziehungen zur postglazialen Landschaftsentwicklung. *GH*, 3/26.
 — und P. FITZE (1970). Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen. *Visch. Naturforsch. Ges. Zürich*, 115, 353-368.
- GAGNEBIN, E. (1937). Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *BLGM*, 59, 82 p.
- GASPOZ, A. (1950). Monographie d'Evolène. Sion. 175 p.
 — et J.-E. TAMINI (1935). Essai d'histoire de la vallée d'Hérens. Saint-Maurice. 208 p.
- GREMAUD, J. (1875-1928). Documents relatifs à l'histoire du Valais. Lausanne. 8 vols.
- GUILLIEN, Y. (1962). Néoglaciale et tardiglaciaire. *Ann. de géogr.*, 1-35.
- HAEFELI, R. (1955-1956). Gletscherschwankung und Gletscherbewegung. *Schweizerische Bauzeitung*, 1955: 626-693 et 1956: 667.
 — (1970). Changes in the behaviour of the Unteraargletscher in the last 125 years. *J. Glaciol., Cambridge*, 9, 195-212.
- HANTKE, R. (1963). Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär. *Iber. Mitt. oberrh. geol. Ver. (N.F.)* 45.
 — (1970). Les stades tardiwürmiens sur le versant nord des Alpes suisses. *Revue géogr. alpine*, Grenoble 58, 429-434.
- HEIM, A. (1885). Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 560 p.
- HEUBERGER, H. (1966). Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den zentralalpen zwischen Sellrain- und Detztal. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, Heft 20, Innsbruck, 125 p.
- HOINKES, H. (1955). Ablation and heat balance on Alpine glaciers. *J. Glac.*, 2, 497.
 — (1966). Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen. *ITAM*, 66, 9-24.
 — and R. RUDOLPH (1962). Mass balance studies on the Hintereisferner, Oetztal Alps. *J. Glac.*, 4, 266-278.

- JÄCKLI, H. (1970). La Suisse durant la dernière période glaciaire, carte au 1/550.000. Atlas de la Suisse, Serv. topogr. féd., carte n° 6.
- JARETSKY, W. (1961). Investigations of Milankovitch and the quaternary curve of solar radiation. *ANYAS*, 95.
- JAYET, A.¹ (1944). Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève. *C.R. séances SPHN*, Genève 62/2.
- (1945). L'âge des terres rouges et de la rubéfaction quaternaire dans les régions voisines de Genève. *C.R. séances de la SPHN*, Genève 62/2.
- (1947). Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. *EGH*, 30/2.
- (1950). Genèse de l'appareil morainique observé aux glaciers de Valsorey et du Velan (Valais). *ASG*, 3.
- (1953). Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pleistocènes et actuels. *EGH*, 42/2.
- (1966). Résumé de géologie glaciaire régionale. Chapuis, Genève.
- KASSER, P. (1954). Sur le bilan hydrologique des bassins glaciaires avec application au Grand-Glacier-d'Aletsch. *Int. Assoc. Sci. Hydrology*, 39, 331-350.
- (1959). Der Einfluss von Gletscherrückgagn und Gletschervorstoss. *Wasser- und Energiewirtschaft*, 6.
- (1963). Les variations des glaciers suisses. 84^e à 92^e rapport de la Commission des glaciers de la SHSN avec extraits dans *Les Alpes* du CAS.
- (1965). Quelques réflexions sur les contrôles périodiques des glaciers. *SHF Glaciologie*, Paris.
- und W. MULLER (1960). Über die Gletscheränderungen seit 1900 in den Schweizeralpen. *Wasser- und Energiewirtschaft*, 8-10.
- KINZL, H. (1932). Die grsstöen nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen un in der Mont-Blanc Gruppe. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Leipzig 20, 269-397.
- (1946). Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum (Innsbruck), Bd 26/29.
- (1949). (Klebensberg-Festschrift), 61-82.
- (1969). Tirol in der Gletscher- und Eiszeitforschung. Neue Beiträge zur geschichtlichen Landeskunde Tirols, Firoler Wirtschaftsstudien, Innsbruck 26, 229-241.
- KIVELIOVITCH, M. (1958). Etude statistique des séries chronologiques. Articles publiés dans le *J. Scient. de la Météorologie* entre 1953 et 1958.
- LAMB, H.-H. (1961). Climatic change within historical time. *ANYAS*, 95, 124-161.
- (1963). On the nature of certain climatic epochs which differed from the modern (1900-1939) normal. *UNESCO Rech. zone aride. Bull.*, 20, 125-150.
- — — — — LANG, H. (1971). Über den Einfluss meteorologischer Faktoren auf den Schmelzwasserabfluss. *Annalen der Meteorologie*, 5, 213-214.
- und G. PATZELT (1971). Massenänderung und Volumänderung des Hintereisferners im Zeitraum 1953-1964 sowie mittlere Grösse der vertikalen Komponenten der Gletscherbewegung. *ZFGL*, 7, 39-58.
- LAWRENCE, D.-B. (1950). Glacial fluctuations for six centuries in S. Alaska. *Geogr. Review*, April 50.
- LEMANS, A. (1971). Der Firnzuwachs pro 1969-1970 in einigen schweizerischen Firngebietern. 57 Bericht, Vierteljahresschrift der Naturf. Gesellschaft Zürich, 115, S. 273.
- LE ROY LADURIE, E. (1967). Histoire depuis l'an mil. Flammarion, Paris.
- LLIBOUTRY, L. (1964). Traité de glaciologie, t. 1 et 2. Masson, Paris.
- LORIUS, C. (1973). Les calottes glaciaires, témoins de l'environnement. *La recherche* 34, 457-472.
- LÜTSCHG, O. (1926). Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Zürich.
- MADSEN, V. et V. NORDMANN (1928). Aperçu de la Géologie du Danemark. *Dan. geol. Unders. V Raek.*, 4.
- (1953). Climatic variations. *Quart. J. Roy. Météo. Soc.*, 79, 185-209.
- MAISTRE, A. (1971). Simples notes sur Evolène et son passé. Sierre. 141 p.

¹ Choix entre 50 travaux.

- MANLEY, G. (1952). Variation in the mean temperature of Britain since glacial times. *Geol. Rundschau*, 125-127.
- (1953). II The mean temperature of central England 1698-1952. *QJRM*, 242-262 et 558.
- (1961). Late and postglacial climatic fluctuations and their relationship to those shown by the instrumental record of the past 300 years. *ANYAS*, 61, 162-172.
- (1969). Temperature trends in England 1671-1973. *AMGB*, Vienne 9, 413-433.
- DE MARCHI, L. (1911). La propagation des ondes (climat.) dans les glaciers. *Z. Gletsch.*, 5, 207-211.
- MARIETAN, I. (1927). Les débâcles du glacier de Crête-Sèche. *BMV* 54.
- (1935-1936). Restes de bois mis à découvert par le retrait du glacier d'Unteraar. *BMV*, 53, 45-50.
- (1952). Aux glaciers de Ferpècle et du Mont-Miné. *BMV*, 69, 93-96.
- (1954). La vie et l'œuvre de l'ingénieur Ignace Venetz (1788-1859). *BMV*, 76.
- (1955). Fragments de bois d'Arolle dans les alluvions de Torrembey (Bagnes). *BMV*, 72.
- (1970). La catastrophe de Gietroz en 1818. Note complémentaire du 24.10.1970. Ou: nouveau Longarone dans le val de Bagnes? *BMV*, 87, 12-15, 15, 16-19.
- MARKGRAF, V. (1968). Moorkundliche und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an einem Moorsee an der Waldgrenze im Wallis. *Diss.*, Berne, 63 p.
- MARTIN, J. (1953). Les débâcles au vallon de Ferpècle. *Die Alpen*, 26-29.
- MAYR, F. (1969). Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont-Blanc Gebietes. *Z. Geomorph.*, Suppl. 8.
- (1964). Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. Ausgewählte Beispiele aus den Stubai Alpen in Tirol. *Z. für Geomorph.*, 8, 258-285.
- MERCANTON, P.-L. (1916). Mensurations au glacier du Rhône. *Mém. de la SHSN*, 52.
- (1947-1949 et 1952). Notices détaillées sur les fluctuations contemporaines des glaciers des Alpes. « Les Alpes », *Revue du CAS*, 23, 313-320; 24, 387; 25, 267 et dans *J. Glac.*, 2, 110.
- (1954). Glacierized areas in the Swiss Alps. *J. Glac.*, 15, 315-316.
- (1954). Aires englacées et altitudes des fronts des glaciers des Alpes suisses et leurs variations d'après l'Atlas Siegfried (1877) et la carte nationale (1932). *Int. Ass. Sci. Hydrology*, 39, 491-492.
- (1954). Variation et altitude des fronts glaciaires. *Actes SHSN*, p. 112.
- MESSERLI, B. (1967). Die Eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmerraum. *GH*, 105-228.
- METZGER, K. (1968). Physikalische-chemische Untersuchungen an Fossilien und Relikten Biden im Nord-gebiet des alten Rheingletschers. Heidelberg, Selbstverlag des Geograph. Instituts der Universität.
- MIEGE, J. et P. HAINARD (1967). Un témoin genevois de l'évolution climatique récente. *ASG*, 20, Genève.
- MITCHELL, J. (1961). Recent secular changes of global temperature. *ANYAS*, 95, 235-250.
- (1964). Bibliography on climatic changes in historical times. *Meteorol. and Geostrophysical abstracts*, 64.
- MOUGIN, P. (1910-1934). Etudes glaciologiques, Savoie et Pyrénées. T. 2 à 6. Direction générale des Eaux et Forêts. Ministère de l'Agriculture, Paris.
- MOUSSON, A. (1854). Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich, 1854. (Kp XI: Die Schwankungen des Gletschers).
- OESCHGER, H. et H. RÖTHLISBERGER (1961). Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessung an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. *Zeitschr. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, Bd. IV, Heft 3, 191-205.
- OLIVE, P. (1972). La région du lac Léman depuis 15 000 ans: Données paléoclimatiques et préhistoriques. *Revue Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 14, 253-264.
- OULIANOFF, N. (1937). Sur l'ancien passage du glacier du Tour sous le Catogne (Massif de la Croix de Fer, Valais). *EGH*, 30.
- (1945). Une contribution à l'histoire du glacier du Trient. *BSVSN*, 63.
- PATERSON, W. S. B. (1969). The physics of glaciers. Pergamon, London.

- PATZELT, G. (1972). Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen); mit 6 Pollendiagrammen von S. Bortenschlager. Innsbruck, 61 S.
- PEDELABORDE, P. (1970). Introduction à l'étude scientifique du climat. Sedes, Paris.
- PEGUY, P. (1970). Précis de climatologie. Masson, Paris.
- PENCK, A. und E. BRUCKNER (1909). Die Alpen im Eiszeitalter. T. 1 à 3. Tauschnitz, Leipzig.
- PETTERSEN, G. (1949). Change in the general circulation. *Géografiska Annaler*, 31, 212-221.
- PLANTAMOUR, E. (1863). Du climat de Genève.
- POLGE, H. (1971). Le « message » des arbres. La recherche, 2, 331-338.
- et R. KELLER (1969). La xylochronologie, perfectionnement logique de la dendrochronologie. *Annales des Sciences forestières*, 26.
- PRIMAULT, B. (1964). Etude climatique du Nord vaudois. Office cantonal vaudois de l'urbanisme. Lausanne.
- (1972). Etude mésoclimatique du Canton de Vaud. Office cantonal vaudois de l'urbanisme. Lausanne.
- et J. GATZEFLIS (1966). Du climat valaisan. La recherche agronomique en Suisse, 5, 248-267.
- RICHMOND, G. M. (1969). Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake basin, Yellowstone National Park, USA. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20, 196-203.
- (1970). Comparison of the Quaternary stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. *Quaternary Research*, 1, 3-28.
- RICHTER, E. (1888). Die Gletscher des Ostalpen. Stuttgart.
- Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. *Zeitschrift des deutsch. und öster. Alpenvereins*, 22, 1-74.
- ROTEN, M. et P. PRIMAULT (1964). Recherches microclimatiques sur la vallée du Rhône en Valais. Gessler, Sion.
- RÖTHLISBERGER, F. (1973). Blümlisalpseen und Gletscherpässe im Raume Zermatt-Ferpècle-Arolla. (Ein Beitrag zu Klimaschwankungen im Postglazial mit einem Anhang über Holzfunde aus Gletschern). Travail de licence dirigé par le professeur G. Furrer, Univ. Zürich.
- SAMIVEL (1956). La montagne des mythes et des légendes. *La montagne*. Larousse, p. 34.
- SAUSSURE, H.-B. de (1780-1796). Voyages dans les Alpes. 8 vols. Neuchâtel.
- SAUTER, M.-R. (1950). Préhistoire du Valais. Des origines aux temps mérovingiens. Valesia, Sion, 1-165.
- (1950-1954). Premier supplément à l'inventaire archéologique. Valesia X, Sion 1955, 1-38.
- (1955-1959). Deuxième supplément à l'inventaire archéologique. Valesia XV, Sion 1960, 241-296.
- SAUVAGE, J. (1967). Etude palynologique des sédiments du lac Léman. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 250-253.
- *Revue de géogr. phys. et géol. dyn. Paris*, 10, 197-203.
- (1969). Etude sporopollinique des sédiments récents du Léman. *Doc. Lab. géol. Fac. sci. Lyon*, 31, 11-27.
- SCHINDLER, C. (1972). Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N 2. *EGH*, 65.
- SCHUEPP, M. (1950). Wolken, Wind und Wetter. Büchergilde Gutenberg. Zürich.
- SHAW, J. (1971). Mechanism of Till Deposition related to thermal conditions in a Pleistocene Glacier. *J. Glaciol.*, 10, 363-373.
- STARKEL, L. (1966). Post-glacial climate and the moulding of European relief, World climate from 8000 to 0 B.C. *Roy. Meteor. Soc. London*, 14-33.
- SWIDERSKI, B. (1919). Les stades de retrait des glaciers du Rhône et d'Aletsch. *BSVSN*, 52, 196.
- TCHOU KEH-TCHEN (1973). Les fluctuations du climat en Chine pendant les cinq derniers millénaires. La Chine en construction, sept. 1973.
- UTTINGER, H. (1945). Niederschlagskarte de Schweiz 1901-1940. AISM.
- VENETZ, I. (1833). Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Mem. *SHSN*, 1/2.
- (1861). Mémoire sur l'extension des anciens glaciers, renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables. Nouv. Mém. *SHSN*, 18.
- VIALAR, J. (1958). Calcul des probabilités et statistiques. Met. Nat., Paris 5 vol.

- VILLARET, P. et M. BURRI (1965). Les découvertes palynologiques de Vidy et leur signification pour l'histoire du lac Léman. *BSVSN*, 69, 1-19.
- VIVIAN, R. (1973). Les variations des glaciers des Alpes occidentales. *Inst. géogr. alpine, Grenoble*.
- WILLET, H.-C. (1950). Climatic change temperature trends of the past century. *Centenary proceedings of the Royal Met. Soc.*, 195.
- ZINGG, T. (1951). Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. *Inst. Ass. Sci. Hydrology*, 32, 266-269.
- (1963). Symposium on variations of the regime of existing glaciers. Discussion. *Ibid.*, VIII^e année 2, 84-86.
- ZOLLER, H., C. SCHINDLER und H. RÖTHLISBERGER (1966). Postglaziale Gletscherstände und Vorderrheingebiet. *Ver. Naturf. Ges. Basel*, 77.

CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES

- ARGAND, E. (1934). Carte géologique du Grand-Combin au 1/50.000. *Mat. carte géol. suisse*, carte spéc. 93.
- BADOUX, H. (1960). Feuille Monthey. *Atlas géol. de la Suisse*, au 1/25.000.
- CORBIN, P. et N. OULIANOFF (1927-1969). Carte géologique du Mont-Blanc au 1/20.000.
- FELLENBERG, E., J. BACHMANN, C. MOESCH et H. GERLACH (1865). Carte géologique de la Suisse au 1/100.000, Feuille 18.
- GAGNEBIN, E. (1934). Feuille de Saint-Maurice. *Atlas géol. de la Suisse*, au 1/25.000.
- JEANNET, A. (1911). Carte géologique des Tours-d'Aï au 1/25.000. Carte spéc. 68.
- LUGEON, M. (1937). Feuille Saxon-Morcles. *Atlas géol. de la Suisse*, au 1/25.000.
- (1940). Feuille Diablerets. *Atlas géol. de la Suisse*, au 1/25.000.

