

Zeitschrift:	Mémoires de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles. Géologie et géographie = Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg. Geologie und Geographie
Herausgeber:	Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles
Band:	5 (1909)
Artikel:	Revue de galciologie. Part 3, avril 1903 - 1er janvier 1907
Autor:	Rabot, Charles
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-306916

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: 03.02.2026

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

REVUE DE GLACIOLOGIE

N° 3

(Avril 1903 — 1^{er} Janvier 1907)

PAR

CHARLES RABOT

La présente *Revue de glaciologie* continue la série commencée dans les *Annuaires du Club alpin Français*¹). Elle porte le numéro 3 et embrasse la période s'étendant d'avril 1903, date à laquelle finit la *Revue N° 2*, à janvier 1907, sauf pour les observations concernant les variations de longueur qui s'arrêtent à juillet 1906. Pour la clarté du sujet il nous a paru préférable de ne pas faire chevaucher sur deux revues les observations sur le régime des glaciers se rapportant à une même année, afin de pouvoir en présenter un tableau d'ensemble pour chaque saison. C'est ainsi que ce mémoire ne comprend que le tableau des oscillations glaciaires en 1903, 1904 et 1905.

Un premier devoir s'impose à nous, celui de remercier la Société des Sciences naturelles de Fribourg de l'hospitalité qu'elle veut bien accorder à ce travail. Son bienveillant accueil ajoute un nouveau lien à ceux déjà nombreux qu'ont créés entre l'Institut géographique de l'Université fribourgeoise et nous une profonde estime pour son labeur acharné et une sincère affection pour son chef, le professeur Jean Brunhes.

¹) Commission française des glaciers, *Revue de glaciologie*, in *Ann. du Club alpin Français*, XXVIII, 1901. Paris 1902, et, Commission française des glaciers, *Revue de glaciologie*, N° 2, in *Ann. du Club alpin Français*, XXIX, 1902, Paris, 1903.

Cette revue est divisée en quatre chapitres. Le premier est consacré à la neige et à la nivométrie, le second aux ouvrages généraux de glaciologie et aux phénomènes de la physique et de la dynamique glaciaires ; le troisième, d'un caractère plus particulièrement géographique, relate les principales explorations accomplies dans le domaine glaciaire et les résultats qu'elles ont obtenus. Le dernier chapitre est réservé aux observations concernant les variations glaciaires dans les diverses parties du monde.

CHAPITRE I.

Neige.

Forme des cristaux de neige. Température de la neige. Précipitations neigeuses. Instruments d'observation. Intensité des précipitations neigeuses en fonction de l'altitude. Ablation des neiges hivernales. Avalanches. Limite des neiges et des glaciers.

L'existence des glaciers dépendant de l'abondance des précipitations neigeuses, une revue de glaciologie doit naturellement comprendre les principales études consacrées à la neige et à l'enneigement.

Formes des cristaux de neige. Trois mémoires ont été récemment consacrés à l'étude des formes qu'affectent les cristaux de neige. L'un, dû à M. Wilson A. Bentley relate des observations faites aux Etats-Unis¹⁾, le second, qui a pour auteur M. A. Dobrowolski, concerne les observations accomplies en 1898—1899 pendant l'hivernage de l'expédition de la *Belgica* dans la banquise antarctique²⁾; le troisième embrasse les observations faites par M. J. Westman au Spitsberg, pendant l'hivernage (1899—1900), à la baie Treu-

¹⁾ *Studies among the Snow Crystals during the winter of 1901—1902 with additionnal data collected during previous winters*, in *Annual Summary of the Monthly Weather Review for 1902*, XXX, Washington. Cette étude est accompagnée de 255 très belles reproductions de cristaux de neige.

²⁾ Expédition antarctique belge. *Résultats du voyage du S. Y. Belgica, en 1897, 1898, 1899 sous le commandement de A. de Gerlache de Gomery.* Rapports scientifiques publiés aux frais du gouvernement belge sous la direction de la commission de la *Belgica*, Météorologie. *La neige et le givre* par A. Dobrowolski. Anvers. 1903.

renberg, de la mission suédoise chargée de la mesure d'un arc de méridien sur cette terre¹⁾.

Quelle variété de formes affectent les cristaux de neige, les expériences de M. Wilson A. Bentley le montrent clairement. En dix-sept ans cet observateur a obtenu pas moins de 1000 photographies représentant toutes des figures différentes. D'après ce météorologue, le nombre des formes affectées par les cristaux de neige serait pour ainsi dire infini et il n'est guère permis de penser que l'on arrivera à l'épuiser. En effet, pendant l'hiver 1901-1902, M. Bentley a recueilli 200 types nouveaux, plus que dans toute autre saison précédente. D'ailleurs, l'observation ne peut porter que sur une portion infinitésimale de l'énorme masse de neige qui compose une seule chute.

M. Dobrowolski ne paraît pas partager cette opinion. D'après ce savant, la neige en bâtonnet est relativement peu variable et le nombre des combinaisons que sont susceptibles de prendre les éléments dont l'ensemble constitue la physionomie de chaque cristal de neige lamellaire est limité.

Au milieu de la diversité des formes neigeuses, on en distingue deux primordiales, l'une dite columnaire, en bâtonnet, prismatique ou aciculaire ; l'autre tabulaire, stellaire ou lamellaire.

La forme des cristaux est influencée par l'état atmosphérique au moment de la chute, comme par l'altitude et la température des nuages, ainsi que l'avait déjà mis en évidence Scoresby²⁾. D'après les observations de M. W. A. Bentley, les formes lamellaires les plus parfaites se rencontrent généralement dans les parties ouest et nord des cyclones, tandis qu'elles sont rares dans leurs parties sud et sud-est.

¹⁾ Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de méridien au Spitsberg entreprises en 1899-1902 sous les auspices des gouvernements suédois et russe. — Mission suédoise, T. II, *Physique terrestre. Météorologie naturelle, VIII^e section. Météorologie. — B^{II} Forme et grandeur des cristaux de neige*. Stockholm. 1906.

²⁾ *Account of the Arctic Regions and Whalfishery*. Edimbourg. 1820.

M. A. Bentley et J. Westman ont étudié les relations entre la température et les formes des cristaux de neige. Suivant M. J. Westman, les étoiles, fréquentes au-dessus de -20° , tendent à diminuer en-dessous de cette température, tandis que les tables et les prismes, relativement rares au-dessus de -20° , deviennent plus abondantes en-dessous de cette température. D'après M. A. Bentley le nombre des formes stellaires et en fougères croitrait jusqu'à cette dernière température; il a noté, en effet, que ces types étaient plus nombreux par des froids de -15° à -23° , que par des températures de $-9^{\circ},5$ à -15° ; la proportion allait presque du simple au double. En second lieu, d'après le météorologue américain, les formes «columnaires» étaient beaucoup plus fréquentes au-dessus de -15° que par des températures comprises entre -15° et -23° . Par contre, aux Etats-Unis comme au Spitsberg, la proportion des formes tabulaires paraît augmenter avec l'intensité du froid.

Pour terminer, signalons les observations très nombreuses auxquelles s'est livré M. J. Westman sur les dimensions et le poids des cristaux de neige.

Température de la neige. M. S. A. Hjellström¹⁾, lecteur à l'École supérieure de Sundsvall (Suède), a fait une très curieuse étude sur la température de la neige déposée sur le sol, qui l'ont conduit aux conclusions suivantes :

1° C'est dans la couche superficielle que la nappe de neige atteint ses plus basses températures, en raison du rayonnement et de l'évaporation très intenses auxquels elle se trouve soumise. Lorsque l'insolation devient suffisamment puissante, cette couche peut atteindre une température supérieure à celle de l'air et à celle des couches inférieures.

2° Dans une nappe de neige la température augmente en profondeur d'abord très rapidement, ensuite plus lentement.

¹⁾ S. A. Hjellström, *Observationer på snöns temperatur, M. M. utförda dels i Bjästan vintern 1885-1886 af K. Stéenhoff, dels i Sundsvall vintern 1885-1886 och våren 88 af S. A. Hjellström, in Sundsvalls högre allmänna läroverks årsredogörelse läsåret 1905-1906.* Sundsvall, 1906.

3° Depuis la surface de la neige jusqu'à une hauteur de 2 m. la température de l'air augmente, mais pas aussi rapidement que dans le cas précédent.

4° La couche de neige superficielle éprouve une variation de température journalière qui est la conséquence de la variation de la température de l'air ; elle se propage en profondeur, mais en s'atténuant, pour devenir imperceptible à 1 m. de la surface.

5° En raison de la mauvaise conductibilité de la neige le moment du maximum et du minimum se produit avec un retard d'environ trois heures par 0^m,10 de profondeur.

6° La vitesse de propagation de la chaleur à travers la neige peut donc être évaluée à 0^m,03 par heure.

7° La nébulosité exerce une influence appréciable sur la température de la neige et sur la grandeur de ses variations.

Il peut arriver que la neige commence à fondre alors que la température de l'air demeure en dessous de zéro. Le fait a été observé au Spitsberg par l'expédition suédoise de 1882¹⁾. M. Hjellström attribue ce phénomène à l'insolation. La neige emmagasineraît la quantité de chaleur nécessaire à l'élévation de sa température et à sa fusion en outre de celle qu'elle rayonne et qu'elle perd par évaporation. — A la date où cette fusion a été constatée, du 14 au 21 mai, le soleil se trouvait, à midi, à 30° ou 32° au-dessus de l'horizon ; ses rayons venaient donc frapper le sol sous un angle très aigu, mais, comme les surfaces des cristaux de neige se trouvent orientées suivant les axes les plus différents, il doit arriver que, dans un grand nombre de cas, elles reçoivent normalement les rayons solaires, et par cette insolation sont ainsi amenées au point de fusion.

Ce phénomène n'a pas été observé par M. Hjellström

¹⁾ Explorations internationales des régions polaires, 1882-1883. *Observations faites au Cap Thordsen par l'expédition suédoise, publiées par l'Académie royale des Sciences de Suède*. Stockholm, 1891, T. I. 3.

dans la Suède centrale, mais il estime qu'il se produit peut-être sur les hautes montagnes des régions tempérées « au-dessus de la ligne des neiges ». Le problème de la position de cette ligne se trouve donc compliqué de ce fait et il serait désirable que des recherches dans cette direction fussent effectuées dans les Alpes.

Densité de la neige. Le poids spécifique de la neige sèche par une température inférieure à 0° est en rapport avec sa structure et l'état de l'atmosphère au moment de sa chute et celui d'une couche de neige est en relation avec son âge, d'après les expériences faites dans la Norvège méridionale par M. J. Rekstad¹⁾. La neige tombant en menus flocons par temps calme est la plus légère (poids spécifique : 0,058 à 0,073) ; composée de gros flocons tombant toujours par temps calme, elle devient plus lourde (poids spécifique : 0,084 à 0,100). S'il y a du vent, son poids augmente proportionnellement à la force de la brise (poids spécifique ; 0,100 à 0,166). Dans les montagnes où les vents sont plus violents que dans les plaines, sa densité doit être naturellement plus élevée.

A mesure qu'une couche de neige vieillit, elle devient de plus en plus lourde. En trois semaines, du 12 mars au 2 avril, M. J. Rekstad a constaté que le poids spécifique d'une couche de neige s'élevait de 0,215 à 0,343.

Précipitations atmosphériques et chutes de neige dans la haute montagne. L'alimentation des glaciers est un des principaux problèmes de la glaciologie. Il nous paraît donc utile d'indiquer les récentes observations sur l'enneigement dont nous avons eu connaissance et les sources d'information auxquelles pourront se reporter les spécialistes désireux de se documenter.

En France, dans le massif du Mont-Blanc, des observations sur l'enneigement au glacier de Tête-Rousse (altitude

¹⁾ J. Rekstad, *Einige Beobachtungen über die Dichtigkeit des Schnees*, in *Zeit. der Gletscherkunde*, Berlin, I, 2, juillet 1906, p. 151.

moyenne : 3200 m.) sont poursuivies par M. P. Mougin, inspecteur des Forêts et par M. Bernard, inspecteur-adjoint des Forêts. Elles ont donné les résultats suivants pour 1901-1902 et 1902-1903¹⁾ :

Hauteurs de la chute de neige au glacier de Tête-Rousse.

30 sept. 1901-2 oct. 1902	1 ^m ,730 dont 0 ^m ,917 du 30 sept. 1901 au 14 juillet 1902
2 oct. 1902 5 oct. 1903	1 ^m ,940 dont 0 ^m ,882 du 2 oct. 1902 au 30 juin 1903
	et 1 ^m ,058 du 30 juin 1903 au 5 oct. 1903

Hauteurs d'eau correspondantes²⁾.

30 sept. 1901-2 oct. 1902	0 ^m ,655 dont 0 ^m ,495 du 30 sept. 1901 au 14 juillet 1902
2 oct. 1902 5 oct. 1903	0 ^m ,662 dont 0 ^m ,435 du 2 oct. 1902 au 30 juin 1903
	et 0 ^m ,227 du 30 juin 1903 au 5 oct. 1903

Cela est peu en comparaison des 1833^{mm} qui tombent au Sonnblick (3106 m.), moyenne de quatorze années d'observation).

Il est vrai que l'épaisseur de neige relevée par MM. Mougin et Bernard sur le glacier de Tête-Rousse n'est pas la couche effectivement tombée sur le glacier, mais celle qui est définitivement demeurée à sa surface.

Pour déterminer les chutes de neige à Tête-Rousse, MM. Mougin et Bernard emploient les méthodes habituelles d'observation de juillet à octobre, période pendant laquelle est occupé l'observatoire installé par l'administration des Forêts sur le bord de ce glacier; pour le reste de l'année, ils mesurent l'épaisseur de la couche qui recouvre le glacier au moyen de piquets permanents enfouis dans la glace. La

¹⁾ Mougin et Bernard, *Etudes exécutées au glacier de Tête-Rousse. Météorologie*, in *Ann. de l'Observatoire météorologique et glaciaire du Mont-Blanc*, VI. Paris. G. Steinheil, 1906. Cette étude constitue la première partie d'un mémoire que ces savants forestiers ont consacré au glacier de Tête-Rousse et qui a été couronné par la Commission française des glacières.

²⁾ Dans la valeur des précipitations il n'a pas été tenu compte de la tranche de pluie tombée pendant l'été, d'ailleurs extrêmement faible, non plus que de l'évaporation durant l'hiver; l'évaporation dans cette saison est, d'ailleurs, compensée par la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air à la surface de la neige et de la glace.

densité de la nappe est obtenue en faisant la moyenne des densités des diverses strates.

En-dessous de 3000^m, dans les départements de la Savoie, des observations sur l'enneigement sont exécutées également par l'administration des Forêts, sous la direction de M. P. Mougin.

Pendant l'hiver 1904—1905, trente stations ont fonctionné, 9 situées à une altitude inférieure à 500 m., 10 comprises entre 500 et 1000, 7 entre 1000 et 1500, 2 entre 1500 et 2000, 3 entre 2000 et 2680.

Les observations font connaître la hauteur totale de neige tombée en hiver, le nombre des jours de neige et divers autres renseignements météorologiques intéressants, mais elles ne mentionnent ni la durée de la couverture, ni ses variations d'épaisseur.

Les trois stations les plus élevées sont : 1^o la Redoute ruinée (2409^m) au-dessus de Bourg-Saint-Maurice ; 2^o la Turra (2490^m) ; le col de Sollières (2680^m).

A la Redoute ruinée la violence des vents rend l'observation des chutes de neige pour ainsi dire impossible. Ainsi pendant l'hiver 1902-1903 pour cette cause il n'a pu être fait que six mensurations.

Dans les deux autres stations l'on a obtenu les résultats suivants¹⁾ :

Hauteur totale de la neige tombée en hiver :

	1902-1903	1903-1904	1904-1905
La Turra. 2490 ^m	4 ^m ,85	2 ^m ,83	6 ^m ,497
Col de Sollières. 2680 ^m	5 ^m ,62	2 ^m ,73	10 ^m ,666

¹⁾ Deux fascicules sur les observations sur les chutes de neige dans les Savoies ont été publiés par la Commission française des glaciers. (Commission française des glaciers, *Observations sur l'enneigement et les chutes d'avalanches exécutées par l'administration des Forêts dans les départements de la Savoie*. Paris, Club alpin français, 1903 et 1904). Le dernier fascicule se réfère à l'année 1902-1903. Depuis cette publication a été interrompue. Les observations sont toujours poursuivies et il est possible d'obtenir leurs résultats sous forme de cahiers autographiés, en s'adressant à M. P. Mougin, inspecteur des Forêts, chef du Service du Reboisement, à Chambéry.

Equivalence en eau de la hauteur totale de neige tombée.

La Turra	0 ^m ,399	"	"
Col de Sollières	"	"	0 ^m ,256

En 1905-1906 vingt-neuf stations ont fonctionné, mais, il n'a pas été fait d'observations aux trois postes les plus élevés, soit à la Redoute ruinée, à la Turra et au col de Sollières. Les stations les plus hautes situées dans des vallées sont: Val d'Isère (1849^m), Bessans (1742^m), Saint-Jean d'Arves (1496^m), Saint-Martin de Belleville (1493^m), Le Tour (hameau de Chamonix) (1481^m).

L'hiver 1905-1906 a été remarquablement neigeux, comme l'indiquent les deux tableaux suivants :

1^o Hauteur totale de la neige tombée pendant l'hiver 1905-1906 :

Val d'Isère	6 ^m ,92
Bessans	3 ^m ,65
Saint-Jean-d'Arves	4 ^m
St-Martin de Belleville	5 ^m ,63
Le Tour	9 ^m ,

2^o Valeur en eau de la neige tombée en hiver dans quelques stations de vallées :

	1900-1901	1901-1902	1902-1903	1903-1904	1904-1905	1905-1906
Val d'Isère	—	637 ^{mm} ,62	369 ^{mm} ,7	588 ^{mm} ,57	487 ^{mm} ,4	667 ^{mm} ,3
Bessans	140 ^{mm}	378 ^{mm} ,83	74 ^{mm} ,4	101 ^{mm} ,—	162 ^{mm} ,8 ¹⁾	300 ^{mm} ,5
Le Tour	—	—	—	238 ^{mm} ,83	372 ^{mm} ,9	614 ^{mm} ,45
Mégève	—	443 ^{mm} ,7	275 ^{mm} ,85	464 ^{mm} ,20	260 ^{mm} ,5	524 ^{mm} ,35 (1125 ^m)
Modane	100 ^{mm} ,75 (1050 ^m)	117 ^{mm} ,4	123 ^{mm} ,3	168 ^{mm} ,3	86 ^{mm} ,7	183 ^{mm} ,85

Depuis 1901-1902 les précipitations hivernales n'avaient jamais été aussi copieuses dans cette partie des Alpes qu'en 1905-1906.

La Suisse n'a point d'observatoires à de grandes altitudes, c'est-à-dire vers les 3000^m. Cette lacune est d'autant plus frappante dans un pays où tout le monde s'intéresse à la montagne.

¹⁾ Depuis le 1^{er} janvier 1905 seulement.

Les deux stations météorologiques les plus élevées sont le Säntis (2500^m) et l'hospice du Grand-Saint-Bernard (2175^m).

Au Säntis, comme dans treize autres stations de premier ordre, on relève simplement le nombre des jours de neige. Au Saint-Bernard les observations météorologiques sont plus complètes et donnent la hauteur annuelle de la neige tombée, mais sans fournir son équivalence en eau.

Au Säntis et au Grand-Saint-Bernard on a relevé les valeurs suivantes :

Säntis.

Hauteur des précipitations annuelles. Nombre des jours de neige.

1901	2258 ^{mm}	135
1902	2661 ^{mm}	157
1903	2472 ^{mm}	165

Grand-Saint-Bernard.

Hauteur totale de la neige tombée¹⁾.

1901 (année civ.)	1657 ^{mm} ,4	11 ^m ,60
1902	1365 ^{mm} ,6	9 ^m ,96
1903	1573 ^{mm} ,8	8 ^m ,66
1904	1212 ^{mm}	8 ^m ,55
1905	1717 ^{mm} ,8	9 ^m ,49

Dans les Alpes italiennes trois observatoires existent entre 2000 et 2600^m : hospice de Valdobbio, 2548^m ; Stelvio, 2543^m ; Petit-Saint-Bernard, 2160^m. Mais depuis 1900 aucune publication n'a été faite concernant ces observations.

Grâce à l'obligeance de M. l'abbé P. Chanoux, directeur de l'hospice du Petit-Saint-Bernard, nous avons pu combler cette lacune pour ce poste important, et pour les hivers 1902-1903, 1903-1904, 1904-1905 et 1905-1906 :

	<i>Hauteur totale de la neige tombée.</i>	<i>Equivalent approximatif en eau de cette hauteur de neige</i>
Oct. 1902 à oct. 1903	9 ^m ,14	0 ^m ,76
1 ^{er} oct. 1903 à 1 ^{er} oct. 1904	12 ^m ,17	0 ^m ,92
1 ^{er} oct. 1904 à 1 ^{er} oct. 1905	10 ^m ,19	0 ^m ,83
1 ^{er} oct. 1905 à 1 ^{er} oct. 1906	11 ^m ,09	0 ^m ,89

¹⁾ Ces chiffres sont empruntés au *Résumé météorologique de l'année* pour Genève et le Grand St-Bernard publié chaque année par le professeur R. Gautier dans les *Archives des Sciences physiques et naturelles* de Genève.

Les Alpes orientales renferment les deux stations météorologiques les plus élevées de l'Europe ; celle du Sonnblick (3106^m) et celle de la Zugspitze (2964^m).

Dominant un massif glacé de 2500 hectares, le Sonnblick est l'observatoire météorologique par excellence de la zone des glaciers dans les Alpes.

La moyenne annuelle de quatorze ans d'observations (1887—1900) donne, pour les précipitations atmosphériques au sommet du Sonnblick, 1833^{mm}¹⁾, dont 1723^{mm} fournis par la neige, dans l'hypothèse qu'une couche de neige fraîche de 10 mètres correspond à 1 mètre d'eau²⁾.

Dans ces cinq dernières années les précipitations ont atteint au Sonnblick les valeurs suivantes³⁾ :

1901	1902	1903	1904	1905
1570 ^{mm}	1654 ^{mm}	1749 ^{mm}	1690 ^{mm}	1747 ^{mm}

Pendant la même période à la Zugspitze (2964^m), elles ont fourni les valeurs suivantes⁴⁾ :

1901	1902	1903	1904	1905
1519 ^{mm}	1257 ^{mm}	1416 ^{mm}	1324 ^{mm}	1125 ^{mm}

Pour l'étude des précipitations atmosphériques sous forme liquide et solide dans les Alpes orientales il existe, en outre des publications météorologiques, deux recueils particulièrement importants. En vue de connaître le régime des cours d'eau les bureaux hydrographiques autrichien et bavarois possèdent des réseaux très serrés de stations pluviométriques dans les

¹⁾ Dr Julius Hann, *Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf dem Sonnblickgipfel, Oktober 1886 bis Dezember 1900, im Neunter Jahres-Bericht des Sonnblick-Vereins für das Jahr 1900*, Vienne, 1901, p. 27.

²⁾ Fritz Machacek, *Zur Klimatologie der Gletscherregion der Sonnblickgruppe*, in *Achten Jahres-Bericht des Sonnblick-Vereins für das Jahr 1899*, Vienne, 1900.

³⁾ D'après les *Jahres Bericht des Sonnblick-Vereins*. Les observations complètes effectuées sur ce sommet sont publiées dans le *Jahrbuch des K. K. Zentral-Anstalt für Meteorologie und Geodynamik*, Vienne.

⁴⁾ D'après les *Jahres-Bericht des Sonnblick-Vereins*.

divers bassins de cette partie des Alpes et publient leurs observations dans leurs annuaires.

Les annuaires du Bureau central hydrographique d'Autriche (*Jahrbuch des K. K. hydrogr. Zentralbureaus*, Vienne) donnent pour chaque bassin : 1^o la hauteur par jour des précipitations ; 2^o les précipitations mensuelles et annuelles ; 3^o la hauteur de neige tombée chaque jour dans les diverses stations, pour les périodes comprises entre le 1^{er} janvier et le 1^{er} juillet et entre le 1^{er} octobre et le 31 décembre ; 4^o une carte pluviométrique de l'année.

Signalons, comme source de documentation pour la climatologie des Alpes orientales, la très intéressante étude du professeur J. Hann sur le climat de Saint-Gertrud, le village le plus élevé de la vallée de Sulden (1840^m). (*Klima von S. Gertrud im Suldental*, in *Met. Zeit. Brunswick*, 1906, № 6.)

L'annuaire du Bureau central hydrographique d'Autriche paru en dernier lieu se réfère à l'année 1903.

L'annuaire du service hydrographique de Bavière (*Jahrbuch des K. Bayer. Hydrotechnischen Bureaus, Abteilung der Obersten Baubehörde im K. Staatsministerium des Innern*, Munich) donne également des informations très complètes sur les précipitations dans la partie des Alpes orientales comprise dans ce royaume. Il publie notamment une carte annuelle des précipitations en Bavière. En 1904 il a donné en outre une carte pluviométrique représentant la moyenne des précipitations de 1899 à 1901 pour le bassin du Rhin jusqu'à Bingen et pour celui du Danube jusqu'à Passau ; grâce à ce document il est donc facile de suivre les variations annuelles des précipitations. Dans toutes les stations pluviométriques du service hydrographique bavarois, il est procédé à la mesure de l'épaisseur de la neige. Le bureau météorologique (*K. bayer. meteorologische Zentralstation*) possède d'autre part un réseau spécial de postes pour cette observation ; pendant les périodes de grande neige, il publie une carte hebdomadaire de la puissance de la couverture en Bavière.

La Norvège ne possède pas d'observatoire météorologique dans la haute montagne, mais son réseau de stations pluviométriques, très développé (503 stations en 1905) dans l'intérêt des études hydrologiques, comprend un certain nombre de postes situés à des altitudes relativement élevées. Entre 500^m et 1300^m il existe 99 de ces stations, dont 15 de 800 à 900^m, 10 entre 900 et 1000^m, enfin 8 entre 1000 et 1300^m.

Toutes les observations se trouvent consignées dans un annuaire élaboré par l'Institut météorologique de Norvège (*Nedböriagttagelser i Norge udgivet af det norske meteologiske Institut*, Kristiania) qui paraît beaucoup plus rapidement que les recueils similaires, en général cinq mois après la fin de l'année à laquelle il se réfère.

En raison de l'importance économique de la neige en Norvège, des observations nivométriques très complètes sont exécutées chaque jour en 178 stations (1905). Dans ces postes on note l'épaisseur de la couverture de neige, son étendue et sa valeur en eau. Pour les autres stations on donne simplement l'épaisseur de neige moyenne mensuelle et annuelle, l'épaisseur maxima avec sa date, le nombre des jours de neige, le nombre des jours pendant lesquels a persisté la couverture avec indication de son étendue relative à chaque observation. Des tableaux fournissent en outre, pour la période qu'embrassent les observations, la plus grande et la plus faible épaisseur moyenne mensuelle et annuelle, enfin la plus grande épaisseur absolue observée avec sa date.

Le maximum des précipitations se produit dans la zone littorale de la Norvège occidentale comprise entre le Nordfjord et l'extrémité méridionale du Hardangerfjord, c'est-à-dire entre le 59° et le 62° de Lat. N. — Dans cette zone de forte pluviosité les isohyètes (lignes d'égale précipitation) dessinent trois maxima¹⁾: le premier, à l'est de Florö, entre Nordfjord et Sognefjord (62°—61° de Lat. N.); le

¹⁾ Voir les cartes annuelles de la distribution des pluies jointes aux *Nedböriagttagelser*.

second sur la large langue de terre limitée au nord par le Sognefjord et au sud par le Hardangerfjord ; le troisième au sud-ouest d'Odde, à l'extrémité méridionale de ce dernier fjord (au sud du 60° de lat. N.).

De 1896 à 1904, dans le premier de ces maxima, les précipitations ont varié de 2600^{mm} (1896, 1897, 1901), à 3400^{mm} (1898, 1903, 1905), dans le second de 2400^{mm} (1901) à 3400^{mm} (1898 et 1903), dans le troisième de 2200^{mm} (1896, 1897, 1903) à 3000^{mm} (1898 et 1903) et 3400 (1905). Ces valeurs sont notablement supérieures à celles admises jusqu'ici. Remarquons que deux des maxima se trouvent sur le bord des grands glaciers de cette région, le Jostedalsbræ et le Folgefonna.

Dans le nord de la Norvège les précipitations sont beaucoup moindres. Le maximum se rencontre sous le cercle polaire et couvre le grand glacier de Svartis ; sa valeur varie de 1200^{mm} (1897, 1900, 1904) à 1600^{mm} (1896, 1898, 1903) et 1800^{mm} (1905).

Au point de vue de la climatologie de la zone des glaciers, la station la plus intéressante est Grjotlien (872^m), sur le versant nord du Jostedalsbræ. L'épaisseur moyenne la plus élevée pour toute l'année est de 1^m,53 ; en mars la couverture peut atteindre 2^m,56 et en mai 2^m,49. Seulement en juillet et en août le sol demeure dépouillé de neige.

Pour la Suède le bulletin mensuel de météorologie agricole publié par M. H. E. Hamberg, sous le contrôle du Bureau Central de Météorologie de Stockholm, fournit pour chaque station la valeur mensuelle des précipitations et le nombre des jours de neige. Chaque fascicule est accompagné d'une carte indiquant la répartition mensuelle des précipitations¹⁾.

Le rapport annuel du directeur du *Weather Bureau* des Etats-Unis fournit pour un certain nombre de stations les

¹⁾ *Mönadsöversikt af väderleken i Sverige till landtbrukets tjänst utgiven under Meteorologiska Central-Anstaltens inseende af H. E. Hamberg, Stockholm.*

hauteurs de neige mensuelles et annuelles¹⁾. Ce service publie chaque semaine pendant l'hiver un bulletin indiquant (*Snow and Ice Bulletin*) l'épaisseur de la couverture de neige dans un certain nombre de stations réparties sur toute l'étendue des Etats-Unis et l'état des glaces dans les rivières et les ports. Cette publication est accompagnée d'une carte générale du territoire de l'Union montrant la distribution de la neige et son épaisseur au moyen de courbes de niveau.

D'autre part, la division *Weather and Crop* (climat et récolte) du ministère de l'Agriculture publie des bulletins mensuels (*Snowfall bulletins*) indiquant l'état de l'enneigement sur les Montagnes Rocheuses et dans les plaines sous-jacentes. Il existe un bulletin pour chaque état ou « territoire » compris dans cette région naturelle. Ce document, de forme différente pour les divers états, donne tantôt la hauteur de neige tombée dans le mois à diverses stations et l'épaisseur de la couverture à la fin de ce mois, en divers points situés soit à la limite supérieure des forêts soit au-dessus de cette ligne, tantôt simplement des notes générales sur l'enneigement. En tout cas, ces bulletins permettent jusqu'à un certain point de prévoir le régime des eaux pendant la période sèche suivante et à ce titre présentent un caractère essentiellement pratique. Dans l'intérêt de l'agriculture et de l'industrie les services de l'hydraulique agricole en tout pays devraient suivre cet exemple²⁾.

Les observations exécutées au Spitsberg par M. J. Westman, pendant l'hivernage à la baie Treurenberg (côte nord) (1899-1900) de la mission suédoise chargée de la mesure d'un arc de méridien dans cet archipel, ont apporté une contribution importante à la connaissance de l'enneigement sur cette terre polaire.

¹⁾ Le service météorologique des Etats-Unis (*Weather Bureau*) dépend du ministère de l'Agriculture. Cette organisation permet de donner à ce service un caractère très pratique.

²⁾ U. S. Department of Agriculture. Weather Bureau. *Report of the Chief of the Weather Bureau 1903-1904*. Washington 1905. Voir le chapitre *Monthly and Seasonal Snowfall* p. 348.

Du 1^{er} août 1899 au 1^{er} août 1900, à la baie Treurenberg, les précipitations atmosphériques n'ont pas dépassé la valeur extrêmement modique de 176^{mm}, dont 114 sous forme de neige et 62 sous forme de pluie.

Pendant l'hiver l'épaisseur de la couverture de neige a été très faible dans la plaine riveraine de la baie où était établie la station. Dans cette région, durant l'automne comme la nuit polaire, elle a rarement dépassé 0^m,20 ; plus tard elle s'accrut, et, à la fin de mai, elle atteignit 0^m,40 en moyenne. En général, dans la plaine la puissance de la couche augmentait à mesure que l'on s'éloignait de la montagne vers la mer. Ainsi, sur une ligne relativement voisine du fjord elle était dans les derniers jours de mars, de 0^m,51, tandis que, près de la station, elle ne dépassait pas 0^m,20¹⁾.

Durant l'hiver la couverture a subi, d'autre part, de très grandes variations d'étendue ; elle a même disparu en partie pendant plusieurs jours. À diverses reprises des surfaces variant d'un à trois dixièmes de l'étendue de la plaine (9 K²) ont été à découvert ; fréquemment aussi les montagnes voisines ont présenté des espaces libres. Ces variations d'épaisseur étaient déterminées par des tempêtes de sud, très fréquentes et très violentes. En passant sur les reliefs voisins de la baie Treurenberg les coups de vent balayaient les neiges pour les laisser ensuite retomber soit sur les terres basses, soit sur la banquise, soit dans les nappes d'eau libre que renferme cette carapace de glace. Une partie de la neige tombée dans le voisinage de la station d'hivernage provenait de ces phénomènes de transport éolien.

En même temps que les ouragans déposaient de la neige dans quelques parties des terres basses, dans d'autres

¹⁾ Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de méridien au Spitzberg entreprises en 1899-1902 sous les auspices des gouvernements suédois et russe. *Mission suédoise*. T. II. Physique terrestre. Météorologie-Histoire naturelle. VIII section météorologique. B¹. *Etats des glaces et de la neige*. Stockholm, 1905.

ils balayaient une portion de la couche antérieurement déposée sur le sol et la rejetaient à la mer. Quelle puissance revêt ce transport, M. Westman en cite un exemple topique. Trois de ces coups de vent survenus le 28 octobre et le 5 novembre 1899, puis le 4 avril 1900 enlevèrent à la couverture de neige déposée dans la plaine une épaisseur de pas moins de 0^m.225 correspondant à une tranche d'eau de 0^m.067, soit à plus du tiers des précipitations atmosphériques, qui furent observées à la station du 1^{er} août 1899 au 1^{er} août 1900¹⁾.

Un transport en sens inverse n'a pas eu lieu ou du moins n'a eu qu'une très faible valeur, par suite de la moindre fréquence des tempêtes de nord et de leur moindre violence, et surtout en raison de cette circonstance que la neige se trouve retenue sur la banquise par les aspérités de la glace.

Comme nous l'indiquerons au chapitre IV, ce transport éolien des neiges qui couvrent les montagnes de l'intérieur vers l'océan exerce une influence considérable sur le régime glaciaire.

Instruments d'observation. La mesure de la hauteur des chutes de neige est un des problèmes les plus délicats de la météorologie et jusqu'ici il est demeuré sans solution satisfaisante, faute de pouvoir éliminer deux facteurs perturbateurs : le vent et l'évaporation. Les divers instruments et moyens employés, le pluviomètre, les tubes, la planche, la perche et l'aire plane disposée sur le sol, demeurent tous soumis aux influences du vent et de l'évaporation ou de l'un de ces deux facteurs, et par suite ne peuvent fournir que des résultats entachés d'erreurs. A cet égard, très instructives sont les expériences de M. P. Mougin sur la valeur comparée de ces divers instruments²⁾.

Avec le pluviomètre, (l'instrument généralement employé pour obtenir la valeur en eau d'une chute de neige)

¹⁾ Ibid. p. 44.

²⁾ *Observations sur la neige et la nivométrie en Savoie*, in *Revue des Eaux et Forêts*. IV^e Série, T, III, 1, 1^{er} janvier 1905. p. 1.

« le résultat, écrit M. Mougin, peut être faussé en moins, si le vent est fort et enlève une partie de la neige déposée ; en plus si le vent est faible ou nul, car sur le pourtour du pluviomètre la neige s'agglutine et forme des bourrelets faisant saillie en dehors du cercle ». D'autre part, si immédiatement après la chute on ne procède pas à la mesure de la quantité d'eau produite par la fusion, l'évaporation engendrée par les rayons solaires laquelle peut être très intense, altère le résultat. Cette dernière cause d'erreur s'observe également sur les tubes cylindriques à large ouverture tels que ceux du type Vallot. M. Mougin estime qu'il est possible d'atténuer les causes d'erreur du pluviomètre et des tubes Vallot en enfermant ces appareils dans des caisses contenant une matière mauvaise conductrice de la chaleur.

Sur la planche, par les temps calmes, la neige forme des bourrelets, tandis que par les coups de vent l'épaisseur du dépôt peut se trouver singulièrement réduite. En général, cet instrument donne une valeur supérieure à celle fournie par le pluviomètre. Quoi qu'il en soit, en raison même de sa simplicité cet appareil a été choisi pour les postes d'observation de la Savoie confiés aux agents subalternes des Forêts ; toutes les précautions ont, d'ailleurs, été prises pour atténuer ses inconvénients.

La mesure de la neige recueillie sur une aire plane ménagée sur le sol donne également des résultats inexacts en raison de l'action du vent.

L'emploi de la perche graduée enfoncée dans le sol pour la mesure de la hauteur d'une chute nécessite deux lectures et exige de grandes précautions dans la prise de la tranche de neige tombée pour calculer sa valeur en eau. Les Norvégiens, gens très minutieux et très pratiques, emploient ce procédé pour la mesure de la couverture de neige à certaines dates, et, pour le calcul de son équivalence en eau ils découpent un cylindre dans l'épaisseur de la nappe de neige au moyen de l'appareil du professeur Hellmann, de Berlin.

Depuis plusieurs années M. Mougin poursuit des expériences sur les appareils nivométriques habituels et sur

un nivomètre dont il est l'inventeur. Ses rapports,¹⁾ particulièrement intéressants, montrent la difficulté d'une solution satisfaisante.

Pour répondre au vœu exprimé par le Comité d'Etudes scientifiques institué près de la direction de l'Hydraulique et des Aménagements agricoles au ministère de l'Agriculture de France, M. Angot, directeur du Bureau central météorologique, a fait construire des nivomètres d'un modèle nouveau qui seront mis en expérience dans les Alpes.

Pour l'observation, non plus des chutes de neige, mais de l'enneigement aux grandes altitudes, le nivomètre du professeur Mercanton se recommande par sa très grande simplicité. C'est une simple échelle tracée au minium sur une paroi rocheuse à peu près verticale, laquelle est divisée par des traits équidistants de 0^m,50 et portant des numéros d'ordre. Le numérotage doit être établi de telle sorte qu'il puisse être continué, si le niveau du glacier vient à baisser. Ainsi, lors de l'établissement d'une de ces échelles, le professeur Mercanton avait inscrit le n° 10 au niveau du glacier et le n° 35 au sommet du nivomètre. On ne saurait trop insister sur l'utilité qu'il y a à multiplier dans la haute montagne l'installation de pareils nivomètres.

Distribution des précipitations neigeuses en fonction de l'altitude. Des observations faites par M. A. Hamberg dans la Laponie indiquent l'existence d'un maximum de précipitation vers le tiers de l'altitude d'une montagne.

Des expériences poursuivies par M. P. Mougin pendant trois ans confirment ce résultat.

Six tubes Vallot échelonnés sur les pentes de l'aiguille du Gouter, depuis le village des Houches (1010^m) jusqu'à l'observatoire de l'administration des Forêts, au glacier de Tête-Rousse (3185^m), ont donné les résultats suivants :

¹⁾ On peut obtenir des copies autographiées de ces rapports en s'adressant à l'auteur, inspecteur des Forêts, à Chambéry, Savoie.

Altitudes.	Hauteur de la lame d'eau recueillie :			
	Du 1 ^{er} oct. 1902	Du 10 oct. 1903	Du 24 sept. 1904	
	au 30 sept. 1903	au 24 sept. 1904	au 30 oct. 1905	
Les Houches	1010 ^m	481 ^{m m} ,9	463 ^{m m} ,2	899 ^{m m} ,8
Baraque inférieure } de la Gria	1540 ^m	492 ^{m m} ,5	— ¹⁾	1018 ^{m m} ,8
Baraque en bois	2100 ^m	319 ^{m m} ,4	— ²⁾	1308 ^{m m} ,8
Plateau des Rognes	2550 ^m	1848 ^{m m} ,5	1755 ^{m m} ,7	2041 ^{m m} ,5
Baraque de Pierre } Ronde	2850 ^m	446 ^{m m} ,1	551 ^{m m} ,	782 ^{m m} ,4
Observatoire de } Tête-Rousse	3185 ^m	368 ^{m m} ,2	377 ^{m m} ,4	492 ^{m m} ,9

« Un fait, ajoute M. Mougin, semble corroborer ces premières données. Très souvent la crête des Rognes et Tête-Rousse se trouvent au-dessus des nuages et par suite en dehors de la zone des précipitations et il n'y a rien d'étonnant que le plateau des Rognes qui dans ces cas est toujours couvert par les nuages reçoive une lame d'eau supérieure à celle qui tombe sur le plateau de Pierre-Ronde » ³⁾.

Influence exercée sur l'épaisseur de la couverture de neige par la nature de la végétation. Des expériences poursuivies en Russie montrent l'influence exercée sur l'épaisseur de la couverture de neige par la nature du boisement et par les formes du terrain.⁴⁾ Elles donnent d'utiles directions pour des observations similaires en montagnes.

Dans les plaines boisées l'épaisseur de la neige est en relation avec la nature et l'âge du peuplement. Ainsi elle est moindre dans les forêts de conifères que dans celles d'arbres feuillus, dans les quartiers composés d'exemplaires jeunes que dans ceux constitués d'exemplaires âgés. Le minimum est atteint dans les peuplements de jeunes conifères, le maximum dans les clairières.

¹⁾ Appareil détruit par des chutes de pierre.

²⁾ Id.

³⁾ *Mensurations pluviométriques et nivométriques. 1904. Rapport de M. Mougin.* p. 8 (autographie).

⁴⁾ Woeikof, *Referate über russische Forschungen auf dem Gebiete der Meteorologie*, in *Meteorologische Zeitschrift*, Vienne 1903, octobre n° 10, p. 451.

Dans les steppes les touffes de *Stipa capillata* et de *S. pennata* ou arbustes tels que *Cerasus chamæcerasus* ont la propriété d'absorber la neige et par suite de retarder sa fusion au printemps.

Sur une plaine constituée par des bois, des champs et traversée par une rivière l'épaisseur de la neige a varié du simple au double et même davantage. On a trouvé ainsi 0^m,24 sur la rivière et 0^m,53 à l'ouest d'une forêt. Le profil d'une coupe à travers une plaine terminée de chaque côté par des massifs d'arbustes ressemble à une corde faiblement tendue.

Morphologie de la couche de neige. Les névés très inclinés sont fréquemment sillonnés de cannelures tracées en conformité de la plus grande pente.

Ce facies peut se rencontrer à la surface de vieilles neiges d'hiver dans la zone des neiges temporaires, comme le professeur Crammer l'a observé, le 10 février 1905, sur les pentes des montagnes bordant le chemin de fer de Wörgl au col de Lueg (Tyrol)¹⁾.

En ce cas les cannelures affectaient une forme très aplatie : profondes au maximum de 0^m15, tantôt elles étaient très rapprochées et devenaient tangentes, tantôt, au contraire, elles étaient séparées par un bourrelet de neige dans l'épaisseur duquel apparaissait bientôt en aval une nouvelle gouttière. Indépendantes de l'exposition, ces rigoles paraissaient intimement liées au degré de pente du terrain. Rectilignes et serrées sur les escarpements, elles devenaient divergentes et serpentines lorsque la déclivité diminuait pour épouser toujours le sens de la plus grande pente, et finalement disparaissaient dans les zones planes, où elles étaient remplacées par une multitude de petites cavités. Le professeur Crammer compare le dessin formé par ces rigoles à la surface de la neige à celui des hachures exprimant le relief sur une carte à grande échelle.

¹⁾ Hans Crammer, *Die Furchung der Winterschneedecke in den Gebirgstälern*, in *Petermanns Mitt.*, 51. Band, 1905, X. p. 237.

Ce singulier facies aurait été déterminé par l'action de la pluie sur la couverture de neige.

Cinq jours avant le passage de M. Crammer, le 5 février, sur la vieille neige verglassée était tombée de la neige fraîche suivie de pluie.

Traversant la couche molle de neige fraîche, cette pluie s'écoula suivant la pente, en creusant des rigoles à la surface de la vieille neige. Imprégnée d'eau par en-dessous et sans cohésion, la neige fraîche superficielle fondait et s'éboulait dans les sillons, tandis que sur les gibbosités séparant ces rigoles elle demeurait plus longtemps et contribuait ainsi à augmenter leur relief.

Par suite, sur les fortes déclivités l'eau suivant la plus grande pente, à moins d'avoir été arrêtée par un obstacle, a tracé généralement des sillons rectilignes. Dans les zones moins inclinées, des accidents existant à la surface de la vieille neige ont rejeté les ruisselets à droite et à gauche jusqu'à ce qu'ils aient trouvé un écoulement en conformité de la pente. C'est ainsi qu'à mesure que la déclivité du sol diminuait, les sillons devenaient de plus en plus sinueux et finalement aboutissaient dans les terrains complètement plats à des trous qui étaient les points d'absorption de ces ruisselets dans l'épaisseur de la neige.

Un des traits les plus caractéristiques des régions glacées des zones tropicales et subtropicales est la présence de pyramides de névé cimenté par la gelée (*Firneis*) auxquelles leur ressemblance avec des pénitents blancs a valu le nom de *nieve penitente*. Ces pyramides se dressent au-dessus de nappes de même nature dans l'épaisseur desquelles elles ont été découpées, et, souvent assez longtemps après la disparition de ces nappes, persistent en longues files sur le sol nu. Leur hauteur varie de 0^m,50 à 1^m,50.

Cette formation n'est point particulière, comme on l'a longtemps cru, à la région des Andes chiliennes voisines du 32° de lat. S. — Le professeur Hans Meyer l'a rencontrée dans les Andes de l'Équateur¹⁾ (fig. I) et le professeur

¹⁾ Hans Meyer, *Die gegenwärtigen Schnee- und Eisverhältnisse*

Uhlig sur le versant sud-ouest du Kibo, le point culminant du Kilimandjaro, à l'altitude de 5600^m¹⁾. Cette dernière observation emprunte une importance spéciale à ce fait que le professeur Hauthal, du Musée de la Plata, a formellement reconnu sur une photographie de M. Uhlig l'identité complète entre les *nieve penitente* des Andes et ceux du Kilimandjaro. Enfin, dans leur nouvelle campagne de 1906 dans l'Himalaya cachemirien, le Dr Hunter Workman et M^{me} Bullock Workman ont observé des *nieve penitente*, hauts de 0^m,60 à 1^m, aux altitudes de 5000^m et de 6271^m, sur les pentes culminantes du massif du Nun-Kun (fig. II). Dans le Baltistan ils n'avaient jamais, au contraire, observé cette curieuse formation²⁾.

Signalons, enfin à ce propos, l'existence sur le glacier de Baltoro (Baltistan) de « pénitents », non plus de neige, mais de glace, ce sont des pyramides de glace pure, hautes de plus de 20^m, formant des allées de plusieurs kilomètres de long, reposant sur des parties de glacier entièrement recouvertes de matériaux morainiques. D'après M. Jacot Guillarmod, à qui l'on doit cette observation, ces pinacles de glace seraient les restes d'avalanches de glace tombées des glaciers dominant le cours du Baltoro³⁾.

Les *nieve penitente* du Kilimandjaro présentent une stratification parallèle à la pente du terrain sous-jacent (20°), et se composent de couches de cohésion et d'épaisseur variables. Ils mesurent une hauteur de 0^m,60 et sont rangés en files parallèles suivant deux systèmes se coupant à angle droit et établis l'un en conformité de la ligne de plus grande

in den Anden von Ecuador, in *Globus* LXXXV, n° 10, 10 mars 1904, p. 149. In den Hoch-Anden von Ecuador. Un vol. in 8°. Berlin, Dietrich Reimer, 1907, p. 43.

¹⁾ G. Uhlig, *Von Kilimandscharo zum Meru*, in *Zeit. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin*, 1904, n° 9 et 10.

²⁾ Fanny Bullock Workman, *Exploration du Nun-Kun*, in *La Géographie*, XV, 2, 15 fév. 1907, p. 97.

³⁾ Dr J. Jacot Guillarmod, *Six mois dans l'Himalaya*. Sandoz, Neuchâtel [s. d.], p. 339.

pente, l'autre, semble-t-il, suivant la ligne d'égale hauteur. Les parois de chaque *nieve penitente* sont généralement verticales, avec, souvent, une inclinaison très accentuée dans le sens de la pente du sol. Au Kilimandjaro les nappes hérisées de ces pyramides ne paraissaient pas provenir d'avalanches, tandis que dans les Andes ces pyramides se rencontrent parfois dans des neiges dérivant d'éboulements.

L'accord est toujours loin d'exister au sujet des agents qui concourent à cette curieuse forme d'érosion des champs de névé dans les régions tropicales et subtropicales.

D'après le professeur Hans Meyer¹⁾ il y aurait lieu de distinguer deux espèces de *nieve penitente*, d'après leurs conditions génétiques.

Les « pénitents » de la première catégorie, situés dans les localités abritées et orientés en files suivant la direction est-ouest, seraient le produit de l'insolation. Dans les névés de nos régions, pendant les saisons sèches, la fusion ne crée-t-elle pas des monticules orientés en conformité de leur exposition aux rayons solaires. Pour M. Hans Meyer les fameux *nieve penitente* de l'Aconcagua seraient une forme exagérée de ce facies d'érosion due aux conditions astronomiques de cette région andine, et à l'intensité prolongée du rayonnement et de l'évaporation.

Les « pénitents » de la seconde catégorie, semblables à ceux de la première au point de vue morphologique, seraient produits par des actions éoliennes. C'est, en effet, sur les portions des sommets du Chimborazo et de l'Antisana exposées à de longues et violentes tempêtes, comme sur les parties culminantes du Kilimandjaro les plus découvertes, et, toujours à des altitudes supérieures à 5500 mètres, que M. Hans Meyer a rencontré ces curieuses pyramides.

Pour la genèse des « pénitents » de cette espèce ce voyageur a recueilli une observation particulièrement importante. Traversant au milieu de juin, c'est-à-dire au début de la saison sèche, les névés des pentes supérieures

¹⁾ Loc. cit.

du Chimborazo, M. Hans Meyer y vit simplement des traces de fusion ; six semaines plus tard, après une longue série de tempêtes d'est, ces mêmes champs de neige étaient devenus un hérissément inextricable de *nieve penitente*. Voici comment ce sagace observateur explique dans ce cas la formation de ces accidents :

Au contact des neiges du Chimborazo l'humidité dont les vents d'est sont chargés se condense ; la chaleur latente de vaporisation mise en liberté détermine alors la fusion du névé, et, l'eau, ainsi produite, chassée vers l'ouest par la violence de la brise, creuse des sillons de plus en plus profonds, à la surface du névé ; finalement il arrive que des pyramides naissent dans l'épaisseur du champ de neige avec le concours de l'eau qui suinte sur les autres faces. L'action solaire intervient ensuite et achève l'œuvre commencée par le vent.

M. Uhlig attribue également au vent une influence importante dans la formation des *nieve penitente*. Alors que les neiges sont encore mobiles, la brise dominante modèle à leur surface des sillons qui fournissent les directions suivant lesquelles les pyramides se développeront ultérieurement. D'après M. Uhlig, l'insolation, l'érosion par les eaux de fusion, enfin l'évaporation concourent àachever l'édification des « pénitents ».

M^{me} Bullock Workman estime également que le vent est le principal facteur génétique de ces pyramides : elle les a d'ailleurs observées sur des sommets très découverts de plus de 6000^m.

Dans nos régions des circonstances accidentielles peuvent engendrer des formes d'érosion offrant une singulière ressemblance avec les *nieve penitente*. En Poméranie, aux environs de Greifswald, M. W. Deecke en a observé, lors de la fusion de « congères »¹⁾ amoncelées par la terrible tourmente du 31 décembre 1904 qui ravagea le bassin occi-

¹⁾ Amas de neige créé par le vent dans une localité abritée.

dental de la Baltique¹⁾). C'étaient des pyramides, hautes de 0^m.50, présentant des traces de stratification et ça et là une structure rubannée, reposant directement sur le sol et alignées en avant d'amas de neige dont elles dérivaient.

A la suite de la tempête du 31 décembre 1904 un froid très vif avait gelé la surface des dépôts neigeux. Plus tard, lors du dégel des nappes qui étaient recouvertes d'une couche de verglas particulièrement épaisse résistèrent à la fusion et protégèrent contre la dégradation une section de la couverture de neige correspondant à leurs dimensions. En un mot, d'après M. W. Deecke, le rôle de ces croûtes de glace aurait été semblable à celui des blocs dans la formation des pyramides de terre.

Suivant ce géologue, deux agents concourent à la formation des *nieve penitente*, le vent et le soleil. Le vent accumule la neige suivant une direction déterminée; mais il arrive un moment où sa puissance de transport se trouve arrêtée par les conditions topographiques du site où il a formé un dépôt, son action se borne alors à tracer à la surface de cet amas des crêtes et des sillons. A la suite des gelées et des chutes de neige qui surviennent pendant l'hiver, la neige se transforme en une masse granuleuse, compacte, stratifiée, et, lorsque la fusion se produit, les parties de la « congère » les plus solidement cimentées résistent et forment des saillies. Ces saillies se trouvent-elles dans des conditions favorables d'exposition solaire, elles deviennent de plus en plus accusées, en même temps que les dépressions qui les séparent acquièrent une profondeur de plus en plus grande, si bien que des pyramides naissent progressivement au milieu du champ originairement plat.

Pour M. W. Deecke, la structure de la « congère » et le degré de gel qu'elle a subi sont des facteurs d'une importance capitale pour la formation des *nieve penitente*.

Suivant le professeur Günther, la genèse des « pén-

¹⁾ W. Deecke, *Lässt sich der « Büsserschnee » als vereiste Schneewehen auffassen ?* in *Globus*, LXXXVII, 15, 20 avril 1905, p. 261.

tents de neige » devrait être attribuée aux mêmes agents que ceux qui engendrent les « colonnes coiffées »¹⁾. La pluie, et, dans une moindre mesure, le vent et les érosions découperaient la masse neigeuse en crêtes que le ruissellement et les rayons solaires aiguiseraient ensuite en obélisques.

Sur ce problème de morphologie glaciaire signalons enfin l'explication de M. Curt Facilides²⁾. Les monticules qui se trouvent à la surface du névé protègeraient contre la fusion les parties situées immédiatement derrière eux, pendant les heures où le soleil est le plus chaud, de midi à 3 heures, tandis qu'autour d'eux le névé subirait une très forte ablation. Telle serait, d'après M. C. Facilides, l'origine de ces monticules. D'autre part, il est nécessaire que le soleil se trouve à une certaine hauteur pour que la fusion puisse s'exercer et en même temps pas trop haut pour qu'il puisse y avoir ombre projetée suffisante. Ces conditions expliqueraient la limitation du phénomène à certaines zones.

Rappelons pour terminer ce chapitre que le très important mémoire du professeur R. Hauthal, du musée de la Plata, paru dans la *Revista del Museo de la Plata* (T. X. La Plata 1902), et que nous signalions dans la *Revue de Glaciologie* de 1902, a été traduit sous le titre de *Büsserschnee* (nièvre penitente) dans la *Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins* 1903, vol. XXXIV, p. 114.

A 100^m en dessous du sommet du Cotopaxi, soit à l'altitude de 5800^m, M. Hans Meyer a trouvé la surface du champ de névé, saillies comme dépressions, recouverte de franges imbriquées, constituées d'un agrégat serré de petits cristaux de glace, dont la taille variait de la longueur d'une

¹⁾ *Erdpyramiden und Büsserschnee als gleichartige Erosions-Gebilde*, in *Sitzungsber. d. Königl. bayer. Akad. d. Wissensch. — Mathem.-phys. Kl.* — 34, 3, 1904, p. 397.

²⁾ *Beitrag zur Lösung der Frage, wie die als « Büsserschnee » (nièvre penitente) bezeichneten Schneebildungen entstehen*, in *Mitt. d. Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, 1904, N° 21, 15 nov. p. 260.

main à celle du bras. D'après ce savant voyageur, ce serait une formation de givre en relation avec les émanations du cratère qui occupe le sommet de cette montagne ¹⁾. (Fig. III.)

La disparition dans les montagnes de la couche de neige hivernale s'opère suivant deux processus, l'un lent et d'ordre physique, l'autre brusque et mécanique : la fusion et les avalanches.

Ablation des neiges hivernales. Des observations effectuées en Suède par M. J. Westman ²⁾, montrent que la fusion paraît être beaucoup plus rapide sur les glaciers de la Laponie pendant l'été que dans les plaines de la Suède centrale au printemps. Tandis que dans des localités découvertes ou faiblement boisées de cette dernière région, en 1902, du 17 avril au 7 mai, sa moyenne n'a pas dépassé 0^m,033 par vingt quatre heures, elle a atteint, en 1897, au milieu de juillet, 0^m,06 et 0^m,072 sur un glacier du Sulitelma, aux altitudes respectives de 950^m et de 1175^m et à la même époque, en 1898, dans les mêmes localités, 0^m,05 et 0^m,041.

A la station scientifique du Vassijauri (Laponie suédoise), située par 68°23' de Lat. N. une plus grande vitesse de fusion a été observée : 0^m,19 en vingt-quatre heures, le 20 juillet 1905, vers 500^m. C'est le maximum absolu constaté par M. J. Westman. Les ablutions les plus rapides en vingt-quatre heures qu'il ait observées ensuite sont 0^m,083 et 0^m,134 sur les bords de la baie Treurenberg (côte nord du Spitsberg par 79°55'). Elles ont été notées le même jour, le 3 août en 1899 et 1900 ³⁾.

D'après des expériences poursuivies par M. J. West-

¹⁾ Hans Meyer, *Globus*. LXXXV, n° 10, p. 153.

²⁾ J. Westman, *Einige Messungen über die Ablationsgeschwindigkeit der Schneedecke in Stockholm und bei Kärrgrufan im Frühling 1902*, in *Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar*, 1902, N° 9, Stockholm.

³⁾ J. Westman, *Sur la couverture de neige de la Suède centrale et septentrionale*, in *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik, utgivet af K. Svenska Vetenskaps Akademien i Stockholm*, B. 3, n° 3. Stockholm, 1906 (p. 15 du tirage à part).

man dans les Alpes de la Laponie suédoise, à des altitudes comprises entre 480^m et 880^m, la valeur moyenne de la diminution d'épaisseur de la couche de neige irait en décroissant de 1,12+0,06 centimètre par 24 heures et par 100^m d'élévation ¹⁾). Naturellement l'exposition exerce une influence sur le phénomène, laquelle peut atteindre 7 pour cent de la valeur moyenne de la diminution.

Plus tardive est la fusion, plus devient grande dans les plaines la vitesse maxima d'ablation.

D'autre part, à mesure que l'épaisseur de la couche de neige diminue, la fusion devient plus rapide en raison de la présence, à la surface, d'un nombre sans cesse croissant de particules organiques précédemment incluses dans la masse neigeuse, lesquelles absorbent la chaleur.

Enfin la fusion de la neige est susceptible d'exercer d'importantes actions géologiques en montagne ²⁾. Si l'eau qu'elle fournit sature, sur une épaisseur considérable, le sol sous-jacent, et si ce sol manque de cohésion, il peut en résulter des glissements considérables de terrain. Ainsi, à la suite d'une fusion rapide des neiges survenue après un hiver très humide, le 6 avril 1897, une surface de 80 hectares, au sud du village de Montdenis en Maurienne (Savoie), se mit à fluer et une masse évaluée à 2720000^{m³} glissa dans le lit du torrent de Saint-Julien qu'elle exhaussa de 30^m. Dans d'autres localités le glissement se produit lentement. Ainsi dans la zone supérieure de la commune de Saint Martin-la-Porte (Savoie), entre le col des Encombres, 1,550 hectares glissent progressivement vers la vallée de l'Arc à la suite de la saturation du sol produite chaque printemps par la fusion des neiges hivernales. Sur un point situé à l'altitude de 1210^m la vitesse de translation est d'environ 0^m,50 par an ³⁾.

¹⁾ *Ibid.* p. 17.

²⁾ Paul Mougin, *Observations sur la neige et la nivométrie en Savoie*, in *Revue des Eaux et Forêts* IV. Série T. III, 1, 1^{er} janvier 1905, p. 1.

³⁾ *Ibid.* p. 3.

Avalanches. Les avalanches de névé dans les régions culminantes sont rares et se produisent principalement entre 2500^m et 3500^m. Sur les matériaux qui les composent et sur leur mode de production, M. F. W. Sprecher a publié une note intéressante ¹⁾.

Le principal ouvrage qui ait été consacré aux avalanches pendant la période 1901-1903 concerne les Pyrénées. Il a pour auteur M. A. Campagne, inspecteur des Forêts et pour objet la vallée de Barèges ²⁾. Ce livre est une étude très complète des agents de dénudation qui ravagent ce coin des Pyrénées : les torrents et les avalanches.

Aux dénominations habituelles d'avalanches de poussière ou poudreuses (*Staublawine*) et d'avalanches de fond (*Grundlawine*), M. Campagne substitue, comme l'avait déjà fait, du reste, M. Demontzey, celles, beaucoup plus caractéristiques en français, d'avalanches volantes et d'avalanches terrières.

A ces deux classes typiques de glissements des neiges l'auteur en ajoute une troisième, les avalanches mixtes, qui sont la conséquence du climat méridional de Barèges.

Au nord de cette station thermale, sur les pentes de la montagne du Capet située en plein midi, la température peut monter, en pleine saison froide, à + 32° au soleil ; aussi bien, rapporte M. Campagne, « on remarque presque tous les hivers, dans la partie basse du versant cette alternance de couches de neige meuble et de couche de neige glacée qui favorise la formation des avalanches terrières. Dans de telles conditions une avalanche volante descendue des hauts sommets doit provoquer elle-même en traversant la région basse de la montagne la formation d'une véritable avalanche terrière qui s'ajoute et se mélange à la poussière ».

¹⁾ *Lawinen an der Jungfrau*, in *Jahrb. d. Schweizer Alpenclub*. XXXIX, 1903 bis 1904. Berne, 1904, p. 364.

²⁾ *La vallée de Barèges et le reboisement*. — Les torrents. — Le désastre de 1897. — Les avalanches. Un vol. in 8° de 93 p. accompagné de 32 phototypies. Pau, imprimerie Garet. (En dépôt à Paris chez Laveur, éditeur).

Dans les régions méridionales des Alpes soumises à un régime climatique analogue à celui des Pyrénées, des avalanches ayant ce caractère mixte doivent fréquemment se produire.

Le vent est une des principales causes déterminantes des avalanches volantes et mixtes. A Barèges, ces glissements de neige sont beaucoup plus fréquents pendant les hivers venteux que pendant les hivers calmes.

La nature du sol influe sur la fréquence des avalanches terrières. Les roches calcaires et schisteuses sont les plus dangereuses, ensuite viennent les calcaires compacts, les roches granitiques, les terrains dépourvus de couverture herbacée, enfin au dernier rang les terrains gazonnés. La pente du terrain n'exercerait pas une influence aussi grande qu'on le prétend. Avec juste raison, M. Campagne met en garde contre l'introduction des mathématiques dans l'étude du phénomène, c'est-à-dire de l'emploi de coefficients de frottement de la neige sur elle-même ou sur les corps étrangers, pour calculer ensuite, au moyen de formules, les angles de pente à partir desquels le glissement doit se produire.

A Barèges, les avalanches sont fournies par la montagne du Capet. Cette crête, qui s'élève en gradins escarpés au-dessus du plateau dominant ce village, est découpée par quatre ravins qui constituent autant de vomitoires menaçants.

L'un d'eux, celui du Theil, a de 1800 à 1860 livré passage à pas moins de sept avalanches meurtrières : en 1802, 1811, 1822, 1842, 1855, 1856, 1860. En 1879, 1882 et 1889 se produisirent également de gros glissements de neige, mais qui n'entraînèrent ni mort d'hommes, ni dégâts importants. Un chiffre donnera l'idée de la grandeur de ce phénomène à Barèges. En 1842, une avalanche de poussière déversa 45,000^{m³} de neige seulement dans le bourg.

Un autre ravin du Capet, le Midaou, lance de redoutables avalanches sur le Bas-Barèges, et, pour se protéger contre leurs attaques, les habitants de ce « quartier » ont été amenés à construire en avant de leurs maisons des « forts », des murailles épaisse de plus de 5 mètres.

D'autres couloirs qui débouchent à 1000 et 1300^m en amont de Barèges, le Rioumaou et le Lac de Ga vomissent également parfois d'énormes avalanches. Tel fut le cas en 1886 et en 1889 où la vallée du Bastan fut recouverte, sur une longueur de 800^m et une largeur de 60 à 80^m, d'une couche épaisse de 20^m (en 1886) et de 10 à 15^m (en 1889). En 1886, l'avalanche tomba en janvier et seulement en août la circulation des voitures put être rétablie sur la route. En 1889 le glissement eut lieu le 6 février ; le 20 octobre de gros blocs de glace subsistaient encore sur les bords du torrent.

Les avalanches d'un volume extraordinaire ne surviennent naturellement que s'il y a abondance de neige sur les montagnes. Leurs dates fournissent par suite des indications sur celles des enneigements. On remarquera précisément que les avalanches qui ont ravagé Barèges (1760, 1811, 1822, 1855, 1856, 1860, 1879, 1880) se sont produites à des époques où les glaciers des Alpes étaient en crue, et probablement également ceux des Pyrénées.

Ces accidents, de même que les crues désastreuses du Bastan, sont la conséquence de la dénudation des montagnes produites par l'extension abusive du pâturage aux dépens de la forêt. Un mémoire de l'ingénieur Lomet chargé, en 1794, de choisir à Barèges l'emplacement d'un hôpital militaire, apporte un précieux témoignage des progrès de la déforestation dans les Pyrénées et des conséquences calamiteuses qu'elle a entraînées.

« Autrefois, toutes les montagnes qui dominent Barèges étaient revêtues de bois de chêne. Des hommes actuellement vivants en ont vu les restes et les ont achevés. Les habitants des plateaux ont tout ravagé eux-mêmes, parce que ces pentes étant les premières découvertes par leur exposition et par la chute des avalanches, ils y ont de bonne heure un pâturage pour les moutons et que le jour où ils les y conduisent, ils oublient que pendant tout l'hiver ils ont frémi dans leurs habitations de la peur d'être emportés.

avec elles par ces neiges dont ils provoquent obstinément la chute¹⁾.

Depuis 1860, des travaux de défense et de reboisement ont été exécutés sur la montagne du Capet.

Pour les deux départements de la Savoie, le service du Reboisement de la 5^e conservation dirigé par M. P. Mougin dresse chaque année un état des avalanches et de leurs dégâts. De décembre 1903 au 1^{er} juin 1904, 458 de ces glissements ont été observés dans les quatre arrondissements de Chambéry, Albertville, Moutiers et Saint Jean de Maurienne. Ils ont entraîné la mort de deux personnes et ravagé plus de 94 hectares de forêts. Ils ont été particulièrement fréquents en avril (110).

De décembre 1904 à juin 1905, dans ces mêmes arrondissements, 517 avalanches ont été signalées, dont 307 en avril. Sur ce nombre 445 sont qualifiées de périodiques, c'est-à-dire ont suivi des « chemins » habituels. Leurs ravages ont été faibles : 27,7 hectares seulement de forêts endommagés.

Pendant l'hiver très neigeux de 1905—1906, le nombre des avalanches a été naturellement beaucoup plus élevé que les années précédentes. De novembre 1905 à juin 1906 pas moins de 672 ont été observées. Le maximum de fréquence s'est produit en mars (200) ; un second maximum (164) a été constaté en février. Sur ces 672 avalanches, 591 appartenaient à la classe des avalanches périodiques. On n'a eu à déplorer ni mort d'homme, ni perte de bétail. Les dégâts matériels se réduisent à la dévastation d'une surface boisée de 37 hectares et à des coupures de routes (52).

Les avalanches terrières exercent des actions d'érosion et de transport qui ne sauraient être négligées. — L'importance des premières dépend de la nature du terrain sur lequel glisse la neige. Le fond du couloir est-il recouvert de gazon ou constitué de roc solide, les avalanches n'en-

¹⁾ Mémoire sur les eaux minérales et les établissements thermaux des Pyrénées.

traînent rien ou presque rien. Ainsi, dans la zone des schistes anciens de la basse Maurienne, elles détachent à peine quelques mètres cubes et quelques blocs de faible dimension ($0,5\text{m}^3$ à $0,7\text{m}^3$). Au contraire, glissant sur un sol constitué de schistes tendres, ces éboulements érodent profondément leurs « chemins » et charrient parfois une masse de débris qui, d'après M. P. Mougin, peut s'élever à 150 ou 200m^3 .

Il arrive en outre que les avalanches entraînent des blocs erratiques des hauteurs dans les régions basses. Nombre de blocs considérés comme jalonnant l'extension des anciens glaciers dans les vallées ont été tout simplement apportés dans leurs gisements actuels par des éboulements de neige. Dans la vallée de Champagny, par exemple, M. Paul Girardin a vu sur les restes d'une avalanche trois quartiers de roche jaugeant de 10 à 30m^3 qui étaient descendus avec la neige au printemps précédent¹⁾.

Les avalanches, comme le fait remarquer notre collègue, sont un des agents les plus actifs du modelé des formes du terrain dans les hautes vallées. Au bas des couloirs qui leur servent de lit ces éboulements de neige engendrent des cônes de déjection qui, alternant des deux côtés de la vallée, renvoient d'un bord à l'autre le torrent et lui donne ce tracé sinueux caractéristique des cours d'eau des hautes vallées encaissées.

Parmi les actions géologiques les plus caractéristiques des avalanches signalons enfin le fréquent barrage des torrents situés au pied de leurs couloirs, lequel a pour effet de déterminer la formation d'un lac temporaire. Lorsque l'écoulement est rétabli par l'ouverture d'une brèche, il se produit un flot d'eau qui exerce sur les rives des actions de transport.

Dans les Savoies, pendant l'hiver 1903-1904, 43 cours d'eau ont été ainsi barrés, l'année suivante, 19, et en 1905-1906, 15.

¹⁾ *Phénomènes actuels et modifications du modelé en haute Maurienne*, in *La Géographie* XII, 1, 15 juillet 1905, p. 1. Paris.

Ces barrages sont susceptibles d'amener de véritables débâcles comme cela semble s'être produit dans le Val de Menday. Dans la partie la plus haute de cette vallée des éboulements de rochers et des cônes d'avalanches formèrent pendant l'hiver 1905-1906 (?) un lac de barrage. Tout à coup dans la nuit du 11 au 12 juin 1906, vers 4 heures du matin, la digue se rompit et un flot d'eau se précipita vers l'aval, enlevant tous les ponts¹⁾.

Limite des neiges. Il y a, comme on sait, trois limites des neiges :

1° La limite topographique qui n'a qu'une valeur morphologique.

2° La limite climatique qui est une pure abstraction.

3° La limite dit locale.

Pour obtenir la hauteur de la ligne climatique sur un glacier, deux méthodes sont principalement employées : celle de Kurowski, dite de la hauteur moyenne, et celle de Brückner. La première consiste à calculer la hauteur moyenne du glacier, la seconde à rechercher la ligne hypsométrique qui partage la projection horizontale du glacier envisagé dans le rapport de 1 à 3, ce rapport étant celui de la surface de la zone de fusion à celle du bassin d'alimentation.

Des critiques ont été formulées contre la méthode Kurowski. La principale, c'est qu'elle donne des résultats évidemment trop forts et parfois même véritablement absurdes. N'a-t-elle pas fourni au Dr Jegerlehner pour les glaciers d'un même massif, celui du Mont Rose des valeurs présentant un écart de 800 m!²⁾ Pareillement elle a donné à M. Girardin pour les deux groupes qui encadrent la haute vallée de l'Arc au-dessus de Bonneval et qui ne

¹⁾ *Deutsche Rundschau für Geographie und Statistik.* XXVIII, 11, p. 520. Vienne.

²⁾ J. Jegerlehner, *Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz*, in *Gelands Beiträgen zur Geophysik*, V. 3. Leipzig, 1902 et Hans Hess, *Die Gletscher*, Vieweg u. Sohn, Brunswick, 1904.

sont séparés que par la largeur de cette vallée des nombres présentant une différence de 179 à 133 m. — 2916 m. à 2790 m. pour les glaciers entre la Levanna et le col d'Arnas (rive gauche) et 3095 m. à 2903 m. pour ceux de la rive droite de l'Arc. Et la plus forte valeur a été obtenue pour les appareils exposés à l'est, c'est-à-dire situés sur le côté à l'ombre¹⁾. Ce résultat est la conséquence des formes topographiques des glaciers de la rive droite de l'Arc. Ces appareils sont des plaques de glaces collées contre les crêtes, « peu inclinées, beaucoup plus larges que longues, par suite possédant une hauteur moyenne élevée ». M. Girardin a poussé plus loin l'expérience. Sur deux petits glaciers de cette chaîne, le Montet et les Roches, ayant même forme et même exposition, et distant à vol d'oiseau de 5 km., il a calculé la hauteur de la ligne climatique par la méthode de Kurowski ; les résultats ont été : 3077 m. pour le premier et 2923 m. pour le second, soit une différence de 154 m.²⁾ !

En résumé, après trois étés passés dans cette vallée, M. Girardin estime que pour la chaîne de la rive droite de la haute vallée de l'Arc, la valeur de la ligne climatique obtenue par cette méthode est trop élevée de 60 à 167 m. —

Pour ces déterminations M. P. Girardin a pris soin de déterminer l'altitude à laquelle se terminent aujourd'hui ces glaciers, les cotes fournies par la carte de l'Etat Major étant fausses, par la suite du recul des glaciers, mais il n'indique pas par quel calcul ou par quelle construction, il est arrivé aux résultats qu'il indique. C'est qu'il ne suffit pas, en effet, dans la méthode Kurowski de prendre la moyenne arithmétique entre l'altitude de l'extrémité inférieure du glacier et celle de son extrémité supérieure. Pour avoir employé ce procédé très simple le Dr Voskule a obtenu un

¹⁾ Paul Girardin, *Les glaciers de la Savoie. Etude physique. Limite des neiges. — Retrait.*, in *Bull. de la Société géographique de Neuchâtel*. XVI, Neuchâtel, 1905 (p. 16 du tirage à part).

²⁾ *Ibid.*

nombre faux pour la ligne climatique sur le glacier de Hüfi¹; les critiques qu'il a formulées contre la méthode Kurowski ne sont donc point fondées, comme l'a montré le professeur Brückner². Bien plus, dans le cas spécial du glacier d'Hüfi, la valeur de la ligne climatique sur cet appareil obtenue par l'observation directe est à 20 m. la même que celle fournie par la méthode mathématique rigoureusement appliquée.

D'autre part, la méthode de Brückner basée sur le rapport de 1 à 3 qui existerait entre la zone de fusion et le bassin d'alimentation n'est pas d'un emploi général, ce rapport étant très différent et même inverse sur les glaciers de certaines régions. Tel est le cas pour les appareils des monts Adams et Hood dans la chaîne des Cascades (Etats-Unis). Ainsi sur la première de ces cimes les glaciers Adams, Pinnacle et Lava ont une zone de fusion dont la superficie est respectivement double et triple de celle de leur bassin d'alimentation, et, les glaciers Rusk et Klickitat une zone de fusion égale à celle de leur bassin d'alimentation, seul le glacier Mazama possède un réservoir un peu plus étendu que sa zone de fusion. Egalement, au Mont Hood, sur deux appareils cette dernière zone est plus développée que le réservoir³.

Le professeur Hans Hess a proposé une nouvelle méthode de détermination de cette ligne dans les massifs pour lesquels on possède des cartes à grande échelle et sur lesquelles le relief est exprimé par des courbes⁴).

¹⁾ G. A. Voskule, *Untersuchung und Vermessung des in der letzten Rückzugsperiode verlassenen Bodens des Hüfi-Gletschers.* (In. Diss. Zürich), in *Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich.* XLIX, Jahrg. 1904, H. 1 et 2.

²⁾ Ed. Brückner, *Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firnlinie im allgemeinen,* in *Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich.* LI, 1906. Zürich. p. 50.

³⁾ Harry Fielding Reid, *Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams,* in *Zeitsch. der Gletscherkunde,* Berlin 1, 2, juillet 1906, p. 131.

⁴⁾ *Die Gletscher,* p. 67.

Dans le bassin d'alimentation ces courbes suivent les contours de l'enceinte rocheuse et ne présentent point de changement brusque de direction, aussi sont-elles largement convexes. (Fig. IV. A.)

Dans la zone de fusion, au contraire, en raison de la plus grande intensité de l'ablation sur les flancs, on voit les isohypsies remonter vers l'amont, pour couper ensuite le glacier suivant une ligne plus ou moins irrégulière ; l'ensemble dessine comme une série de projections verticales de troncs de cône emboîtées les unes dans les autres. (Fig. IV. B.) Pour trouver la ligne du névé, on cherche sur un des flancs du glacier la région où se produit le changement d'allure des isohypsies ; on obtient ainsi un point de cette ligne ; on recommence la même opération sur l'autre flanc, et, on obtient ainsi un second point. Les moraines ne venant au jour que dans la zone de fusion, leurs points d'émergence fournissent des indications complémentaires sur l'altitude de la ligne de névé.

Pour 38 glaciers des Alpes suisses le professeur Hans Hess a calculé d'après cette méthode la hauteur de la ligne du névé. Les résultats sont sensiblement inférieurs à ceux obtenus par Jegerlehner par la méthode Kurowski. Ainsi pour la partie suisse du massif du Mont-Blanc : 2865 m. au lieu de 2940 m., pour la région du Combin 2870 m. au lieu de 3086 m., dans le groupe du Mont-Rose 2815 m. au lieu de 3127 m.

Toutes ces méthodes mathématiques ne sont applicables que dans le cabinet et supposent l'existence de cartes hypsométriques à grande échelle. Aussi bien, celle indiquée par le professeur Harry Fielding Reid pour trouver sur le terrain une valeur moyenne de l'altitude de la ligne du névé nous paraît-elle appelée à rendre des services en exploration¹⁾.

D'après notre savant confrère de Baltimore, la moyenne entre l'altitude de la bergschrund et celle du point d'émergence des moraines superficielles donnerait une valeur très approchée de la hauteur de la ligne du névé sur un glacier.

¹⁾ Harry Fielding Reid, *Loc. cit.* p. 130.

La bergschrund, qui est produite par le décollement de la glace le long des parois encaissantes est située dans le bassin d'alimentation ; son altitude en son point le plus bas fournit donc une valeur trop forte de la hauteur de la ligne du névé, tandis que le point d'émergence des moraines superficielles qui se trouve dans la zone de fusion donne une valeur trop faible pour cette même ligne. La moyenne entre les deux nombres compensant les deux erreurs donnent un nombre relativement approché. Appliquée au mont Adams, cette méthode a donné à M. H. F. Reid pour l'altitude de la ligne du névé 2500 m., valeur exacte à 100 m. près. En exploration ce procédé nous paraît très pratique, mais à condition d'examiner soigneusement auparavant les circonstances particulières de chaque glacier et surtout si la position des points de repère dont la moyenne doit former le résultat cherché répond bien aux conditions de la définition.

S'inspirant de la méthode du professeur Hans Hess, M. Paul Girardin propose de déterminer sur le terrain la limite du névé au moyen du clisimètre. Se plaçant en station sur le bord du glacier, on cherche, au moyen de cet instrument la ligne horizontale de niveau correspondant à la hauteur de l'œil ; tant que cette ligne se dirige vers l'aval, on est encore dans la zone d'ablation ; se dirige-t-elle vers l'amont, on est déjà dans la zone d'alimentation ; enfin, si elle est plus ou moins perpendiculaire au bord du glacier, on est à peu près à la limite des deux zones¹⁾. Cette méthode nous paraît devoir être prise en considération.

Pendant la période qu'embrasse cette revue, des recherches ont été poursuivies sur la position de la ligne des neiges dans divers massifs.

Dans le Dauphiné région pour laquelle on ne possède jusqu'ici aucune valeur des diverses lignes des neiges M. P. Lory a calculé la limite climatique pour les massifs de Belledonne et de Chaillol, par la méthode de Kurowski²⁾.

¹⁾ P. Girardin, *Les glaciers de Savoie*, p. 18.

²⁾ P. Lory, *Sur la limite des neiges et sur le glaciaire dans les Alpes dauphinoises*, in *Bull. de la Société géologique de France*. IV^e Série, I, V, 5, Paris, 1905. p. 553.

Sur les trois glaciers du premier groupe elle passerait à 2525 m. et sur les trois du second à 2700 m.

M. P. Lory a reconnu sur le terrain que ces valeurs étaient beaucoup trop faibles. D'après la moyenne d'observations qu'il a poursuivies pendant un assez grand nombre d'années, la ligne climatique dans ces massifs passerait respectivement à environ 2725 m. et 2875 m. et en 1904 et 1905, elle s'est relevée de 200 m. Ordinairement la méthode Kurowski donne des résultats trop forts ; il est donc permis de penser que quelque erreur a été commise dans son application.

En Savoie, des recherches sur l'altitude de la ligne locale ont été poursuivies par MM. P. Girardin et P. Mougin par divers procédés empiriques.

Pour déterminer cette ligne M. P. Mougin s'est servi des petits glaciers isolés circonscrits entre les courbes 2800-3000 m. Depuis la date du lever de la carte de l'Etat-major (1864) un certain nombre de ces appareils ont disparu et tous ont subi une réduction considérable. Lorsqu'il y a eu disparition, c'est que la ligne du névé dépasse actuellement l'altitude maxima qu'avait l'appareil ; dans le cas de diminution considérable, si, par exemple, l'ancien glacier est remplacé simplement par quelques plaques de névé, la ligne en question doit passer dans les environs de ces plaques. On opère ainsi par une série de tatonnements. Si ce procédé n'a pas une apparence très scientifique, il a le très grand avantage de donner des résultats se rapprochant de la réalité beaucoup plus que les formules mathématiques, surtout s'il est manié par un naturaliste très observateur et ayant une grande expérience de la montagne.

Maurienne. Après étude sur le terrain, M. P. Girardin a reconnu que, dans le massif de la rive droite de l'Arc au-dessus de Bonneval, l'altitude des fronts des glaciers fournissait une valeur de la ligne « climatique » correspondant à la réalité. Pour le massif de la rive gauche les résultats se groupent en deux séries : 2826-2876 m. et 2935-2950 m. lesquelles

correspondent aux nombres obtenus entre la Levanna et le col d'Arnas ; les différences sont dues à l'exposition¹⁾.

En Maurienne M. P. Mougin évalue par sa méthode empirique la hauteur de la ligne du névé à 3200 m. sur les versants exposés au soleil (*adreit*) et à 3000 m. sur ceux à l'ombre (*ubac*). Pour les glaciers du massif de la rive droite de l'Arc au-dessus de Bonneval, situés à l'*ubac* M. P. Girardin a trouvé au maximum 2950 m. ; il y a donc concordance.

En *Tarentaise*, d'après M. Mougin, la hauteur de la ligne du névé présenterait une variation plus considérable : 3200 m. à l'*adreit* et 2800 m. à l'*ubac*. La première de ces valeurs résulte de la disparition de glaciers situés entre 3000 et 3100, et la seconde de l'altitude des fronts d'appareils exposés au soleil.

Mont Blanc. Grâce au petit observatoire organisé par l'administration des Forêts sur le bord du glacier de Tête-Rousse, il a été possible de déterminer expérimentalement la limite. En 1902 jusqu'au 1^{er} septembre cet appareil est demeuré couvert ; mais, depuis, dès le mois de juillet la couverture de neige hivernale a toujours disparu et pendant le reste de la saison le glacier a été dans toute son étendue soumis à l'ablation. Le glacier de Tête Rousse est, d'après M. Mougin, situé à l'altitude moyenne de 3200 m. — La ligne locale doit donc passer à cette hauteur environ.

Sur la chaîne des Aiguilles Rouges, la disparition d'un glacier qui était situé à la cote 2855 m. et la réduction de trois autres petits appareils logés vers 3000 m. indiquent, d'après M. Mougin, que la limite locale passe dans ce massif vers 3000 m. au moins.

De ces deux valeurs, celle des Aiguilles Rouges et celle du glacier de Tête-Rousse, ce savant forestier conclut que dans la chaîne du Mont Blanc la ligne locale passe au-dessus de 3000 m.

¹⁾ P. Girardin, *Les glaciers de Savoie*, p. 17.

Au cours des explorations et études glaciaires entreprises de 1903 à 1907 dans les diverses parties du monde, de nombreuses observations sur l'altitude des diverses lignes des neiges ont été exécutées. Pour faciliter les recherches, il nous a paru utile de réunir ces renseignements dans le tableau suivant :

EUROPE.

Norvège.

	Limite climatique.	Limite locale.	Limite topogr.	Ligne du névé.
Folgefonn (60° de Lat. N.)	1300-1400 m. ¹⁾			

Caucase. ²⁾

Gl. de Taly-tchan (Kouban supérieur) 20 juillet	2825 ^m
Gl. de Dchiper (16 août)	3109 ^m
Gl. de Koulak (Tchegen supérieur) (30 août)	2921 ^m
Gl. de Dsinal (Moulchara sup.) 30 août)	3164 ^m
Gl. de Tchiri-Kol.	2825 ^m

ASIE.

Erdchias Dagh ³⁾	3500 ^m
-----------------------------	-------------------

¹⁾ J. Rekstad. *Jagttagelser fra Folgefonnens bræer*, in *Norges geologiske undersøgelses Aarbog for 1905*. N° 4, Kristiania. Le Dr Rekstad estime trop élevée l'altitude de 1450-1500 m. donnée à la ligne des neiges, au Folgefonn, par Richter (*Die Gletscher Norwegens*, in *Geographische Zeitschrift*. Leipzig, 1896, p. 309).

²⁾ Moriz von Déchy, *Kaukasus. Reisen und Forschungen im Kaukasischen Hochgebirge*. Berlin, Dietrich Reiner, 1905 I. p. 189, 195, 220, 223; II p. 139.

³⁾ Philippson, *Ein Gletscher am Erdchias-Dagh (Argæus) in Klein-Asien*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*, I, 1. 1906, Berlin, p. 66.

	Limite climatique.	Limite locale.	Limite topogr.	Ligne du névé.
Karokorum	Tchogo Lougma ¹⁾	4800-5400 ^m		
	Baltoro ²⁾			5700-5800 ^m
	Sassyr. La ³⁾	versant ouest 5500 ^m versant est 5700 ^m		

AFRIQUE.

Rououenzori ⁴⁾	4330 ^m
---------------------------	-------------------

AMÉRIQUE.

Alaska	Mt. Mackinley ⁵⁾	
	63° de lat. N.	
	Versants S. et E.	1500-1350 ^m
	Versants N. et O.	2400-2250 ^m
	Saint Élie ⁶⁾	
	60° 20' de Lat. N.	
	Versant sud	600 ^m
	Versant nord	1800 ^m

¹⁾ William-Hunter Workman, *From Srinagar to the sources of the Chogo Lungma glacier*, in *The Geogr. Journ.* Londres, XXV, 3, mars 1905, p. 262. La cote donnée par M. W. Workman se réfère aux étés 1902 et 1903.

²⁾ Dr J. Jacot Guillarmod, *Six mois dans l'Himalaya*. Sandoz, Neuchâtel, p. 339. Valeur en 1902; les années moins pluvieuses, M. Jacot Guillarmod pense que cette ligne doit dépasser 5700—5800^m.

³⁾ Th. Novetsky, *Iz Indii v Ferganou*, in *Zapiski imp. rousskoia geograficheskova obtchestva*, T. XXXVIII, 1. Saint Petersbourg, 1903.

⁴⁾ H. R. H. the Duke of the Abruzzi, *The Snows of the Nile*, in *The Geographical Journal*. XXIX, 2, fév. 1907. p. 144; Dr David, *Globus*, LXXXVI, N° 4.

⁵⁾ U. S. Geological Survey. — Professionnal Paper, N° 45. *The Geography and Geology of Alaska. A Summary of existing knowledge* by Alfred H. Brooks with a section on climate by Cleveland Abbe Jr.-Washington, 1906, p. 245.

⁶⁾ Ibid. p. 245, d'après C. W. Hayes, *An expedition through the Yukon district*, in *Nat. Geographic Magazine*, Washington, IV, 1902, p. 153.

	Limite climatique.	Limite locale.	Limite topogr.	Ligne du névé.
Selkirks ¹⁾			2100 ^m	
51° 20' de Lat. N.				
Montagnes Rocheuses			2550 ^m	
51° 20' de Lat. N.				
Andes	1° Équateur ²⁾ (Entre 0° et 2° de Lat. sud)	Cordillière de l'Est Cordillière de l'Ouest	4800 ^m	4700 ^m
	2° Nevado da Cachi (6000 ^m) ³⁾	5000 ^m environ		
	(25° de Lat.) (Pérou)			
	3° Antofalla (6300 ^m) ⁴⁾	5000 ^m environ.		
	(25°, 35° de Lat. S.)			

¹⁾ I. H. Ogilvie, *The effect of superglacial debris on the advance and retreat of some canadian glaciers*, in *The Journ. of Geology*, Chicago, XII, 8, nov.-déc. 1904, p. 741. M. Ogilvie n'indiquant pas expressément à quelle limite s'appliquent les altitudes qu'il indique, nous pensons qu'il s'agit de la limite topographique.

²⁾ Hans Meyer, *In den Hoch Anden von Ecuador*. Dietrich Reimer, Berlin. 1907.

³⁾ Alfred Benrath, *Ueber eine Eiszeit in der peruanischen Küstcordillere*, in *Pet. Mitt.*, Gotha, 50 B, 1904, XI.

⁴⁾ Fritz Reichert, *Expedition und Hochtouren in der Puna de Atacama (Cordillera de los Andes)*, in *Mitt. d. Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 1904, 15 nov., N° 21, p. 255.

CHAPITRE II.

Glaciologie physique et dynamique.

Ouvrages généraux. Nouvelle formation glaciaire. Classification des formes glaciaires. Influence de la nature du sol sur le développement de la glaciation. Structure des glaciers. Génèse des corniches de glace. Forages glaciaires. Épaisseur des glaciers. Mouvement de progression. Érosion glaciaire. Moraines. Hydrologie glaciaire. Débacles.

Ouvrages généraux. En 1904 a paru un ouvrage d'une importance capitale pour nos études, *Die Gletscher*, dû au professeur Hans Hess¹⁾.

Depuis la publication du *Gletscherhandbuch* du professeur Heim (1884) la glaciologie et la connaissance des glaciers extra-européens ont fait des progrès considérables. Dans ces conditions une nouvelle synthèse s'imposait. Pour cette œuvre nul n'était plus qualifié que le professeur Hans Hess, l'auteur des expériences fécondes poursuivies sur le Vernagtferner et l'Hintereisferner.

Die Gletscher sont divisés en onze chapitres qui embrassent toute la science glaciaire : 1^o Propriété physique de la glace ; 2^o Climat des régions glaciaires ; 3^o Formes glaciaires ; 4^o Distribution et dimensions des glaciers ; 5^o Mouvement des glaciers ; 6^o Crevasses et structure des glaciers ; 7^o Glace et roche (phénomène d'érosion et de transport) ; 8^o Fusion des glaciers ; 9^o Variations glaciaires ; 10^o Théories de l'écoulement ; 11^o Périodes glaciaires.

¹⁾ Un vol. in 8° de XI — 426 p. avec de nombreuses figures dans le texte, 8 planches et 4 cartes hors texte. F. Vieweg u. Sohn. Brunswick, 1904. Prix : 15 marks.

Une analyse complète de ce livre et la discussion des théories soutenues par M. H. Hess dépasseraient le cadre de cette revue. D'ailleurs, à plusieurs reprises dans le cours de ce résumé nous aurons l'occasion de revenir sur cet ouvrage. Qu'il nous suffise de dire que non seulement sa lecture, mais encore son étude s'impose à tout glaciériste. *Die Gletscher* est une œuvre indispensable dans les bibliothèques de tous les instituts géographiques ; ajoutons que le style du professeur Hess est très clair et aisément accessible même aux personnes qui ne possèdent pas complètement l'allemand.

Signalons, en même temps, dans le monumental traité de géologie de MM. Th. Chamberlin et R. Salisbury (*Geology*. 3 vol. in 8°, Henry Holt, New-York) les chapitres consacrés à l'étude des glaciers et de la topographie glaciaire, d'autant plus intéressants que les exemples sont pris aux Etats-Unis, dans l'Alaska et au Grönland.

Mentionnons, enfin, dans cette rubrique une brochure de vulgarisation due au Dr Böttcher, de Wiesbade,¹⁾ et un excellent résumé de l'état actuel de la glaciologie publié par un maître, le professeur Hans Crammer, sous le titre de *Die Gletscher*, dans la *Nature* allemande (*Die Natur*. Jahrgang 1906, 15 fig. dans le texte et 3 planches).

Dans les pays de langue allemande Richter a été l'initiateur fécond de la renaissance des études glaciaires. Sa biographie se confond par suite avec l'histoire de leur progrès dans ces trente dernières années ; à ce titre nous devons signaler les articles consacrés par MM. A. Lukas et E. Marek à la mémoire de cet éminent naturaliste ;²⁾ on

¹⁾ *Neuere Gletscherforschungen*, in *Jahrbuch des Nassauischen Vereins für Naturkunde*. Jahrgang 56. Wiesbaden, 1903. 39 p. in 8°.

²⁾ A. Lukas, *Eduard Richters Lebenswerk*, in *Geographische Zeitschrift*. XII, 3, 4 et 5, mars, avril et mai 1906. Le N° 4 renferme l'exposé de l'œuvre glaciaire de Richter. — *Eduard Richters Leben und Wirken*, in *Mitt. der Kais. Königl. Geographischen Gesellschaft in Wien* XLIX, N° 5. Vienne, 23 juin 1906 (avec une bibliographie de l'œuvre de Richter, 237 numéros).

y trouvera retracée l'évolution de la glaciologie depuis 1880.

Nouvelle formation glaciaire. Les récentes explorations antarctiques ont amené la découverte d'un type de formation glaciaire intermédiaire entre les glaciers et les banquises. La longue et haute muraille de glace découverte par Ross à l'extrême sud de la mer qui porte son nom et à l'est de la terre Victoria, la fameuse « Grande Barrière », en est l'exemple le plus remarquable. Entre cette dernière terre et celle du roi Edouard VII, sur une largeur de 800 kilomètres et sur une distance de plus de 600, s'étend une nappe de glace, d'une horizontalité parfaite, laquelle flotte sur la mer et manifeste un mouvement de progression (1^m,34 par jour). Cette « Barrière » est-elle constituée de glace de glacier, est-elle une branche d'un *inlandsis*, située plus au sud ou bien est-ce un agrégat d'*icebergs* recimenté par la gelée et transformé ensuite en une même masse de glace par l'entassement successif de couches de neige ? A cet égard le chef de la récente expédition anglaise, le commandant R. Scott et le géologue de la mission, M. H. T. Ferrar¹⁾ gardent une prudente réserve. Aucun débris morainique n'a été observé sur cet appareil. L'expédition antarctique anglaise a observé deux autres nappes semblables à la terre Victoria, l'une dans la baie Lady Newnes, l'autre près du cap Gauss.

Cette formation paraît générale dans les régions antarctiques. Sur la côte est de la terre de Graham le Dr Otto Nordenskjöld en a rencontré une, constituant une terrasse, longue de quelques centaines de kilomètres, et large de 70 environ, absolument plane, et s'élevant de quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau de la mer²⁾. M. O. Nor-

¹⁾ Robert F. Scott. *The Voyage of the Discovery*. Londres, Smith Elder. 1905. Vol. II. p. 416 et p. 461.

²⁾ Den Svenska Sydpolar expeditionen 1901-1903. Otto Nordenskjöld, *Allmän öfversikt samt redogörelse för vinterstationen vid Snow Hill*, in *Ymer*, XXIV, 1904. Stockholm, p. 57.

denskjöld croit que cette masse de glace repose sur le fond de la mer d'ailleurs peu profonde et qu'elle s'est formée « *in situ* »¹⁾.

A l'ouest du Gaussberg, l'expédition allemande a observé une nappe du même genre, flottant également à la surface de la mer, masse de glace « morte », disjointe de l'*inlandsis*, et, ne recevant plus d'alimentation. D'après le professeur E. von Drygalski, ces formations seraient intermédiaires entre l'*inlandsis* et l'*iceberg* complètement libre²⁾, et, composées d'*icebergs* qui, après leur mise en liberté, auraient été arrêtés par des bancs et se seraient soudés de nouveau en un énorme bloc que les chutes de neige auraient ensuite égalisé et transformé en une masse compacte et unie.

Classification des formes glaciaires. Dans la classification des formes glaciaires il y aurait lieu d'introduire une nouvelle subdivision comprenant les glaciers établis sur les volcans. Les caractères morphologiques de ces glaciers sont, en effet, intermédiaires entre les appareils alpins et les *inlandsis*. Chez les glaciers qui recouvrent les volcans le bassin d'alimentation est constitué par une nappe de névé enveloppant le sommet du cône ; au lieu d'être concave ainsi que dans les Alpes, il est donc convexe, comme les *inlandsis*, et dessine une sorte de calotte, plus ou moins régulière, singulièrement surélevée, de laquelle rayonnent des glaciers suspendus, individualisés dans des vallées ou des ravins.

D'autre part, il est intéressant de signaler un type spécial de « glacier remanié » observé dans les chaînes centrales et orientales de la partie des Montagnes Rocheuses située sur territoire canadien au sud du Transcontinental. Au lieu de s'étaler en cônes au pied d'escarpements, comme c'est le cas habituel, les parties remaniées deviennent des

¹⁾ Otto Nordenskjöld, *The Swedish antarctic expedition*, in *The Geogr. Journ.*, XXIV, 1, juillet 1904, p. 41.

²⁾ Erich von Drygalski, *Zum Kontinent des eisigen Südens*. Berlin, Georg Reimer, 1904, p. 439.

glaciers de vallée. Ce facies est la conséquence des formes du terrain. Dans cette région des Rocheuses les reliefs sont constitués par de formidables escarpements portant sur leurs terrasses supérieures des névés et des glaciers. De ces glaciers supérieurs tombent de fréquentes avalanches dont l'entassement dans les dépressions sous-jacentes engendre des glaciers remaniés occupant toute la largeur de ces vallons. Ces appareils se composent ainsi de deux parties séparées par un escarpement de plusieurs centaines de mètres : en haut, des névés et un glacier supérieur, en bas un glacier de vallée très plat. Le glacier Victoria, l'exemple le plus remarquable ce type, est, dans sa partie inférieure, long de 4,8 km¹⁾.

Appareils glaciaires situés en-dessous de la limite des neiges. Grâce à des conditions topographiques particulièrement favorables, de petits glaciers peuvent se rencontrer dans des massifs situés entièrement et notamment en-dessous de la limite des neiges. L'existence de tels appareils glaciaires est la conséquence d'un abaissement considérable de la limite topographique des neiges.

Ainsi, en Savoie, la chaîne des Aravis renferme, entre les cotes 1900 et 2200 m., un véritable petit glacier qui a été récemment décrit par M. Gustave Beauverd, conservateur de l'Herbier Boissier. Cet amas glaciaire, long de 500 m. et dont la largeur varie de 5 à 50 m. (1903), occupe le fond d'un cirque très abrité des rayons solaires, à l'extrémité supérieure de la combe de Bombardelle ou de la Grande Forclaz (environs de Sallanches). Le front de l'appareil présentait, rapporte M. G. Beauverd, « une belle glace bleue avec abondant ruissellement supra — et infra — glaciaire ; des « moulinets » en miniature étaient formés

¹⁾ William Hunter Sherzer, *Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks* (Smithsonian expedition of 1904). Preliminary Report, in *Smithsonian Miscellaneous Collections* (Quarterly Issue). Vol. 47, Part. 4, N° 1567. Washington. 6 mai 1905, et, I. H. Ogilvie, *The effect of superglacial debris....*

par des cailloux de moyennes dimensions. Une rimaie minuscule nous a permis de mesurer près du bord inférieur une épaisseur de glace vive d'environ 1 m., tandis qu'une véritable moraine frontale située en aval attestait une période de recul pouvant remonter à quelques années »¹⁾.

Peut-être l'amas de matériaux qui précède cette plaque est, non point une moraine, mais un cône d'éboulis. Les cailloux qui se détachent des rochers voisins roulent sur la nappe glacée et viennent s'entasser à sa base sous forme de muraille circulaire.

Il est nécessaire d'ajouter qu'en son milieu l'appareil est recouvert par un éboulement d'énormes blocs. (Communication personnelle de M. Beauverd).

Cet amas glaciaire avait déjà été signalé en 1889²⁾; son existence est donc certaine pendant quatorze ans. A-t-il résisté aux étés torrides de 1904 et de 1906, à cet égard les renseignements font complètement défaut. En tous cas M. Beauverd a l'obligeance de nous informer que de 1895 à 1903 le glacier de la combe de Bombardelle a diminué. A la première de ces deux dates son front avait une puissance de 3 à 4 m., en 1903 elle était réduite à 1 m. —

Sur le versant nord du Ben-Nevis, le point culminant de l'Écosse et par suite de la Grande Bretagne (1343 m.) existe pareillement un glacier embryonnaire³⁾. Cet appareil, logé dans un ravin, à l'altitude de 1080 à 1100 m. était, en 1905, long de 90 à 136 m., large de 50 m. environ, et, épais de 1^m50 à son extrémité inférieure et de 3 à 3^m50 dans sa partie supérieure. Il était constitué de

¹⁾ G. Beauverd, *Notes floristiques sur les Alpes d'Annecy*, in *Bulletin de l'Herbier Boissier*. 2^e série, 1903, N° 10, et, communication personnelle de M. G. Beauverd.

²⁾ Kieffer, *Un mois dans la Haute-Savoie*, in *Bull. Soc. botan. de Lyon*. Année 1889, p. 88.

³⁾ Victor H. Gatty, *The glacial aspect of Ben Nevis*, in *The Geogr. Journ.* XXVII, N° 4, avril. 1906, p. 487. Cf. Rev. R. P. Dansey, *The glacial Snows of Ben Nevis*, in *Symons's Meteorological Magazine*, Londres. Vol. 40, N° 470, mars 1905, p. 29.

glace extrêmement dure. Au Folgefond, en Norvège, qui se trouve par 60° de Lat. N. et sous un climat aussi marin que l'Écosse, la limite climatique des neiges passe entre 1300 et 1400 m. Au Ben-Nevis situé à trois degrés plus au sud, très certainement elle se trouve au-dessus de 1000 à 1100 m. altitude à laquelle se rencontre l'appareil glaciaire en question.

Influence de la nature du sol sur le développement de la glaciation. D'après le professeur J. Gunnar Andersson, les terrains constitués par des roches tendres seraient réfractaires au développement de la glaciation. Ainsi dans la partie de l'Antarctique située au sud de l'Amérique et explorée par le professeur Otto Nordenskjöld, l'absence d'un *inlandsis* sur l'île Seymour et sur des portions d'îles voisines (Snow Hill et Ross) ne peut être expliquée que par la présence de grès tendres, ces terres ne présentant avec leurs voisines qui sont couvertes de glaciers aucune différence sensible d'altitude, d'exposition ou de climat¹⁾.

Au Spitsberg le même contraste s'observe entre des régions très rapprochées. Ainsi la terre du roi Charles constituée, sur une grande étendue, par des sédiments mésozoïques friables est entièrement dépouillée de glaciation, tandis que celles de Giles et du Nord-Est, formées de roches éruptives et métamorphiques anciennes très-dures, sont occupées par des *inlandsis*. La légère différence en latitude existant entre ces terres ne peut nullement expliquer cette différence dans l'intensité de la glaciation. Les bords de l'Isfjord offrent le même contraste d'une manière encore plus frappante. Tandis que la rive ouest de cette grande baie du Spitsberg occidental est couverte de glaciers, la rive est, constituée par des schistes et des grès friables, en est presque entièrement dépouillée. Dès 1861 Chydenius avait appelé l'at-

¹⁾ J. Gunnar Andersson, *On the Geology of Graham Land*, in *Bull. of the Geological Institution of the University of Upsala edited by Hj. Sjögren*. Vol. VII, 1904-1906, N° 13-14. Upsala, 1906, p. 254.

tention sur ce fait, et attribué expressément l'absence de glaciers dans cette dernière région à la nature du sol¹⁾.

Structure des glaciers. Sur la constitution et sur les propriétés physiques de la glace comme sur la structure granulaire des glaciers signalons à l'attention des physiciens le mémoire du professeur G. Quincke²⁾.

D'après les récentes études des professeurs Hans Crammer³⁾, Hans Hess⁴⁾ et Harry Fielding Reid⁵⁾, la structure rubannée ou lamellaire (*Bänderung, Blaublätterstruktur* ou *Blätterstruktur*) dérive de la stratification du névé et les lamelles de glace sont des fragments de ces strates.

A la naissance de la langue terminale (*Zungenwurzel*) du Marzellferner, à l'altitude de 2900 m., et dessous d'une barre rocheuse, le professeur H. Crammer a observé la transformation de la stratification en structure rubanée. Immédiatement en aval de cette barre, la glace présentait une structure stratiforme, généralement horizontale, en dépit des nombreuses dislocations qu'elle avait subies. Un peu plus bas, à l'altitude de 2800 m., sur les parois d'une crevasse se voyaient des stries verticales représentant le fractionnement en blocs que la masse cristalline avait éprouvées plus haut au passage de l'obstacle et qui s'étaient ensuite

¹⁾ K. Chydenius, *Scenska expeditionen till Spetsbergen år 1861 under ledning af Otto Torell.* Stockholm 1865, p. 372.

²⁾ G. Quincke, *The formation of Ice and the Grained Structure of Glaciers*, in *Proceedings of the Royal Society. Series A.* vol. 76. N° A. 152. Mathematical and Physical Sciences. 13 sept. 1905, et, *Ueber Eisbildung und Gletscherkorn*, in *Annalen der Physik.* 4 Folge. Leipzig, 1905. B. XVIII, p. 80.

³⁾ Hans Crammer, *Eis- und Gletscherstudien*, in *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.* Beilage-Band XVIII. Stuttgart, 1903.

⁴⁾ Hans Hess. *Die Gletscher.*

⁵⁾ Harry Fielding Reid. *The Relation of the Blue Veins of Glaciers to the Stratification, with a Note on the Variations of Glaciers*, in *Comptes rendus du IX^e Congrès géologique international de Vienne, 1903.* Vienne 1904, et, *The Flow of Glaciers and their Stratification*, in *Appalachia*, vol. XI, N° 1, juin 1905. Boston.

réfermés. Dans ces blocs la stratification était encore apparente, mais tant soit peu redressée et affectant une direction parallèle à celle du mouvement d'écoulement de la glace.

Avançant toujours vers laval, M. Crammer vit, par l'ouverture d'une seconde crevasse, la stratification devenue verticale et ses couches entrer et s'effacer dans la glace, absolument comme les lamelles que l'on observe plus bas. Dans une quatrième station située en aval, seule la structure lamellaire apparaissait.

Cette transformation, si elle est facilitée par le fractionnement de la glace au passage du seuil, est avant tout, déterminée par la pression que la glace subit, en dessous de la chute, du fait du rétrécissement du canal d'écoulement. Cette pression oblige les strates à prendre une orientation perpendiculaire à la direction dans laquelle elle s'exerce et parallèle à celle du mouvement d'écoulement.

Des observations sur le glacier de Vernagt ont confirmé la justesse de cette explication. Là également la stratification est transformée en structure lamellaire par l'effet d'une énorme pression subie par la glace.

Parfois la stratification du névé est coupée par des lamelles bleues verticales. Ces lamelles, de fausses « bandes bleues, » sont dues à la congélation d'une tranche d'eau et n'ont rien de commun avec la structure lamellaire.

D'après le professeur Crammer, la disposition des lamelles fournirait une indication sur la régime du glacier. Sur un appareil qui s'est retiré récemment et dont le front actuel est une section verticale de la langue terminale, laquelle avant le retrait se trouvait à quelque distance de l'extrémité inférieure du glacier, les lamelles sont orientées parallèlement à l'axe du courant. Si le glacier est stationnaire, les lamelles affectent une disposition en forme de cuiller plus ou moins parallèle au sol.

La troisième conférence des Glaciers qui s'est tenue à la Maloja, dans les premiers jours de septembre 1903 a réalisé un progrès important dans la question si discutée de la structure rubanée des glaciers et de ses relations

avec la stratification du névé. Après avoir étudié le glacier de Forno, la conférence a adopté les principes mis en lumière par le professeur Harry Fielding Reid et a exprimé son opinion sur la question dans le procès-verbal suivant¹⁾:

« 1^o La stratification propre de chaque lobe du névé persiste, après la réunion de ces lobes dans le bassin collecteur général; les couches des divers composants sont pressées les unes contre les autres et plissées. Il en résulte que les strates du névé transformés en glace apparaissent à la surface du glacier proprement dit sous la forme d'ogives. Cette forme arquée des différentes couches, que la coloration due aux poussières éoliennes permet de distinguer les unes des autres, d'aplatie et irrégulière qu'elle est dans les régions supérieures, devient, à mesure qu'on descend le glacier, toujours plus étirée dans le sens de la longueur de celui-ci. Finalement les segments des arcs d'affleurement parallèles à l'axe du glacier prennent une telle prépondérance que sa surface apparaît couverte de stries parallèles longitudinales. Cependant, dans quelques cas isolés les sommets des arcs sont encore visibles à 1 kilomètre du front du glacier [de Forno] (longueur: 8 km. environ).

« Les anticlinaux et les synclinaux du plissement ont pu être reconnus, en plus d'un point, aux parois des crevasses transversales. A la surface du glacier, sous l'influence de l'ablation, les affleurements des plis donnent naissance à des crêtes isoclinales (crêtes de Reid).

« 2^o Dans la mesure même où l'on s'éloigne du névé, la stratification de celui-ci revêt de plus en plus nettement les caractères distinctifs de la *Bänderung* (*Blaublätterstruktur, structure rubanée*) de telle sorte qu'au glacier de Forno il ne peut faire aucun doute que cette *Bänderung* ne procède graduellement de la stratification. La *Bänderung* issue de la stratification peut être suivie jusqu'à 300 m. de l'extrémité du glacier.

¹⁾ Paul-L.-Mercanton, *La III^e conférence glaciaire internationale*, in *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, Genève. T. XXI. Mars 1906. p. 313.

« 3° La *Bänderung* caractérisée ci-dessus, est traversée, comme la stratification dans les régions supérieures, par des failles à très fortes inclinaisons, qu'on doit attribuer à des crevasses plus tard refermées. Ces failles sont généralement accompagnées de flexures.

« Les cicatrices des crevasses apparaissent le plus souvent comme des bandes bleues recouvrant la *Bänderung*. Vers le bout du glacier les cicatrices de crevasses sont étirées en ogives et déversées vers l'aval. De la sorte nait, au front du glacier, une nouvelle structure rubanée.

« 4° La *Bänderung* issue de la stratification présente, au point de vue de la régularité de sa disposition, des différences considérables, entre les divers affluents. Ces différences s'atténuent au fur et à mesure qu'on descend vers l'extrémité du glacier et finissent par disparaître complètement.

« La *Bänderung* due à la cicatrisation des crevasses est, au contraire, en raison même de la grande extension du crevassement transversal, développée d'emblée d'une rive à l'autre du glacier et conserve jusqu'à l'extrémité cette particularité. »

Sur le Snehættabräe (Jostedalsbræ), le Dr J. Rekstad a pu, lui aussi, suivre le développement de la structure rubanée depuis le sommet du plateau d'où sort ce glacier jusqu'à son confluent avec le Lodalsbræ. Le Snehættabräe est découpé par un système régulier de crevasses transversales en arcs de cercle dont la partie convexe est tournée vers l'amont. « Par l'ouverture de ces fentes on peut suivre pas à pas la structure rubanée du glacier vers l'aval. Si la glace présente quelques dislocations, la continuité de cette structure est cependant évidente, et il ne peut exister aucun doute que la structure rubanée que présente le Snehættabräe à son confluent avec le Lodalsbræ ne tire son origine de la stratification de la neige dans la zone du névé »¹⁾.

¹⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*, in *Bergens Museums Aarbog*, Bergen, 1904. 1. (p. 81 du tirage à part).

Quoiqu'il en soit, le professeur F. A. Forel n'a pas été convaincu, et, d'après ce qu'il a observé au glacier du Rhône il ne lui paraît pas que la structure rubanée puisse être la conséquence de la stratification des couches superposées du névé. « Il y a, en effet, écrit-il, interruption presque complète de continuité entre ces deux régions : le névé et la coquille du glacier. En passant par la cataracte de la Saas, le glacier s'amincit beaucoup, la lame de glace qui joint encore la coquille au glacier supérieur, lame qui sera peut-être bientôt rompue, si la décrue du glacier continue encore pendant quelques années, est trop peu épaisse pour que la stratification du névé puisse rester apparente après un tel étirement du corps du glacier, réapparaître aussi brillante qu'est la structure rubanée dans la masse entière du tas de glace amoncelé au pied de la cataracte¹⁾. Et, le professeur Forel conclut formellement : « La structure en bandes bleues de la coquille du glacier du Rhône ne peut être due à la stratification du névé ».

Sur les glaciers remaniés apparaissent également des bandes bleues très nettes. D'après le professeur H. F. Reid, elles seraient produites par une stratification secondaire engendrée par l'entassement successif du produit des avalanches²⁾. Cette opinion est partagée par le Dr J. Rekstad, à la suite de ses observations au Suphellebræ (Jostedalsbræ) qui est, comme on sait, un magnifique glacier remanié (fig. 5).

Sur les glaciers de l'Antarctique, si la structure rubanée fait défaut, ou du moins est très atténueée, une stratification fort nette apparaît. Le glacier de Snow-Hill, voisin de la station d'hivernage du Dr Otto Nordenskjöld, « ne présente pas de bandes bleues (ogives), en revanche, partout il montre une stratification horizontale remarquablement nette, formée de bandes alternativement bleues et blan-

¹⁾ F. A. Forel. *Structure rubanée du glacier*, in *Zeitschrift der Gletscherkunde*. Berlin, I, 1, mai 1906, p. 65.

²⁾ Harry Fielding Reid. *The relation of the Blue Veins of Glaciers to the Stratification*.

ches... Cette stratification dérive du dépôt successif des neiges, comme le prouve la présence de couches particulièrement riches en particules étrangères dispersées dans la masse glaciaire. Il est facile de reconnaître que ces matériaux formaient primitivement des horizons de kryokonite et que sous l'influence de la fusion, ils ont été entassés dans des cavités isolées¹⁾. » « Je n'hésite pas par suite à croire, ajoute le professeur Otto Nordenskjöld que la structure rubanée que j'ai observée sur tous les *icebergs* antarctiques dérive de cette cause et est déterminée par la superposition des couches de neige ».

Sur l'*inlandsis* de la terre de l'Empereur Guillaume II, au pied du Gaussberg, le professeur E. von Drygalski a fait une constatation semblable. Dans le voisinage immédiat de la rive la structure rubanée apparaissait; mais, en s'éloignant de la terre, elle s'atténuaient et n'était plus visible que par l'ouverture des crevasses. Une véritable stratification parallèle à la surface du glacier et à toutes ses ondulations se montrait très nette même dans les zones où des traces de structure rubanée étaient visibles. Sur l'*inlandsis* de la terre de l'Empereur Guillaume II, comme à Snow-Hill, les différentes couches sont marquées par des horizons de kryokonite, et la stratification dérive de l'entassement successif de couches de neige qui se transforme sur place en glace. Dans ces rayons les glaciers ne possèdent en somme qu'un bassin d'alimentation et point de zone de fusion.

Genèse des corniches sur les parois des glaciers. Les fronts de ceux des glaciers polaires qui se terminent sur le sol et même souvent leurs parois latérales forment généralement des escarpements à pic dominant le terrain environnant. Fréquemment ces falaises montrent des corniches produites par des strates de glace pure faisant saillie au-dessus de couches constituées de glace souillée de matériaux détritiques. Sur le front des glaciers de l'île Disko (Grönland), le pro-

¹⁾ Otto Nordenskjöld, *Note sur la glaciation antarctique*, in *La Géographie*, IX, 1, 15 janv. 1904, p. 5.

fesseur T. C. Chamberlin a observé de telles corniches dont le surplomb variait de quelques centimètres à 1^m15. D'après le savant professeur de l'université de Chicago, ces saillies seraient dues soit à une progression plus rapide des couches supérieures, soit à une fusion plus active des couches de glace noire ¹⁾.

Des observations faites sur le glacier des Three Sisters (Orégon) ont conduit Israël C. Russel à attribuer la formation de ces corniches uniquement à l'inégalité de la fusion ²⁾.

La lèvre supérieure d'une *bergschrund* de ce glacier, haute de 10^m,80 et constituée de couches superposées de névé pur entremêlées de strates noires, présentait deux corniches surplombant de 0^m,15 à 0^m,17 les parties sous jacentes. Or, ces saillies ne s'observaient que sur la face exposée entièrement au soleil, et disparaissaient complètement dans la partie du mur de la *bergschrund* située un peu plus loin et qui se trouvait abritée des rayons solaires par un « pont » de neige. En raison de sa couleur foncée la couche de névé souillé fond plus rapidement que la neige pure, et le produit de sa fusion détermine à son tour la fonte de la partie de la paroi sous jacente. La *bergschrund* étudiée par le professeur Israël C. Russel était située à une distance variant de 15 à 60 m. du sommet du névé, par suite dans une partie de la nappe glaciaire qui n'éprouve aucun mouvement.

Dans une note accompagnant l'article de I. C. Russel, le professeur T. C. Chamberlin, tout en reconnaissant la part prépondérante de la fusion dans la formation de ces corniches, affirme que, dans beaucoup de cas, l'inégalité dans le glissement des diverses couches contribue également à la production de ces saillies.

Forages glaciaires. Grâce à MM. A. Blümcke et H. Hess

¹⁾ *Bull of the geological Society of America*, Vol. VI, 1905 p. 206, et, *Journal of Geology* vol. IV (1896).

²⁾ *Glaciers cornices*, in *The Journal of Geology*, Chicago, XI, n° 8, Novembre-Décembre 1903, p. 783-785 avec une figure.

les opérations de forages à travers les glaciers sont entrés dans le domaine de la pratique. Dans ces difficiles et délicates expériences nos deux confrères allemands ont tout inventé, la méthode technique comme l'outillage nécessaire, et, en dotant la glaciologie de ce procédé d'investigation ils se sont acquis la reconnaissance des glaciéristes. Considérables sont les résultats de ces opérations ; elles fournissent d'abord des repères d'une stabilité absolue, pour la mesure des vitesses d'écoulement et d'ablation ; de plus, elles donnent le moyen de connaître la température interne du glacier à diverses profondeurs et la loi qui lie la vitesse d'écoulement à la profondeur. Enfin ces expériences révèlent les formes du lit sous-glaciaire. Les sondages exécutés par les professeurs A. Blümcke et H. Hess ont, en outre, démontré que dans la région où ils ont été effectués la masse de l'Hintereisferner s'appliquait généralement sur son lit. En un seul des points sondés il y avait intervalle entre la glace et le sous-sol, comme l'a démontré l'écoulement par le fond de l'eau qui remplissait un trou de sonde.

On doit espérer que l'exemple donné par MM. Blümcke et Hess sera suivi et que des forages seront entrepris dans d'autres régions glacées. Aussi bien, ne saurait-on trop appeler l'attention sur l'important mémoire du professeur Paul L. Mercanton, dans lequel se trouvent décrit très clairement les méthodes et l'outillage nécessaire à ces opérations¹⁾. En quelques pages l'auteur a condensé tous les renseignements techniques, tous les faits d'ordre pratique susceptibles de faciliter de futures entreprises de forages glaciaires.

Il serait injuste de ne pas mentionner l'appui financier donné par le Club alpin allemand-autrichien à l'œuvre si féconde accomplie à l'Hintereisferner. Avec un zèle scientifique qui ne saurait être trop loué et trop cité en exemple aux sociétés alpines, cette association a couvert

¹⁾ Paul L. Mercanton, *Forages glaciaires*, in *Archives des Sciences physiques et naturelles*. Genève, 10^e année. Quatrième période. T. XIX. Avril et mai 1905.

les frais de cette expérience qui pour la période de 1901 à 1906 se sont élevés à pas moins de 16,800 fr.

Épaisseur des glaciers. Un des résultats les plus intéressants des forages exécutés à l'Hintereis a été de fournir une mesure précise de l'épaisseur que peuvent acquérir les glaciers alpins. Sur un point situé à 2 kilomètres de son extrémité inférieure, les professeurs A. Blümcke et H. Hess avaient, en 1902, rencontré une puissance de 152^m,6. En 1904 un nouveau sondage entrepris tout près de ce même point a donné comme résultat 214 m. —

Observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers.

Alpes.

Des observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers ont été effectuées dans le Tyrol par le docteur Hans Angerer¹⁾, par les professeurs A. Blümcke²⁾ et Finsterwalder et dans les Alpes de Savoie par M. P. Mougin, inspecteur des forêts, chef de service du Reboisement dans le 5^e conservation³⁾.

Tirol. Les opérations du Dr H. Angerer ont porté sur un petit glacier de cirque du massif de l'Ankogel, le Klein-Elendkees, et embrassent une période de trois ans, 1902, 1903 et 1904.

¹⁾ Berichte über die wissenschaftlichen Unternehmungen des D. u. Oe. A.-V. — XL. Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogel - Hochalmenspitzegebiete in den Jahren 1898 bis 1904*, in *Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.*, 1905, 15 sept., n° 17, p. 201.

²⁾ Berichte über die Wissenschaftliche Unternehmungen des D. u. Oe. A.-V.-XXXV. Ad. Blümcke. *Ueber die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1902-1903*, in *Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.*, 1904, 29 février, n° 4, p. 47, et, Berichte etc. XXXIX. *Ueber die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1903-1904*, in *Ibid.* 1905, 30 juin, n° 12, p. 139.

³⁾ Voir Commission internationale des Glaciers. *Les variations périodiques des glaciers. XI rapport. 1905*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*, I, 2, sept. 1906 (p. 8 du tirage à part).

Durant cette période la vitesse moyenne annuelle d'écoulement a été, sur une ligne placée en 1902, de 14^m,1 en 1902-1903, avec un maximum de 21^m,75, puis de 13^m,7 en 1903-1904 avec un maximum de 23^m,4.

En 1903 une seconde ligne de pierres, placée sur le même profil que celle de 1902, a cheminé, de 1903 à 1904, à la vitesse moyenne de 14^m,9 avec maximum de 22^m,2. Pour la même section du glacier, il y a donc eu, entre 1902-1903 et 1903-1904, augmentation de vitesse de 0^m,80 bien que le glacier ait reculé dans cet intervalle de 9^m,6, recul sensiblement égal à celui observé l'année précédente 9^m,9.

Sur certains appareils la vitesse d'écoulement peut atteindre des variations considérables, comme le montrent les observations du professeur A. Blümcke sur le Vernagtferner et le Guslarferner.

A. *Vernagtferner.*

I. Vitesse annuelle sur le profil bleu (1900).

	1900-1901	1901-1902	1902-1903	1903-1904.
Pierre N° 2	146 ^m ,6	50 ^m ,5	44 ^m ,3	27 ^m ,6

II. Vitesse annuelle sur le profil vert (1897).

Pierre N° 2	422 ^m ,7	40 ^m ,8	35 ^m ,3	29 ^m ,4
N° 4	—	46 ^m ,4	40 ^m ,9	29 ^m ,4
N° 5		41 ^m ,5	36 ^m	30 ^m ,2

III. Vitesse annuelle sur le profil rouge-brique (1903).

Pierre N° 6	436 ^m ,1	40 ^m ,8	30 ^m ,9	18 ^m ,5
N° 7	—	39 ^m ,7	29 ^m ,9	19 ^m ,3

IV. Vitesse annuelle sur le profil rouge (1889).

Pierre N° 8	134 ^m ,6	41 ^m ,4	32 ^m ,5	16 ^m ,8
-------------	---------------------	--------------------	--------------------	--------------------

A la diminution de vitesse correspond une diminution d'épaisseur. Sur la ligne de 1889 elle atteint en moyenne 7 m. en 1904, et, à une plus grande distance du front, 1^m,6 contre 1^m,2 l'année précédente.

Ce ralentissement et cet affaissement correspondent à une diminution très sensible de la crue du Vernagt. Alors

qu'en 1901 ce glacier avançait à raison de 50 m., il était stationnaire en 1904.

B. *Guslarferner.*

	Vitesse annuelle.					
	Nº 1	Nº 3	Nº 4	Nº 6	Nº 7	Nº 8
1898-1900	6m	37 ^m ,3			28 ^m ,7	
1900-1901	6 ^m ,4	14 ^m ,1	26 ^m ,9	26 ^m ,6	21 ^m ,2	13 ^m ,5
		moy.	moy.			moy.
1901-1902	3 ^m ,7		18 ^m	19 ^m ,6	14 ^m ,3	5 ^m ,8
1902-1903	1 ^m ,7	24 ^m ,8	18 ^m ,1	18 ^m ,4	15 ^m	10 ^m ,3
1903-1904	4 ^m ,1	11 ^m ,2	16 ^m ,9	18 ^m ,8	14 ^m ,1	8 ^m ,2

De 1901 à 1902 un gonflement de la surface s'est produit, suivi en 1904 d'un affaissement. Pendant toute la période considérée le glacier a toujours reculé.

Dans la Savoie M. Paul Mougin a obtenu les résultats suivants¹⁾:

I. *Massif du Mont-Blanc.*

1^o *Glacier de l'Argentière.*

	1904-1905	1905-1906
	Vitesse annuelle maxima.	
Ligne bleue à 640 m. en amont du front, oblique à l'axe du glacier.	109 ^m	Pas d'observation, les pierres n'ayant pu être retrouvées.
Ligne rouge à 1500 m. en amont du front	136 ^m ,8	

2^o *Glacier des Bossons.*

	1904-1905	1905-1906
	Vitesse annuelle maxima	
Ligne rouge à 165 m. en amont du front.	44 ^m ,4	34 ^m ,50
Ligne bleue à 372 m. en amont du front.	61 ^m ,10	47 ^m ,50

En 1905, sur la ligne rouge les affaissements sont légèrement supérieurs aux gonflements, sur la ligne bleue,

affaissement général. En 1906, sur la ligne rouge affaissement dominant, et, gonflement important sur la ligne bleue.

En 1905, recul de 20 m. sur le flanc gauche du glacier et progrès de 15 m. dans la partie nord du front.

En 1906 recul de 18 m. au milieu du front et progrès de 16 m. dans sa partie nord.

3^e Glacier de Bionnassay.

	1904-1905	1905-1906
	Vitesse annuelle maxima.	
Ligne rouge à 400 m. en amont		
du front	27 ^m ,1	26,2
Ligne bleue à 895 m. en amont		
du front	34 ^m	40 ^m

En 1905, sur la ligne rouge état stationnaire, sur la ligne bleue gonflement général (maximum : 5^m,70). En 1906, ligne rouge, léger affaissement, tandis que sur la ligne bleue les gonflements compensent les affaissements.

En 1905 recul de 10 m. en 1906 également recul.

II. Maurienne.

Glacier des Sources de l'Arc.

	Vitesse annuelle maxima.	
	1904-1905	1905-1906
Ligne bleue, à 170 m. en amont		
du front	12 ^m ,30	22 ^m ,30
Ligne rouge, à 637 m. en amont		
du front	17 ^m ,90	25 ^m ,30

En 1905 sur la ligne bleue affaissement général (valeur maxima : 0^m,55), sur la ligne rouge affaissement dans la partie sud, gonflement dans la partie nord. En 1906 affaissement général et considérable ; il atteint 9^m,50 en un point.

En 1905 recul de 10 m. en 1906 recul également de 10 m.

Himalaya.

Au cours de l'expédition Workman de 1903 des observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers ont

été faites au Hoh-Loumba et au Tchogo-Loungma¹⁾. Ces glaciers, longs respectivement de 17,5 km. et de 46,5 km., progressent très lentement.

Hoh-Loumba. Sur une section située à 7250^m du front, la vitesse maxima constatée a été de 0^m,07 par vingt-quatre heures, à 223 m. de la rive ouest. La largeur de la section n'est pas indiquée. La pente du glacier est de 2°32'.

Tchogo - Loungma. Vitesse maxima par vingt-quatre heures sur une section située à 24 kil. du front : 0^m,81. Le point possédant cette vitesse se trouvait à 1004 m. de la rive sud, soit à peu près au milieu du courant.

Sur une section, large de 2800 m. environ et située à 29 kil. en amont du front, la vitesse d'écoulement s'est montrée très variable en différents point du profil, comme le montre le tableau suivant :

Distance du repère par rapport

à la rive sud.

Mouvement en 24 heures.

481 ^m	0 ^m ,480
577 ^m	0 ^m ,960
859 ^m	0 ^m ,729
1340 ^m	0 ^m ,978
1526 ^m	0 ^m ,744
1548 ^m	0 ^m ,936

Nouvelle Zélande.

Depuis 1889 des observations régulières sont poursuivies par le Service de l'Arpentage de la Nouvelle Zélande sur l'écoulement du glacier de Mueller²⁾. Elles indiquent

¹⁾ Fanny Bullock Workman, *Exploration des glaciers du Karakorum*, in *La Géographie*, IX, 4, 15 avril 1904, p. 252 et 254.

²⁾ J. W. A. Merchant, *Report on the Department of Lands and Survey, New Zealand, for the year 1904-1905*, Wellington. By authority. John Mackay, Government Printer. 1905, p. 112 (avec une carte) ; Thomas Humphries, *New Zealand. Report on the Department of Lands and Survey, for the year 1905-1906*. Wellington. By Authority. John Mackay, Government Printer. 1906, p. 16 (avec une carte au 720^a montrant le déplacement des pierres peintes sur le glacier de Mueller de 1889 à 1906 et un tableau des vitesses d'écoulement pendant cette période).

de très grandes variations : d'abord un accroissement de vitesse en été, ensuite un ralentissement durant la période 1895-1906 par rapport à celle s'étendant de 1889 à 1895. Cette diminution, d'environ 0^m,025 par jour, est d'autant plus remarquable que de 1890 à 1906 le front du glacier a progressé de 75 à 90 m. — L'arpenteur chargé des observations, M. Brodrick, attribue cette crue à une diminution de l'ablation et non point à une augmentation de l'enneigement.

Régions antarctiques.

Au cours des récentes expéditions vers le Pôle Sud des mesures de la vitesse d'écoulement ont été effectuées sur les nappes de glace qui recouvrent le continent antarctique.

Sur l'*inlandsis* de la terre de l'Empereur Guillaume II, à l'ouest du Gaussberg, cette vitesse n'a pas dépassé 0^m,33 par vingt-quatre heures, à la lisière de la nappe de glace ; vers l'amont elle décroît de 0,04 pour une distance de 2 km.¹⁾ Nous sommes loin des valeurs observées sur les glaciers de l'*inlandsis* du Grönland qui débouchent au fond des fjords : 18 m. par vingt-quatre heures au Grand Karajak avec un coefficient de ralentissement de 4 m. à 2 km. vers l'amont. Cela tient, d'après le professeur E. von Drygalski, à ce que, dans sa partie inférieure, l'*inlandsis* antarctique ne se trouve pas canalisé, comme celui du Grönland, entre des crêtes rocheuses et que son épaisseur est moindre : 200 m. au lieu de 600 à 700 m. au Grand Karajak.

A la terre Victoria, la « Grande Barrière », qui est un colossal *piedmont-glacier* flottant, possède une vitesse d'écoulement singulièrement plus grande que l'*inlandsis* voisin du Gaussberg²⁾. Un dépôt de vivres de l'expédition antarctique anglaise, établi sur ce glacier à 100 km. du front

¹⁾ E. von Drygalski, *Die Bewegung des Antarktischen Inlandeises*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*. Berlin, I, 1, mai 1906, p. 61.

²⁾ Capitaine Scott, *La « Discovery » au Pôle Sud*, Hachette et C^{ie} Paris, 1908, vol. II, p. 269.

de mer le plus voisin, s'est déplacé vers l'aval de 556 m. en treize mois, soit à raison de 4^m,35 par jour.

Les autres glaciers de la terre Victoria paraissent, au contraire, pour ainsi dire stagnants, comme l'indiquent les observations suivantes effectués par l'expédition anglaise¹⁾:

1^o Glacier Bleu, issu d'une calotte locale : 0^m,10 par mois.

2^o Glacier Ferrar, émissaire de l'*inlandsis*, long de 90 km. : 0^m,05 par jour en hiver, et 0^m,12 par jour en été.

Dans l'Antarctide américaine, certains glaciers, comme celui de Snow-Hill, ne manifestent pas une plus grande activité²⁾.

Etudes diverses sur l'écoulement des glaciers.

D'après MM. Blümcke et S. Finsterwalder, la vitesse d'écoulement subit des variations de trois ordres différents³⁾:

1^o des variations embrassant une longue période et correspondant à des modifications dans les dimensions de la langue terminale ;

2^o des variations d'une durée plus courte et qui n'engendrent de changement ni dans l'étendue, ni dans l'épaisseur de l'extrémité inférieure du courant.

3^o des variations saisonnières.

Les premières peuvent atteindre une grande amplitude. Ainsi, au fameux glacier de Vernagt, sur un profil voisin du front on a vu la vitesse annuelle passer de 17 m. en 1889, à 250 m. en 1899 pour retomber à 50 m. en 1901. Après

¹⁾ Results of the National Antarctic Expedition. — H. T. Ferrar, *Notes on the Physical Geography of the Antarctic*, in *The Geogr. Journ.*, XXV, 4, avril 1905, p. 381.

²⁾ Otto Nordenskjöld, *Note sur la glaciation antarctique*.

³⁾ Zeitliche Aenderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegungen, in *Sitzungsberichten der math. phys. Classe der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften*. Munich. B. XXXV, H. 1. 1905 (Tirage à part).

avoir été en recul jusqu'en 1897, le Vernagt, à la suite de l'arrivée de cette onde de glace à son extrémité inférieure, progressa et atteignit au printemps 1904 le maximum de cette poussée en avant. L'accélération de la vitesse d'écoulement correspond donc bien à un état de crue et se manifeste avant que l'allongement ne se produise.

Le même phénomène a été observé sur le Gliederferner (Zillertal). De 1885 à 1897, la valeur annuelle de l'écoulement de cet appareil, sur une ligne située dans la partie centrale de sa langue terminale, s'est élevée de 14 à 40 m. pour s'abaisser ensuite à 34 m. Or, à partir de 1904 ce glacier a éprouvé une crue passagère. Peut-être sur des glaciers ayant un tempérament différent l'accélération de l'écoulement pendant les crues est-elle moindre que celle constatée sur le Vernagtferner et sur le Gliederferner ?

Les variations de second ordre dans la vitesse d'écoulement ont une durée plus courte, et ne sont accompagnées que par de légers gonflements dans les parties supérieures du glacier. Leur existence est démontrée par les observations de Seeland et du professeur Angerer sur le Pasterzenkees, et des professeurs Hess, Blümcke et Finsterwalder sur l'Hintereisferner.

Sur le Pasterzen, au point H. (milieu du profil Hoffmannshütte-Glocknerfuss), pendant une période de plus de vingt ans (1882 à 1903) durant laquelle le glacier est toujours demeuré en retrait, la vitesse annuelle d'écoulement a varié du simple au double, de 30^m,6 (1886-1888) à 60^m,6 en (1898-1899), en passant par des séries de fluctuations. Aussi bien la représentation graphique de sa vitesse pendant cette série d'années, est une ligne dessinant quatre dents et les amorces de deux autres.

Sur l'Hintereisferner pareille variation a été relevée par Hess de 1894 à 1898. A partir de 1894 la vitesse d'écoulement a diminué progressivement pour atteindre son minimum pendant l'été 1895 et se relever ensuite rapidement ¹⁾.

¹⁾ H. Hess. *Die Gletscher*, p. 295. fig. 54.

Les observations postérieures de Blümcke et de Finsterwalder sur ce même glacier révèlent dans toute son étendue des variations semblables. De plus, dans un court intervalle la vitesse d'écoulement sur un même point peut présenter de très sensibles différences. Ainsi, sur un point d'un profil, après être restée égale à 0^m,054 par jour du 23 juillet au 4 août 1902, la vitesse s'est élevée à 0^m,091 du 4 août au 14 septembre. L'écoulement du glacier se produit donc par à coups, une accélération de vitesse survenant entre deux phases de ralentissement.

Ces changements de vitesse se propagent très rapidement dans toute la longueur du glacier. Ainsi le minimum observé, en 1900-1901, à 4800 m. en amont du front du glacier, se manifeste, en 1902-1904, à 4450 m. plus en aval sur le profil distant de l'extrémité du glacier de 600 m. seulement. Ces ondes, que le professeur Finsterwalder désigne sous le nom de *Druckwellen* (ondes de pression), sont distinctes de celles observées par M. J. Vallot sur la Mer de glace de Chamonix (*Schwellungswellen*). Si ces deux vagues concourent également à l'écoulement de la glace, leur vitesse de transmission est très différente. Tandis que pour les premières elle est de 20 à 150 fois supérieures à celle du glacier, pour les secondes elle ne l'est plus que de quatre ou cinq fois.

L'existence des variations saisonnières a été très contestée. Sur la Mer de glace de Chamonix, M. J. Vallot, n'ayant relevé qu'une très faible accélération de l'écoulement pendant l'été, a conclu à la constance de la vitesse; il n'avait, il est vrai, considéré qu'une partie de la langue du glacier (*Gletscherzunge*). Les professeurs Blümcke et Finsterwalder, qui, eux, ont opéré sur toute la longueur de l'*Hintereisferner*, ont obtenu des résultats plus précis et d'une importance considérable. Ils ont reconnu une accélération estivale sur le tiers inférieur de la partie de l'appareil comprise entre le front et la ligne du névé, et, une accélération hivernale dans les deux autres tiers de cette région. Ces deux accélérations deviennent de plus en

plus faibles à mesure que l'on s'éloigne de l'extrémité inférieure du glacier.

La vitesse d'écoulement est la résultante entre, d'une part, le glissement vers l'aval déterminé par la pesanteur et la pression du névé, et, de l'autre la résistance due à la friction interne de la glace et à celle du glacier contre son lit. Pendant l'hiver, la partie supérieure du glacier se charge de neige ; par suite sous la pression de cette masse, l'écoulement devient plus rapide ; pendant l'été, dans la partie inférieure, l'élévation de la température détermine une abondante circulation des eaux de fusion dans et sous le glacier ; de ce fait résulte une diminution des frictions et par conséquent une augmentation de la vitesse d'écoulement.

L'écoulement n'est donc pas constant, et il se produit par à coups, plus fréquents durant l'hiver dans la partie supérieure du glacier, et, durant l'été dans la partie inférieure.

Il serait imprudent de généraliser les faits signalés par MM. Blümcke et Finsterwalder à l'Hintereisferner, avant de les avoir contrôlés par des séries de nouvelles observations effectuées sur d'autres glaciers. Toutefois, les résultats obtenus par M. J. Vallot à la Mer de glace de Chamonix semblent, eux mêmes, confirmer ceux acquis par Blümcke et Finsterwalder. Les mensurations de notre collègue exécutées dans la partie inférieure du glacier des Bois accusent, en effet, une augmentation de l'accélération estivale inversement proportionnelle à l'éloignement du profil considéré par rapport au front du glacier.

La température de l'air exerce une influence sur la vitesse d'écoulement.

Ainsi, durant une période de dix jours (9-19 juillet 1904) pendant laquelle la moyenne des minima fut de $+3^{\circ},75$ et celle des maxima de $+15^{\circ},7$ la vitesse du profil du glacier Victoria (Colombie britannique) où l'écoulement était le plus rapide, a été seulement de $0^m,05$ par jour.

Durant une période d'égale durée (19-29 juillet 1904) pendant laquelle la moyenne des minima fut de $+4^{\circ}21$ et celle des maxima de $+19^{\circ}9$, elle s'éleva à $0^{\text{m}}091$.

L'observation d'un profil établi, à 900 m. en amont du front, sur le glacier de Nisqually, au Mont Rainier (Monts des Cascades, États-Unis) a fourni un résultat semblable¹⁾ durant une période de dix jours (18-28 juillet 1905). Ainsi on vit la vitesse de toutes les pierres de ce profil augmenter notablement pendant les journées du 20 au 22 juillet, chaudes et sèches, puis diminuer les jours suivants en même temps que la température s'abaissait.

Prenons, comme exemples, les points 3 et 4 de ce profil qui ont eu les plus grandes vitesses.

Vitesse journalière en centimètres.

	<i>18-20 juillet.</i>	<i>20-22 juillet.</i>	<i>22-26 juillet.</i>	<i>26-28 juillet</i>
Nº 3	40,1	55,6	38,4	33,3
Nº 4	39,6	56,7	35,6	33,8
<i>Temp. moy.</i>	<i>Temp. moy.</i>		<i>Temp. moy.</i>	
le 18 : + 12°,8 ; les 20 et 21 : + 21° à + 24° ; du 22 au 26 : + 15°,6 ;			du 26 au 28 : tempête et pluie.	

Les opérations de forage accomplies par les professeurs Blümcke et Hess à l'Hintereisferner ont permis de constater que la vitesse d'écoulement diminue en profondeur. Le rapport entre la vitesse moyenne de tout un profil et celle de la surface est, en moyenne, de 0,77 avec une erreur d'environ 8 pour cent. Il est même possible que le taux de progression des parties les plus profondes du glacier ne soit seulement que le quart ou le cinquième de celui de la surface ^{2).}

¹⁾ J. Leconte, *The motion of the Nisqually Glacier. Mt. Rainier, U. S. A.*, in *Zeit. für Gletscherkunde*, I, 3, Sept, 1906, p. 198.

²⁾ Berichte etc. XXXVI. Dr. A. Blümcke und Dr. H. Hess. *Tiefborungen am Hintereisgletscher*, in *Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.* — 1905, n° 4.

Sur la valeur de la composante verticale de la vitesse d'écoulement, qui est la différence de niveau parcouru dans l'unité de temps, les professeurs Blümcke et Finsterwalder ont publié un important mémoire résumant les observations qu'ils ont poursuivies au glacier d'Hintereis¹⁾.

D'après M. Crammer, l'apparition de la structure lamellaire aux environs de la limite entre la zone du névé et la langue de glace, indique une relation entre cette modification structurale et le mouvement de la glace. Obéissant à la pesanteur, dans la région stratifiée les strates, isolées par la mince couche superficielle de poussière, glisseraient les unes sur les autres dans le sens de la pente.

Le professeur Chamberlin a publié une intéressante étude sur le mouvement des glaciers. Le savant géologue américain propose une théorie qui est une combinaison de celle de la viscosité avec celle du regel et de la modification des grains de glace²⁾.

Érosion glaciaire. Le professeur Hans Hess, un protagoniste ardent de l'érosion glaciaire, s'est livré, sur le glacier d'Hintereis, à d'intéressantes expériences en vue d'étudier la valeur métrique de cette érosion.

A la jonction de l'Hintereisferner et du Langtaufererferner il a débarrassé le glacier, sur une longueur de 20 m. et une largeur de 5, des matériaux de la moraine médiane et enfoncé en ce point un pieu pour la mesure de l'ablation superficielle³⁾.

Dix jours plus tard, l'ablation ayant été de 0^m,20 ap-

¹⁾ A. Blümcke et S. Finsterwalder, *Die Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteil*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, I, 1, mai 1906, p. 4.

²⁾ *A contribution to the theory of glacial motion*, in *University of Chicago, Decennial Publications*. Vol. IX, Chicago 1904.

³⁾ *Berichte über die wiss. Unternehmungen der D. u. Ö. Alpenvereins*. XXXIII. Prof. Dr. Hans Hess. *Gletscherbeobachtungen im Stubai-und Ötztale 1903*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.* V. 1903, n° 24.

paraissaient sur l'espace nettoyé des débris détritiques dont le volume s'élevait à 60 ou 100 dem. cubes. De ce rendement, M. Hess conclut que la moraine interne contiendrait 15 décimètres cubes par mètre carré, et, que chaque mètre carré superficiel de la surface inférieure de l'Hintereisferner, dans la région du névé, renfermerait 7,5 décimètres cubes de matériaux provenant de son lit. Le calcul le conduit ensuite à évaluer de 0^m,02 à 0^m,03 le montant de l'érosion que le glacier fait subir à son *substratum*.

Une seconde expérience exécutée dans la région de l'Hintereisferner voisine du front, a fourni les résultats suivants :

A la surface d'un petit triangle de 330 m. de base, se trouvaient environ 72 mètres cubes de matériaux morainiques lesquels avaient été fournis par une section du glacier de 11,000 m³. La quantité de débris inclus dans chaque mètre superficiel du glacier était donc de 73 m³ : 11,000 m², soit de 6,5 décimètres cubes. Partant de cette donnée et faisant intervenir la vitesse moyenne d'écoulement qui est de 11 m. par an pour la tranche du glacier fondue, puis la déformation subie par cette tranche, M. Hess évalue à 1,5 m³ le volume des matériaux enlevés par le glacier dans la partie inférieure de son lit.

D'après le professeur Hess, ces deux expériences montrent que « l'hypothèse suivant laquelle le glacier protège son lit n'est pas admissible ». Notre savant collègue allemand évalue à 1 m. l'approfondissement créé par le glacier en 30 ou 50 ans. « La glace aurait donc une puissance d'érosion décuple au moins de celle de l'eau courante ».

Par une série de sondages les professeurs Hans Hess et A. Blümcke ont pu établir le profil en travers de la vallée remplie par l'Hintereisferner.

En 1903, un sondage effectué en aval du confluent du Langtaufererferner, à 47 m. de la rive, a indiqué une épaisseur de glace de 36 m. ; un second, exécuté à 100 m. plus loin, une puissance de 116 m. Ainsi, le versant de la vallée glaciaire présente une rupture de pente, et la partie

axiale du lit est plus creuse que ne l'indique l'inclinaison des pentes émergées. L'Hintereisferner a donc surcreusé son lit, concluent les professeurs A. Blümcke et H. Heiss.

Une nouvelle campagne de forages accomplie en 1904 a confirmé ces glaciéristes dans cette opinion¹⁾.

D'après M. Willard D. Johnson²⁾, les glaciers détermineraient le sapement des crêtes contre lesquelles ils s'appuient et produiraient indirectement une érosion régressive. C'est ainsi qu'auraient été engendrés les cirques de la haute montagne.

Descendu au fond de la *bergschrund* d'un glacier de cirque de la Sierra Nevada (Californie), M. W. D. Johnson observa, entre la glace et la paroi rocheuse, un intervalle de 3 à 4^m,50 ; le sol de la crevasse était parsemé de blocs à angles saillants tombés du versant rocheux et les assises de ce versant toutes disloquées par les alternatives de gel et de dégel. Sous l'influence des variations de température, qui se font sentir jusqu'au fond de la *bergschrund* la muraille rocheuse se dégrade donc rapidement et les matériaux provenant de sa démolition sont ensuite entraînés par le glacier. Le glacier mange ainsi progressivement la montagne et entaille dans son épaisseur un cirque de plus en plus échancré.

Par ce processus le Dr G. K. Gilbert explique la dissymétrie des versants de la Sierra Nevada de Californie³⁾. Dans ce relief les crêtes orientées est-ouest présentent des à pic vers le nord, et des pentes modérées vers le sud, tandis que celles dirigées nord-sud ont leurs versants ori-

¹⁾ Berichte über die wiss. Unternehmungen des D. u. Ö. A.-V. XXXIV. Dr. A. Blümcke und Dr. Hans Hess, *Tiefborungen am Hintereisferner im Jahre 1903*, in Mitt. d. D. u. Ö. A.-V. 15 février 1904, n° 3. — XXXVI. Dr. A. Blümcke und Dr. H. Hess, *Tiefborungen um Hintereisferner*, in Mitt. d. D. u. Ö. A.-V. 1905, n° 4.

²⁾ Willard D. Johnson, *The Profile of Maturity in alpine glacial Erosion*, in *Journal of Geology*, Chicago. XII, 7, oct.-nov. 1904.

³⁾ G. K. Gilbert, *Systematic Asymmetry of Crest Lines in the High Sierra of California*, in *Ibid.*

taux abrupts et leurs flancs occidentaux moins inclinés. Cette situation résulte de ce que sur les pentes nord et est les glaciers pleistocènes étaient plus vigoureux et exerçaient une destruction très active sur les parois rocheuses qui les enfermaient suivant le procédé observé par M. W. M. Johnson.

La seule observation directe d'érosion glaciaire faite dans ces dernières années concerne le Gliederferner, en Tirol. En 1904 le front de ce glacier en crue creusa les alluvions glaciaires situées devant lui, déterra dans la nappe détritique un bloc d'un volume de $7m^3$ et le culbuta¹⁾.

Exposons maintenant les observations restreignant l'importance de l'érosion glaciaire et que nous avons rencontrées dans la littérature glaciaire pendant la période qu'embrace cette revue.

A cet égard la belle monographie consacrée par le Dr G. Voskule²⁾ au glacier d'Hüfi renferme plusieurs faits du plus haut intérêt.

Le lit abandonné par cet appareil dans sa retraite depuis 1850 est couvert par de la moraine de fond. Or, ce dépôt ne représente pas les matériaux arrachés par le glacier au lit sur lequel il se meut, comme le pensent les partisans de l'érosion glaciaire. Dans cette couche abondent, en effet, des grès éocènes, dont on ne trouve aucun affleurement dans le lit du glacier, et qui s'observent seulement sur les crêtes du cirque supérieur. Leur présence sous le glacier ne peut donc être expliquée qu'en admettant que ces matériaux sont tombés de ces crêtes sur le glacier, puis ont constitué à sa surface des moraines et finalement ont dégringolé par l'ouverture de crevasses sur le lit du glacier.

¹⁾) Berichte über die wiss. Untern. d. D. u. Ö. A.-V. — XXXVII. S. Finsterwalder, *Nachmessungen am Gliederferner im Jahre 1904*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.* 1905, n° 5.

²⁾) Gedeon Voskule, *Untersuchung und Vermessung des in der letzten Rückzugsperiode verlassenen Boden des Hüfigletschers*, in *Vierteljahrsschrift d. Naturfors. Ges.* in Zürich, XLIX Jahrgang. 1904. Zurich.

Le Dr Voskule apporte cinq autres observations empruntées au glacier d'Hüfi et qui, à son avis, prouvent la prééminence de l'érosion torrentielle sur l'érosion glaciaire.

1^o Dans la partie du lit glaciaire mise à découvert vers 1880, on observe un canyon profond de 100 m. que le torrent a creusé, dans l'épaisseur d'un seuil, alors que le glacier n'a pu enlever les têtes de roches calcaires qui dominent ce seuil.

2^o A l'extrémité inférieure de ce lit se trouve une bosse rocheuse (gneiss à amphibole). Le glacier l'a simplement polie, arrondie et striée, tandis que l'eau courante a creusé sur deux de ses flancs un profond sillon.

3^o La barre rocheuse, dans l'épaisseur de laquelle est établi le canyon signalé plus haut, porte, à 250 m. de l'extrémité actuelle du glacier, une tête de roche qui se trouvait en travers du mouvement d'écoulement de la glace. Elle est constituée par un calcaire tendre, à coup sûr moins résistant que la moraine de fond, néanmoins la glace n'a pu l'araser.

4^o Sur des saillies rocheuses, s'observent deux systèmes de stries entrecroisées. Les unes datent du maximum de la glaciation, alors que la glace passait par dessus les melons, les autres, postérieures, ont été burinées lorsque le glacier avait diminué, et partant, était obligé de contourner les obstacles. Or, les secondes n'ont pu faire disparaître les premières: « ce qui montre combien faible est l'érosion glaciaire », ajoute le Dr Voskule¹⁾.

5^o Enfin, comme dernière preuve de l'impuissance du glacier, M. Voskule signale que, lors de sa récente extension le glacier d'Hüfi n'a pu bousculer des cônes d'éboulis situés dans son *talweg* et les a recouverts. Ces cônes ont été en-sevelis de 1840 à 1875-1880 et se trouvaient à 800 m. en amont du point où s'arrêtait alors le glacier.

¹⁾ Loc. cit. p. 47.

Un de nos plus éminents confrères, le professeur Harry Fielding Reid, se montre également sceptique concernant la puissance d'érosion des glaciers, et n'hésite même pas à déclarer qu'à son avis la glace protège le sol sur lequel elle se meut. L'examen des versants du mont Hood (Oregon) lui a fourni à cet égard, une observation topique^{1).}

Les pentes de cet ancien volcan, sont sillonnées de profonds ravins divergents. Or, ces canyons ne commencent qu'au-delà de leurs moraines les plus anciennes des glaciers. Les ravins qui découpent les versants du mont Adams ne s'ouvrent également qu'en aval des glaciers. Il est donc clair que leur creusement est dû aux eaux courantes, et que si les glaciers n'existaient pas, l'érosion régressive aurait poussé la tête de ces ravins beaucoup plus avant dans la montagne. Les glaciers et les champs de neige s'opposent à la concentration des eaux de ruissellement en torrents susceptibles d'exercer des effets d'érosion, conclut le professeur H. F. Reid.

Nous avons signalé plus haut le cas du Gliederferner entamant les alluvions étalées devant son front. A cet égard le Dr G. K. Gilbert cite une observation contradictoire^{2).}

Devant le glacier Columbia (Alaska) l'espace compris entre le front actuel de l'appareil et la moraine la plus rapprochée, est parsemé d'alluvions morainiques. Ce dépôt, que le glacier avait précédemment recouvert, est comme cannelé, par des crêtes hautes de quelques pieds, orientées dans la même direction que le mouvement d'écoulement de la glace. Au milieu de ce *drift* on remarque un gros bloc, et, en aval, correspondant à ses dimensions, une crête de ces matériaux morainiques. Suivant toutes probabilités

¹⁾ Harry Fielding Reid, *Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams*, in *Zeitschrift der Gletscherkunde*. 1, 2, juillet 1906, p. 120.

²⁾ Harriman Alaska Expedition. *Alaska*, vol. III. Glaciers and Glaciation, by Grove Karl Gilbert. Doubleday, Page et C°, New-York. 1904. p. 78.

la glace a dû se mouler sur ce bloc, par suite, le *drift* situé en aval s'est trouvé protégé, tandis qu'à droite et à gauche de ce quartier de roche il était entamé. Toutes ces crêtes auraient, d'après M. G. K. Gilbert, pareille origine.

Moraines. La nature et le facies des matériaux morainiques sont très variables. Certaines moraines sont sableuses, tandis que d'autres sont argileuses ; certaines sont composées de cailloux arrondis qui ont tout l'air d'avoir une origine torrentielle, alors que d'autres sont formées de blocs à angles saillants.

D'après M. David Martin, l'actif et consciencieux conservateur du musée de Gap, ces différences de constitution sont en rapport avec les terrains qui ont fourni les matériaux morainiques.

Ainsi dans le massif du Pelvoux, constitué de roches granitoïdes, les moraines actuelles des glaciers d'Arsine et du Sélé comme des glaciers Noir et Blanc, sont formées de blocs en majorité roulés et arrondis, de graviers et de sables¹⁾. Les cailloux striés y font à peu près complètement défaut. « Sans la forme extérieure de ces dépôts et surtout sans leur position au bord du glacier, il serait absolument impossible de les distinguer des formations torrentielles. Ce caractère torrentiel se trouve encore exagéré par l'absence totale d'argile ». Au contraire, les glaciers des massifs schisteux ou calcaires paraissent former des moraines argileuses rappelant tout à fait l'argile à blocs typique. « Il y a donc, conclut M. David Martin, deux types principaux de dépôts morainiques : les moraines caillouteuses des massifs granitiques à facies torrentiel et les moraines à argile à blocs des massifs schisteux ».

Signalons la puissance que revêt le phénomène morainique sur les grands appareils du Karakorum et du massif du Khan-Tengri dans le Tian-Chan.

¹⁾ David Martin. *Faits nouveaux ou peu connus relatifs à la période glaciaire* in *Mem. de l'Acad. des Sciences, Belles-Lettres et Arts de Lyon*. T. VIII. Lyon 1903.

Jusqu'à une distance de 50 kilomètres de son front, le Baltoro est recouvert de débris au point que nulle part la glace n'apparaît au jour¹⁾. Le Tchogo Lougma, long de 48 km., est pareillement tellement chargé de moraines sur une distance de 15 km. environ, qu'il ressemble à une énorme coulée de boue et de pierres²⁾. Plus loin les matériaux que porte ce glacier sont ordonnés en six moraines qui se trouvent elles-mêmes divisées en plusieurs crêtes de telle sorte que le nombre total des traînées morainiques s'élève de 15 à 20³⁾.

Dans le massif du Khan Tengri, sur une longueur de 18 km, le glacier d'Inyltchek est, dans toute sa largeur (3 km), recouvert d'une couche de débris détritiques et de gros blocs puissante de 100 m. au moins⁴⁾. Le glacier Mouchketov, long d'environ 20 km., disparaît également sous un revêtement morainique jusqu'à une distance de 5 à 6 km. de son front⁵⁾.

Dans le Karakorum comme dans le Tian Chan, la plus grande partie des matériaux que portent les glaciers, dérivent d'éboulements fournis par les crêtes qui les dominent; une très petite quantité provient des moraines internes.

Sur des glaciers de la baie du Désenchantement (Alaska) le phénomène morainique est également très développé⁶⁾. D'un bord à l'autre, et sur une longueur de 1,5 à 4,6 km., de petits appareils sont noirs de moraines, si bien qu'il devient difficile de distinguer leurs limites. Ce sont en

¹⁾ Dr J. Jacot-Guillarmod. *Six mois dans l'Himalaya*, p. 156.

²⁾ William Hunter Workman, *From Srinagar to the sources of the Chogo Lungma glacier*, in *The Geographical Journal*, XXV, 3, mars 1905, p. 251.

³⁾ *Ibid.* p. 253.

⁴⁾ G. Merzbacher, *Forschungsreise in Tian-Schan*, in *Sitzungsberichte d. math.-phys. Klasse der K. B. Akad. der Wissenschaften*. Munich. 1904. Heft. III. p. 301.

⁵⁾ *Ibid.* p. 340.

⁶⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation of Yakutal Bay*, in *Bull. of the American Geographical Society* XXXVIII, 3, mars 1906. New-York.

réalité des « glaciers morts » qui ne subsistent que grâce à la protection que leur apportent ces couches de débris et ces dépôts sont si épais qu'une végétation arbustive s'y est établie. Pareillement la partie inférieure du glacier Bigarré (*Variegated glacier*) situé sur cette baie est toute recouverte de matériaux. On y observe notamment une série de moraines concentriques ayant chacune une coloration différente due à la prédominance de certains matériaux dans chacune d'elles. L'une, composé de blocs de gneiss à amphibole noire est sombre, tandis que l'autre est blanche en raison de la présence de granite clair et qu'une troisième possède une teinte jaunâtre produite par une patine de cette couleur dont sont revêtus ses éléments. Ces dépôts forment des levées en saillie d'une trentaine de mètres, par suite de la fusion de la glace autour d'eux. Le glacier se trouvant aujourd'hui notablement en dessous du niveau des montagnes riveraines qui ont fourni ces matériaux, MM. Tarr et Martin considèrent ces dépôts comme datant d'une époque où la glaciation était plus intense.

Une seconde particularité remarquable s'observe sur le glacier Bigarré. C'est, au milieu de ces moraines, une nappe de glace unie, couverte de graviers et lavée par les eaux de fusion, formant entre les crêtes morainiques une dépression profonde de 45 m. — Devant le front du glacier Hidden (fjord Russel) existe une semblable nappe de glace, longue de 1600 m. environ, dissimulée sous une couche de graviers, parsemée de mares et sillonnée par les eaux de fusion.

Comment une partie de la moraine de fond pénètre-t-elle dans l'épaisseur de la glace et devient-elle moraine interne ?

D'après le professeur Crammer¹⁾, cette transformation

¹⁾ Hans Crammer, *Ueber Gletscherbewegung und Moränen*, in *Neuer Jahrb. für Miner., Geol. und Paläont.* Jahrg. 1905, vol. II. p. 33. Stuttgart. 1905.

est en relation directe avec la structure rubanée du glacier (*Bänderung, Blaublätterstruktur*). Les matériaux situés sur le lit de l'appareil, cailloux, graviers, sables, pénètrent par pression dans la couche inférieure du glacier et cheminent avec lui. Maintenant, vient-il à se produire une pression de la glace contre un obstacle, elle subit un pli et les matériaux inclus dans sa couche inférieure ou qui lui sont adhérents, se trouvent plissés eux-mêmes dans la glace ; après l'atténuation de cette ondulation, ces débris forment, sur les plans des lamelles de glace (*Blätter*), de très minces trainées, parallèles, comme elles, au lit de l'appareil. La répétition de ce processus détermine la formation de nouveaux lits de matériaux dans la glace et en outre la division de ceux qui existent déjà en couches plus minces. Deux glaciers viennent-ils à confluer, à leur confluent, les moraines inférieures se trouvent redressées de même que les lamelles de glace et transformées ainsi en moraines internes, tout en conservant la disposition qu'elles avaient antérieurement.

Plusieurs glaciers issus de la grande nappe de glace qui recouvre la Cordillière centrale de la Patagonie (49°—51° de Lat. S.), et qui descendent dans les lacs Argentino et Dickson, sont remarquablement dépourvus de matériaux de transport, bien qu'ils soient entourés de saillies rocheuses d'un grand relief. Sur cinq appareils étudiés par le professeur Hauthal dans cette région¹⁾, seul le glacier Richter porte une moraine superficielle, encore n'a-t-elle qu'une étendue très limitée. En revanche, ces glaciers, particulièrement le glacier Bismarck (lac Argentino), ont des moraines profondes considérables et composées de matériaux de dimensions énormes. Les plus petits ont la grosseur de la tête et les plus grands sont des quartiers de roche. Tels sont deux blocs que le professeur R. Hauthal trouvâ, en 1900,

¹⁾ Rudolf Hauthal, *Gletscherbilder aus der Argentinischen Cordillere*, in *Zeitschrift der Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*. XXXV, 1904. Innsbruck.

sur un monticule rocheux tout proche du glacier Bismarck, et qui y étaient arrivés depuis sa précédente visite en 1899. D'après la figure jointe à la notice de ce naturaliste¹⁾, ils paraissent aussi volumineux que les plus gros blocs erratiques de la Suisse.

L'origine de ces deux quartiers de roche ne saurait être douteuse. Le glacier Bismarck ne charrie pas de débris ; ses rives sont boisées dans son cours inférieur ; l'hypothèse d'un transport superficiel ou d'un éboulement doit donc être écartée. Les blocs proviennent donc certainement de la moraine profonde et ont été soulevés de bas en haut par le glacier en crue, ce qui explique leur situation sur un monticule.

En état de crue, d'après le professeur Hauthal, un glacier éprouve un mouvement d'expansion qui repousse les matériaux de la moraine profonde vers la périphérie, et qui est déterminé par une progression des couches profondes plus rapide que celle des nappes superficielles, puis un mouvement de recouvrement, lorsque, au contraire, les nappes superficielles avancent plus rapidement que les couches profondes. Ainsi sur un même point, un glacier en crue éprouve d'abord une poussée vers l'extérieur et en second lieu recouvre ce qu'il a rejeté devant lui. Aussi bien est-ce en état de crue que le glacier construit des moraines terminales.

Concernant la genèse des åsar, le Dr J. Rekstad fournit une intéressante observation²⁾.

La partie inférieure du Lodalsbræ (Norvège) porte deux grosses moraines médianes. Dans cette région elles sont très saillantes, mais plus haut leur relief diminue ; finalement elles forment à la surface de la glace deux longues dépressions que parcourrent des torrents. Ces cours d'eau remanient les matériaux morainiques et par suite leur impos-

¹⁾ Voir fig. 2, in Rudolf Hauthal, *Loc. cit.*

²⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbreæn*, in *Bergens Museum Aarbog* 1904, n° 1, p. 82.

sent un facies torrentiel. Que, durant une période de recul, les glaciers, dont la réunion forme ces moraines médianes, viennent à se disjoindre, et que la glace qui les supporte fonde, ces traînées se trouveront déposées sur le sol, dans une longue dépression ; dans cette nouvelle position, par les apports des deux glaciers voisins leur relief augmentera progressivement, en même temps que les eaux courantes continueront à remanier leurs matériaux ; ainsi naîtra dans la dépression une levée de cailloux roulés pareille à un *åsar*.

De l'avis de M. J. Rekstad, un certain nombre d'*åsar* ont dû se former dans des conditions semblables.

Remarquons, à ce propos, que le Lodalsbræ est remarquablement plat ; or, les *åsar* s'observent surtout dans les régions très-peu accidentées. D'après notre collègue norvégien, une telle genèse expliquerait plusieurs particularités dans la constitution de ces dépôts dont les théories, aujourd'hui adoptées, ne rendent pas compte.

Alluvionnement glaciaire. Quelle est la puissance de transport d'un glacier. A cette très intéressante question, les professeurs H. Hess et A. Blümcke apportent par le calcul une précieuse contribution.

Le Hintereisferner et le Kesselwandferner, qui occupent une superficie de 18 km², transporterait annuellement un volume de 360,000 m³ de matériaux ; 25,000 m³ demeurerait déposés comme moraines et le reste serait entraîné par le torrent. Le débit annuel de ce torrent étant de 20 millions de m³, chaque mètre cube d'eau entraînerait donc environ 16,5 décimètres cubes de matériaux, soit en poids environ 40 kilogrammes. Une proportion aussi considérable n'a précédemment été relevée dans aucun torrent glaciaire, mais, comme le fait remarquer le professeur Hess, dans les jaugeages du volume des sédiments charriés par les cours d'eau il n'a été tenu compte que des matières en suspension et jamais des cailloux et des graviers entraînés sur le lit¹⁾.

¹⁾ Berichte über die wiss. Unternehmungen d. D. u. Oe. A.-V. XXXIII.

Ultérieurement le professeur Hess a réduit à 2100000 m³ le cube des matériaux transportés par l'Hintereisferner¹⁾.

A ce propos, remarquons que les frères Schlagintweit ont évalué à 960000 m³ le volume des alluviens déversés par les torrents de l'Hintereisferner, du Hochjochferner et du Kreuzferner dans le Rofental, pendant les trois ans et demi que le Vernagt obstrua cette vallée et y forma un lac (mai 1845 à novembre 1848)²⁾. A ce volume il faut ajouter une couche d'argile épaisse de 2 à 3 m., qui recouvrait les 24 hectares occupés par le lac. Et ces dépôts n'étaient que le résidu de ceux que les torrents glaciaires avaient déposés dans la nappe de barrage. Pendant les 42 mois qu'elle persista, il se produisit, en effet, pas moins de sept débâcles lesquelles durent entraîner une grosse partie³⁾ des matériaux précédemment déposés.

Quelle puissance revêt l'alluvionnement glaciaire ? Les plages que construisent les glaciers arctique se terminant en eaux peu profondes en fournissent la preuve la plus évidente. Le Spitzberg⁴⁾ et l'Alaska offrent des exemples typiques de ces formations. Dans cette dernière région M. G. K. Gilbert signale la plage édifiée par le glacier Davidson, laquelle barre en partie une des branches du canal Lynn⁵⁾.

D'autre part, le remplissage des vallées par les apports glaciaires est très rapide et devient perceptible après un laps de temps relativement court.

¹⁾ *Die Gletscher.* p. 200.

²⁾ Berichte über die wiss. Unternehmungen d. D. u. Ö. A.-V. XXX.

³⁾ Le professeur Hess oubliant que le lac du Rofental a persisté pendant trois ans et demi et non point durant deux ans, évalue le volume annuel des matériaux déversés par le glacier de Vernagt à 360,000 m³. qui correspond à la valeur obtenue par le calcul.

⁴⁾ Sir Martin Conway, *With Ski and Sledge over arctic Glaciers*, 1898. p. 12.

⁵⁾ Harriman Alaska Expedition. Vol. III. G. K. Gilbert. *Glaciers and Glaciation.* p. 13.

Ainsi la nappe d'alluvions qui s'étend en aval du glacier de Loddal (Jostedalsbræ, Norvège) a recouvert la partie inférieure de sentiers qui escaladent les montagnes voisines, et, il y a quatre-vingts, ans les indigènes ont dû déplacer un chalet menacé par les divagations du torrent engendrées par l'exhaussement de son lit¹⁾.

Dans ces dernières années deux séries d'observations sur les quantités de sédiments charriées par les torrents glaciaires ont été effectuées.

Du 1^{er} avril 1904 au 31 mars 1905, le Dr Utrecht a mesuré le volume des matières dissoutes et en suspension dans le Rhône, à Porte de Scex, à 5 km. en amont de son embouchure dans le Léman²⁾, et le professeur G. Greim a exécuté des opérations analogues à Galtür, sur le Jambach, torrent issu du Jamferner (massif de la Silvretta)³⁾. Ces dernières expériences, poursuivies pendant quatre ans et cinq mois, du 1^{er} août 1896 au 31 décembre 1900, sont suffisamment longues pour que toutes les modalités du phénomène aient pu être embrassées.

Il y a lieu d'observer qu'à Porte de Sex le Rhône n'est plus, à proprement parler, un torrent glaciaire. Si le fleuve et la plupart de ses tributaires sortent des glaciers et si les glaciers couvrent 17,9 % de la surface du bassin en amont de cette station, plusieurs de ses affluents sont des cours d'eau ordinaires, et, dans la traversée du Valais, le Rhône se trouve soumis à d'autres influences que celles dérivant de la fusion des neiges et des glaces. Le Jambach est, au contraire, un véritable torrent glaciaire, avec un bassin, long seulement de 13,5 km, où les glaciers occupent 30 % de son étendue totale (52,7 km²).

Du 1^{er} avril 1904 au 1^{er} avril 1905, le Rhône a dé-

¹⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*. p. 88.

²⁾ Erich Utrecht, *Die Ablation der Rhone in ihren Walliser Einzugsgebiete im Jahre 1904-1905*. Berne 1906.

³⁾ G. Greim, *Studien aus dem Paznaun*, in *Gerland's Beiträgen zur Geophysik*, V, 4. Leipzig, 1903.

versé dans le Léman 4 millions de tonnes métriques (4,039,012) de limon et de matières en suspension représentant en volume un million et demi de m³ (1,507,100). Reporté sur l'ensemble du bassin, ce volume représente, comme résultat de l'ablation, 288 m³ par km², correspondant à une tranche épaisse de 288 microns ou millièmes de millimètre. Ainsi dans l'année 1904-1905 la dénudation du bassin du Rhône a été inférieure à un tiers de millimètre. L'ablation d'une épaisseur d'un mètre exigerait donc une période de 3470 ans.

En comparaison du Rhône, le Jambach est un travailleur modeste ; en moyenne il ne charrie, par an, que 16 019 tonnes métriques de matières en suspension ou dissoutes correspondant à un volume de 5933 m³, soit à une ablation de 112 m³ par km². D'après cette proportion, l'érosion annuelle dans le bassin du Jambach, serait de 113 microns ; à ce compte là une période de 7042 ans serait nécessaire pour déterminer une dénudation d'un mètre.

La puissance de transport d'un torrent glaciaire suit une marche parallèle à celle de son débit. Très faible en hiver, elle augmente au printemps pour atteindre son maximum en été et décroître ensuite en automne, absolument comme le volume des eaux. A cet égard, démonstratif est le tableau suivant donnant la moyenne mensuelle, en tonnes métriques, des sédiments charriés par le Jambach pendant la période 1897-1900, et la moyenne de leur poids en grammes par mètre cube d'eau pour chaque mois durant la période considérée.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Total	250	205	277	281	673	1744	5538	3187	2573	670	347	274
en tonnes	71	67	63	71	60	80	194	144	138	71	60	68

Les expériences de M. Utrecht révèlent les mêmes fluctuations saisonnières dans le Rhône, à Porte de Scex.

La quantité de matières transportées par un torrent glaciaire éprouve non seulement une variation saisonnière mais encore des variations de trois ordres différents. Elle présente des écarts considérables d'une année à l'autre, puis

pour le même mois dans une série d'années, enfin d'un jour à l'autre dans le même mois.

Durant les quatre années d'observations du professeur Greim à Galtür, le poids des sédiments entraînés annuellement par le Jambach a varié du simple au double, sans que les débits aient subi d'aussi fortes fluctuations, comme le montre le tableau suivant.

	<i>Poids en tonnes métriques des slams passées annuellement à la station de Galtür</i>	<i>Débit annuel du Jambach à la station de Galtür en milliers de m³.</i>
1897	19,679	147,762
1898	14,361	127,830
1899	9,841	124,725
1900	20,192	121,048

Pendant la même période, la moyenne des quantités de slams charriés par le Jambach par m³ d'eau a varié, en mai, de 45 à 87 gr., en novembre, de 53 à 66 gr., et, en juillet, de 90 gr. à 425 gr.

Enfin, d'un jour à l'autre, la proportion des troubles présente de grands écarts. Pour un même débit de 530 m³ secondes, le Rhône, à Porte de Scex, a entraîné, le 9 juin 1904, 700 gr. par m³, et, le 12, 619 gr., les 22 et 23 juillet, respectivement 1337 gr. et 754 gr. par m³ pour un même débit de 545 m³ secondes.

De ces mesures il résulte qu'une seule observation, comme cela a été pratiqué jusqu'ici, ne saurait donner aucune valeur exacte de la quantité des sédiments entraînés par un torrent glaciaire. Tous les nombres fournis sur ce phénomène que l'on trouve reproduits dans les traités de géologie ayant été obtenus dans ces conditions sont par suite complètement faux.

Si maintenant on distingue les matières dissoutes et les matières en suspension, comme l'a fait M. Utrecht pour le Rhône, on voit que leur proportion réciproque dans le volume total des matériaux charriés, varie également d'une saison à l'autre. En été les eaux renferment plus de matières en suspension que de matières dissoutes, tandis que du 1^{er} sep-

tembre au 1^{er} mai les premières sont de beaucoup inférieures aux secondes.

La variation saisonnière du volume des sédiments s'explique par les conditions différentes que présente la surface du sol aux diverses époques de l'année. En hiver le sol étant entièrement couvert de neige, les sédiments sont fournis pour ainsi dire uniquement par la fusion de la semelle du glacier, tandis qu'en été à cette source s'ajoutent les produits du ruisseaulement à la surface du glacier et sur les dépôts meubles de la haute montagne, des coulées de boue, enfin, les matériaux enlevés aux berges par l'érosion.

Les variations saisonnières, mensuelles et journalières ne paraissent pas en relation avec les précipitations. Ainsi en juin 1898 qui fut remarquable par son abondante pluviosité (142 mm.), la plus copieuse observée pendant ce mois à Galtür de 1895 à 1900, la quantité de slams charriés par le Jambach, n'atteignit pas le maximum que l'on ait constaté pour ce mois durant la période d'observation. En juillet 1898 où les précipitations ont été également très fortes (139 mm.), se produisit le minimum de transport observé durant ce mois de 1897 à 1900. En août de la même année, dont les pluies furent inférieures à celles de juillet, le volume des sédiments est plus que double de celui relevé le mois précédent. Enfin, c'est en 1900, année la plus sèche après 1898 durant la période 1897-1900 que fut constaté le maximum de transport.

Après ces exemples, le professeur Greim ajoute que toutefois dans certaines circonstances les précipitations paraissent exercer une certaine influence sur la quantité de slams charriés par le torrent.

Hydrologie glaciaire. Les glaciers sont des réservoirs d'eau solide, et, après avoir étudié les actions exercée par leur masse dans son lent mouvement de progression, il importe maintenant de considérer les écoulements liquides auxquels ils donnent naissance.

Température du torrent glaciaire. A la sortie du glacier l'eau a une température légèrement supérieure à 0°.

Son degré thermique est en relation avec l'altitude et les dimensions du glacier qui la produit. Il est plus élevé dans les torrents issus d'appareils étendus et situés à une faible altitude et plus bas dans les eaux produites par de petites plaques de glace sises à une grande hauteur¹⁾.

A mesure que l'on s'éloigne du glacier, la température de l'eau s'élève très rapidement. D'après les observations du professeur Greim, en juillet et en août, l'eau qui, à la sortie du glacier, possède une température de 0°,5 se réchauffe de 2°,6 par kilomètre sur les trois premiers kilomètres à partir de la porte du glacier, de 0°,29 par kilomètre sur les 3500 m. suivants, et, de 1°,25 par kilomètre sur les deux kilomètres suivants.

Si le torrent traverse une petite nappe d'eau immédiatement sa température monte. Telle est la raison de la différence de température que le Dr Greim a observée à Galtür dans le Vermuntbach, à 11,8 km. de sa sortie du glacier, et dans le Jambach à 10,2 km. de l'appareil qui lui donne naissance. Les mêmes jours et aux mêmes heures, le premier de ces torrents qui traverse deux petits lacs avait une température supérieure de 1°,7 en moyenne à celle que possédait le second; parfois même la différence s'élevait à 2°,2.

La température du torrent accuse une variation journalière et une variation annuelle, toutes deux de faible amplitude en relation avec celles de l'air. Le minimum annuel se produit en janvier dans les eaux qui découlent du massif de la Silvretta et le maximum en juillet et en août. Il est à remarquer, d'autre part, que les oscillations de la température de l'air se répercutent très rapidement sur celle des eaux glaciaires.

Régime des torrents glaciaires²⁾. Les torrents glaciaires

¹⁾ P. A. Öyen, *Studier over Vandtemperaturen i elve og indsöer i Jotunheimen*, in *Nyt Magazin f. Naturvidenskab.* B. 43. H. 1. Kristiania, 1905.

²⁾ Erich Utrecht, *Loc. cit.* et Dr G. Greim, *Loc. cit.*, p. 626.

ont un régime complètement différent de celui des cours d'eau alimentés par les sources et par les pluies. Alors que les seconds ont leurs hautes eaux en hiver et leur étiage en été, les premiers atteignent leurs niveaux les plus élevés pendant la saison chaude et demeurent très bas durant la saison froide. En second lieu, la courbe des débits annuels des torrents glaciaires, à la différence de celle des autres rivières, ne présente pas de dents de scie ; elle est régulièrement croissante pendant le printemps, puis, après son maximum estival, non moins régulièrement décroissante.

Le maximum de la crue annuelle se place de juin à août. En 1904-1905 le plus fort débit mensuel du Rhône à Porte de Scex se produisit en juin et le plus gros débit journalier de toute l'année, le 27 de ce même mois. Durant les sept ans qu'embrassent les observations du professeur Greim sur le Jambach, à Galtür, le maximum mensuel a toujours été relevé en juillet, sauf en 1898 où il eût lieu en août.

L'époque du débit mensuel minimum est plus variable. Pour le Rhône, en 1904-1905, l'étiage *minimum minimorum* se place en février ; pour le Jambach, durant la période considérée, il se rencontre cinq fois également en février, une fois en janvier (1896) et une fois en mars (1895).

Considérable est l'amplitude de la crue annuelle. En 1904-1905, le Rhône est passé à 743 m^3 secondes le 27 juin 1904, jour où le plus gros débit de l'année a été relevé, à 23 m^3 secondes, lors de l'étiage *minimum minimorum* (18-24 février 1905), soit un rapport de 1 à 31. Si maintenant on considère les débits mensuels à Porte de Scex, on trouve 60,220 milliers de m^3 pour février et 1,348,272 pour juin, soit un rapport de 1 à 22,3.

La courbe des débits annuels du Jambach ne présente pas une aussi forte saillie estivale que celle du Rhône en 1904—1905. De 1894 à 1900 le rapport entre les débits mensuels maximum et minimum d'une même année n'a jamais dépassé 1 à 13,2 (1895) et s'est abaissé à 1 à 7,3 en 1899.

Le pourcentage moyen de l'écoulement du Jambach

pour chaque mois pendant la période 1894-1900 reproduit ci-contre, d'après Greim, met bien en lumière l'importance de la crue estivale.

Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
2,6	2,3	3	3,1	8,2	16,2	20,4	17,6	12,6	6,7	4,4	3,1

Ainsi, en un seul mois d'été, en juillet, s'écoule le cinquième du débit annuel du torrent, et pendant le trimestre d'été, la moitié de ce volume d'eau.

En outre de leur crue annuelle, les torrents issus des glaciers éprouvent d'autres variations ; chaque jour ils présentent une oscillation rythmique ; de plus, d'un jour à l'autre, ils accusent des écarts de débit parfois considérables, enfin, d'une année à l'autre, ils manifestent des différences remarquables dans le volume total de leurs écoulements.

La crue journalière a été étudiée sur la Gyronde à la Bessée, à son confluent avec la Durance, par M. R. Tavernier, ingénieur en chef des Ponts et Chaussées, un des directeurs du service d'Études des Grandes Forces Hydrauliques des Alpes. (Direction de l'Hydraulique agricole, du ministère de l'Agriculture). La Gyronde, qui collecte les eaux de la plupart des glaciers du versant oriental du massif du Pelvoux, est un torrent franchement glaciaire.

A la Bessée « le maximum du flot se produit à 3 h. du soir, le minimum à 8 h. du matin ; l'amplitude de l'oscillation a été, vers le 20 août 1905, de 0^m,22 correspondant, d'après les indications des graphiques des hauteurs d'eau, à un écart de 12 m³ dans les débits qui atteignaient à ce moment environ 20 m³. Cette observation ne correspond pas d'ailleurs au maximum de la crue qui a eu lieu le 2 juillet. A ce moment l'enregistreur n'était pas en place »¹⁾.

D'un jour à l'autre, pendant un même mois, le débit d'un torrent glaciaire éprouve de fortes oscillations. Ainsi,

¹⁾ Ministère de l'Agriculture. *Annales. Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. Fascicule 32. Service d'études des Grandes Forces Hydrauliques (Région des Alpes). T. I. Organisation et comptes rendus des travaux. Paris. Imp. nat. 1905 (distribué en 1907), p. 73.*

en juin 1904, le débit moyen du Rhône à Porte de Scex varie de 610 m³ secondes le 1^{er} juin à 369 le 5, puis remonte à 573 le 10 pour retomber le 16 à 459. Pendant la saison froide, les variations sont plus sensibles. Le 1^{er} janvier 1905 on note 43 m³ secondes, le 3,34, le 4,69, le 5,85, le 9,29.

Enfin, d'une année à l'autre, le débit annuel présente des écarts considérables. De 1894 à 1900 celui du Jambach a passé de 105,934 milliers de m³ en 1894 à 147,762 en 1897, un écart de près du tiers.

Avec les professeurs Greim et Hans Hess¹⁾ examinons maintenant les causes de toutes ces variations et l'influence des facteurs météorologiques sur leur production.

D'une manière générale on peut dire que le débit des cours d'eau issus des glaciers est en fonction de la température de l'air. On le voit, en effet, augmenter à mesure que la température moyenne s'élève et diminuer progressivement lorsqu'elle s'abaisse. Les courbes établies par le professeur Greim montrent la coïncidence presque constante des débits mensuels maxima du Jambach avec les moyennes thermiques mensuelles les plus élevées. Une seule fois en sept ans les deux phénomènes ne se sont pas produits dans le même mois; en 1899 le débit maximum mensuel eut lieu en juillet, alors que la température moyenne mensuelle atteignit en août son apogée. En outre, le plus fréquemment les anomalies que présente la courbe du débit du Jambach durant la période considérée peuvent être expliquées par des variations de la température de l'air. Ainsi, en 1898, si le maximum mensuel du Jambach eut lieu en août au lieu de juillet, comme les autres années, cela tient à ce que cette année là la température d'août fut supérieure de 2°,3 à la normale, tandis que celle de juillet avait été extraordinairement basse (11°,4, la moyenne la plus faible relevée de 1893 à 1900).

¹⁾ G. Greim, *Loc. cit.* et Hans Hess, *Winterwasser der Gletscherbäche*, in *Petermann's Mitt.* — 52 B., 1906. III. p. 59.

De même que la crue d'été est la conséquence de la chaleur, l'étiage d'hiver est déterminé par l'abaissement de la température. Le froid coagule toutes les sources d'écoulement dans la haute montagne. Comme l'a mis en évidence le professeur Hans Hess dans sa substantielle étude critique des jaugeages effectués en hiver sur les torrents glaciaires par le Bureau hydrométrique fédéral suisse¹⁾, en cette saison les débits sont, par suite de la température, inversement proportionnels à la surface des glaciers et à l'altitude des bassins. Ainsi un bassin, où la glaciation couvre de 5 à 10 % de son étendue totale, fournit de 11 à 7 litres secondes par kilomètre carré, tandis que, si la proportion des surfaces glacées s'élève à 40 %, le débit kilométrique tombe à 4,5 litres secondes. Pareillement entre les altitudes de 3500 et de 1800 m. un kilomètre carré donne seulement de 0 à 5 litres secondes, alors que la même surface comprise entre 1250 m. environ et 700 m. en produit de 15 à 35. Aussi bien, conclut le professeur Hess, l'alimentation du torrent en hiver provient-elle uniquement des régions basses de son bassin où le froid n'est ni aussi persistant ni aussi intense que sur la haute montagne et ses variations proviennent de phénomènes qui se passent dans cette zone. Pendant la saison froide le seul apport fourni aux torrents par les glaciers dérive de la fusion de leurs semelles sous l'influence de la chaleur du sol. Sur ce dernier point, M. von Lendenfeld professe une opinion différente ; d'après ce naturaliste l'eau qui s'écoule des glaciers en hiver proviendrait de la fusion de couches internes sous l'influence de la chaleur développée par des actions mécaniques²⁾.

¹⁾ Hans Hess, *Winterwasser* etc. Consulter également le fascicule : Wasserverhältnisse der Schweiz. *Rheingebiet von der Quellen bis zur Taminamündung.* — Vierter Teil *Die Minimal Wassermengen und die Minimal-Wasserkräfte der fliessenden Gewässer, sowie ihre Wasserführung an den Haupt-Pegelsstationen.* Bearbeitet und herausgegeben von eidgen. hydrom. Bureau. 1907. (Texte allemand et français).

²⁾ R. von Lendenfeld, *Über die Abschmelzung der Gletscher im Winter*, in *Globus*, LXXXV, 1904, p. 377.

D'autre part, suivant M. Hess, les formes topographiques exercent une influence sur les débits hivernaux des torrents glaciaires. En général, les cours d'eau bordés de pentes escarpées sont mieux alimentés en cette saison que ceux encadrés de versants très doux. Sur les terrains faiblement inclinés les eaux provenant de la fusion de la neige s'écoulent, en effet, lentement, par suite sont plus exposées à être gelées de nouveau avant d'arriver au torrent que celles qui circulent sur une pente accusée et qui sont très rapides.

Examinons maintenant l'effet des précipitations sur les débits.

Les pluies d'été ne semblent pas influencer les torrents glaciaires. En août 1896, à Galtür, elles s'élevèrent à 207 mm., le maximum pour ce mois constaté de 1893 à 1900, néanmoins le Jambach continua à baisser comme d'habitude et ses écoulements pendant ce mois sont notablement inférieurs à ceux constatés en août 1897, mois pendant lequel la hauteur de pluie fut notablement moindre (129 mm.).

Pareillement une tranche de pluie de 220 mm. en septembre 1894 n'arrêta pas la diminution progressive du torrent. Quoi qu'il en soit, concernant l'influence des pluies d'été sur les débits des torrents glaciaires, il faut se garder d'être trop absolu, comme le recommande le professeur Greim. En effet, les pluies d'été étant généralement chaudes, accélèrent la fusion de la glace et des névés ; par suite elles doivent nécessairement exercer une influence sur le débit des torrents glaciaires ; aussi bien en cette saison les crues se produisent-elles après de chaudes journées pluvieuses.

Les précipitations les plus utiles au débit estival sont celles de l'hiver et du printemps qui demeurent emmagasinées sur les montagnes sous forme solide. Ainsi les gros débits du Jambach en juin, juillet et août 1896 furent la conséquence d'abondantes chutes de neige survenues en mars précédent et qui atteignirent 482 mm., plus du tiers de la hauteur d'eau tombée cette année-là.

Pendant l'hiver, d'après Greim, le débit paraît indépendant des facteurs météorologiques. Les hausses de

température au-dessus de 0° n'entraîneraient aucun relèvement de la courbe du débit mensuel. Mais là encore il faut se garder de l'absolu; ainsi les faibles écoulements du Jambach en janvier 1895, pourraient bien avoir été déterminés par la très basse température moyenne de ce mois ($-9^{\circ},2$), la plus froide température enregistrée de 1893 à 1900).

La crue quotidienne éprouvée par les torrents glaciaires est la conséquence de la variation diurne de la température. Très accusée en été, elle devient naturellement peu sensible en hiver; en janvier son amplitude ne dépasse pas 2 pour cent du débit moyen de la journée; en cette saison le maximum a lieu vers midi.

Les causes des oscillations que les débits subissent d'un jour à l'autre semblent complexes et n'apparaissent pas encore très clairement. En été la température de l'air a, croyons-nous, un rôle important dans le phénomène, comme l'indiquent les résultats des jaugeages du Rhône et des observations thermométriques à Zermatt fin mai et commencement de juin 1904. En revanche, en hiver l'action de la température de l'air sur les variations journalières du débit est loin d'être démontrée.

A Porte de Scex, si le débit le plus fort du Rhône en décembre 1904 (53 m^3 secondes) a été relevé le 8, après une période de trois jours chauds dans la plaine (le 7, à Villerneuve, le thermomètre s'était élevé à $+9^{\circ},2$), en revanche le maximum en janvier (85 m^3 secondes) a été observé le 5, après plusieurs journées froides (-15° le 3, à Villerneuve). Quatre jours plus tard le débit tombait à 29 m^3 secondes, alors que, en plaine, depuis le 5 la température était presque toujours demeurée supérieure à 0°.

De 1894 à 1900 le débit annuel du Jambach a présenté de gros écarts. Après être demeuré entre 103,000 et 109,000 milliers de m^3 en 1894 et 1895 il est monté à 142,000 et 148,000 les deux années suivantes pour descendre ensuite de 128,000 à 121,000 milliers de m^3 en 1898, 1899 et 1900. En pourcentage du débit annuel moyen

de cette période, ces fluctuations s'expriment par 88 % pour l'année ayant présenté le plus faible écoulement, et par 118 % pour celle ayant eu le plus fort débit. Cette variation paraît être la conséquence des chutes de neige très abondantes survenues en mars 1896 et en février et mars 1897 et de la température élevée des étés 1896 et 1897. Les trois années suivantes les précipitations hivernales ont été faibles, et aussitôt s'est produit une diminution du débit annuel.

Quelle part importante les eaux de fusion d'un glacier ont dans l'alimentation d'un cours d'eau, les jaugeages effectués par le Bureau hydrométrique fédéral sur le Rhône à Gletsch, en août 1902 en apportent une nouvelle preuve. Durant la période d'observation, le glacier du Rhône a fourni par km² 387 litres secondes au maximum, et 157 litres secondes au minimum, tandis que la partie du bassin dépouillée de glaciation a donné seulement par km² 257 litres secondes au maximum et 112 litres au minimum. Les eaux de fusion du glacier entrent donc dans le débit du Rhône, à Gletsch, pour 88 % au maximum et 82 % au minimum.

De plus, et c'est là un fait d'une très grande importance au point de vue industriel et agricole, les torrents glaciaires peuvent avoir, grâce à la fusion des glaciers, un débit supérieur à la somme des précipitations annuelles survenues dans leurs bassins. Ainsi, pendant l'été très-chaud et très-sec de 1904, les glaciers ayant subi une très forte ablation, le débit du Rhône à Porte de Scex pendant l'année 1904-1905 a été notablement supérieur au volume des pluies tombées durant cette période dans le bassin supérieur. La quantité d'eau passée pendant cette année à la station de jaugeage dépasse 6 milliards de m³; or, d'après la moyenne des observations météorologiques, les précipitations durant cette même année, dans le Valais, n'ont pu produire que 5,6 milliards de m³.¹⁾ La différence provient probablement d'une fusion excessive des glaciers.

¹⁾ Erich Utrecht, *Loc. cit.*, p. 60.

Pour le Jambach le professeur Greim est arrivé au même résultat.

Débâcles. Loin d'être des accidents rares, comme on le croît, les débâcles glaciaires sont des phénomènes relativement fréquents et doivent être considérées comme une forme normale de l'activité glaciaire.

La production d'une débâcle suppose l'existence d'un réservoir et son évacuation brusque. D'après leurs conditions génétiques, on distingue trois catégories de réservoirs : 1^o lacs formés par l'obturation d'une vallée par un glacier en crue. Le cas le plus connu est celui du glacier de Vernagt (Tirol) qui, en état de maximum, ferme le Rofental et engendre une nappe de barrage qui peut atteindre une longueur de 1200 m. et une profondeur de plus de 100 m. ; 2^o lacs créés par l'obturation permanente d'une vallée par un glacier. Le Märjelensee est l'exemple le plus célèbre de nappes de ce genre ; 3^o nappes d'eau installées sur, sous ou dans un glacier. La poche d'eau du glacier de Tête-Rousse, dont l'écoulement engendra la terrible catastrophe des bains de Saint-Gervais, appartient à cette classe de réservoirs.

Considérable est le volume d'eau qui est mis brusquement en liberté par la rupture du barrage : dix millions de m³ (débâcle de Märjelensee en 1873 ; un million de m³ (débâcle de Crête-Sèche en 1894 et 1898) ; cent mille m³ (débâcle de Tête-Rousse en 1892).

Ces énormes flots d'eau balayent les talwegs et exercent par suite des actions d'érosion et de transport remarquables. Ils rasent les moraines déposées, bousculent les autres formations meubles qu'ils rencontrent sur leur chemin, puis transportent tous ces matériaux loin de leurs gisements primitifs pour les déposer finalement, profondément altérés, en cônes de déjection. Les débâcles transforment ainsi les matériaux glaciaires en dépôts fluvio-glaciaires ou plus exactement en dépôts torrentiels ; elles sont par suite un des agents de la dynamique externe les plus importants en même temps que l'un des plus actifs.

Dans toutes les régions montagneuses glacées, où, pendant l'été la température s'élève suffisamment pour déterminer la fusion de la glace, ces phénomènes se produisent avec une intensité proportionnelle à la puissance de la glaciation.

Dans un mémoire publié d'abord dans le *Geographical Journal*, puis dans le *Bulletin de géographie historique et descriptive* avec plus de détails, nous avons essayé d'établir un historique statistique de ces débâcles dans les diverses chaînes de montagnes du monde¹⁾.

Pour les Alpes nous sommes arrivés à un total de vingt-quatre glaciers ayant donné naissance à ces projections d'eau. En dehors de l'Europe ces phénomènes paraissent revêtir une intensité particulière dans les Himalayas. La fréquence de ces inondations dans cette chaîne est due, d'une part, à la puissance qu'y acquiert la glaciation, et, de l'autre, à l'étroitesse des hautes vallées lesquelles peuvent, par suite, être facilement obturées.

A mesure que s'étendent les recherches dans les anciens textes et dans les archives pour les régions alpines et la connaissance des massifs extra-européens, le nombre de ces catastrophes augmente.

Ainsi depuis la publication de notre étude, de nouveaux cas de débâcle ont été signalés dans les Alpes ou en Norvège.

M. Paul Mougin, inspecteur des Forêts, a découvert dans les archives de Moutiers la relation d'une débâcle formidable déterminée par le glacier de Lépénaz au commencement du XIX^e siècle²⁾.

Cet appareil, situé sur le versant nord de la Grande-Casse, en crue à cette époque, comme tous ceux des Alpes,

¹⁾ Charles Rabot, *Glacial reservoirs and their outburst*, in *The Geographical Journal*, Londres, XXV, 5, mai 1905 ; *Les débâcles glaciaires*, in *Bull. de géographie historique et descriptive*, Paris, 3, 1905.

²⁾ P. Mougin, *La débâcle de Champagny en 1818*, in *Revue Alpine*. XII^e année, n° 9, 1^{er} sept. 1906. Champagny.

obtura le cours supérieur du Doron de Champagny, en aval des lacs de la Glière et détermina la formation d'une nappe d'eau de 48 hectares. D'après M. Paul Girardin¹⁾, le barrage aurait été produit par l'allongement du glacier jusque dans la vallée, lequel aurait amené le dépôt d'une moraine dans toute la largeur de cette dépression; au contraire, les documents recueillis par M. Mougin attribuent l'obturation à des avalanches de glace. Pendant ses périodes de stationnement, le glacier Lépénaz s'arrête sur une pente très escarpée; aussi bien, lorsqu'il éprouve une crue, son front, sans cesse poussé en avant, s'écroule dans le vide sous-jacent et le produit de ces éboulements crée, au pied de la pente, un glacier remanié. Dans la vallée de Champagny l'arrêt du cours des eaux aurait donc été déterminé, semble-t-il, par le même phénomène que dans la vallée de Bagnes en 1595 et en 1818.

La débâcle se produisit le 15 juin 1818. Le volume d'eau mis brusquement en liberté n'aurait pas été inférieur à 3 millions et demi de m³. —

Tous les ponts de la vallée du Doron, sauf celui de Salins, furent emportés, les villages inondés et les récoltes emportées. Les traces de ce cataclysme sont encore visibles dans la haute vallée.

Après cette catastrophe, le glacier de Lépénaz demeura en crue pendant une vingtaine d'années ensuite, et de nouvelles catastrophes seraient survenues si les habitants n'avaient pratiqué une rigole d'écoulement à travers la digue.

Ainsi, en 1820, une seconde débâcle aurait eu lieu sans une évacuation artificielle des eaux. Dès l'année suivante, le lac était cependant reformé. En 1826 une nouvelle alerte se produisit. Le 26 mai, « par suite de chutes d'avalanches », l'émissaire du lac se trouva de nouveau en partie

¹⁾ Paul Girardin, *Les phénomènes actuels et les modifications de modelé dans la haute Maurienne*, in *La Géographie*, XII, 1, 15 juillet 1905, p. 17.

obstrué. Aussitôt le canal est déblayé et cette fois encore les eaux filent sans entraîner de dommages.

Depuis 1892, date de la catastrophe de Saint-Gervais, de nouveaux réservoirs se sont formés dans l'épaisseur du glacier de Tête-Rousse. En 1894 la poche intra-glaciaire, dont la rupture avait déterminé la débâcle de 1892, contenait de nouveau de l'eau qui s'est fort heureusement écoulée sans entraîner d'accident. Six ans après on découvrit plus en aval un second réservoir intra-glaciaire dans lequel l'eau atteignait une profondeur de 38 à 41 m. Grâce aux travaux entrepris sous la direction de M. P. Mougin, cette masse liquide put être détournée et dirigée en dehors du talweg¹⁾.

Le Grand Névé de Belledone (Dauphiné) a peut-être donné naissance à une débâcle ; en tout cas, il a engendré un écoulement sous-glaciaire. Témoin la grotte creusée dans son épaisseur et explorée par MM. G. Flusin et P. Lory²⁾. Cette galerie, longue de 134 m. et large de 7 m. environ, aboutit à une mare sous-glaciaire, longue de 18 m. et profonde de 0^m,50 ; c'est évidemment le canal d'écoulement d'une poche sous-glaciaire dont le petit lac est le témoin.

En Norvège, le glacier de Tunsbergdal (Jostedalsbræ) a engendré des débâcles en 1900 et 1903. Une troisième s'est produite en 1905³⁾.

Notre étude *Glacial Reservoirs* etc. mentionne seulement neuf glaciers de ce pays ayant donné naissance à ces flots dévastateurs. Des recherches récentes de M. P. A. Öyen élèvent ce nombre à douze⁴⁾.

¹⁾ P. Mougin, *Les poches interglaciaires du glacier de Tête-Rousse*, in *La Géographie*, X, 5, 15 nov. 1904, p. 287.

²⁾ G. Flusin et P. Lory, *Spéléologie alpine*, in *La Montagne*, n° 12, 20 déc. 1905, p. 578.

³⁾ P. A. Öyen, *Breaeoscillation i Norge 1905*, in *Nyt Magazin f. Naturv.*, Kristiania., B. 44, I, 1906.

⁴⁾ P. A. Öyen, *Øvre Mjölkedalsvand*, in *Archiv for Matematik og Naturvidenskab*, Kristiania. XXVIII, 6, 1907, p. 11 du tirage à part.

Dans tous les massifs extra-alpins où la glaciation revêt une grande puissance, les relations de voyage montrent la fréquence des écoulements brusques de lacs de barrage glaciaire, et de poches d'eau infra — ou intraglaciaires.

Aussi bien, au voisinage des grands glaciers les explorateurs doivent établir leurs campements et leurs dépôts de vivres sur des points très élevés, afin de les mettre à l'abri des crues brusques des torrents glaciaires. Au Spitsberg le camp installé par Sir Martin Conway sur les bords de la King's Bay faillit être enlevé par une débâcle pendant son exploration dans l'intérieur des terres. La même mésaventure est arrivée plus complètement à l'expédition Ralph S. Tarr en 1906, près du grand glacier Malaspina (Alaska). Ses porteurs avaient établi un dépôt dans la vallée d'un torrent glaciaire, et dans une situation qui leur semblait absolument sûre. Grand fut leur étonnement, le lendemain, lorsqu'en revenant à cette « cache », ils virent tous les bagages emportés par le courant. L'écoulement brusque d'un réservoir glaciaire avait engendré une crue formidable du torrent et causé le désastre ¹⁾.

En présence de la généralité et de l'ampleur des débâcles il devient évident qu'il est nécessaire de leur faire une large part dans la genèse des terrains pléistocènes.

Phénomènes fluvio-glaciaires engendrés par des « glaciers morts ». Les étés anormalement chauds amènent une abondante liquéfaction des « glaciers morts » et par voie de conséquence la production de coulées de boue. Ainsi, le 30 août 1903, à la suite d'une semaine de fortes chaleurs, un « glacier mort », situé sur la face sud de la pointe d'Andagne (environs de Bonneval, haute Maurienne),

¹⁾ R. S. Tarr, *Second Expedition to Yakutat Bay, Alaska*, in *The Bull. of the Geogr. Soc. of Philadelphia*, vol. V, 1, janv. 1907, p. 8.

donna naissance à une « lave » torrentielle qui se répandit sur les pâturages situés en contre-bas¹⁾.

M. P. Mougin signale un autre curieux exemple d'activité d'un « glacier mort ». A partir de 1891 un peuplement de mélèzes, situé sur la rive droite du ravin des Arandellys, près du village des Houches (vallée de Chamonix), a été saccagé par des chutes de blocs dont la fréquence était proportionnelle à l'élévation de la température. On finit par découvrir que ces éboulements provenaient d'un « glacier mort », sis sur le flanc nord-ouest de la montagne des Rognes, à l'altitude de 2550 m. — Lorsque la chaleur devenait très forte, la glace qui retenait les matériaux formant la couverture détritique de l'appareil fondait et les quartiers de roche ainsi mis en liberté roulaient sur les pentes. Depuis 1903 l'activité de ce « dérochoir » a diminué. Peut-être la série d'été chauds que nous venons d'éprouver a-t-elle amené la fusion complète de ce « glacier mort » ?

Fusion des glaciers dans les régions polaires. Les régions polaires ne sont pas soumises à un éternel hiver, comme le croit le grand public. Elles ont, elles aussi, leur été ; pendant cette saison, les terres basses perdent leur couverture de neige, tandis que les glaciers donnent naissance à des écoulements. On sait par les belles explorations de Sir Martin Conway et de M. E. Garwood qu'en juillet et en août les glaciers du Spitsberg subissent une fusion assez abondante pour donner naissance à de gros torrents et à des lacs supra-glaciaires qui engendrent des débâcles.

A la terre François-Joseph, bien que la température estivale soit beaucoup plus basse²⁾ qu'au Spitsberg, neiges

¹⁾ P. Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne... 21 août — 24 septembre 1903*, in *Ann. du Club Alpin Français*, XXX, 1903, Paris, 1904 (p. 26 du tirage à part).

²⁾ Température moyenne annuelle de l'archipel François-Joseph — 14°, 15; température moyenne annuelle observée au cap Flora (79°50' de Lat. N.) en 1894-1895: — 14°, 8; en 1895-1896, — 12°, 3.

et glaciers engendrent des écoulements liquides jusqu' sur l'île la plus septentrionale, la terre du prince Rodolphe. Les glaciers de la baie Teplitz ($81^{\circ}50'$ de Lat. N.), écrit le duc des Abruzzes¹⁾, sont soumis à « une fusion abondante pendant l'été, et, par les journées où la température est au-dessus de 0° , des torrents se précipitent du glacier jusqu'à la mer en formant de véritables cascades qui ont quelquefois plusieurs mètres de largeur. »

Sur les terres antarctiques, même pendant l'été, la température demeure basse. A Snow-Hill ($64^{\circ}22'$ de Lat. S.), la station d'hivernage de l'expédition Nordenskjöld, l'été de 1902-1903 fut plus froid que l'hiver ne l'est généralement en Suède et ne fournit que des moyennes mensuelles inférieures à 0° . Celui de 1903-1904, fut, il est vrai, un peu moins sévère. A la terre Victoria les plus hautes températures observées par l'expédition anglaise sont: $+3^{\circ},8$ et $+5^{\circ},5$.

Dans ces conditions, la fusion est très faible et purement épisodique. D'après le professeur Otto Nordenskjöld, dans l'Antarctique, l'été, loin d'être la saison d'ablation des glaciers, serait celle de l'alimentation, l'hiver les neiges étant balayées par les ouragans au fur et à mesure de leur dépôt. Néanmoins, à la terre Victoria, l'expédition anglaise a observé des ruissellements assez abondants pour donner naissance à des phénomènes fluvio-glaciaires. Les eaux courantes charriaient les sables et les graviers épars sur les glaciers pour les distribuer, plus loin, par ordre de densité; en même temps, en dehors des glaciers, elles déterminaient des entraînements de matériaux morainiques, et formaient de petites cônes de boue et de sable²⁾.

(J. Hann, *Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf Franz Josefs-Land zwischen 1872 und 1900*, in *Meteorologische Zeitschrift*, 1904, 12, déc. p. 547.

¹⁾ S. A. R. le Duc des Abruzzes. *Expédition de l'Étoile Polaire dans la mer Arctique 1899-1900*. Traduit et résumé par M. Henry Prior. Paris, Hachette, Vienne, 1904, p. 51.

²⁾ Captain R. F. Scott. *The Voyage of the Discovery*. Londres,

Formation des icebergs. Dans les régions polaires, en raison de la faiblesse de la fusion et de l'abondance de l'alimentation, les glaciers non seulement arrivent jusqu'au niveau de la mer, mais encore empiètent sur son domaine; ils s'étendraient même indéfiniment si l'océan ne détruisait leurs fronts et ne les morcelait en glaces flottantes que les courants et les vents entraînent ensuite vers des régions plus chaudes où elles disparaissent rapidement. Dans l'Arctique comme dans l'Antarctique le velage, c'est-à-dire l'ablation des glaciers par la mer, remplace la fusion, et, suivant qu'il l'emporte sur l'alimentation ou qu'il lui est inférieure, les glaciers reculent ou avancent.

La destruction des fronts glaciaires par la mer donne naissance soit à des blocs de dimensions relativement petites, quelques mètres de haut et une centaine de tour, (*glacier-isblock* en suédois, *kalvis* en danois), soit à des *icebergs* proprement dits. Dans l'Arctique, les *icebergs* sont rares ; il ne s'en forme guère qu'au Grönland, et, les glaçons de ce type issus de cette région ont généralement la forme de pyramides irrégulières et s'élevent parfois de 80 à 100m. au-dessus de la mer ; ils sont donc souvent beaucoup plus hauts que la partie émergée du front glaciaire qui les a engendrées. Dans l'Antarctique singulièrement plus abondants sont les *icebergs* ; loin d'être localisés dans une région, ils se rencontrent en énormes quantités sur toute la périphérie du continent polaire austral. De plus, les *icebergs* antarctiques ont, pour la plupart, une forme tabulaire caractéristique, rare dans le nord, et ne dépassent qu'exceptionnellement une hauteur de 30 à 40 m.

Comment sont mises en liberté ces montagnes de glace flottante ? Dans le nord la question demeure toujours très controversée et sur ce sujet les observations du Dr M.

C. Engell au Grönland constituent une intéressante contribution¹⁾.

D'après ce géologue danois, il y a lieu de distinguer, au Grönland, entre les éffluents de l'*inlandsis* ne possédant ni une très grande puissance, ni un rapide mouvement d'écoulement, et, ceux ayant une épaisseur énorme et une vitesse de progression considérable. Sur les premiers les *icebergs* se formeraient par éboulement. Les couches supérieures se déplaçant plus vite que les couches inférieures surplombent, en même temps les secondes se trouvent minées par les eaux ; par suite, à un moment donné, la tête emporte les pieds.

Dans le cas de puissantes branches de l'*inlandsis* animées d'une grande vitesse, le mode de formation des *icebergs* est influencé par les conditions topographiques des fjords dans lesquels débouchent ces glaciers. Dans le Grand Karajak, par exemple, le velage est déterminé par la pression hydrostatique s'exerçant sur la partie inférieure du glacier, qui, sous la poussée des masses surincombantes, avance jusqu'au-dessus de la partie profonde du fjord. Chaque fois qu'il a été témoin d'un velage, le professeur E. von Drygalski, qui a étudié ce glacier pendant plusieurs mois, a vu, en effet, le sommet de l'*iceberg*, lorsqu'il se détachait, s'élever rapidement au-dessus du niveau général du front du glacier.

Dans le fjord de Jakobshavn, où les conditions sont différentes et très spéciales, d'après le Dr M. C. Engell¹⁾, l'extrémité inférieure du glacier flotterait et les *icebergs* se formeraient à la suite de fractures dans la masse flottante.

¹⁾ M. C. Engell, *Undersögelser og Opmaalinger ved Jakobshavns Isfjord og i Orpigsuit i Sommeren 1902*, in *Meddelelser om Grönland*. XXVI, Copenhague, 1904, p. 24 ; *La région de Jakobshavn*, in *Annales de Géographie*, XV, n° 79, 15 janv. 1906. Paris, p. 67 ; *Einige Beobachtungen über die Kalbungen im Jakobshavner Eisfjorde und den benachbarten Fjorden*, in *Mitt. der Kais. Königl. Geographischen Gesellschaft in Wien*. vol. XLVIII, n° 8 et 9, p. 426.

La preuve, c'est que tout près du front du glacier de Jakobhavn, de nombreux *icebergs* tabulaires ont même hauteur que le front du glacier; ce qui indique qu'ils se sont détachés de la masse de glace suivant sa tranche terminale. Ces énormes blocs seraient donc engendrés dans les mêmes conditions qu'à la « Grande Barrière » de la terre Victoria.

Dans l'Antarctique les choses se passent, semble-t-il, plus simplement. A la terre de l'Empereur Guillaume II¹⁾ l'*inlandsis* arrive à la mer, non plus, comme au Grönland, fractionné par des massifs rocheux et canalisé dans des vallées et des fjords, mais étalé en une immense plaine libre de toute entrave. Aussi bien sa surface est-elle relativement plane, sans ces énormes crevasses et ces hérissements d'aiguille particuliers aux glaciers producteurs d'*icebergs* dans l'Arctique. Cette masse de glace déborde en mer, et, lorsqu'elle perd pied, se fractionne en blocs parallèlement à sa tranche terminale, sans que leur équilibre soit dérangé. Telle est, d'après le professeur Erich von Drygalski, la raison pour laquelle les *icebergs* antarctiques présentent généralement la forme tabulaire; en tout cas c'est dans ces conditions que se forment ces glaçons à la terre de l'Empereur Guillaume II. Une fois en liberté, leur sommet ne dépasse pas la hauteur du front du glacier qui les a produits, c'est donc que l'extrémité inférieure de l'*inlandsis* n'est point comprimée sur le fond de la mer²⁾ comme au glacier du Grand Karajak, au Grönland. Ultérieurement les *icebergs* tabulaires peuvent éprouver, à la suite de circonstances diverses, des renversements et perdre ainsi leur forme primitive.

Dans la région explorée par l'expédition anglaise, les

¹⁾ Erich von Drygalski, *Zum Kontinent des eisigen Südens*. Georg Reimer, Berlin. 1904. p. 455, et, *Die Bewegung der Antarktischen Inlandeises*, in *Zeit. d. Gletscherkunde*. Berlin, I, 1, mai 1906, p. 64.

²⁾ Erich von Drygalski, *Bewegung des Antarktischen Inlandeises*, p. 64.

icebergs proviennent surtout de la terre du Roi Edouard VII et de la « Grande Barrière ». A la terre du Roi Edouard VII, suivant toute vraisemblance, ils se forment dans les mêmes conditions, qu'à celle de l'Empereur Guillaume II. La « Grande Barrière », énorme radeau de glace large de 950 kilomètres environ et long de 600 pour le moins, flotte ; le morcellement de son front en *icebergs* doit donc être la conséquence de fractures déterminées par l'érosion marine et par le mouvement d'écoulement de la glace. En tout cas, comme ceux de la terre de l'Empereur Guillaume, les *icebergs* produits par la « Grande Barrière » ne dépassent pas la hauteur de la nappe de glace qui les engendre.

Les dimensions des *icebergs* antarctiques ont été très exagérées¹⁾. Si près de la terre du Roi Edouard VII, le capitaine Scott a rencontré des blocs formidables, de véritables îles de glace flottantes, mesurant plus de 6 milles dans tous les sens, et des glaçons échoués, hauts de plus de 60 m., s'il a relevé des centaines de glaces flottantes longues de plus d'un mille et hautes de 45 m. le plus fréquemment les *icebergs* ne mesuraient guère plus d'un quart de mille de long et moins de 35 m. de haut.

Dans l'Antarctique, à des intervalles irréguliers sur les routes de navigation qui contournent les pointes méridionales des continents, se produisent d'énormes afflux d'*icebergs*. Ces poussées vers le nord des glaces australes sont-elles la conséquence de débâcles colossales qui affectent les glaciers de cette région ou bien sont-elles produites par la prédominance de certains vents qui nettoient les régions antarctiques des banquises qui les encombrent ? Nous n'en savons rien. En tout cas, le phénomène doit attirer l'attention.

Ainsi, autour du cap Horn, après une période de douze ans durant laquelle les *icebergs* ont été peu abondants, de fin décembre 1892 à fin juin 1893 eut lieu un

¹⁾ R. Scott, *The Voyage of the Discovery*. Elder, Londres, 1905, vol. II. Le capitaine Scott. *La « Discovery » au Pôle Sud*, Hachette et C^{ie}, Paris, 1908. Vol. II. p. 259.

afflux énorme de ces glaces flottantes. En mai 1893, par 50° de Lat. S. et par 50° de Long. O. de Gr., c'est-à-dire dans l'est des Falklands, elles formaient une muraille impénétrable en travers de la route suivie par les navires. Pareillement, de septembre 1893 à janvier 1894, une masse considérable d'*icebergs* arriva dans l'est-nord-est de cet archipel. Depuis, jusqu'en 1901 les *icebergs* sont ensuite devenus relativement rares dans ces parages.

Sur les routes de l'Inde et de l'Australie par le cap de Bonne Espérance, après être restées rares de 1876 à 1893, de 1893 à 1897, les *icebergs* ont fait trois formidables poussées vers le nord, l'une de septembre 1893 à avril 1894, l'autre de novembre 1894 à juillet 1895, la troisième de juin 1896 à mars 1897. Cette dernière fut particulièrement importante. A cette époque des *icebergs* dérivèrent jusqu'au 41° de Lat. S., sous le méridien de Madagascar, et en quelle quantité ? En une seule journée, un vapeur suivant une route passant au sud du 41° en rangea 708 !

Dans le Pacifique de 1892, à 1901, les glaces australes ont fait défaut ou ont été rares sur les routes de navigation ; mais, en avril 1901, une quantité énorme d'*icebergs* dériva au nord et vint couvrir l'espace compris entre le 150° et le 102° de Long. E. de Gr., au sud du 49° de Lat. S. — Pendant plus d'un an sans cesse arrivèrent des terres antarctiques d'énormes trains de colossales montagnes de glace flottantes.

Eboulements de glaciers. Depuis 1903, nous n'avons eu connaissance que de deux cas d'éboulement de glaciers, l'un dans le massif de la Vanoise (Savoie), l'autre dans l'Alaska.

Du 15 au 20 septembre 1903, le glacier supérieur de l'Arcelin, qui descend du plateau du Dard (versant nord de la Vanoise), a donné naissance à une énorme avalanche de glace. Les deux tiers de la cascade de séracs qui forme la partie supérieure de cet appareil se sont effondrés sur

sa portion inférieure et autour de son front, sur une largeur de 300 m. ¹⁾.

En juillet 1904, un petit glacier suspendu des bords de la Baie du Desenchantement (Alaska), long de 1600 m., s'est décollé et éboulé complètement en mer. Les ondes provoquées par cette énorme avalanche balayèrent les rives de la baie à plusieurs kilomètres à la ronde et jusqu'à une hauteur de 45 m. — A 45 kilomètres du point où s'est produit l'accident, elles avaient encore de 4 à 6 m. de haut ²⁾.

Précédemment ces deux glaciers avaient déjà engendré de pareils éboulements. En 1855 un pan du glacier de l'Arceulin s'était abattu sur les paturages situés en contrebas et les avait recouverts de débris et de blocs ³⁾. De même, d'après le témoignage des Indiens, quelque soixante ans auparavant, le glacier de la baie du Désenchantement s'était écroulé. Le souvenir de ce dernier accident s'était d'autant mieux conservé dans la mémoire des indigènes que le raz de marée qu'il avait produit avait englouti une centaine des leurs surpris sur les bords de la mer par l'arrivée de ces vagues monstrueuses.

L'éboulement du glacier de l'Altels survenu en 1895 avait été également précédé d'un accident semblable en 1782. On sait, d'autre part, qu'à des intervalles irréguliers le glacier collé sur le flanc oriental du Weisshorn, au-dessus de Randa donne naissance à des éboulements parfois considérables.

¹⁾ Joseph-Antoine Fabre (de Pralagnan), *Observation sur les glaciers du massif de la Vanoise pendant l'été de 1903*, in *Ann. du Club Alpin français*. XXX. 1903. Paris 1904. (Tirage à part publié par la Commission française des Glaciers, p. 46).

²⁾ Ralph S. Tarr and Lawrence Martin, *Glacier and Glaciation of Yakutat Bay*, in *Bull. of American Geogr. Soc.*, New-York. XXXVIII, 3, mars 1906, p. 153.

³⁾ Paul Girardin. *Les phénomènes actuels et les modifications du modelé en haute Maurienne*, in *La Géographie*, XII, 1, 15 juillet 1905, p. 3.

Ces accidents, qui sont la conséquence de la déclivité du lit du glacier, se reproduisent toujours sur les mêmes appareils. Il y a là une indication qui, au point de vue pratique, ne saurait passer inaperçue.

Effets des tremblements de terre sur les glaciers. Les chaînes de montagnes sont le siège de fréquents tremblements de terre. De ce fait les glaciers et les formations glaciaires se trouvent exposés à des bouleversements dont l'importance a été jusqu'ici méconnue. Les phénomènes séismiques viennent compliquer encore les problèmes glaciaires et introduire une nouvelle inconnue qu'il ne paraît pas aisément de dégager.

Une observation très intéressante est due à M. Lecarme, collaborateur de MM. Henri et Joseph Vallot dans leurs leviers de la chaîne du Mont-Blanc¹⁾. Le 13 août 1905 ce topographe se trouvait sur une des aiguilles au nord du col du Tour, à l'altitude de 3321 m., lorsque se produisit un ébranlement qui affecta toute la vallée de Chamonix.

Aussitôt après le passage du séisme, de toutes les cimes riveraines du glacier du Tour, roulèrent des avalanches de pierres. « Toutes les portions de crêtes qui n'étaient pas d'une solidité absolue venaient en bas. Dénormes rochers faisaient des bonds immenses sur les parois des aiguilles voisines du Tour, de la Grande-Fourche, et les avalanches de séracs et de neige couvraient entièrement la face visible du Chardonnet et de l'aiguille d'Argentière ». Toute la journée ensuite, sans répit, grondèrent des éboulements.

« Tout est bouleversé », constate M. Lecarme en regagnant son campement situé près de l'extrémité inférieure du glacier du Tour. « De gros blocs nouvellement tombés se rencontrent à chaque instant, ainsi que des sillons profonds

¹⁾) *La Montagne*. Revue mensuelle du Club Alpin Français, 2^e année, n° 9, 29 septembre 1906, p. 421. Paris.

dus au passage de rochers énormes ». Les gros blocs de granite de la moraine orientale du glacier, « qui reposent là depuis un temps immémorial » ont disparu. En même temps la moraine avait été fendue dans toute sa largeur par une étroite crevasse. Au-delà le terrain se trouvait si profondément modifié que la caravane, qui en avait une très grande pratique, éprouva un moment d'hésitation sur la direction à suivre. Et toujours les avalanches roulaient, et cela plus de six heures après le passage du séisme !

Remarquons que la secousse n'avait pas été particulièrement violente. Elle détermina la chute d'une partie de la voûte de l'église d'Argentière et par suite peut être rapportée au n° VII de l'échelle Rossi-Forel.

Les observations très-précises de M. Lecarme peuvent se ramener à trois faits importants :

1^o Des avalanches de neige et de glace tombées des crêtes voisines ont fourni au glacier du Tour une alimentation anormale ;

2^o Des éboulements sont venus ajouter des matériaux étrangers à des dépôts glaciaires préexistants, et, en outre, ont créé, à proximité du glacier, des dépôts de blocs d'origine non-glaciaire.

3^o Des blocs précédemment déposés par le glacier et qui marquaient un de ses stades de stationnement ont été déplacés et ont roulé à une très grande distance de leurs gisements primitifs.

Les tremblements de terre sont donc susceptibles de déterminer des changements dans le régime des glaciers, et de bouleverser les formations glaciaires. A l'erratique des débâcles, à celui des avalanches, des éboulements glaciaires proprement dit, à tous les produits de la désagrégation des cimes, il faut ajouter une nouvelle espèce d'erratique, l'erratique séismique, et, en raison de la fréquence des tremblements de terre dans les montagnes, il est certainement abondant.

Des observations faites dans des régions extra-européennes confirment les conclusions précédentes.

En 1899, l'Alaska méridional fut affecté par un très-violent séisme. Ce paroxysme fractura les fronts des glaciers de la Glacier-Bay qui sont baignés par la mer et engendra une telle quantité d'*icebergs* que le fjord s'en trouva obstrué. Tellement profonde fut la dislocation éprouvée par les glaciers, qu'ils continuèrent les années suivantes à produire d'énormes masses de glaçons. Par suite de cette circonstance les vapeurs de touristes qui, avant 1899, pouvaient s'approcher, jusqu'à quelques centaines de mètres du glacier de Muir, situé à l'extrémité supérieure de la Glacier Bay, étaient arrêtés par les glaces à 10 ou 20 milles du but ; seulement en 1907 un navire put parvenir jusqu'au fond du fjord.

Des leviers exécutés pendant l'été dernier ont révélé les pertes énormes causées par le séisme de 1899 aux glaciers de ce bassin¹⁾. De 1894 à 1907 les glaciers Muir et Grand Pacific ont reculé de plus de 11 kilomètres²⁾ !

Plus au nord, sur les glaciers du Saint-Elie, ce même séisme a exercé des effets complètement différents.

A la suite de cette secousse, des masses énormes de neige et de glace se sont éboulées des cimes sur les glaciers inférieurs. D'après M. Ralph S. Tarr, c'est à cette suralimentation accidentelle qu'il faudrait attribuer la crue qui s'est manifestée brusquement à la fin de l'été 1905 sur le lobe oriental du glacier Malaspina et sur trois autres appareils voisins³⁾.

Tout récemment, un glacier des Alpes valaisannes, le Boveyre, a fait une crue dans les mêmes conditions, c'est-à-dire, à la suite d'une suralimentation produite par un éboulement. Une portion d'un glacier suspendu s'étant

¹⁾ Fremont Morse, *The Recession of the Glaciers of Glacier Bay, Alaska*, in *The National Geographic Magazine*. Washington, XIX, 1, janv. 1908, p. 76 (avec une carte).

²⁾ Distance mesurée sur la carte jointe au mémoire cité dans la note précédente.

³⁾ Ralph S. Tarr, *The Malaspina Glacier*, in *Bull. of the Am. Geogr. Society*, New-York, XXXIX, 5, mai 1907, p. 284.

écroutée sur la partie inférieure du Boveyre, le front, par suite de cet excès d'alimentation, a fait une poussée de 119 m. entre 1892 et 1901¹⁾.

Suivant M. Ralph Tarr, l'exemple de ce qui s'est passé au Malaspina est particulièrement instructif. Selon toute vraisemblance, dans les régions soumises à une intense glaciation et où la séismicité est fréquente, telles que l'Himalaya, les tremblements de terre doivent engendrer des variations de longueur des glaciers.

Comme exemples d'erratique séismique, signalons de curieux dépôts observés par M. William Hittel Sherzer dans les Rocheuses et dans les Selkirks, au nord du Transcontinental canadien²⁾.

En avant des glaciers Victoria, Wenkchemna, Illecil-lewaet, et Asulkan, se rencontrent des entassements d'énormes blocs; l'un de ces quartiers de roche, aujourd'hui fendu, pèse bien un millier de tonnes. Ces blocs, tous à angles saillants, ne portent trace ni d'action glaciaire, ni d'action torrentielle; de plus, entre eux, on n'observe point de matériaux de petit calibre. Les glaciers précités sont trop peu puissants pour avoir construit d'aussi grosses moraines, quelle qu'ait pu être la durée de leur stationnement en ces points. Aussi, d'après M. Sherzer, il faudrait voir dans ces dépôts le produit d'éboulements engendrés par des tremblements de terre et qui seraient tombés à la surface des glaciers, lorsqu'ils étaient plus longs qu'aujourd'hui. Les parties inférieures de ces appareils ainsi recouvertes seraient devenues des «glaciers morts», et, après leur lente fusion, l'énorme empilement de matériaux se serait trouvé déposé sur le sol, devant le front des glaciers, lesquels, débarrassés de cette charge, auraient repris ensuite leur mouvement de retraite.

¹⁾ F. A. Forel, M. Lugeon, E. Muret, *Les variations périodiques des glaciers des Alpes*. XXII^e Rapp. 1901, in *Jahrb. d. Schw. Alpenclubs*, XXXVII, Berne, 1902.

²⁾ William Hittell Sherzer, *Glacial Studies in the Canadian*

Cette explication semble d'autant plus plausible que ces amas de blocs s'observent surtout devant les glaciers dominés par des escarpements abrupts.

Rockies and Selkirks. (Smithsonian Expedition of 1904) Preliminary Report. Reprinted from *Smithsonian Miscellaneous Collections* (Quarterly Issue). Vol. 47, Part. 4, n° 1567. Washington, 1905. Pendant l'impression de cette revue, la *Smithsonian Institution* a publié le rapport complet de M. W. H. Sherzer dans un superbe volume in-4° magnifiquement illustré. *Smithsonian Contributions of Knowledge. Part of vol. XXXIV. Glaciers of the Canadian Rockies and Selkirks (Smithsonian Expedition of 1904)*, n° 1692, by William Hittell Sherzer. Washington 1907. Un vol. in-4° de 135 p. —

CHAPITRE III

Explorations glaciaires.

Ce chapitre renferme l'exposé des principaux faits de géographie glaciaire acquis de janvier 1903 à janvier 1908¹⁾, et résume, dans cet ordre d'idées, les monographies parues durant ces quatre dernières années.

EUROPE

France

Entamées en 1901 sous les auspices de la Commission française des glaciers, les observations glaciaires sont, depuis 1904, poursuivies par la Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles du ministère de l'Agriculture, avec le concours du Comité d'Études scientifiques institué près de ce département ministériel. Grâce à la haute bienveillance du ministre de l'Agriculture, et à l'initiative éclairée de M. Dabat, directeur, de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles, les opérations glaciaires constituent une annexe du Service d'études des grandes forces hydrauliques des Alpes, dirigé par MM. R. Tavernier et R. de la Brosse, ingénieurs en chef des Ponts et Chaussées, et, sont conduites régulièrement par deux brigades opérant chaque année, l'une, dans le Dauphiné, l'autre, dans la Savoie.

¹⁾ La publication de cette revue ayant été retardée pour des raisons indépendantes de notre volonté, nous avons, afin de la tenir au courant, étendu la période qu'elle embrasse au 1^{er} janvier 1908, à partir de ce chapitre.

Dauphiné. La brigade de cette partie des Alpes est composée de MM. Georges Flusin, maître de conférences à la Faculté des sciences de Grenoble, Charles Jacob, et, J. Offner, préparateurs à cette même faculté, formés à ces études par le professeur W. Kilian, l'initiateur des recherches glaciaires dans le massif du Pelvoux.

Après avoir exploré en 1903 les glaciers de la partie méridionale du bassin du Vénéon ainsi que ceux du Valjouffrey et du Valgaudemar, ces naturalistes, avec la collaboration de conducteurs des Ponts et Chaussées, ont entamé le lever à grande échelle des appareils dauphinois. En 1904, leurs opérations ont porté sur le glacier Blanc et sur le glacier Noir, les deux années suivantes, sur le massif des Grandes Rousses, puis sur le glacier du Mont de Lans et celui de la Girose. Seule jusqu'ici la carte du glacier Blanc et du glacier Noir (10,000^e) a été publiée; celle des Grandes Rousses sera distribuée en 1908. De plus, en 1907, MM. Flusin et Jacob ont visité les repères placés antérieurement devant les glaciers de la vallée du Vénéon et de la Vallonise.

Huit mémoires ou notes parus à la suite de ces campagnes apportent de nombreux renseignements nouveaux sur la glaciation du Dauphiné ¹⁾.

¹⁾ W. Kilian *Les glaciers du Dauphiné*, in *Grenoble et le Dauphiné*. Grenoble, 1904. (Volume publié à l'occasion du Congrès de l'Association pour l'Avancement des Sciences), et in *Travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, VIII, 1, 1903.

2^o Flusin, Jacob et Offner, *Observations glaciaires dans le massif du Pelvoux, recueillies en août 1903*. Rapport adressé à la Commission française des glaciers et rédigé par M. Charles Jacob, in *Ann. de la Société des Touristes du Dauphiné*, N° 29, 1903, Grenoble, 1904 p. 165.

3^o *Observations glaciaires dans le massif du Pelvoux recueillies en août 1903 par MM. Flusin, Jacob et Offner, préparateurs à l'Université de Grenoble*. Rapport adressé à la Commission française des glaciers, rédigé par M. Charles Jacob, in *Bull. de géographie historique et descriptive* N° 1, 1906. Paris. Imprimerie nationale, 1906.

MM. G. Flusin et Ch. Jacob distinguent, dans le massif du Pelvoux, quatre types différents de glaciers :

1^o *Glaciers-témoins.* Situés principalement dans le sud-ouest du massif. Ce sont de petites nappes, dépourvues de bassins d'alimentation occupant vers l'altitude de 3000 m. des gradins au pied d'escarpements rocheux. — A cette catégorie appartiennent les glaciers du Grand et du Petit Vallon, d'Olan, du Lauzon, etc.

2^o *Glaciers de cirque* (Kargletscher). Ce type est représenté par les glaciers de la Mariande, d'Entrepierroux, du Fond, des Étançons, etc. etc.

3^o *Glaciers de vallée.* Glaciers du Chardon, de la Pilatte, glacier Noir, etc., avec cours horizontal long de 2 à 3 km., compris entre les altitudes de 2500 à 2000 m.

4^o *Glaciers de hautes régions d'un type spécial.* Cette catégorie, qui ne comprend qu'un seul appareil, le glacier Blanc, est caractérisée par un très vaste bassin d'alimentation et une zone de fusion relativement courte.

4^o Commission française des glaciers. *Étude sur le Glacier Noir et le Glacier Blanc dans le massif du Pelvoux*, par MM. Charles Jacob et Georges Flusin avec 2 planches phototypiques et 2 cartes topographiques au 10,000^e dressées par MM. Lafay, Flusin et Jacob. Rapport sur les observations rassemblées en août 1904 dans les Alpes du Dauphiné, in *Ann. de la Société des Touristes du Dauphiné*, N° 30, Grenoble, 1905.

5^o Ch. Jacob et G. Flusin, *La crue glaciaire de la fin du XIX^e siècle et les différents facteurs qui ont déterminé les anomalies de cette crue dans le massif du Pelvoux*, in *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*. Paris. N° du 12 déc. 1904.

6^o *Travaux de la Commission française des glaciers en 1903* (Rapport de M. Jacob), in *La Géographie*, VIII, 5, 15 novembre 1903, p. 317.

7^o *Explorations glaciaires accomplies en France pendant l'été 1904*. Dauphiné. Rapport de M. Charles Jacob, in *La Géographie*, XI, 6, 15 juin 1905, p. 441.

8^o Charles Jacob, *Rapport préliminaire sur les travaux glaciaires en Dauphiné pendant l'été 1905*, in *La Géographie*, XIII, 6, 15 juin 1906, p. 437.

La monographie et les cartes du glacier Blanc et du glacier Noir publiées par MM. G. Flusin, Ch. Jacob et Lafay fournissent d'intéressants renseignements sur ces deux derniers types.

Le glacier Noir, glacier de vallée, occupe une superficie de 401 hectares¹⁾, entre les altitudes de 2900 et 2050 m. (1904). La ligne du névé dans le massif du Pelvoux passe, suivant toute vraisemblance, entre 2800 et 2900 m. (1904); les étés chauds elle monte à 3000 m. et peut-être plus haut; le glacier Noir ne possède donc qu'un bassin d'alimentation extrêmement réduit. Si cet appareil se maintient, cela tient uniquement à ce que, logé dans une vallée très étroite — sa largeur ne dépasse pas 400 m. dans sa partie inférieure — et entouré de crêtes qui le dominent de 1000 à 2000 m., il est peu exposé au soleil. De plus, sur une longueur de 1300 à 1400 m. il est entièrement recouvert de moraines, et devient, en quelque sorte, un glacier mort.

Le glacier Blanc (superficie : 709 hectares) possède, au contraire, un très vaste bassin d'alimentation (longueur : 3500 m., largeur : 800 à 900 m.), compris entre les cotes 3320 m. et 3000 m., dans lequel confluent des tributaires issus des Écrins (4103 m.) et d'une série de pics dépassant 3500 m. Sa langue terminale, longue de 2400 m., environ s'arrêtait à 2096 m. en 1904. Pour le glacier Blanc le rapport entre la surface du bassin d'alimentation et celle de la zone de fusion est donc exprimé par une fraction ayant un numérateur très élevé. Dans le chapitre III nous verrons quelle importante conséquence pour le régime de cette nappe entraîne cette situation topographique.

Savoie

La brigade qui opère dans cette partie des Alpes est dirigée par M. P. Mougin, inspecteur des Forêts. D'autre

¹⁾ Je dois ces mesures planimétriques du glacier Noir et du glacier Blanc à l'obligeance de M. de Koncza, de l'Institut géographique de l'université de Fribourg, qui a pris la peine de les calculer sur la carte au 10,000^e de MM. Lafay, Flusin et Jacob.

part, des études sont poursuivies en Tarentaise et en Maurienne, à titre individuel, par M. Paul Girardin, professeur à l'université de Fribourg (Suisse).

En 1904, 1905, 1906 et 1907 M. P. Mougin a levé au 5000^e le plan des extrémités inférieures des glaciers de l'Argentière, des Bossons, de Bionnassay et du Tour (Mont Blanc), des Sources de l'Arc et de Lépenaz (Savoie méridionale). De plus il a entamé le lever du glacier de Gébroulaz. M. Paul Girardin a publié, également au 5000^e, des cartes du front du glacier des Évettes et du glacier inférieur de Bézin (haute vallée de l'Arc¹) et établi le plan de plusieurs autres appareils de la même région.

Les observations de M. P. Mougin se trouvent consignées dans plusieurs rapports qui seront imprimés prochainement ; celle de M. P. Girardin dans six mémoires².

Bien que ne renfermant aucune cime de 4000 m., les régions des bassins supérieurs de l'Isère et de l'Arc sont le siège d'une importante glaciation. Dans ces massifs les glaciers occupent une étendue qui ne doit guère être inférieure à 250 kilomètres carrés. A la Vanoise et dans le bassin supérieur de l'Arc au-dessus de Bessans ils couvrent respectivement 60 et 70 kilomètres carrés, d'après le pro-

¹) *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Berlin, I, 1, mai 1906 et *Bull. de la Soc. neuchâteloise de géographie*, 1907.

²) 1^o Paul Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne, Vanoise et Tarentaise (21 août-24 septembre 1903)*, in *Ann. du Club alpin français*, XXX, 1903. Paris, 1904 ; 2^o *Les phénomènes actuels et les modifications du modèle dans la haute Maurienne*, in *La Géographie*, XII, I, 15 juillet 1905. Paris ; 3^o *Les glaciers de la Savoie. Etude physique, Limite des neiges. Retrait*, in *Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie*, T. XVI, 1905. Neuchâtel, 1905 ; 4^o *Le glacier des Évettes en Maurienne (Savoie). Etude glaciologique et morphologique*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*. I, 1, mai 1906 Bornträger, Berlin 1906 (avec une carte au 5000^e du front du glacier des Évettes) ; 5^o *Le glacier de Bézin en Maurienne, Contribution à l'étude de l'érosion glaciaire*, in *Bull. de la Soc. neuchâteloise de géographie*, 1907.

fesseur M. P. Girardin¹⁾). Cette dernière évaluation paraît trop forte de près d'un tiers. Les calculs planimétriques de M. R. de la Brosse, ingénieur en chef des Ponts et Chausées²⁾, fixent, en effet, seulement à 54,4 kilomètres carrés la surface des glaciers dans le bassin de l'Arc au-dessus de Bessans.

Cette remarquable intensité du phénomène glaciaire dans la Tarentaise et dans la Maurienne est une conséquence de l'altitude moyenne considérable de ce territoire et de sa structure massive. Cette région est un haut pays, comparable au plateau des Grisons, un socle accidenté de crêtes relativement élevées et à la surface duquel les vallées ne dessinent que des entailles relativement peu profondes. Le bassin du Doron de Bozel, qui collecte les eaux de la partie centrale du relief, a une altitude moyenne de 2110 m. et celui de l'Arc, de 2028 m. d'après M. de la Brosse. Le caractère massif de la Savoie méridionale se trouve représentée d'une manière en quelque sorte tangible par le tableau suivant de la répartition des surfaces d'après l'altitude dans le bassin de l'Isère au-dessus de Moutiers, du Doron de Bozel, et, de l'Arc en amont de la Praz (entre Modane et Saint-Michel). Ce tableau est emprunté à la *Composition des bassins par altitude*, calculée par MM. R. Tavernier et R. de la Brosse (Min. de l'Agriculture, *Annales*, Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles, Fasc. 32, T. II), l'œuvre la plus importante concernant la géographie physique des Alpes françaises qui ait été publiée depuis de longues années.

¹⁾ P. Girardin, *Les glaciers de Savoie* (p. 10 et 11 du tirage à part). L'auteur a calculé ces superficies sur la carte de l'État Major français laquelle figure l'état des glaciers en 1860, c'est-à-dire à une époque où ils étaient en maximum. Ces valeurs doivent donc subir une réduction assez notable.

²⁾ Ministère de l'Agriculture. *Annales*. Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. Fasc. 32. Service d'Études des Grandes Forces Hydrauliques des Alpes (Région des Alpes). II. *Réultat des études et travaux*. Paris, Imp. Nat. 1905, p. 93 à 97.

	Surface cu-mulée depuis l'origine en ha.	Au-dessous de 500 ^m en ha.	De 500 à 1000 ^m en ha.	De 1000 à 1500 ^m en ha.	De 1500 à 2000 ^m en ha.	De 2000 à 2500 ^m en ha.	De 2500 à 3000 ^m en ha.	Au-dessus de 3000 ^m en ha.
Isère en amont de Moutiers	90717 100	140 0	6077 7	11004 12	19645 21	28945 32	19961 22	4965 6
Doron de Bozel	66789 100	» »	2426 4	7638 11	16600 24	23130 35	13303 20	3692 6
Arc en amont de la Praz	86313 100	» »	» »	5065 6	12448 15	24500 28	29531 34	14769 17

La puissance de la glaciation dépend non seulement de l'altitude, mais encore de l'abondance des précipitations. Mais, sur ce dernier facteur les renseignements sont rares. Comme nous l'avions indiqué dans le chapitre I, en Tarentaise comme en Maurienne, il n'est fait d'observations pluviométriques et nivométriques que dans les vallées.

Les glaciers de la Savoie méridionale sont principalement des glaciers de cirque largement ouvert ou de plateau. Le glacier des Évettes est, en Maurienne, l'appareil le plus caractéristique de la première catégorie. Il couvre 575 hectares, d'après M. de la Brosse (*Loc. cit.* p. 93), 600 hectares d'après M. Girardin, dans un très large cirque; et, se termine à l'altitude de 2510-2514 m. sur un plateau dominant la vallée d'Arc. Le glacier de plateau le plus typique est celui de la Vanoise. Il y a une cinquantaine d'années, à la fin du maximum du XIX^e siècle, comme le représente la carte de l'État-Major levée en 1864—1865, plusieurs glaciers de plateau envoyait dans les vallées sous-adjacentes des langues terminales plus ou moins longues, comme, par exemple, celui des Sources de l'Arc; à la suite de la déglaciation actuelle, ces apophyses ont complètement fondu.

Pyrénées. Les glaciers des Pyrénées sont pour ainsi dire inconnus; la représentation qu'en donne la carte de l'État-Major est absolument fantaisiste; tantôt ce document n'indique pas des appareils relativement étendus, tantôt, au

contraire, à de petits amas glaciaires il donne des dimensions exagérées.

Un progrès considérable vient d'être réalisé par la publication d'esquisses au 20,000^e des glaciers du Néouvielle, du Pic-Long et des Gourgs-Blancs (bassins du Gave de Pau et de la Neste) levées par MM. D. Eydoux, ingénieur des Ponts et Chaussées et L. Maury, lieutenant d'artillerie¹.

Ce sont de simples croquis schématiques donnant les contours des appareils et leurs dimensions, mais d'une exactitude rigoureuse, et qui méritent une confiance absolue.

Grâce à une mission de la direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles, MM. D. Eydoux et L. Maury ont exécuté une carte au 5000^e des glaciers orientaux du Pic-Long (glacier du Pays-Baché [21,5 ha]²), et glacier de Maubic [5,5 ha]. Les appareils de ce pic appartiennent à la classe des glaciers de cirque *Kargletscher*, et se terminent à des altitudes comprises entre 2619 m. (glacier du lac Tourrat [Pic-Long]) et 2959 m. — Leurs dimensions sont très faibles ; les deux glaciers les plus étendus de cette région, ceux des Gourgs-Blancs et du lac Tourrat mesurent respectivement une longueur de 850 et 1000 m. suivant la ligne de la plus grande pente et couvrent le premier 40 et le second 29 hectares.

D'après les mesures très précises effectuées par MM. D. Eydoux et L. Maury, la glaciation occupe au Néouvielle 21,5 hect., au Pic-Long 66 hect., et aux Gourgs Blancs 50,5 hect. — Ces nombres sont singulièrement inférieurs à ceux donnés précédemment par M. F. Schrader pour ces trois massifs : 92 hect., 148 hect., et 76 hect.³). Un

¹⁾ D. Eydoux et L. Maury. *Note sur les levés exécutés dans les Pyrénées centrales de 1899 à 1905*, in *La Montagne*, Paris, N° du 20 septembre 1906.

²⁾ D. Eydoux et L. Maury, *Les glaciers orientaux du Pic Long*. Une brochure in 8° de 18 p. avec 9 fig. dans le texte et une planche hors texte. (Extrait de *La Géographie*, n° du 15 juillet 1907).

³⁾ Franz Schrader, *Sur l'étendue des glaciers pyrénéens*, in *Annuaire du Club alpin français*, XXI^e année, 1895. Paris 1906, p. 419 et 420.

pareil écart ne peut être mis sur le compte de la fusion survenue pendant la période de vingt ans environ qui sépare les dates auxquelles ont eu lieu les opérations de M. Schrader et celles de MM. Eydoux et Maury. Examinons le Néouvielle. M. Schrader donne au glacier Nord-Est 56 hect., MM. Eydoux et Maury aux deux plaques de cette exposition 9,5 hect., soit une différence de 83 pour cent environ ; d'après le premier, la surface du glacier Ouest est de 36 hectares, d'après les seconds, de 12 hect, soit une différence de 66,6 pour cent. Ainsi, un glacier tourné au nord-est aurait subi une perte plus considérable qu'un appareil exposé à l'ouest, frappé par suite, pendant les heures les plus chaudes de la journée, par le soleil du midi ; ce qui est évidemment absurde. L'écart entre les mesures morphométriques de M. Schrader et celles de MM. Eydoux et Maury provient donc certainement de ce que le premier a opéré sur des cartes inexactes. Aussi bien le nombre de 40 ou 45 kilomètres carrés admis jusqu'ici sur l'autorité de M. Schrader pour la surface totale des glaciers pyrénéens est-il, suivant toute vraisemblance, singulièrement exagéré.

Suisse.

L'observation des variations de longueur préoccupe exclusivement nos confrères suisses. Il est permis de s'étonner que dans le pays de l'Europe central, où la glaciation atteint son maximum et où son étude ne présente aucune des difficultés rebutantes qu'elle offre dans d'autres régions, les monographies de géographie glaciaire soient aussi rares. Pendant la période envisagée dans cette revue, un seul mémoire de ce genre a vu le jour, celui du Dr G. Voskule, concernant le glacier d'Hüfi. Sans aucun doute l'exploration technique des divers massifs des Alpes suisses livrerait une abondante récolte de faits particulièrement intéressants pour la connaissance des phénomènes glaciaires actuels et pour la morphologie de ces régions. Il y a là une œuvre qui doit tenter la jeunesse universitaire confédérée. En cela elle sera fidèle à la tradition scientifique de son pays.

Tyrol.

Des cartes à grande échelle (10000^e) de l'extrémité inférieure de deux glaciers des Alpes autrichiennes ont été publiées pendant les années 1903-1907. L'une, du Dr E. Rudel ¹⁾, concerne l'Uebeltafner (massif du Stubai); l'autre, œuvre du Dr G. Greim ²⁾ représente le Jamtalferner (massif de la Silvretta).

Norvège.

La connaissance des massifs glaciaires de la Norvège septentrionale a fait un sensible progrès par la publication des feuilles de la carte au 100,000^e (*Grad AfdelingsKart*) renfermant le Svartis.

D'autre part une très importante contribution a été apportée par l'exploration de M. Adolf Hoel au Frostis ³⁾. Ce massif glaciaire, situé sur la rive occidentale du Skjomen (branche sud de l'Ofotenfjord), était demeuré jusqu'ici complètement inconnu. Au lieu des 200 kilomètres carrés qu'on lui attribuait, il en couvre seulement 30. C'est un glacier de plateau dont le point culminant ne dépasse pas l'altitude de 1250 m. — Vers l'Est il arrive sur le bord même de la falaise qui le supporte au-dessus du Skjomen. Par un ravin ouvert dans l'épaisseur de ce piedestal une langue de glace descend jusqu'à la cote 475 m., tandis qu'un autre ravin livre passage à des avalanches de glace qui engendrent sur la plage même du fjord un glacier remanié, large de 600 m. et haut de 400. C'est le point le plus méridional

¹⁾ *Zungen-Ende des Uebeltafner 1902*, in IX International Geologen-Kongress. Führer für die Exkursionen. XII. *Glacialexkursion in den Ostalpen unter Führung von A. Penck und E. Richter*, Vienne, 1902.

²⁾ *Karte des unteren Teils des Jamtalfernern in Tirol*, in D. G. Greim, *Studien aus den Paznaun*. II. Der Jamtalferner bis 1897 *Gerlands Beiträgen zur Geophysik* VIII, 1, Leipzig, 1906, Pl. I.

³⁾ Adolf Hoël, *Frostisen*, in *Det norske geografiske Selskabs Aarbog*, XVIII, 1906-1907, Kristiania.

de Norvège (68°13' de Latitude N.) où un glacier arrive jusqu'au niveau de la mer, mais, ici comme au Jökulfjeld, cette situation est déterminée, non point par les conditions climatiques, mais par les formes du terrain. Les avalanches de glace qui engendrent ce glacier remanié atteignent un volume considérable ; une que vit tomber M. Hoël avait, d'après ses mesures, un cube de 7000 m. —

Signalons pour le Jostedalsbræ¹⁾ et le Jotunheim le livre de M. W. Cecil Slingsby, *Norway, The Northern Playground* (Edinburgh. David Douglas, 1904. Un vol. in 8° de XVIII — 425 p.). Personne ne connaît mieux que M. W. Cecil Slingsby les glaciers de la Norvège méridionale ; aussi bien, quoique consacré à des récits épisodiques d'ascension, ce livre fournit quelques renseignements aux glaciéristes — Cartes et illustrations intéressantes.

La monographie du Jostedalsbræ, due au Dr Ebeling est utile à signaler, parce que écrite en une langue accessible au public scientifique²⁾. Elle est accompagnée d'une carte au 300,000^e établie d'après de l'*Amtskarte* du département Nordre Bergenhus (200,000^e), complétée par les observations personnelles de l'auteur. Comme Amund Helland³⁾, M. Ebeling fixe à 1252 km² la surface du Jostedalsbræ, soit à 176 km² de plus que le nombre généralement admis. De cette haute coupole, descendant pas moins de 26 glaciers de vallée. Le plus étendu, le Tunsbergdalsbræ, possède un développement de 14 km. avec une largeur variant de 1000 à 1900 ; deux, l'Austerdalsbræ et le Lodalsbræ, atteignent 8 km. ; les autres, pour la plupart, très courts, ne dépassent pas 3 km. — Quant aux glaciers suspendus, leur nombre varierait de 200 à 300, d'après M. Ebeling.

¹⁾ *Bræ*, glacier en norvégien.

²⁾ Ebeling. *Die Ergebnisse einer Studienreise im Gebiet der Jostedalsbræ*, in *Zeit. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin*, 1905, 1.

³⁾ Norges Land og Folk. XIV. *Nordre Bergenhus Amt udgivet ved Amund Helland*, p. 98.

Les autres observations de géographie glaciaire exécutées dans la Norvège méridionale pendant la période qu'embrasse cette revue sont relatives à l'altitude des extrémités inférieures des glaciers.

La cote la plus basse à laquelle parvienne un glacier du Jostedalsbræ est 58 m. au Suphellebræ, (versant sud de la partie occidentale du massif). A mesure que l'on avance vers l'est, l'altitude des extrémités inférieures des appareils de vallée issus de cette coupole s'élève notablement : 470 m. au Tunsbergdalsbræ, 536 m. au Faabergstolsbræ, enfin 650 m. au Lodalsbræ. Sur le versant de l'Olden (versant nord) 260 m. est l'altitude la plus basse d'un front de glacier de vallée (Aabrekkebræ). Ces cotes se rapportent à 1903¹⁾.

Au Folgefond le Bondhuusbræ (versant ouest) s'arrête à 308 m. (1904) et le Buarbræ (versant est) à 426 m. (1904).

Sur le versant nord des Horungtinder (Jotunheim) un petit glacier, le Riingsbræ, rappelle en petit, la situation du glacier Noir dans le massif du Pelvoux²⁾. Cet appareil dont la surface ne dépasse guère 3,5 km², ne possède qu'un réservoir très restreint (1 km²) ; son alimentation dérive principalement d'avalanches et sa conservation de sa situation dans un cirque très enclos et tourné vers le nord, non moins que de son revêtement morainique. A sa surface, les débris forment d'abord un monticule, long de 150 m., large de 30 m., et haut de 15 m., puis une crête qui plus loin s'étale sur toute l'étendue de l'appareil. A noter les dimensions considérables des grains de glace de cet appareil : 0^m,15 à 0^m,20.

D'après le professeur Reusch, le Riingsbræ serait un glacier mort très ancien. Peut-être remonterait-il à plusieurs dizaines de siècles, suivant le savant directeur du Service géologique de Norvège.

¹⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*.

²⁾ Hans Reusch. *Riingsbræen* in *Det norske geografiske Selskabs Aarbog*. XIV, 1902—1903, Kristiania, 1903 p. 119.

Suède.

La très-belle monographie du Norrland par le professeur Högbom¹⁾, tout en renfermant un résumé de l'état de nos connaissances sur la glaciation dans la Suède septentrionale, n'apporte aucun fait nouveau.²⁾. Signalons d'autre part une carte au 400,000^e, indiquant la distribution géographique des glaciers dans le massif du Jukkasjärvi, c'est-à-dire entre le Kebnekaisse et la boucle formée par le cours supérieur du Rautasjok³⁾.

Le plus méridional des appareils glaciaires de la Suède se rencontre à l'Helagsfjäll (1800 m.) (62°54' de Lat. N.) dans le bassin supérieur de la Ljunga : un petit glacier de cirque dont l'extrémité inférieure se trouve à 1330 m.⁴⁾.

Islande.

Deux documents très importants sur la géographie glaciaire de l'Islande ont paru récemment.

C'est d'abord la belle monographie de cette île publiée par le professeur Th. Thoroddsen⁵⁾ ; elle renferme

¹⁾ Norrländska Handbibliotek, I. — A. G. Högbom, *Norrland Naturbeskrifning*, Uppsala et Stockholm, 1906. Un vol. in 8^e de 412 pages.

²⁾ Sur les glaciers de la Suède consulter Charles Rabot. *Les variations de longueurs des glaciers dans les régions arctiques et boréales. II^e Partie.* Genève et Bâle, 1900 (Extrait des *Archives des Sciences physiques et Naturelles*. Années 1899 et 1900) p. 145 et suiv. ; Ch. Rabot *La Laponie suédoise, d'après les récentes explorations de MM. Svennöius et Hamberg*, in *La Géographie*, VII, 3, 15 mars 1903, p. 162. Cette dernière notice est un résumé du mémoire fondamental du Dr Axel Hamberg, *Sarjekfjällen. En geografisk undersökning*, in *Ymer* 1901, 2 et 3, Stockholm.

³⁾ *Karta öfver sodra delen af Jukkasjärvi högfjällsområd*, in *Svenska Turistföreningens årsskrift för år 1905*. Stockholm, p. 323.

⁴⁾ *Svenska Turistföreningens årsskrift för år 1904*.

⁵⁾ Prof. Dr Th. Thoroddsen, *Island Grundriss der Geographie und Geologie*, II, in *Dr A. Petermanns Mitt. Ergänzungsheft*, no 153. Gotha, 1906.

la description la plus complète que l'on possède de la glaciation sur cette terre boréale. Cette étude est la reproduction, en langue allemande, de toutes les observations consignées précédemment par le savant voyageur dans le *Geografisk Tidsskrift* de Copenhague et que nous avons résumées dans diverses publications antérieures¹⁾. Pour cette raison il est inutile de présenter ici une analyse du nouveau travail du professeur Thoroddsen.

Ce sont ensuite les vingt premières feuilles de la carte d'Islande au 50,000^e levée par l'État-Major général danois. Avec l'Atlas Siegfried pour la Suisse, cette carte est, sans contredit, la représentation d'un pays montagneux la plus belle, la plus claire qui ait été publiée.

Les feuilles parues, qui embrassent la lisière méridionale du Vatnajökull et une fraction du bord sud du Myrdalsjökull donnent les premières cotes précises à laquelle s'arrêtent les glacier des versants méridionaux de ces deux *inlandsis*. On voit ainsi que les grands courants issus de ces vastes coupoles se terminent entre 160 m. et 12 m. au-dessus du niveau de la mer, la plupart en dessous de 100 m., tandis que les petits glaciers, ceux qui sont larges de moins d'un kilomètre et qui sont suspendus, se terminent entre 89 et 340 m.

Caucase.

Un progrès considérable a été réalisé tout récemment dans la connaissance des régions glacées du Caucase.

Le beau livre du professeur H. Hess, *Die Gletscher*, publié en 1904, résume en quelques pages, tout ce que l'on sait actuellement sur la glaciation dans ce puissant

¹⁾ Charles Rabot, *Les volcans et les glaciers d'Islande d'après les explorations de M. Thoroddsen*, in *Nouvelles géographiques*, IV, 7 et 8, juillet et août 1894. Paris, Hachette. — Charles Rabot. *Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales I.* (Extrait des *Archives des sciences physiques et naturelles*, III, Genève, 1897).

massif et tout ce qu'il importe d'en savoir ; hauteur de la ligne du névé, mesures morphométriques des principaux glaciers du groupe central, calculées d'après le 42,000^e russe.

En 1905, M. A. Bouch a fait paraître un compendieux mémoire sur les glaciers du Caucase occidental¹⁾. Ce n'est, en somme, qu'une liste et une description de la situation des glaciers situés entre l'Ochten, à l'ouest, et l'Elbrouz, à l'est, rédigée soit d'après les observations personnelles de l'auteur, soit d'après celles d'autres voyageurs. Ce répertoire, qui constitue pour les futurs explorateurs de cette chaîne un guide utile, n'apprend pas grand chose sur les phénomènes glaciaires dont le Caucase est le siège. Les douze planches hors texte du volume sont en revanche intéressantes.

Enfin l'an dernier, M. M. de Déchy a publié un magnifique ouvrage en trois volumes sur le Caucase glacé, *Kaukasus*²⁾, relatant ses nombreuses campagnes d'ascensions et exposant les observations scientifiques faites au cours de ces expéditions. La partie descriptive de l'ouvrage (Tomes I et II) renferme d'intéressants renseignements sur la glaciation, et, le volume III une étude d'ensemble consacrée à ce sujet. Mais, ce qui place hors pair l'œuvre de M. de Déchy, c'est son incomparable iconographie. Les deux premiers tomes renferment pas moins de 38 héliogravures, 18 grands panoramas en reproduction photographique, et, 398 *similis* dans le texte, d'une exécution admirable. Mieux que toute description, cette superbe illustration donne une idée précise de la puissance et de la beauté du phénomène glaciaire au Caucase. Une carte au 400,000^e indiquant la distribution de la glaciation, d'après les documents de l'État-Major Russe et les relevés de l'auteur, complète cet ouvrage de premier ordre.

¹⁾ A. Bouch, *Leidniki Zapadnova Kaukaza*, in *Zapiski imp. rousskova geografiteheskova*, Saint Petersbourg, T. XXXII. 4.

²⁾ *Kaukasus*, Reisen und Forschungen in Kaukasischen Hochgebirgen, in drei Bänden. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), Berlin, 1905.

A l'aide de ces trois documents il nous paraît utile de présenter un résumé de nos connaissances actuelles sur le phénomène glaciaire dans cette chaîne qui renferme les plus hautes cimes d'Europe.

Bien loin d'être débile et restreinte aux parties culminantes de la chaîne, comme on le croyait, il y a encore quelques années, la glaciation revêt au Caucase une très grande puissance, supérieure même dans une région étendue à celle qu'elle acquiert en Suisse. Toutes les conditions favorables à son développement: grandes altitudes et abondante pluvirosité, se trouvent, d'ailleurs réalisées, dans ce relief.

Sauf à l'Elbrouz et au Kazbeck qui sont d'anciens volcans et où elle affecte la forme spéciale aux montagnes ayant cette origine, la glaciation présente partout le facies alpin.

C'est dans sa partie centrale¹⁾, entre le 42°30' et le 44°40' de Long. E. de Gr., de l'Elbrouz au Kasbeck, que le Caucase présente le relief le plus saillant: Sommet sud-est de l'Elbrouz, 5593 m. ; Gestola, 4869 m. ; Chchara, 5184 m. ; Dych-Tau, 5198 m. ; Kochtan-Tau, 5145 m. ; Ssougane, 4490 m. ; Adaï-Choch, 4647 m. ; Kazbeck, 5043 m. — Cette partie de la chaîne reçoit de copieuses précipitations. A Kutaïs (204 m.), 1452 mm. — En 1902 les stations de Kobi (2205 m.) et de Goudaur (2022 m.), sur la route du Dariel, ont noté respectivement 738 mm. et 981 mm. — Ce n'est pas une pluvirosité considérable, mais les précipitations croissant proportionnellement à l'altitude, comme paraissent l'indiquer ces observations, la tranche d'eau que reçoit la haute montagne doit être très épaisse. Aussi bien, c'est entre l'Elbrouz et le Kazbeck que la glaciation atteint le maximum d'intensité. Là, sur une distance à vol d'oiseau de 200 km., elle couvre, d'après Hess, une surface de 1842 km², la même superficie qu'elle occupe dans la Suisse entière. Du col de Chiper, sur le contrefort qui unit l'El-

¹⁾ M. de Déchy place la limite ouest du Caucase central au col de Klouchov et sa limite est à la gorge de Dariel.

brouz à l'arête maîtresse, à la passe de Mamisson, au sud de l'Adai-Choch, soit sur distance de 130 kilomètres, la chaîne principale est, sans solution de continuité, cimée de glace. Dans cette région les glaciers de vallée atteignent un très grand développement ; quinze ont une étendue supérieure à 20 km². — Si aucun n'est aussi vaste que l'Aletsch, en revanche cinq ont une superficie supérieure à celle de la Mer de Glace de Chamonix (55 km.²) ; ce sont : le Besinghi, le plus grand glacier du Caucase (63,8 km.²), le Tsviber (61,8 km.²), le Leksyr (59,5 km.²), le Dychssou (56,2 km.²), le Zanner (55,6 km.²)¹.

Sur les deux versants la glaciation est très inégalement distribuée. Sur la face septentrionale elle occupe 1068 km² contre 773 sur le versant sud ; c'est également sur la pente nord que s'écoulent les plus grands glaciers.

Les grands glaciers du Caucase central possèdent un développement en longueur tout à fait remarquable. Ainsi le Besinghi a un cours de 18 km., le Leksyr de 14,3, le Karaghom de 14 (Voir les tableaux des p. 135 et suiv.). Comme terme de comparaison rappelons que le Gorner, dont la superficie totale est supérieure de 3,2 km.² à celle du Besinghi, n'est long que de 15 km.

Dans les massifs occidentaux et orientaux la glaciation est loin d'atteindre une aussi grande puissance.

Le Caucase occidental est, d'ailleurs, beaucoup moins élevé que la partie centrale de la chaîne. S'élevant progressivement de l'ouest vers l'est, la crête maîtresse passe de 2807 m. à l'Ochten (39°55' de Long. E. de Gr. environ) à 4040 m. au Dombaï-Oulghen et à 4145 m. dans le massif du Karratchai (42°20' de Long. E. Gr. environ). Cette partie de la chaîne paraît recevoir d'énormes précipitations. A Sotchi la chute annuelle de pluie s'élève à 2072 mm. A Poti, en 1892 on a enregistré 2252 mm. ! Pour cette station la

¹⁾ Consulter le tableau des mesures morphométriques des principaux glaciers du Caucase central calculées par le professeur Hess sur le 42,000^e russe (*Die Gletscher* p. 86).

moyenne annuelle (1868-1892) est 1614 mm. — Suivant Bouch, seulement sur le versant nord du Caucase occidental il existerait 236 glaciers. Le plus avancé vers l'ouest, un appareil de cirque, se rencontre, d'après de Déchy, sur la face septentrionale du pic Fischt (2854 m.) (40° de Long. E. de Gr. environ), et, le glacier de vallée le plus occidental est l'Ourontchène sur les versants du pic Pissearchcha (3217 m.) ($40^{\circ}15'$ de Long. E. de Gr. environ). A partir des hauts bassins de la Petite Seleutchouk et de la Teberda, la glaciation devient plus intense et engendre des glaciers de vallée étendus : Aksaut (11 km.²), Dchalovtchat (11,7 km.²), Amanau (16 km.²), Alibek (22 km.²).

Le Caucase oriental est de beaucoup la partie la moins glacée de cette longue chaîne. A l'est des gorges de Dariel le relief caucasique, tout en gardant encore une très grande largeur, s'abaisse sensiblement par rapport aux massifs situés à l'ouest. La plupart des pics saillants sont compris entre 3500 et 4000 mètres ; un petit nombre seulement dépasse cette dernière cote. Les points culminants des principaux groupes du Caucase oriental sont : le Chan-Tavi (4430 m.), dans les Alpes de la Chevssourie, le Tebulos (4507 m.), le Datach-Kort (4272 m.), l'Addala (4140 m.), le Noukour-Dagh (4122 m.), le Magi-Dagh (4016 m.), enfin le Basardiousi (4484 m.), le point culminant du Caucase oriental, dans le Daghestan. Les précipitations sont, suivant toute probabilité, notamment inférieures à celles qui se produisent à l'ouest du Dariel ; en même temps à mesure que l'on avance vers l'est, l'influence désertique de l'Asie centrale se fait sentir. Dans ces conditions il est donc naturel que la glaciation diminue de puissance. Les glaciers de vallée les plus remarquables du Caucase oriental ne dépassent pas une étendue de 6 à 7 km.² et une longueur de 3 à 4 kilomètres, encore ceux possédant ces dimensions sont-ils peu nombreux, tels les Kibicha, le plus grand des Alpes de Chevssourie, le Belinki (Addala), dans le Daghestan occidental. Plus loin dans l'est, la glaciation s'affaiblit encore ; au Basardiousi, le pic le plus

élevé du Caucase oriental, situé tout au bout de la chaîne, on ne trouve plus qu'un seul glacier, dont la superficie ne dépasse pas 1 km.²! Le pic glacé le plus oriental du Caucase est le Tfán (4198 m.), dans le haut bassin du Koussartchaï. De son sommet neigeux descend dans un étroit ravin du versant nord un étroit ruban de glace, long de 2 km. —

L'altitude de la ligne du névé s'élève de l'ouest vers l'est et demeure plus basse sur le versant sud que sur le versant nord, comme l'indique le tableau suivant emprunté à M. de Déchy :

	<i>Versant sud.</i>	<i>Versant nord.</i>
Caucase occidental	2700 m.	2900 m.
Caucase central	3100 m.	3200 m.
Caucase oriental	3800 m.	3450 m.

Pareillement dans le Caucase central les glaciers descendent en moyenne plus bas sur le versant sud que sur le versant nord, et c'est sur cette même face méridionale que se trouvent les appareils dont les fronts atteignent les plus faibles altitudes : le Tchalaat (1628 m.) et le Leksyr (1734 m.), dans le bassin supérieur de l'Ingour. Dans les autres sections de la chaîne les glaciers s'avancent, au contraire, plus bas sur le versant nord.

Die Gletscher du professeur H. Hess renferme (p. 86) un tableau de l'altitude des fronts de trente et un grands glaciers du Caucase central. Pour le compléter, nous donnons ci-après les cotes des extrémités inférieures d'un certain nombre d'appareils de vallée appartenant aux trois sections de la chaîne et que fournit le *Kaukasus* de M. de Déchy.

Caucase occidental.

<i>Bassins.</i>	<i>Glaciers</i>	<i>Long. des glaciers en kilomètres.</i>
Petite Laba	Abago ou Ouroutchen	2 2030 m.
Grande Seleutchouk	Kysgitch) 2085 m.

<i>Bassins.</i>	<i>Glaciers.</i>	<i>Long. des glaciers en kilomètres.</i>		
Petite Seleutchouk	Marouch	4	2515	m.
» »	Aksaut	5	2025	m.
	Dchalovtchat	7.5	2065	m.
Kouban	Alibek oriental	4.5	2130	m.
»	Alibek occidental	4.2	2004	m.
»	Amanaus	5.5	1790	m.
»	Dombai-Oulghen	2.7	2240	m.
»	Bououlghen	4.3	2036	m.
	Klouchor	3.7	2330	m.
	<i>moyenne :</i>			2114 m.
	<i>Versant sud.</i>			
Bsyb.	Oubouch	3	2362	m.
Klytch.	Klytch	»	2400	m.
	<i>moyenne :</i>			2380 m.

Caucase central.

Versant nord.

Kouban	Aktioubé	5.5 à 6	2500	m.
	Ousounkal	3 à 4	2350	m.
»	Tchoungour Tchar	4.2	2645	m.
»	Taly-Tchtchan	3.7	2530	m.
Malka	Oullout-tchiran	8	2914	m.
Bakssan	Asau	13	2330	m.
	Ioussengi	6	2430	m.
	Chtcheldy	7	2208	m.
	Adyrssou	7	2488	m.
Tchegem	Bachil	5	2172	m.
	Koulak	7.2	2415	m.
Tcherek	Besingi	18	1993	m.
	Midchirgi	9.2	2240	m.
	Doumala	7.6	2470	m.
	Dych-Ssou	12	2050	m.
	Gioultschi	5.5	2519	m.
	Ssougane	6.5	2750	m.
	Nachachbita	6.2	2520	m.

<i>Bassins.</i>	<i>Glaciers.</i>	<i>Long. des glaciers en kilomètres.</i>	
Ourouch	Mossoto	4.2	2511 m.
	Tana	10	2119 m.
	Bartouï	8	2351 m.
	Karagom	14	1765 m.
	Skattikom	3.2	2720 m.
Terek	Zeï	10	2060 m.
	Zasgou	3	2800 m.
	Midagrabine	4.5	2540 m.
	Mailly	5.8	2330 m.
	Devdoraki	5.6	2296 m.
	Orzferi	6.5	2700 m.
	<i>moyenne :</i>		2404 m.
<i>Versant sud.</i>			
Ingour	Nakra		2620 m.
	Kvich	9	2310 m.
	Dolra	6.7	2417 m.
	Ouchba	6.8	2110 m.
	Tchalaat	9.5	1628 m.
	Leksyr	14.3	1734 m.
	Tviber	11	2030 m.
	Zanner	12.2	2077 m.
	Adich	8.3	2280 m.
	Koreldach	4.2	2320 m.
Tchemis-Zchali	Edena	4.2	2500 m.
	Zopchito	5.5	2189 m.
	Kirticho	6.5	2323 m.
	Bokoss	4.2	2330 m.
	<i>moyenne :</i>		2204 m.
<i>Caucase oriental.</i>			
<i>Versant nord.</i>			
Terek	Kibicha		3100 m.
Assa	Chibou	2.5	3000 m.
»	Armochi	2.5	2900 m.
Argoun	Tebulos occidental	3.2	2621 m.

<i>Bassins</i>	<i>Glaciers.</i>	<i>Long. des glaciers en kilomètres.</i>	
Argoun	Tebulos oriental	3.7	2810 m.
"	Katchou	3.5	2864 m.
"	Datach	5	2315 m.
"	Donos occidental		2806 m.
Koïssou occidental	Belinki	4	2520 m.
	Saaratl ou Kilia	3.5	2954 m.
	Botchoch		3000 m.
	Tchimis		3150 m.
Massif du Djulty-Dagh Jamitchhaar			3200 m.
Ssamour	Tichizar	2	3150 m.
		<i>moyenne :</i>	2885 m.

Versant sud.

Versant sud du Danus-mta	Sans nom	2	2810 m.
	Diklos méridional	2	2742 m.
	ou Avgo		
		<i>moyenne :</i>	2776 m.

Il serait, croyons-nous, imprudent de conclure de cette dernière moyenne que dans le Caucase oriental les glaciers du versant méridional descendant plus bas que ceux de la face nord. Sur les pentes de cette partie de la chaîne exposées au sud, les deux appareils de vallée cités sont des exceptions ; en effet, de ce côté, en raison de l'intensité des ablations, la glaciation ne se manifeste guère que sous forme de glaciers de cirque dont les langues terminales s'arrêtent à une hauteur beaucoup plus grande. Ainsi les nappes cristallines logées dans des cirques du contrevent méridional du Diklos-mta s'arrêtent entre 2900 et 3000 m. Pareillement sur le revers méridional du Bogos les glaciers de la haute vallée du Gliraor se terminent entre 3200 et 3500 m.

ASIE

Asie Mineure.

Pendant le printemps de 1902, les docteurs Arnold Penther et E. Zederbauer ont exploré et levé le massif de l'Erdchias Dagh (3830 m.). Sur son versant nord-ouest ils ont découvert un petit glacier, long de 700 m., qui se termine à la cote 3100 m.¹⁾.

Ce glacier de l'Erdchias-Dagh est la principale manifestation glaciaire dans l'Asie Mineure à l'est du méridien du lac de Van. Dans le Taurus, le Choban-Huyuk (3360 mètres) et l'Ala-Dagh (3070 m.) ne portent que quelques plaques de neige dans les ravins de leur versant nord²⁾.

Sibérie.

Monts-Sayans. La partie de cette chaîne comprise entre le Mounkou-Sardik et le haut bassin de l'Oka ne renferme qu'un très petit nombre de glaciers, et presque tous de très faible étendue ; ceux du versant sud du Mounkou-Sardik s'arrêtent à 3058 mètres³⁾.

Mongolie.

Altaï. Dans l'Altaï de Mongolie, près de sa jonction avec l'Altaï de Sibérie, le Tabiyn-Bogdo-Ola est un centre de glaciation important, avec sept petits appareils sur son

¹⁾ Dr Arnold Penther, *Eine Reise in das Gebiet des Erdchias-Dagh (Kleinasien)*, 1902, in *Abh. der K. K. geogr. Ges. zu Wien*, VI, 1905, N° 1, Vienne, 1905 ; Philippson, *Ein Gletscher im Erdchias-Dagh, Argaeus in Kleinasien*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde* I, 1, mai 1906, p. 66. Berlin, 1906.

²⁾ Colonel P. H. H. Massy, *Exploration in Asiatic Turkey 1896 to 1903*, in *The Geogr. Journ.* Londres, XXVI, 3, sept. 1905.

³⁾ Commission internationale des glaciers. *Huitième Rapport 1902*, p. 28.

versant nord et dix glaciers sur sa face orientale¹⁾. L'un d'eux atteint des dimensions considérables : 17 km. de long et 2 à 2,5 de large.

La chaîne s'abaissant plus loin vers le sud-est, il n'est guère probable qu'elle renferme d'autres centres importants de glaciation.

Asie centrale.

Boukhara La relation de l'expédition du professeur Lipsky à la chaîne Pierre-le-Grand en 1897 parue en 1902²⁾ renferme des renseignements sur la glaciation dans ce haut relief de la Boukharie. Les plus grands glaciers de cette chaîne sont ceux de Borolmas (largeur 1500 m.), du Kisil Sou, de Pierre-le-Grand, de Kochkoul et d'Ochonine. Le Pierre-le-Grand est long de 12 km. au moins et large de 1 à 2 ; il est formé par la réunion de dix branches latérales. Le glacier d'Ochonine mesure également un développement d'une douzaine de kilomètres. En général, dans la chaîne Pierre-le-Grand, la glaciation ne dépasse pas 3000 m. ; le massif renferme un grand nombre de glaciers morts.

Pamir. L'expédition de M. Fechtchenko en 1904 a amené la découverte de 100 glaciers dans cette région, la plupart de faibles dimensions ; quelques-uns seulement dépassent un développement de 3 kilomètres. Le plus grand, situé aux sources de la Garm Tchachma est long de 5 à 7 kilom.³⁾.

Ala-taou de Dsoungarie. D'après les observations du Dr Max Friederichsen⁴⁾ (1902), ce relief ne renferme que de

¹⁾ Commission internationale des glaciers, *XI^e Rapp.* 1905, p. 17.

²⁾ V. I. Lipski, *Gornaya Boukhara. Resoltati heliotomniak poutichesvii v'srednova Aziou v 1896, 1897 et 1899 godak. II. Gissar. Krebet Petra Velikova. 1897.* Saint-Petersbourg, 1902.

³⁾ Commission internationale des glaciers. *Dixième rapport* 1904, p. 27.

⁴⁾ Mitt. der Geogr. Ges. in Hambourg, B. XX. — Dr Max Friederichsen, *Forschungsreise in den Zentralen Tiën-schan und Dsungarischen Ala-tau (Russisch Zentral Asia) im Sommer 1902.* Hamburg, 1904, p. 218.

petits appareils glaciaires. L'altitude moyenne des crêtes (3000 à 4000 m.) est trop faible, et celle de la ligne des neiges (3200 m. environ) trop élevée, en même temps que les précipitations trop peu abondantes pour que des glaciers étendus puissent exister dans cette région. L'altitude à laquelle s'arrêtent les glaciers varie entre 2800 et 3000 mètres sur le versant nord, 3200 et 3300 sur le versant sud. Une carte au 300,000^e, jointe à la relation du Dr Max Friederichsen indique la distribution de la glaciation dans l'Ala-tau de Dsoungarie d'après les documents existants et les observations de l'auteur.

Tian-Chan. Au cours de ces dernières années un grand progrès a été réalisé dans la connaissance des glaciers du Tian-Chan central par les explorations du Dr Georges de Almasy (1900 et 1906)¹⁾, du professeur Sapojnikov et du Dr Friederichsen²⁾ (1902), enfin du Dr Gottfried Merzbacher (1902 et 1903³⁾).

¹⁾ Dr Almasy György, *Vandor Utam Azsia Szeebe*. Un vol. in 8^e de 737 p. avec 226 illustrations dans le texte, 21 planches hors texte et une carte. Budapest, 1903. Ce livre, écrit en hongrois, par suite fermé à la plus grande partie du public scientifique, renferme une abondante illustration documentaire.

²⁾ Mitt. der Geogr. Ges. in Hamburg, B. XX : Dr Max Friederichsen, *Forschungsreise in den Zentralen Tiën-Schan und Dsungarischen Ala-tau (Russisch Zentral-Asien) im Sommer 1902*. Hambourg 1904.

³⁾ a. Dr Gottfried Merzbacher, *Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den Zentralen Tian-Schan*, in Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft n° 149. Gotha, 1904. avec une carte au 1,000,000^e de la région parcourue et deux superbes panoramas. Une édition anglaise de cette relation a été publiée par les soins de la Société de Géographie de Londres sous le titre de *The Central Tian-Shan Mountains 1902-1903*. Londres, John Murray, 1905. Elle ne contient pas les panoramas mais, en revanche de nombreuses illustrations très intéressantes. b. Gottfried Merzbacher *Forschungsreise im Tian-Schan*, in Sitzungsberichte der Math. phys. Klasse der K. B. Akademie der Wissenschaften zu München. 1904, Heft III, Munich, 1905. c. *Der Tian-Schan oder das Himmelgebirge*, in Zeitschrift d. deutsch u. österr. Alpen-

Deux cartes, l'une du Dr Friederichsen (300,000^e) embrassant la portion de la chaîne comprise entre le 78° et le 80° de long. E. de Gr., l'autre au 1,000,000^e représentant les massifs situés entre le 76° et le 82° de long. E. de Gr., d'après les observations du Dr Merzbacher, (Pet. Mitt. *Ergänzungsheft* n° 149), constituent les meilleurs documents graphiques concernant la glaciation dans ce haut relief de l'Asie centrale.

Autour du Khan Tengri le phénomène revêt une puissance considérable. D'un pic central, le pic Nicolas Mikailovitch (6300 m.) rayonne une série de crêtes encadrant de profondes vallées remplies d'immenses glaciers. Le plus étendu, l'Inyltchek, comprend deux branches parallèles, longues de pas moins de 65 à 70 kilomètres. Le Koi-Kaf, situé un peu plus au sud-ouest, aurait, d'après Merzbacher, un aussi grand développement. Le Semenov est long de 32 km., avec une largeur de 1500 m. à son extrémité inférieure et de 3000 m. dans sa partie centrale, tandis que le Mouchketov, le Kaïndy et le Sabavtcheu ne dépassent pas 22 km. — Tous ces grands appareils sont situés sur le versant ouest du massif.

A l'est du Khan-Tengri, sur le versant méridional du col Mous-art, le Djiparlik atteint 26 km. environ.

Au cours d'une nouvelle expédition, accomplie en 1907, le Dr G. Merzbacher a reconnu que plus à l'est encore, dans les hautes vallées de l'Argias et du Kok-Sou, la glaciation conserve une très grande puissance. Si les glaciers de vallée n'ont pas les dimensions considérables de ceux du versant ouest du Khan-Tengri, en revanche ils sont très

vereins, XXXVII, 1906. Innsbruck. Ce mémoire renferme une utile bibliographie concernant cette chaîne et une belle illustration documentaire. Les observations glaciaires recueillies par ces récentes expéditions sont résumées dans un excellent mémoire du professeur Philippson : *Die heutige Vergletscherung des Khan-Tengri-Massives und die Spuren einer diluvialen Eiszeit in Tiën-schan*, in Zeit. f. Gletscherkunde, II, 1907.

nombreux et dans plusieurs portions du massif existent des glaciers de plateau étendu¹⁾.

Les glaciers rayonnant autour du Khan-Tengri présentent un remarquable développement du phénomène morainique, comme nous l'avons indiqué page 79.

Le tableau suivant donne l'altitude à laquelle se terminent les principaux de ces appareils.

Massif du Khan-Tengri	Glacier Semenov	3600m	Exp. N.
	» Mouchketov	3480m	Exp. N.
	» Inylchek	3200m	Exp. N.
	» Sabavcheu	2750m	Exp. S.W.
	» Kayndy	3250m	Exp. S.W.
Col Mous-art	Glacier Djiparlik	2900m	Exp. S.
	» Yialin Khanzyn	3400m	Exp. N.

En terminant, signalons la relation principalement épisodique du voyage accompli en 1900 par le prince Scipion Borghèse et le professeur Brocherel²⁾.

(*Ala-taou de l'Ili*.³⁾). En 1903, M. Dmitrief a découvert, autour du pic Tagar, un glacier long de 11 km. et large de 2 à 3. Aux sources de l'Issik, il a également rencontré six autres appareils.

Kouen-loun. Le versant nord de Kouen-loun entre le 79° et le 81° de Long. E de Gr., en d'autres termes, la région des hauts bassins du Youroun-Kach, du Karatas, du Geniou et du Oulluong, a été relevée en 1901 par M. A. Stein. La carte au 1,500,000^e jointe à son beau livre *Sand Buried Ruins of Khotan* (Fisher Unwin, Londres, 1903) et publié également dans le *Geographical Journal* (XX, 6, déc. 1902) indique la distribution de la glaciation dans ce massif.

¹⁾ *Merzbachers neue Reise in Zentralasie*, in *Petermanns Mitt.* 54 B, 1908, IV. p. 95.

²⁾ Giulio Brocherel, *In Asia centrale*, in *Soc. geographica italiana. Bollettino Ser. IV*, vol. V, 5, 6, 7, mai, juin, juillet 1904.

³⁾ Commission internationale des glaciers. *IX^e Rapp.* 1903, Genève 1904, p. 30.

Himalayas.

Karakorum. En 1902 et 1903, M. et M^{me} Workman ont exploré le Tchogo Lougma et le Hoh Loumba, dans les hautes vallées du Braldo et du Basha (Baltistan). Leur relation est accompagnée d'une carte intéressante représentant au 250,000^e le massif renfermant ces deux appareils ¹⁾.

Le Tchogo Lougma, long de 46,5 kilomètres et large de 1520 m. à 3200 m., reçoit 15 tributaires, sans compter un grand nombre de glaciers suspendus.

Le Hoh-Loumba a un développement de 17,5 kilomètres avec une largeur de 640 à 1300 m.; il reçoit six tributaires, dont l'un, le Sosbon a 8 kilomètres de long.

Au cours d'une nouvelle campagne, en 1906, Mr et M^{me} Workman ont visité le massif du Nun-Kun (Cachemire) et par une carte au 175000^e apporté une nouvelle et précieuse contribution à la géographie des régions glacées de l'Himalaya ²⁾.

En 1902, le Dr Jacot-Guillarmod, en compagnie de cinq autres alpinistes anglais et autrichiens, a parcouru dans toute son étendue le grand glacier de Baltoro. Sa relation ³⁾ renferme une carte au 200,000^e de ce grand appareil, en

¹⁾ Fanny Bullock Workman, *Exploration des glaciers du Kara-Korum*, in *La Géographie*, Paris, IX, 4, 15 avril 1904, p. 249; *First exploration of the Hoh Lumba and Sosbon glaciers*, in *The Geographical Journal*, Londres, XXVII, 2, février 1906, p. 129 (avec une carte); William Hunter Bullock Workman, *From Srinagar to the Sources of the Chogo-Lungma glacier*, in *Ibid.*, XXV, 3, mars 1905, p. 245 (avec la même carte). Pendant l'impression de cette revue M. et M^{me} Workman ont publié une carte au 150,000^e de la région du Tchogo-Lougma et du Hoh-Loumba dans *Ice-Bound Heights of the Mustagh*, vol. in 8°, Londres, Constable, 1908.

²⁾ Fanny Bullock Workman, *Exploration du Nun-Kun*, in *La Géographie*, XV, 2, fév. 1907, p. 93, et, William Hunter Workman, *An Exploration of the Nun-Kun Mountain Group and its Glaciers* in *The Geogr. Journ.*, XXXI, 1, janv. 1908, avec une carte au 175000^e.

³⁾ Dr J. Jacot Guillarmot, *Six mois dans l'Himalaya*. Un vol. in 8° de 363 p. accompagné de 269 illustrations dans le texte, de 11 planches en phototypie et de 3 cartes. Neuchâtel, W. Sandoz (S. D.).

très grande partie, reproduction de celle de Sir Martin Conway¹⁾ ainsi qu'une magnifique illustration documentaire.

Le Baltoro atteint une longueur de soixante kilomètres environ et reçoit plus de trente grands affluents.

Dans la partie ouest du Karakorum, la glaciation garde une très grande puissance. Le glacier de Batur dans la vallée de Hunza, par exemple, est long de 54 kilomètres, d'après Stein, et, de 32 d'après Burrard et Hayden ; à son extrémité inférieure il est large d'environ 2400 m.²⁾ — Dans cette vallée, les glaciers exercent une influence très curieuse sur le site des établissements humains ; loin de s'éloigner des nappes de glace, les indigènes s'installent dans leur voisinage immédiat, en raison de l'abondance des eaux qu'elles fournissent pour l'irrigation. Tel le petit village de Pasu, bâti pour cette raison tout près du front du glacier du même nom³⁾.

Himalaya central. En 1905, M. T. G. Longstaff a exploré le massif du Nanda Devi (7313 m.) et une partie de celui du Gurla Mandhata (7605 m.). Sa relation, publiée dans l'*Alpine Journal*, contient deux cartes intéressantes établies d'après celles du *Survey* des Indes corrigées au moyen de photographies prises au cours de l'expédition⁴⁾.

En 1907 ce voyageur a entrepris une nouvelle campagne dans la région du Nanda-Devi et dans celle du Kamet. Ses observations sur cette partie de l'Himalaya de Garhwal se trouvent résumées dans une carte au 250 000^e⁵⁾.

Le beau travail d'ensemble que le colonel S. G. Burrard, du *Trigonometrical Survey* des Indes, et, M. H. H. Hayden⁶⁾,

¹⁾ Martin Conway, *Climbing in the Karakoram Himalaya*, Londres, 1894.

²⁾ M. Aurel Steen, *Sand-buried Ruins of Khotan*, p. 48.

³⁾ *Ibid.* p. 47.

⁴⁾ T. G. Longstaff, *Six months wandering in the Himalayas*, in *Alp. Journ.* Londres, vol. XXIII, août 1906, n° 173, p. 202.

⁵⁾ *A Mountaineering Expedition to the Himalaya of Garhwal*, in *The Geogr. Journ.* XXXI, 4, avril 1908.

⁶⁾ Colonel S. G. Burrard et H. H. Hayden, *A Sketch of the Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet*.

du *Geological Survey* de ce pays, viennent de consacrer à la géographie et à la géologie de l'Himalaya résumé dans un chapitre spécial les connaissances acquises sur la glaciation dans ce puissant relief et dans ses ramifications. Ces connaissances sont encore très incomplètes. Les plus longs glaciers de l'Himalaya connus jusqu'ici sont le Zemu (massif du Kinchinjunga) et le Gangotri (Kumaon) dont le développement atteint 25,6 km. — Dans le Karakorum le plus long appareil est le Biafo (62,4 km.) ; l'Hispar qui s'écoule sur le versant opposé au Biafo et qui communique avec lui par un col possède une étendue de 40 kilomètres. On peut donc cheminer dans cette chaîne pendant 100 kilomètres sans quitter la glace. En général, dans l'Himalaya, mais particulièrement dans le relief compris entre la vallée du Sutlej et les pics du Nun-Kun (Cachemire), et dans l'Himalaya du Punjab les glaciers atteignent une plus grande longueur sur le versant nord que sur le versant sud, bien que ce dernier reçoive de plus abondantes précipitations. Le colonel Burrard et M. Hayden attribuent cette différence à l'insolation moins intense reçue par le versant septentrional.

Dans le Sikkim, le Kumaun, et, le Spiti les glaciers ne descendent pas au-dessous de 3300 m.¹⁾ ; encore même n'atteignent-ils guère cette cote. Dans le bassin supérieur de l'Alaknanda (sources du Gange) leur limite inférieure varie de 3720 m. à 3900 m. et même 4110 m.²⁾. — Au contraire, dans le Karakorum leurs extrémités inférieures arrivent beaucoup plus bas. Les longs glaciers établis dans des vallées longitudinales à pente douce vont jusqu'à la cote 3000, tandis que les glaciers transversaux s'abaissent jusqu'à 2400 et même 2100 m. — ³⁾.

Part III. The Rivers of the Himalaya and Tibet, Published by order of the Government of India. Calcutta, 1907, p. 192.

¹⁾ Colonel S. G. Burrard et H. H. Hayden, *Loc. cit.* p. 197.

²⁾ T. G. Longstaff, *A Mountaineering Expedition...* p. 366 et 371.

³⁾ *Preliminary Survey of certain Glaciers in North-West Himalaya.* By Officers of the Geological Survey of India, in *Records of the Geological Survey of India*, vol. XXXV, Part 3 et 4, Calcutta, 1907.

Cette différence entre les limites inférieures de la glaciation dans l'Himalaya et dans le Karakorum serait la conséquence des formes du terrain, dans l'opinion du colonel Burrard et de M. Hayden.

Tous les mémoires récemment publiés sur ces deux chaînes apportent de nouvelles preuves de la fréquence des débâcles glaciaires dans ces régions. Dans le Hunza, l'Hinarche barre une rivière en temps de crue, et le Barche lance de temps à autre, d'après le témoignage des indigènes, des flots d'eau qui bousculent les moraines. Dans le Lahaul (haute vallée de la Chandra), à la fin du XVIII^e siècle le Bara-Shigri a obstrué une vallée, et, en avant du Sonapani, on observe les traces d'un lac, long de 2400 m., dont l'existence était due à l'arrêt du torrent glaciaire par une moraine occupant toute la largeur de la vallée et qui fut construite lors d'une crue ¹⁾.

Dans le Garhwal, sur le glacier de Raikana, M. Longstaff signale plusieurs lacs glaciaires. L'un d'eux rempli lors du premier passage de la caravane était vide trois jours plus tard ²⁾.

Hindou-Kouch. Dans cette chaîne le phénomène glaciaire, quoique moins intense que dans le Karakorum, paraît encore très développé. Le colonel Burrard et M. Hayden y signalent dans le Kunar cinq glaciers dont la longueur varie entre 24 et 13 km. — ³⁾.

AFRIQUE

Kilimandjaro. Une nouvelle exploration au Kilimandjaro entreprise par le professeur C. Uhlig ⁴⁾ a abouti à la dé-

¹⁾ *Preliminary Survey....*

²⁾ *A Mountaineering Expedition....*

³⁾ *A Sketch of the Geography....* p. 196.

⁴⁾ C. Uhlig, *Von Kilimandscharo zu Meru*, in *Zeit. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin*, 1904, n° 9 et 10, avec de nombreuses reproductions photographiques très intéressantes.

couverte d'un glacier qui ne figure pas sur la carte du professeur Hans Meyer¹⁾.

Rouenzori. Dans ces dernières années, ce puissant massif africain a été le but de très nombreuses expéditions. Au Duc des Abruzzes, au vainqueur du Saint-Elie et des glaces du Pôle était réservé l'honneur d'accomplir la première ascension des points culminants de ce relief et d'en dresser la première carte²⁾.

Le massif du Rouenzori se compose de six groupes de montagnes neigeuses. Ce sont : 1^o au nord, les monts Gessi dont le point le plus saillant est le pic Yolande (4694 m.) et les monts Emin culminant au pic Humbert (4742 m.) ; 2^o au centre et à l'ouest, les monts Speke (Douani des indigènes du versant oriental et des précédents voyageurs), dominés par le pic Victor-Emmanuel (4824 m.) et les monts Stanley, le relief le plus accusé de tout le massif, qui atteignent 5044 et 5025 m. aux pics Marguerite et Reine Alexandra ; 3^o au sud, les monts Baker (le Kyanja des premiers explorateurs), dont le pic Roi Édouard (4796 m.) est le point culminant, enfin les monts Louis de Savoie que culmine le pic Sella (4585 m.).

Le phénomène glaciaire se présente au Rouenzori sous forme de calottes accidentées de pics et d'arêtes lesquels ne forment pas de cirques d'alimentation nettement définis. De ces nappes supérieures descendent des langues de glaces, suspendues ou canalisées dans d'étroites dépressions. Ce facies rappellerait donc la forme glaciaire pour laquelle nous avons proposé le nom de composite et qui est intermédiaire entre la calotte typique (*ice-cap*) et le glacier alpin. Les monts Stanley, Speke et Baker renferment les

¹⁾ Hans Meyer, *Der Kilimandscharo*, Dietrich Reimer, Berlin, 1900.

²⁾ H. R. H. the Duke of the Abruzzi, *The Snows of the Nile. Being an Account of the Exploration of the Peaks, Passes, and Glaciers of Ruwenzori*, in *The Geographical Journal*, XXIX, 2, fév. 1907, p. 121, et, *Esplorazione nella catena del Ruwenzori*, in Società geographica italiana, *Bulletino*, ser. IV., vol. VIII, 2, février 1907.

nappes les plus étendues. M. Douglas Freshfield évalue la longueur de la zone glacée du Rouenzori à 20 ou 30 km.¹⁾ —

Les glaciers qui descendent le plus bas, le Moboukou et le Semper (versant est), s'arrêtent à 4100 et à 4300 m. — Au Kénya, situé sous l'Équateur comme le Rouenzori, et au Kilimandjaro, sis à trois degrés environ au sud de la Ligne, la glaciation ne s'étend pas aussi bas ; sur la première de ces montagnes, elle ne dépasse pas 4400 m., et, sur la seconde, sa limite varie entre 5356 m. (versant (sud-est), 4839 m. (versant sud), 4700 m. (versant ouest), 4400 m. (versant sud-ouest) et tout à fait exceptionnellement 4000 pour un petit glacier isolé dans un « barranco » de la face ouest.

D'autre part, d'accord avec le Dr David et M. Douglas Freshfield, le Duc des Abruzzes fixe la limite locale des neiges à 4330 m.²⁾. Suivant M. J.-E. Moore³⁾ elle descendrait même à 4000 m. sur le versant est. Au Kilimandjaro elle oscille suivant les versants entre 5800 m. (versants nord et est) et 5380 m. (versant sud).

L'altitude relativement basse à laquelle arrivent les neiges et les glaciers au Rouenzori provient de l'abondance des précipitations dans ce massif.

AMÉRIQUE DU NORD

États-Unis.

Sierra Nevada. Quoique très peu développée, la glaciation est, cependant, dans ce relief moins rare qu'on ne le

¹⁾ Douglas W. Freshfield, *A note on the Ruwenzori Group*, in *The Geographical Journal*, XXVII, 5, mai 1906, p. 484.

²⁾ Pour compléter la bibliographie récente sur le Rouenzori mentionnons un article critique très complet de M. Brix Förster, *Die Rowenzori-Ferner*, in *Globus*, XCI, n° 16, 25 avril 1907, résumant tous les renseignements que l'on possède sur ce massif et ses manifestations glaciaires.

³⁾ J. E. S. Moore, *First ascent of one of the Snow Ridges in the Mountains of the Moon*, in *The Alpine Journal*, 1902, XXI, n° 156.

croyait jusqu'ici. Un glacier se rencontre sur la face orientale du mont Jordan ; probablement quelques autres existent dans ces parages sur ce même versant¹⁾. D'autre part les North Palisades (4284 m.) portent, sur leur revers nord-est, plusieurs petits appareils (*residual glaciers*) et un plus étendu (*Palisade glacier*)²⁾.

Monts des Cascades. Également dans cette chaîne le phénomène glaciaire est plus développé qu'on ne le croyait. Ses points culminants, le Hood, le Rainier, l'Adams, etc., tous d'anciens volcans, ont leurs sommets couronnés de calottes glaciaires projetant des apophyses plus ou moins longues.

Le mont Hood (3421 m.) (45°22' de Lat. N.)³⁾ porte huit glaciers issus de réservoirs situés en contre bas du cône terminal. Ces appareils sont relativement développés. Le glacier White est long de 2800 m., l'Eliot, le plus étendu, de 3200 m. Le premier de ces deux appareils situé sur le versant sud arrive jusqu'à la cote 2100 m. —

Le mont Adams (3751 m.) porte dix appareils. Le plus important, le glacier Adams (versant nord-ouest), est long de 5,5 km. et le Klickitat de 3,5 km.

Au mont Rainier (4400 m.), le glacier Nesqually (versant sud) se termine à l'altitude de 1200 m. environ⁴⁾.

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, IX. in *The Journal of Geology*, Chicago, XII, 3, avril-mai 1904, p. 261.

²⁾ Joseph N. Leconte, *The Ascent of the North Palisades*, (avec une esquisse topographique de la glaciation), in *Publications of the Sierra Club*, n° 30. *Sierra Club Bulletin*, vol. V, 1, January 1904, San Francisco, 1904.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Glaciers of M. Hood and M. Adams*, in *Mazama*. Portland, Oregon. Vol. 2, n° 4 (Annual Number). Déc. 1905, p. 195; *Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*. Berlin I, 2, 1906. Ces deux mémoires renferment des croquis schématiques indiquant la distribution et l'étendue de la glaciation dans ces deux aires.

⁴⁾ Joseph N. Leconte, *The Motion of the Nisqually glacier, Mt. Rainier, U. S. A.*, in *Zeit. für Gletscherkunde*, Berlin, I, 3, sept. 1906, p. 193.

D'autre part, le mont Baker renferme une dizaine de glaciers, le Jefferson deux et les Three Sister sept¹⁾. En 1903, le regretté Israël C. Russel a exploré ce dernier groupe. Il y a compté six appareils, dont quatre, logés dans un même cirque large de 8 km., sont des témoins d'un ancien courant qui le remplissait jadis tout entier et qui a été morcelé par la fusion. Ces nappes n'ont qu'une faible étendue ; l'une des plus importantes, le glacier Hayden, est longue seulement de 1600 m. —²⁾.

La chaîne du Skagit, limitrophe de la frontière canadienne, renferme des glaciers de cirque. Une carte levée par MM. George Otis Smith et Frank. C. Calkins, du *Geological Survey* des Etats-Unis, indique la position de ces appareils³⁾.

III. *Montagnes Rocheuses.* Au fur et à mesure qu'elles s'étendent, les explorations révèlent dans cette chaîne l'existence de glaciers de cirque de plus en plus nombreux. Ainsi le massif du Bighorn (44° de Lat. N.) en renferme quatre, de petites dimensions, disposés autour du Cloud Peak (3950 m.) ; le plus considérable, logé dans un cirque et très abrité des rayons solaires, est long de 800 m.⁴⁾.

Plus au nord, dans le Montana, entre le 49°30' de Lat. et la frontière canadienne, les glaciers deviennent plus

¹⁾ Harry Fielding Reid. *The Variations of Glaciers IX*, in *The Journal of Geology*, Chicago, XII, 3, avril-mai 1904, p. 260 et 261.

²⁾ U. S. Geological Survey. Israël C. Russel, *Preliminary Report on the Geology and Water Resources of Central Oregon*. Bulletin n° 252. Series : B. Descriptive Geology, 57 ; O. Underground Waters 33, Washington, 1905, p. 124. Intéressantes reproductions de photographies glaciaires.

³⁾ U. S. Geological Survey. Bull. n° 235. George Otis Smith et Frank C. Calkins, *A Geological Reconnaissance across the Cascade Range near the forty-ninth parallel*. Washington 1904. Pl. I.

⁴⁾ U. S. Geological Survey. Professional Paper, n° 51. — N. H. Darton, *Geology of the Bighorn Mountains*. Washington, 1906, p. 87.

abondants dans le relief délimité par la Plathead river et la Sant Mary river. Dans la chaîne Lewis, la plus orientale de ce système, on en compte jusqu'ici 36¹⁾.

Canada.

I. *Selkirks*. Par les soins du ministère de l'Intérieur du Canada a été publié en 1905 un très utile ouvrage sur ce massif, *The Selkirk Range*, par M. Arthur O. Wheeler. C'est un historique de l'exploration de ce groupe. Il est accompagné d'une carte au 60,000^e, avec courbes de niveau figurant la partie des Selkirks voisine du Transcontinental canadien, ainsi que de nombreux panoramas.

L'appareil glaciaire le plus important des Selkirks est le névé d'Illecillewaet qui occupe un plateau de 25 km.² environ, sis entre 2100 et 2500 m. et que dominent des sommets de 3000 m. au maximum. De cette haute plaine descendent le glacier d'Illecillewaet, le plus célèbre de l'Amérique du Nord, un bras confluant dans l'Asulkan, le Geikie, et un embranchement qui s'abaisse vers le glacier Circle, ainsi que plusieurs petits courants²⁾.

L'Illecillewaet et l'Asulkan se terminent respectivement à 1440 m. et 1680 m.³⁾.

II. *Montagnes Rocheuses*. Comme nouveaux documents cartographiques, signalons une carte au 500,000^e de la partie de cette chaîne comprise entre la Horse-pass et les sources

¹⁾ François E. Matthes, *The Alps of Montana*, in *Appalachia*, X, 3, avril 1904. Boston, (avec carte indiquant la distribution des glaciers), et, *The Lewis Range of Northern Montana and its Glaciers*, in *Report of the Eighth international Geographic Congress*, 1904. Washington, 1905, p. 478.

²⁾ I. H. Ogilvie, *The effect of superglacial debris on the advance or retreat of some canadian glaciers*, in *The Journal of Geology*, Chicago, XII, 8, nov. déc. 1904, p. 722.

³⁾ William Hittel Sherzer, *Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks*, in *Smithsonian miscellaneous Collections* (Quarterly Issue), vol. 47 ; Part. 4, n° 1567. Washington, mai 1905.

de l'Athabasca, établie par le professeur J. Norman Collie ¹⁾, la feuille *Lake Louise* d'une carte des Rocheuses au 126 720^e publiée par le ministère de l'Intérieur du Canada, enfin une esquisse du plateau glacé de Brazeau ²⁾.

Dans les chaînes situées au sud de la Horse-pass et à l'est de la ligne de partage des eaux se rencontrent de curieux glaciers de vallée remaniés que nous avons déjà signalés (p. 49). Ces appareils sont remarquables, non seulement par leur forme, mais encore par leur épais revêtement morainique et par le facies de leurs fronts. En même temps qu'ils reçoivent leur alimentation du sommet des falaises environnantes, ils sont bombardés par des éboulements de pierres qui s'entassent à leur surface et la recouvrent d'un épais manteau continu. Grâce à cette protection ces amas glaciaires s'étendent jusqu'à la cote 1800 m. — Pour la même raison, ces glaciers se terminent, non point en biseau sur le sol, mais par un escarpement vertical, comme ceux des régions arctiques.

Pour terminer signalons une utile bibliographie concernant les Rocheuses et les Selkirks parue dans *Appalachia* (X, 2, mai 1903, p. 179).

Alaska.

Sur les glaciers de l'Alaska trois ouvrages généraux, très importants ont paru pendant la période qu'embrasse cette revue. C'est, en premier lieu, *Glaciers and Glaciation*, du Dr G. K. Gilbert, qui forme le tome III du magnifique ouvrage publié par les membres de l'expédition Harriman, sous le titre : *Alaska* ³⁾. Ce volume constitue la principale source pour la connaissance des phénomènes glaciaires dans

¹⁾ J. Norman Collie, *Further exploration in the Rocky Mountains*, in *The Geographical Journal*, Londres, XXI, 5, mai 1903, p. 485,

²⁾ A. P. Coleman, *The Brazeau Ice-field*, in *The Geographical Journal*, Londres, XXI, 5, mai 1903, p. 502.

³⁾ New-York, Doubleday, Page and C°, 1904. Un vol. in 8° de 231 p. avec 106 figures dans le texte et 18 planches hors texte.

cette région. C'est ensuite l'étude très documentée du professeur George Davidson sur la situation et les dimensions passées et actuelles des glaciers de l'Alaska¹⁾. C'est enfin la très belle monographie de M. Alfred H. Brooks résument l'état de nos connaissances dans cette partie de l'Amérique boréale²⁾.

Ces ouvrages mettent en évidence la puissance du phénomène glaciaire dans l'Alaska. Nulle part ailleurs dans le monde, en dehors des régions polaires, il n'atteint une telle ampleur. C'est, en effet, à pas moins de 38,000 à 50,000 kilomètres carrés que G. K. Gilbert évalue la surface occupée par les glaciers dans ce « territoire ». Ces glaciers sont presque entièrement localisés dans un étroit « belt » des reliefs littoraux (*Coast Range* et *Alaska Range*), s'étendant autour du golfe d'Alaska, depuis le canal de Portland jusqu'à la pointe des Aléoutiennes. En dehors de ces deux chaînes on ne trouve de glaciers et encore de très petites dimensions que dans les monts Endicott, le prolongement extrême des Rocheuses³⁾.

Cette puissance acquise par la glaciation dans une région comprise entre le 55° et le 64° de Lat., soit à des latitudes correspondant en Europe à Newcastle et au fjord de

¹⁾ George Davidson, *The Glaciers of Alaska that are shown on Russian Charts or mentioned in older narratives*, in *Transactions and Proceedings of the Geographical Society of the Pacific*, vol. III, Ser. II, juin 1904, San Francisco. Tirage à part, vol. in 8° de 98 p. avec onze cartes. Cunningham, Curtis et Welch, San Francisco.

²⁾ U. S. Geological Survey. *The Geography and Geology of Alaska. A Summary of existing Knowledge* by Alfred H. Brooks With a section on Climate by Cleveland Abbe jr. and a topographic Map and Description there of by R. A. Goode. Prof. Paper. n° 45, Series : B. Descriptive Geology, 75; F. Geography 46. Washington, 1906.

³⁾ *The Geography and Geology of Alaska*, par Alfred H. Brooks renferme une carte (Pl. XXII) montrant la distribution de la glaciation actuelle et ancienne dans l'Alaska. Une carte analogue publiée par le Dr G. K. Gilbert (Alaska, vol. III. *Glaciers et Glaciation*) n'indique pas les glaciers des monts Endicott.

Trondhjem (Norvège), est la conséquence du relief du sol et de l'abondance des précipitations dues au courant marin chaud qui baigne l'Alaska. Cette zone a un climat essentiellement marin, avec des étés froids et des hivers relativement chauds eu égard à la latitude, des brumes très fréquentes, et, des pluies, extrêmement abondantes.

A Sitka, la température moyenne en janvier est $0^{\circ},56$ et celle d'août, le mois le plus chaud, de $13^{\circ},33$.

Dans l'archipel Alexandre et les parties avoisinantes du continent (massifs glaciaires du Taku Inlet, du canal Lynn et de la Glacier-Bay) l'épaisseur de la tranche d'eau annuelle varie de $2^m,02$ à $3^m,28$; à Sitka, elle est de $2^m,22$; à Juneau de $2^m,425$ à $2^m,352$; à Fort Tongass (sur les bords du Dixon Entrance) de $3^m,367$; à Nuchek et à Orca (Prince William Sound) de $4^m,81$ et de $3^m,27$!!¹⁾.

Sur la côte sud de la presqu'île d'Alaska la pluviosité devient moindre. Kodiak ne reçoit plus que $1^m,26$, l'île Unga $1^m,23$. En revanche, aux Aléoutiennes, les précipitations augmentent, sans dépasser, toutefois, en moyenne 2 m.—

Puissamment alimentée par ces copieuses précipitations, la glaciation s'étend jusqu'au niveau de la mer dès le 58° de Lat. N., le même parallèle que la pointe méridionale de la Norvège. Dans la Glacier-Bay, située à la même latitude que les Orcades, on ne rencontre pas moins de neuf énormes glaciers dont les fronts trempent dans le fjord. Aux appareils de cette catégorie, les géologues américains donnent le nom caractéristique de *tidewater glaciers* ou de *tidal glaciers* (glaciers baignés par la marée). Ces glaciers donnent naissance à des glaces flottantes, qui atteignent un assez gros volume, 200 à 300 m. de long et 20 à 30 m. de haut au-dessus du niveau de la mer. Ces glaces flottantes fondent pour la plupart dans les fjords; un petit nombre arrive jusqu'au Pacifique.

¹⁾ Alfred H. Brooks. *Loc. cit.* p. 144 et 148 (note sur le climat de l'Alaska par Cleveland Abbe Jr.).

A mesure que l'on pénètre dans l'intérieur des terres, la limite des glaciers se relève. Au Saint-Élie, tandis que sur le versant sud elle est au niveau de la mer, elle atteint 600 m. sur le versant nord. Pareillement, sur la Chaîne Alaskienne (*Alaska Range*) s'observe une différence non moindre entre les niveaux de la glaciation suivant leur exposition. Sur les versants est et sud de ce relief les glaciers descendent jusqu'à la cote 300 m., alors que, sur les faces nord et ouest, ils ne dépassent pas l'altitude de 750 m.¹⁾.

Un excellent résumé de l'œuvre accomplie dans l'Alaska par les géologues américains et des résultats qu'ils ont obtenus au point de vue glaciaire a été publié par le professeur J. Partsch (*Alaskas Bedeutung für die Gletscherkunde, in Mitt. d'es Vereins für Erdkunde zu Leipzig, 1907*).

En outre de ces ouvrages généraux d'importantes contributions ont été apportées à la connaissance de trois massifs glaciaires de l'Alaska.

En 1906 M. Eliot Blackwelder a exploré la partie de la *Coast Range* comprise entre l'embouchure de l'Alsek et le fjord Russell (69°30' de Lat. N.), pour laquelle il propose le nom de chaîne Brabazon²⁾.

Bien que ce relief ne dépasse pas 1800 m. (au mont Ruhamah, sur la rive est du fjord Russell), il est soumis à une très puissante glaciation. D'énormes glaciers remplissent les vallées, et de larges nappes de glace recouvrent tous les accidents de terrain, ne laissant émerger que les plus hautes cimes, si bien que, d'après l'expression de M. E. Blackwelder, ce massif n'est qu'une suite de *nunataks*.

Ces appareils revêtent une très grande variété de formes. Il y a là des glaciers alpins, des glaciers de cirque et des glaciers suspendus, puis des *piedmont-glaciers*, enfin

¹⁾ Alfred H. Brooks, *Loc. cit.* p. 245 et suiv.

²⁾ Eliot Blackwelder, *Glacial Features of the Alaskan Coast between Yakutat Bay and the Alsek River, in The Journ. of Geology, Chicago, XV, 5, juillet et août 1907, p. 415* (avec une carte).

des *through-glaciers*, suivant le terme introduit par le professeur Tarr, et que l'on peut traduire par l'expression de glaciers transversaux, de puissants courants issus des grands plateaux glacés de l'intérieur et qui à la faveur de dépressions traversent la chaîne cotière.

Ces glaciers se terminent à une très faible altitude au-dessus du Pacifique, sur une plaine littorale, large de 10 à 25 kilomètres et constituée par des alluvions fluvio-glaciaires. Sur cette plaine les puissants torrents issus des appareils glaciaires divaguent sans cesse, démolissant les moraines et entraînant ensuite leurs matériaux vers l'aval qu'ils déposent en mer pèle-mêle avec les sédiments qu'ils tiennent en suspension. Cette zone, comme les *sandr* du versant méridional du Vatnajökull (Islande), comme les terres basses qui séparent le Malaspina du Pacifique, fournit les preuves les plus illustratives de la puissance d'alluvionnement que possèdent les torrents glaciaires.

Neuf ou dix appareils de grandes dimensions s'arrêtent sur cette plaine littorale. Les plus importants sont les glaciers Yakutat et Alsek.

Le Yakutat, long de 19 kilomètres depuis sa sortie des montagnes et large en moyenne de 5 à 6,5 kilomètres, baigne dans un grand lac. Sur les bords de cette nappe s'observent des systèmes de terrasses, très nets, s'élevant jusqu'à une hauteur de 30 m. au-dessus du plan actuel des eaux. Les variations de niveau qu'elles indiquent sont probablement déterminées par des embâcles que produisent les glaces flottantes dans l'émissaire. Ainsi s'expliqueraient également les soudaines inondations désastreuses auxquelles, d'après le témoignage des indigènes, donne naissance ce torrent. Il est bon d'ajouter qu'autour de cet appareil existent des lacs de bordure qui, eux aussi, engendrent des débâcles.

Le glacier Alesk, orienté est-ouest, forme, dans sa partie inférieure, une plaine de 11 à 13 kilomètres (*piedmont-glacier*) qui occupe dans presque toute sa largeur la vallée du gros torrent du même nom issu du nord. Son front rongé par le cours d'eau s'élève en une falaise haute par

place de 60 m. — Telle est la profondeur de l'Alsek river que les énormes glaçons qui se détachent de cet escarpement, en tombant, plongent entièrement dans l'eau, puis silent à la dérive en flottant.

En 1905 et 1906 le professeur Ralph S. Tarr¹⁾ a accompli deux très fécondes explorations des glaciers de la baie Yakutat et de son prolongement, la baie du Désenchantement et le fjord Russel.

Les nombreux mémoires qu'il a publiés à la suite de ces voyages apportent une foule de renseignements du plus haut intérêt sur la glaciation actuelle et pléistocène, principalement sur ses vicissitudes depuis 1890, et que nous résumerons dans le chapitre V.

Dans la partie supérieure de la baie trois glaciers poussent leurs fronts jusqu'à la mer et engendrent des glaces flottantes : le Turner, le Hubbard, et, le Nunatak. Quelle puissance revet le phénomène glaciaire dans cette région, les dimensions du Hubbard en sont la preuve. Ce glacier possède un front marin large de 6500 m. et haut de 60 à 90 m. duquel se détachent continuellement de gros blocs. Lorsqu'un de ces pans de glace tombe à l'eau, il se produit un raz de marée dont les vagues se propagent souvent jusqu'à l'île Haenke située à 7 kilomètres de là.

Une autre importante contribution à la connaissance de la glaciation dans l'Alaska a été apportée par la publication d'un mémoire de M. Walther C. Mendenhall concernant les versants ouest et sud des monts Wrangell et la partie de la

¹⁾ Ralph S. Tarr, *Glaciers and Glaciation of Yakutat Bay, Alaska*, in *Bull. of the American Geogr. Society*, New-York, XXXVIII, 3, mars 1906, p. 145; *The Malaspina Glacier*, in *Ibid*, XXXIX, 5, mai 1907; *Second Expedition to Yakutat Bay, Alaska*, in *Bull. of the Geogr. Soc. of Philadelphia*, janv. 1907; *Recent Advance of Glaciers in the Yakutat Bay, Alaska*, in *Bull. of the Geological Soc. of America*, New-York, vol. 18, 9, 1907, p. 257.

face méridionale de la Chaîne Alaskienne (*Alaska Range*) drainée par les affluents de la rivière du Cuivre¹⁾.

Les monts Wrangell renferment, dans leur partie orientale, des appareils alpins de dimensions considérables, tels ceux de Nabesna et de Chisana, longs respectivement de 64 et de 48 kilomètres, situés sur le versant nord, et le Kennicott (40 kilomètres) sur la face sud. Dans la région ouest du massif, la glaciation devient moins intense ; si sur le versant sud de ce district le glacier Long mesure encore un développement de 40 kilomètres, celui de Chestashina (face ouest) ne dépasse pas 16 kilomètres. D'après M. Mendenhall, cette circonstance est due à la raideur des pentes dans cette partie du massif et à l'activité de la fusion dans ces parages ; le sol garde une haute température, en raison du voisinage de la soufrière du Wrangell.

Sur le versant méridional de la partie voisine de la Chaîne Alaskienne le phénomène glaciaire, quoique plus réduit, garde encore d'imposantes proportions. Le glacier le plus étendu, le Gakona, atteint une vingtaine de kilomètres et une largeur de 5 kilomètres, à son extrémité inférieure. Au point de vue morphologique, on doit signaler celui de Chistochina, qui à l'issue de sa gorge rencontre une vallée longitudinale et s'y épanche, en formant un appareil du type *piedmont*.

Autour du mont Mac-Kinley la glaciation atteindrait une grande puissance²⁾.

¹⁾ U. S. Geological Survey. W. C. Mendenhall, *Geology of Central Copper River Region, Alaska*. Prof. Paper. n° 41, Washington, 1905. Consulter également U. S. Geological Survey, W. C. Mendenhall and F. C. Schrader, *Mineral Resources of the Mount Wrangell district. Alaska*. Prof. Paper, n° 15, Washington, 1903.

²⁾ Frederick A. Cook. *Results of a journey around Mount M' Kinley*, in *Rep. of the Eighth Intern. Geographic Congress 1904*. Washington, p. 761.

AMÉRIQUE DU SUD

Cordillière des Andes.

Andes de l'Équateur. En 1903, le professeur Hans Meyer a accompli une très importante expédition dans les hautes Andes de l'Équateur, en vue de poursuivre l'étude des glaciers équatoriaux qu'il a si brillamment inaugurée au Kilimandjaro. Les résultats de cette exploration au point de vue qui nous intéresse sont consignés dans plusieurs mémoires¹⁾ et dans un magnifique ouvrage : *In der Hoch-Anden von Ecuador* (Dietrich Reimer, Berlin, 1907)²⁾ qui est une source d'information de premier ordre.

Les glaciers de cette partie des Andes sont tous établis sur des volcans. Sur les appareils éruptifs d'âge récent, les érosions n'ayant pas eu le temps de creuser des cirques et des vallées, la glaciation affecte le facies spécial aux cimes de cette origine, c'est-à-dire, constitue une calotte culminante émettant de rares et courtes apophyses, parfois même se terminant tout simplement par une muraille de glace. Ces glaciers sont des glaciers « imparfaits », des *Firngletscher*. Tel est le cas au Tunguragua, au Sangay, au Cotopaxi. La plus longue langue de glace issue de la calotte qui recouvre ce dernier volcan ne dépasse pas un kilomètre et demi.

Sur les volcans anciens, le Chimborazo, le Carihuairazo, l'Altar, l'Antisana, les érosions ayant, au contraire, eu le temps de découper dans l'épaisseur des montagnes des cir-

¹⁾ Hans Meyer, *Die gegenwärtigen Schnee- und Eis Verhältnisse in den Anden von Ecuador*, in *Globus*, LXXXV, n° 10, 10 mars 1904, p. 149; *Der Calderagletscher des Cerro Altar in Ecuador*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*, I, 2, juillet 1906, p. 139. Voir également, *Zeit. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1904, p. 49 et 132, et *Geographische Zeitschrift*, Leipzig, X, II.

²⁾ Un vol. in 8° de 14 et 552 p. avec 3 cartes et 138 illustrations. Cet ouvrage est complémenté par un magnifique atlas de planches qui est vendu séparément.

ques et des vallées, la glaciation trouve des circonstances topographiques favorables au développement de ses apophyses. Ainsi le Chimborazo ne compte pas moins de quatorze glaciers issus de sa coupole culminante, tous nettement individualisés, treize glaciers suspendus et un glacier de vallée. Ce dernier, situé sur le versant nord-est, mesure un kilomètre de large sur trois de long. L'appareil suspendu le plus considérable (glacier de Stuebel, sur le versant nord-ouest) est large également d'un kilomètre et long de 2,5. L'Altar possède, lui aussi, un glacier de vallée lequel remplit la « caldera » (long. 1 km. ; larg. 2,5 km.).

L'extrémité inférieure de ces glaciers est en général chargée de débris morainiques. Sur le tiers de son étendue celui de l'Altar en est recouvert sur une épaisseur de plusieurs mètres. Les moraines internes sont également très développées ; leurs matériaux proviennent en grande partie de poussières, apportées par les vents ou jetées par les éruptions à la surface des champs de neige et qui sont ensuite recouvertes par les neiges ou entraînées en profondeur grâce aux crevasses.

En raison de la forme généralement régulière des volcans, de l'égalité des éléments climatiques, l'étude de la limite des neiges, si compliquée dans les Alpes devient sous l'Équateur très simple. Dans la partie des Andes explorée par le Dr Hans Meyer, la limite dite climatique coïncide avec la ligne du névé à l'époque de sa régression maxima pendant la saison chaude. La limite climatique qui, dans nos régions, est une abstraction devient ici une réalité.

Sur la Cordillère orientale exposée à l'alizé humide venant du bassin amazonien, la limite moyenne du névé se trouve à 4700 m., tandis qu'elle passe à 100 m. plus haut sur la Cordillère occidentale. Cette différence s'accuse si l'on considère les diverses faces d'une même montagne. Au Cotopaxi (Cordillère orientale), sur le versant est, la ligne du névé descend à 4550 m., tandis que sur les parties de ce cône volcanique exposées à l'ouest et au nord, elle monte à 4850 m. et à 4900 m.—

L'altitude à laquelle se terminent les glaciers de l'Équateur peut être fixée en moyenne à 4500-4600 m., mais, elle aussi, est soumise à de grandes variations selon que les appareils appartiennent à l'une ou l'autre Cordillère et, selon leur exposition. Sur la face nord-ouest du Chimborazo (Cordillère de l'ouest) le glacier Reiss, s'arrête à 5101 m., tandis qu'à l'Antisana (Cordillère de l'est), à la même exposition un glacier descend jusqu'à 4784 m. et sur les versants est et sud-est de ce volcan des langues de glace arrivent à 4300 et même 4200 m.

Les zones d'ablation des glaciers andins présentent un remarquable développement des formes « karstiques » engendrées par l'abondant ruissellement qui est la conséquence de l'intense fusion produite par le soleil équatorial. Ces « lapiaz » sont, d'après le professeur Hans Meyer, caractéristiques des phénomènes glaciaires dans les régions tropicales.

Sous l'influence du volcanisme les glaciers de l'Équateur, comme ceux de l'Islande méridionale, donnent naissance à de terribles débâcles (*Avenidas*). Le 26 juin 1877 le Cotopaxi lança un déluge d'eau, chargé d'énormes glaçons, de blocs de lave, de cendres volcaniques et de débris détritiques, d'une puissance extraordinaire. Dans les gorges ce flot dévastateur s'éleva jusqu'à une hauteur de 60 à 100 m. et dans la plaine forma un lac long de 28 kilomètres et large de 1600 m. où après le départ des eaux le sol apparut recouvert d'une nappe de matériaux puissante d'un mètre. Cette « avenida » aurait charrié 44 à 45 millions de m³ de matériaux détritiques et pareil volume de glace. Telle est la puissance de ces débâcles qu'elles transportent des blocs de 45 m. de tour et hauts de 8^m,5, et que celle de 1877 fit sentir ses effets destructeurs jusqu'à une distance de 180 kilomètres à vol d'oiseau du Cotopaxi ¹⁾.

¹⁾ Hans Meyer, *passim*.

II. *Cordillère côtière du Pérou.* La partie de la Cordillère côtière située entre le Rimac et Yauli ($11^{\circ}54'$ de Lat. S.) atteint un relief considérable, 6000 m. au Pui-Pui. Dans cette région M. Benrath a rencontré quelques petits glaciers suspendus dont la limite extrême ne dépasse pas 5000 m.¹⁾.

III. *Andes chiliennes*²⁾. Le glacier de vallée le plus septentrional des Andes chiliennes est situé dans le massif de Juncal ($33^{\circ}10'$ de Lat. S.). Un peu plus au sud, se rencontre au volcan San José un massif de glaciers, dont l'un, un glacier de vallée, situé sur le versant chilien, est long de 4 km. et se termine à 2680 m., le Ventisquero de las Nièves Negras, La Cordillère de Cachapoal renferme plusieurs appareils, dont l'un, le Ventisquero de las Cipreses, descend jusqu'à 1900 m. (35° de Lat. S.) environ.

Andes de Patagonie. Entre le fjord Ultima Esperanza ($51^{\circ}30'$ de Lat. S.) et le mont Fitz-Roy (49° de Lat. S.) la Cordillère centrale est recouverte par un magnifique massif glaciaire qui vers l'ouest envoie de puissants émissaires à l'extrémité supérieure des fjords chiliens, et vers l'est dans les lacs situés à la base des monts. D'après le professeur Hans Steffen, ce massif glacé aurait peut-être une plus grande extension encore et se prolongerait jusqu'au 46° de Lat. S., sauf une petite interruption sous le 48° de Lat. S. — S'il en est réellement ainsi, il existerait à l'extrémité méridionale de l'Amérique un complexe glaciaire dont la longueur dépasserait 600 km. Les belles illustrations qui accompagnent le

¹⁾ A. Benrath, *Loc. cit.* p. 267.

²⁾ Luis Risopatron S., *La Cordillera de los Andes entre las latitudines $30^{\circ}40'$ i 35° S.* — Trabajos i estudios de la Segunda Sub-comission chilena de Limites con la République argentina. Santiago de Chile, 1903. Cet ouvrage renferme p. 121 et suiv. des notes utiles à consulter sur le phénomène glaciaire dans cette partie des Andes. Cf. Dr Hans Steffen, *Neue Forschungen in den Chilenisch-Argentinischen Hochkordilleren*, in *Geographische Zeitschrift*, Leipzig, XI, 1, 19 janvier 1905, p. 45.

mémoire du professeur Hauthal¹⁾ sur cette région montrent que dans cette partie des Andes la glaciation affecte un facies composite, analogue à celui du Spitzberg occidental, c'est-à-dire, que la coupole glacée est accidenté de saillies rocheuses et présente, en somme, le caractère d'une exagération du phénomène glaciaire alpin.

Dans le lac Argentino (50° de Lat. S.) situé à l'altitude de 200 m. descendent quatre grands glaciers, trois dans sa branche nord-ouest, et un, le glacier Bismarck, dans sa branche ouest qui se recourbe ensuite très loin au sud. Un cinquième appareil, le glacier Richter, débouche au sud du précédent, mais s'arrête à 7 km. de la nappe d'eau. Le Bismarck se termine dans l'Argentino par une muraille haute de 30 m. et longue de 3 km. — Ces chiffres indiquent la puissance de la glaciation dans cette région.

Nouvelle Zélande.

Le *Geological Survey* de la Nouvelle Zélande a publié une description d'une partie du North Westland accompagnée de cartes et de superbes illustrations²⁾. Ce mémoire fournit une intéressante description de la glaciation dans cette région, où elle est d'ailleurs peu développée. Le centre glaciaire le plus important de cette partie de la Nouvelle Zélande se rencontre autour des monts Walter (1905 m.) et Keddel (2089 m.) [43° de Lat. S.]. D'un réservoir situé entre 1800 et 1650 m. descendent trois glaciers de vallée, longs de 2,4 km. — L'appareil le plus important de cette région est le Griffiths (long. 2800 m.).

¹⁾ Rudolf Hauthal, *Gletscherbilder aus der argentinischen Cordillere*, in *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, Vol. XXXV, 1904. Innsbruck,

²⁾ Department of Mines. New Zealand Geological Survey. Bull. n° 1. New Series. *The Geology of the Hokita Sheet, North Westland Quadrangle, with which has been included small portion of the upper Wilberforce Valley in the Waimakarri Quadrangle* by James Mackintosh Bell assisted by Colin Fraser. Wellington, 1906.

Le Dr James Mackintosh Bell, directeur du *Geological Survey* de la Nouvelle Zélande, a consacré deux notices aux glaciers de la région du mont Cook, le sommet le plus élevé de cette terre¹⁾. Cette cime atteint 3700 m. et est entourée de pics de 3000 m., pics Darwin, Malte-Brun, Hochstetter, Élie de Beaumont etc., tous couverts et enveloppés d'énormes glaciers.

Le Tasman, situé à la base orientale de mont Cook, le glacier le plus étendu de la Nouvelle Zélande (long. 28,8 km.²⁾), se termine à la cote 306 m., après avoir reçu un grand nombre d'affluents importants, le Murchison (long. 17,4 km., d'après Hess), le Ball, le Hochstetter, le Haast, le Kronprinz Rudolf. Au sud-ouest du mont Cook se rencontrent deux autres glaciers remarquables, le Hooker et le Mueller, longs respectivement de 12 et de 12,9 kilomètres. Sur le versant nord-ouest du massif le célèbre glacier François-Joseph a un développement de 12,8 km. et finit, après un cours très escarpé, à l'altitude de 210 m., par une falaise de 30 m. au milieu d'une abondante végétation subtropicale « d'une rare beauté ». Cet appareil est animé d'un mouvement d'écoulement très rapide. La vitesse maxima observée sur un profil est : 50 m. par jour. Également sur le versant ouest des Alpes néo-zelandaises, dans les bassins supérieurs de la Karangarua et de la Landsborough River, se rencontrent de magnifiques glaciers, quoique moins puissants que les précédents, le Douglas, le Fitzgerald, le Mc Kerrow. Le premier est un appareil de vallée remanié de dimensions con-

¹⁾ *The heart of the Southern Alps, New Zealand*, in *The Geogr. Journ.*, XXX, 2, août 1907, p. 181 (avec carte au 1 000 000^e), et, *The Douglas Glacier and its neighbourhood*, in *Ibid.*, XXXII, 2, août 1908, p. 121. Ce second mémoire est la suite du précédent ; pour cette raison, quoiqu'il porte la date de 1908, nous l'avons résumé dans cette revue.

²⁾ Les mesures morphométriques du Tasman données par M. J. M. Bell sont identiques à celles fournies par Hess (*Die Gletscher*, p. 103).

sidérables. Son cirque d'alimentation, qui mesure 4800 m. de large comme de long, est limité vers l'aval par une falaise verticale, haute de 600 m., de laquelle s'éboulent constamment de formidables avalanches qui engendrent au pied de l'escarpement un glacier de vallée. Sur une plus grande échelle, c'est le type d'appareil signalé dans les montagnes Rocheuses (voir p. 49). Dans la vallée de Landsborough, existent plusieurs glaciers de ce genre moins étendus.

Les glaciers du versant est du mont Cook portent, dans leurs régions inférieures un épais revêtement morainique. Sur une distance de 8 à 10 km. à partir de son front le Tasman est tellement chargé de matériaux de tout calibre que la glace demeure invisible ; il y a là des blocs pesant des centaines de tonnes comme des nappes de me-nus graviers. Pareillement le Hooker, long de 12 km., est couvert sur plus de 7 km. — De même les extrémités inférieures du Ball et du Mueller. Sur ce dernier appareil les blocs de grandes dimensions sont particulièrement abondants. Cette circonstance est la conséquence de la nature essentiellement friable des roches qui constituent les montagnes riveraines (divers schistes, notamment des argilites et des grauwackes).

Sur le versant occidental du relief les glaciers sont, au contraire, en général peu chargés. M. J. Mackintosh Bell attribue cette diminution des moraines superficielles à la déclivité de ces appareils qui doit déterminer un écoulement plus rapide et à la présence de roches dures dans leurs vallées inférieures. Tel est le cas du glacier François-Joseph. Mais sur ce versant également, lorsque ces deux conditions ne se trouvent pas réalisées, les moraines superficielles redeviennent très abondantes, comme au Douglas et au Fitzgerald.

A signaler le remarquable relief des moraines latérales du Mueller, qui, près du refuge installé non loin de l'extrémité inférieure du glacier, atteignent une hauteur de 110 m. —

Plusieurs nappes de glace des Alpes néo-zélandaises

donnent naissance à de puissants écoulements que M. J. Mackintosh Bell décrit en ces termes : « En temps de crue, les eaux sortent troubles de la haute falaise de glace que forme le pied du Mueller, avec une force terrifiante, jatillissant, comme des geysers, par suite de pressions soudaines, et entraînant de grosses pierres vers l'aval. Parfois également des flots d'eau se font jour à travers les moraines latérales au delà de l'Hermitage (le refuge construit près du front du glacier) et vont rejoindre la Hooker river ¹⁾. »

Terres Polaires.

RÉGIONS ARCTIQUES.

Spitsberg. Le Dr Axel Hamberg a publié une excellente carte au 100,000^e des baie de la Recherche et Van Keulen qui a été levée au cours de l'expédition Nathorst de 1898 ²⁾. L'extrémité supérieure de la baie Van Keulen est occupée par un très puissant appareil, large de plus de 6 km., chargé de moraines, dans sa partie gauche ; autour de ce bassin presque tous les vallons sont remplis par des glaciers qui toutefois n'arrivent pas jusqu'à la mer ; sur la rive nord la glaciation paraît même assez faible.

Archipel polaire américain. L'expédition Sverdrup et celle accomplie en 1903 et 1904 par le *Neptune* sous la conduite de M. A. P. Low, du *Geological Survey* du Canada, ont apporté une précieuse contribution à la connaissance de la glaciation dans l'archipel polaire américain.

La terre de Baffin renferme plusieurs *inlandsis*. L'une de ces nappes est située entre la baie Cumberland et la côte est de l'île ; quelques-unes de ses branches seulement engendrent des icebergs. Une seconde, le glacier Grinnell, occupe la presqu'île délimitée par la baie Frobisher et le détroit d'Hudson ; un seul de ses émissaires atteint la mer.

¹⁾ *The heart of the Southern Alps, New Zealand*, p. 189.

²⁾ *Karte der Baie Recherche und Van Keulen Bay auf Spitzberg*, etc., in Axel Hamberg, *Loc. cit.*, in Kungl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, B. 39, n° 6. Uppsala et Stockholm, 1905.

Un troisième *inlandsis* couvre le terrain compris entre les fjords Admiralty et Navy Board, et, un quatrième, très peu épais, s'étend sur les rives du détroit du Prince Regent.¹⁾

La côte est de l'île Bylot est garnie par un massif glaciaire dont la largeur ne dépasse pas 15 à 25 km. — Plusieurs de ses effluents donnent naissance à des glaces flottantes.

La partie orientale du North Devon renferme un *ice-cap* avec de puissants glaciers qui se déversent en mer dans la baie Crooker ; peut-être les glaciers du Bræbugt en sont-ils le prolongement septentrional. Un autre massif glaciaire se rencontre dans la presqu'île Colin Archer.

Sur la côte est de la terre d'Ellesmere le phénomène glaciaire revêt une très grande intensité. Un centre de glaciation couvre la partie orientale de cette grande île ; vers l'est il s'étend jusqu'au niveau de la mer et engendre d'abondants *icebergs*, tandis que vers le sud il n'envoie qu'un petit nombre d'émissaires dans le détroit de Jones. Ce massif s'étend au nord jusqu'à une profonde découpure ouverte est-ouest et occupée par les fjords Flagler et Bay. Au nord de cette dépression, du 79° au 84° de Lat. N., se trouve un second centre de glaciation dont une branche arrive dans le fjord Canyon. D'après M. P. A. Low, les neuf dixièmes de la zone côtière orientale de la terre d'Ellesmere sont couverts de glaciers. Sur la côte du Grönland située en face le phénomène glaciaire est moins développée, au témoignage de ce géologue canadien.

Vers l'ouest les reliefs cotiers s'abaissent et la région baptisée par l'expédition Sverdrup Terre du Roi Oscar est beaucoup moins glacée. Il n'existe pas dans cette zone de nappe continue, mais tout simplement des glaciers locaux,

¹⁾ *The Cruise of the Neptune. Report on the Dominion Government Expedition to Hudson Bay and the Arctic Islands on board the D. G. S. Neptune. 1903-1904, by A. P. Low. Ottawa, 1906, (un vol. in 8° de 355 p. avec une carte géologique) p. 122.*

souvent même de simples névés. Pendant l'été la plus grande partie des terres basses est dépourvu de neige¹⁾.

Au delà du fjord Bay, sur la terre du Roi Oscar, Sverdrup n'a observé de glacier s'étendant jusqu'au niveau de la mer que dans le fjord Canyon²⁾.

Si le massif alpin qui occupe la partie méridionale de la terre Heiberg renferme de puissants glaciers, en revanche il n'en existe pas sur les îles Ringnes, et, sur le North Sommers et, d'après M. P. A. Low, on ne rencontre que des nappes isolées. Ainsi dans l'archipel polaire américain, l'intensité de la glaciation diminue de l'est vers l'ouest.

Sur le phénomène glaciaire dans on consultera avec fruit une étude de M. A. Faustini résumant tous les renseignements fournis par la littérature arctique (*Sulle cause di una debole attività glaciale nell'arcipelago artico americano*, in Soc. Geografica italiana. *Bulletino*. Fasc. VI, 1905, p. 465-478).

TERRES SUBANTARCTIQUES.

Géorgie du Sud. — Cette île a été explorée par l'expédition antarctique suédoise en 1902³⁾). Quoique située seulement par 54° de Lat. S., soit sous un parallèle correspondant dans le nord à peu près à celui de Lübeck, la Géorgie du Sud renferme des glaciers s'étendant jusqu'au niveau de la mer, aussi puissants que ceux du Spitzberg. Une esquisse de la baie Cumberland dressée par le lieutenant Duse, le topographe de l'expédition suédoise, met en évidence la puissance de cette glaciation⁴⁾.

¹⁾ Communication personnelle du capitaine Isachsen, topographe de l'expédition Sverdrup.

²⁾ Otto Sverdrup, *Den anden norske polarfærd*, in *Det norske geographiske Selskabs Aarbog*. XIV, 1902-1903, Kristiania, 1903, p. 116.

³⁾ Otto Nordenskjöld, J. Gunnar Andersson, C. A. Larsen och C. Skottsberg, *Antarctic*, Två år bland Sydpolens isar. 2 vol. in-8°, Stockholm, Bonnier, 1904. Edition française abrégée sous le titre de *Au Pôle Antarctique*, traduit par Charles Rabot. Paris, Flammarion.

⁴⁾ *Antarctic*, vol. II, p. 72.

Sur les glaciers de cette baie consulter également A. Szcilasko, *Die Cumberland Bai in Südgeorgien* (Pet. Mitt. XII, 1907, p. 278).

Ile Heard. Cette île située sous le 63° de Lat. S. est également le siège d'une glaciation intense. Sur sa côte nord descendant sept puissants glaciers qui se terminent sur la plage, sans arriver jusqu'à la mer¹⁾.

Terres antarctiques.

Les expéditions antarctiques entreprises de 1901 à 1905 par la Grande Bretagne, l'Allemagne, la Suède, la France et l'Écosse ont achevé la publication de leurs observations glaciaires. Il nous paraît donc utile d'en présenter un résumé rapide²⁾.

*Terre Victoria*³⁾. (Expédition anglaise commandée par le capitaine Scott). Dans cette région la glaciation présente les quatre types primordiaux classiques ; *inlandsis*, coupole locale (*local ice-cap* en anglais, *Hochlandeis* en allemand), glacier alpin, et, « piedmont glacier ».

Derrière le puissant belt montagneux qui hérisse la côte orientale de la terre Victoria s'étend un immense *inlandsis* qui, à 130 km. de la mer, sous le 78° de Lat. S. atteint l'altitude de 2300 m. — Cette nappe de glace recouvre un plateau remarquablement plat ; sur une distance

¹⁾ Erich von Drygalski, *Zum Kontinent des eisigen Südens*, p. 213 et 215.

²⁾ Ces travaux ont été résumés par Charles Rabot, *La glaciation antarctique d'après les observations des récentes expéditions*, in *La Géographie*, XVI, 6, 15 déc. 1907, et, par Philippi, *Ueber die Landeis-Beobachtungen der letzten fünf Südpolar-Expeditionen*, in *Zeit. für Gletscherkunde*. II, 1, juillet 1907.

³⁾ R. Scott, *The Voyage of the Discovery*. Elder, Londres, 1905, 2 vol. in 8°; Le capitaine Scott, *La « Discovery » au Pôle Sud*. Hachette et Cie, Paris, 1908, 2 vol. in-8° (édition française du précédent); National Antarctic Expedition. *Natural History*. Vol. I. *Geology*. Printed by Order of the Trustees of the British Museum. Londres, 1907 (Voir chap. IX.). Ce dernier volume est enrichi d'une magnifique illustration, notamment de plusieurs reproductions de panoramas photographiques mesurant 0 m. 90 de développement.

de 300 km. les plus fortes différence de niveau relevées par le capitaine Scott ne dépassent pas 18 à 20 m. — Son extension vers l'ouest est inconnue, mais à coup sûr considérable.

De cet *inlandsis* s'écoulent vers l'est, à travers le relief côtier, de puissants glaciers, qui, en raison de l'épaisseur de cette chaîne, revêtent, pour la plupart, un aspect très différent de ceux issus de l'*inlandsis* du Grönland. Alors que ces derniers sont relativement courts, les émissaires de l'*inlandsis* de la terre Victoria serpentent dans des vallées longues de plusieurs dizaines de kilomètres. Tel le glacier Ferrar qui a un développement de 90 km.— Au nord de cet appareil un certain nombre de branches de l'*inlandsis* seraient plus courtes et se rapprocheraient du type grönlandais, mais sur ce point les renseignements fournis par l'expédition anglaise sont contradictoires.

Le glacier Ferrar est animé d'un très lent mouvement d'écoulement, 0^m,12 par jour en décembre, le mois le plus chaud ; 0^m,05 par jour en hiver. Le capitaine Scott donne le nom de « glaciers morts » à ces appareils faiblement alimentés et dont les dimensions sont uniquement régies par la fusion estivale. Le qualificatif de « stagnant » nous paraît plus juste. Les glaciers « vivants », c'est-à-dire ceux animés d'une plus grande vitesse d'écoulement et qui par suite sont productifs d'*icebergs*, seraient, d'après le capitaine Scott, seulement au nombre de quatre depuis le cap Adare jusqu'au mont Longstaff, soit sur onze degrés de latitude ¹⁾.

Les calottes locales couvrent soit des reliefs isolés, tels les deux volcans Erebus et Terror, soit des îles.

Le géologue de l'expédition, M. H. J. Ferrar, distingue trois variétés de *piedmont glaciers* : ceux établis sur la terre ferme, ceux échoués sur de hauts fonds, d'autres, enfin, flottant à la surface de la mer.

¹⁾) Results of the National Antarctic Expedition. I. *Geographical* by Captain Robert F. Scott, in *The Geogr. Journ.* XXV, 4, avril 1905, p. 359.

Les premiers occupent des terres basses côtières et s'élèvent parfois dans l'intérieur jusqu'au sommet de collines hautes de 300 m. — Leur longueur varie de 16 à 90 km. et leur largeur de 8 à 18. Ce sont, en somme, des *icefeet* de dimensions colossales, engendrés par l'accumulation des neiges et leur transformation sur place en glace.

Les *piedmont glaciers* échoués sont, comme les précédents, établis au pied de falaises cotières, mais s'en distinguent en ce qu'ils débordent en mer, appuyés sur de hauts fonds. Eux, non plus, ne possèdent pas de bassin d'alimentation et sont nourris dans les mêmes conditions que les *piedmont glaciers* établis sur la terre ferme, et parfois aussi par d'étroites langues de glace collées sur des escarpements. Ces nappes peuvent mesurer une longueur de 27 à 28 kilomètres et une largeur maxima de 3000 m. La hauteur de leur tranche terminale au-dessus de la mer est d'environ 30 mètres.

Les *piedmont glaciers* flottants sont ces singuliers appareils, d'une puissance énorme, flottant à la surface de la mer, dont, à la terre Victoria, la « Grande Barrière » est le type le plus remarquable. Depuis que la description que nous en avons donnée (p. 48) a été écrite, les idées des explorateurs anglais sur la nature de ces nappes se sont précisées.

D'après les explications récentes du capitaine Scott et de M. Ferrar, il semble bien que la « Grande Barrière » soit un glacier, mais d'une espèce particulière. Le géologue de l'expédition anglaise affirme qu'elle est constituée par de la glace de glacier. Comme les *piedmont glaciers* de l'Alaska, la « Grande Barrière » est alimentée par des glaciers issus des reliefs au pied desquels elle s'étend. Mais, tandis que les *piedmont glaciers* de l'Alaska s'étalent sur des plaines, la « Grande Barrière » — et c'est là son caractère le plus remarquable — flotte tout au moins dans une partie de son front large de 600 kilomètres environ.

A la terre Victoria le phénomène morainique est re-

marquablement peu développé. Sur la « Grande Barrière », comme nous l'avons déjà indiqué p. 44, il n'a pas été observé le moindre caillou, en dehors de la région bordière voisine de la baie Mc Murdo et qui est accidentée de nombreux groupes rocheux (île Brune, île Noire, etc.). Dans cette dernière zone les moraines, disposées en chaînes de monticules hauts de 4 m. 50, sont constituées principalement par des graviers et des sables avec des blocs pouvant atteindre un diamètre de 1 m. 20.

Les plus grosses moraines observées par l'expédition anglaise ont été rencontrées près du *piedmont glacier* de terre ferme de la rive ouest de la baie Mc Murdo. Sur le bord de cet appareil, elles convraient une surface longue de 9 kilomètres et large de 5,5 et atteignaient un relief de 30 mètres.

Le glacier Ferrar, bien qu'encaissé entre de hautes crêtes sur une longueur de 90 kilomètres, ne porte que des traînées de matériaux rares et irrégulières. Loin de tout pointement rocheux, on voit tout d'un coup apparaître des blocs, puis disparaître après un parcours de quelques milles.

Beaucoup plus développées que les moraines superficielles sont les moraines internes, notamment au glacier Ferrar. Dans cet appareil les strates de matériaux intercalés entre les couches de glace pure sont particulièrement abondantes ; rares et composées de débris de petit calibre dans les régions élevées et dans les couches supérieures, elles deviennent plus fréquentes en même temps que les dimensions de leurs éléments augmentent dans la partie inférieure du glacier et aux approches du front. Les gros éléments tantôt ont les angles émoussés et sont striés, tantôt sont arrondis et ont l'apparence d'avoir été roulés par l'eau.

Pendant les rares jours de l'été durant lesquels la température de l'air s'élève au-dessus du point de congélation, ces énormes masses de glace donnent naissance à un ruissellement relativement abondant. Les cours d'eau entraînent des matériaux morainiques pour les déposer en-

suite plus loin en lits stratifiés au milieu d'autres moraines ou bien sur des glaçons de mer adhérents au rivage. Dans ce dernier cas, sur leurs radeaux de glace, à la suite des débâcles, ces dépôts accomplissent de longs trajets en mer et tombent finalement au fond de l'océan où ils se mêlent à des dépôts d'origine marine. La lecture du mémoire de M. Ferrar inséré dans l'ouvrage scientifique de l'expédition de la *Discovery* montre que dans cette région soumise au maximum de glaciation actuel, une partie importante des dépôts glaciaires perd très rapidement son faciès caractéristique et se transforme en formations stratifiées.

*Terre de l'Empereur Guillaume II*¹⁾. Cette terre découverte par l'expédition allemande commandée par le professeur E. von Drygalski, est occupée par un immense *inlandsis*, sous lequel le sol disparaît entièrement. Le Gaussberg, un piton volcanique isolé situé sur la côte, est le seul pointement rocheux émergeant au-dessus de cette énorme étendue de glace. L'épaisseur de cette calotte ne paraît pas très considérable, du moins dans sa partie inférieure: 170 à 250 m., d'après des sondages effectués par l'ouverture de crevasses.

Le phénomène morainique est représenté par des délaissés autour du Gaussberg, et surtout par une moraine inférieure.

A l'ouest de ses quartiers d'hiver le professeur E. von Drygalski a rencontré une formation glaciaire, présentant une grande analogie avec la « Grande Barrière » de la terre Victoria. Le Dr Philippi, ne partage pas à son égard l'opinion du professeur E. von Drygalski (que nous avons indiquée p. 48) et considère cette nappe comme une portion flottante de l'*inlandsis*, en quelque sorte morte.

Terre J. Coats. Dans l'Atlantique sud, l'expédition écossaise a découvert, par 74° de Lat. S. et 22° de Long.

¹⁾ Erich von Drygalski, *Zum Kontinent des eisigen Südens*, Berlin, Georg Reimer, 1904, et *Deutsche Südpolar Expedition 1901-1903. II B., H. III*, Berlin, Georg. Reimer, 1907.

E. de Gr., cette terre qui, comme celle de l'Empereur Guillaume II, est entièrement recouverte par un *inlandsis*.

*Antarctide occidentale*¹⁾. Sur les terres antarctiques situées au sud de l'Amérique le phénomène glaciaire affecte un aspect totalement différent de ceux précédemment décrits. D'abord dans cette région, jusqu'à la terre Loubet (67° de Lat. S.) il n'existe, semble-t-il, aucun *inlandsis*. En second lieu, sur le versant ouest de ces terres la glaciation affecte presque partout la forme alpine. D'après le professeur Otto Nordenskjöld, autour du détroit de Gerlache, elle a le même facies que sur la côte ouest du Spitzberg, mais avec une puissance beaucoup plus grande. Ici toutes les vallées sont presque entièrement remplies, et, seules les crêtes de leurs versants émergent²⁾. Ces glaciers descendant fréquemment de coupoles locales situées dans l'intérieur des terres. Cette dernière forme s'observe également sur les îles voisines des terres Danco et Graham, comme plus au nord sur celles de Joinville et d'Urville. D'autre part les *piedmont glaciers* établis sur terre ferme sont très abondants et on les voit unir les fronts des appareils qui se terminent au niveau de la mer.

Quoique très puissante, la glaciation est loin, cependant, d'avoir l'intensité qu'elle atteint dans les régions précédemment étudiées. Elle ne déborde pas en mer, et, jusque vers le 64° de Lat. S. elle n'engendre pas d'*icebergs* tabulaires, et donne simplement naissance à de gros glaçons de forme irrégulière. Plus au sud la puissance du phénomène glaciaire augmente : ainsi la terre Loubert est recouverte d'une ca-

¹⁾ Sous ce nom général le professeur Otto Nordenskjöld propose de désigner la masse continentale qui s'étend dans le sud de l'Amérique et qui porte successivement les noms de terre Louis-Philippe, terre Palmer, terre Danco, terre de Graham, terre du Roi Oscar, terre Loubet.

²⁾ Otto Nordenskjöld, *Polarvärlden och dess grannländer*, Stockholm, 1907, p. 88.

rapace de glace hérissée de pics, et qui se termine sur l'océan par une falaise haute d'une trentaine de mètres¹⁾.

Sur les îles du versant est de l'Antarctide occidentale (îles Ross, Snow Hill, et Seymour) la glaciation est beaucoup moins intense qu'à pareille latitude sur le versant ouest et ne se manifeste que par des coupoles locales faiblement alimentées. Ces terres renferment les seuls territoires dépouillés de glaciation, que l'expédition suédoise ait observés. Au sud-ouest de ces îles, sur le revers oriental du continent la glaciation devient très intense et la terre du Roi Oscar se trouve précédée d'une formation analogue à la « Grande Barrière »²⁾. Dans l'opinion du Dr Otto Nordenskjöld, cette nappe serait un agrégat de glace de mer et de glace terrestre formé par l'entassement successif de couches de neige pendant plusieurs années sur des blocs échoués³⁾. Le Dr Philippi ne partage pas cette opinion ; à son avis la « terrasse » de glace qui précède la terre du Roi Oscar serait un fragment d'*inlandsis* flottant.

¹⁾ J. B. Charcot, *Journad de l'expédition antarctique française, 1903-1905, Le « Français » au Pôle Sud*, Paris, Flammarion, 1906, p. 361. Pour compléter la bibliographie des mémoires de glaciologie publiés par les membres des récentes expéditions antarctiques, mentionnons : *Expédition antarctique française (1903-1905) commandée par le Dr Charcot. Ernest Gourdon, Géographie physique, Glaciologie, Pétrographie*. Paris, Masson, 1908. Un vol. in-4° de 214 p. avec 11 très belles planches.

²⁾ Pour ses dimensions voir p. 48.

³⁾ O. Nordenskjöld, *La Glaciation antarctique*, in *La Géographie*, IX, I, 15 janv. 1904, p. 6, et, *Polarvärlden* p. 97.

CHAPITRE IV.

Mécanisme des variations glaciaires.

Influence du vent sur le régime des glaciers. Rôle de l'ablation dans la production des variations. Influences permanentes s'exerçant sur le régime glaciaire. Retard des crues sur les phénomènes climatiques qui les déterminent. Chronologie.

Les variations de longueur des glaciers sont la conséquence de variations que subissent les deux facteurs qui régissent leurs dimensions : l'alimentation et l'ablation. Sur le mécanisme de ces deux phénomènes des études récentes apportent une lumière tout à fait nouvelle.

Influence des vents sur le régime des glaciers. Jusqu'ici on a considéré les précipitations comme la cause déterminante des variations de l'alimentation. D'après des observations très précises des Drs. J. Gunnar Andersson et J. Westman, se référant à l'Antarctique et à l'Arctique, le vent exerce un rôle très important dans la nourriture des glaciers. Il ne suffit pas, en effet, qu'il tombe beaucoup de neige pour que la glaciation augmente, il faut encore qu'elle demeure à la surface des appareils. Examinons les faits signalés par ces deux savants voyageurs suédois.

La partie de l'Antarctique située dans le sud de l'Amérique réunit actuellement toutes les conditions nécessaires à l'existence d'un maximum de glaciation. Les précipitations neigeuses y sont très abondantes, et la fusion des neiges très faible, pendant seulement 5 % des jours de l'année la température étant supérieure à 0°. Quoiqu'il en soit, depuis une époque géologique relativement récente la glaciation a subi dans cette région une diminution considérable.

Cette régression, le Dr J. Gunnar Andersson n'hésite pas à l'attribuer à une modification survenue dans le régime des vents. « Pendant notre hivernage, écrit le savant géologue suédois, bien des fois se produisirent par temps calme ou par de faibles brises des chutes de neige qui recouvrèrent le sol d'une couche pulvérulente, épaisse de plusieurs centimètres. Mais cela durait peu. Bientôt commençait à souffler la tempête de sud-ouest qui avait bientôt fait de jeter à la mer la plus grande partie de la couche et d'amasser le reste en « congères ¹⁾ » très compactes. La tempête devenait-elle un ouragan, les « congères » étaient à leur tour dispersées et même des plaques de neige dure arrachées par le vent. Pennant nos détentions dans la hutte durant ces longues tempêtes, au-dessus de notre toit passait une nuée interrompue de neige enlevée par le vent dans l'intérieur des terres et qui était rejetée à la mer ». « Ainsi actuellement une très petite quantité des précipitations neigeuses demeure sur le sol. Une diminution dans l'intensité des tempêtes, les autres éléments du climat demeurant sans changement, aurait certainement pour effet d'augmenter l'enneigement et par voie de conséquence de déterminer une aggravation de la glaciation. » ²⁾

Au Spitsberg également, d'après M. J. Westman, l'action des vents exerce une influence considérable sur les variations de la glaciation. Précédemment (chapitre I) nous avons signalé l'énorme quantité de neige que les tempêtes de sud transportent des terres basses de la côte septentrionale de l'archipel sur la banquise. Sur les montagnes les coups de vent n'enlèvent pas une moindre quantité de neige. Ainsi le 10 mars 1900, le glacier Dunér, voisin de la station d'hivernage, était par endroits libre de neige, et

¹⁾ Amas de neige entassé par le vent dans une dépression.

²⁾ Otto Nordenskjöld, J. Gunnar Andersson, C. A. Larsen och C. Skottsberg. *Loc. cit.*, II. p. 313. Voir également Dr Otto Nordenskjöld. *Au Pôle Antarctique* traduit par Charles Rabot. p. 259.

nombre de ses crevasses ouvertes ou recouvertes seulement d'une couche très mince.

« Dans la région côtière septentrionale du Spitzberg balayée par violentes tempêtes de sud, le transport éolien des neiges de l'intérieur des terres vers la mer doit diminuer dans une certaine mesure l'intensité de la glaciation », ajoute M. Westman¹⁾. « D'un autre côté, ces tempêtes peuvent amasser de grandes masses de neige dans les vallées et causer ainsi en certaines localités un accroissement de glaciation. »

De semblables phénomènes de transport se produisent dans nos régions. Lorsque sur les cimes glacées souffle une tempête, ne sont-elle pas, en effet, enveloppées d'un panache de neige que le vent chasse horizontalement devant lui. Les montagnes « fument », disent en pareil cas les indigènes. Sur ce rôle du vent dans la distribution des neiges il a été fait pendant l'hiver 1907 d'intéressantes observations dans les Pyrénées. En février 1907, est tombée sur le Pic du Midi de Bigorre (2859 m.) une masse énorme de neige. La lame d'eau produite par ces chutes a été 405^{mm}, le triple de la normale ! Mais la plus grande partie de cette neige n'est point demeurée sur la cime ; elle a été enlevée par le vent et accumulée dans les vallées en couches d'une épaisseur exceptionnelle²⁾.

Aux abords de la Brèche de Roland (2804 m.), à quelques mètres près la même altitude que le Pic du Midi, M. L. Gaurier a fait une observation semblable. Malgré l'abondance des précipitations hivernale, le 1^{er} avril 1907, la couche de neige était sur ce point extrêmement mince ; son épaisseur ne dépassait pas celle constatée par ce géologue le 1^{er} juin précédent. En revanche plus bas, entre 2400 et 1800 m. l'enneigement était considérable. Dans cette

¹⁾ Loc. cit. p. 44.

²⁾ *Bulletin mensuel du Bureau central météorologique de France*. Année 1907, n° 2, février 1907, p. 13.

région, m'écrit M. L. Gaurier, le vent avait amoncelé la neige en dunes hautes de 6 à 8 m. » Là également le vent avait donc chassé des sommets les énormes quantités de neige tombées pendant l'hiver et les avait entassées plus bas, dans des régions abritées, où elles furent perdues pour l'alimentation des glaciers.

Le phénomène signalé dans les zones polaires par MM. J. Gunnar Andersson et Westman se produit donc dans nos montagnes, et, peut-être, dans nos pays comme dans l'Arctique et l'Antarctique, le recul de la glaciation est-il déterminée par une augmentation dans la fréquence des tempêtes ou par la prédominance de vents défavorables à l'accumulation des neiges dans les cirques glaciaires ? Il y a là, en tout cas, une indication qui s'impose à l'attention des glaciéristes, et cela d'autant plus qu'au moyens des ski l'accès de la haute montagne en hiver est aujourd'hui facile.

Après avoir été jusqu'ici considérée comme ayant un rôle subordonné dans la production des variations, l'ablation paraît être, au contraire, d'après de nouvelles observations, le facteur déterminant de ces phénomènes.

Examinons les faits.

L'étude comparée des variations secondaires du Jostedalsbræ (Norvège) avec le régime météorologique a conduit, le premier, le Dr J. Rekstad à reconnaître que ces oscillations glaciaires dépendent moins de la somme des précipitations hivernales qui sont la source de l'alimentation des glaciers que de la température estivale qui détermine l'intensité de la fusion¹⁾.

De 1889 à 1901 les précipitations hivernales dans les stations météorologiques voisines du Jostedalsbræ ont été supérieures à la normale de 15,1 pour cent. Pendant cette période les précipitations annuelles ont également dépassé

¹⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbraen* (p. 70 du tirage à part).

la moyenne. Les glaciers ont donc reçu une suralimentation, par suite ils auraient dû avancer. Pour quelle raison ce phénomène ne s'est-il pas produit ? Parce que, répond M. Rekstad, l'ablation a été très intense et a détruit l'effet de cette suralimentation. De 1889 à 1901 la température moyenne estivale et la température moyenne annuelle ont été supérieures à la normale, la première de 0°,44.

De 1868 à 1870-1871 les glaciers du Jostedalsbræ ont éprouvé une crue secondaire. Quelle a été la cause de cette poussée en avant ? Une augmentation des précipitations ? Non point. De 1863 à 1869 les précipitations hivernales ont été peu abondantes, légèrement inférieures à la moyenne, tandis que pendant cette période la température estivale a été déficitaire, en moyenne de 0°,3 par rapport à la normale, et même de 0°,5 dans une station.

A la Nouvelle Zélande, semblable phénomène s'est produit. De 1898 à 1906 les précipitations hivernales ont été inférieures à la normale et le déficit dans l'alimentation s'est traduit, tout au moins pour le glacier de Mueller, par un ralentissement dans la vitesse d'écoulement. Quoiqu'il en soit, ce glacier et celui de Tasman ont fait alors une petite crue, le premier de 75 à 70 m. le second de 45 à 45 m. — Comment expliquer cette progression ? Uniquement par une diminution de l'ablation, répond le topographe chargé de la surveillance de ces appareils¹⁾. De 1898 à 1906 les étés ont été froids, par suite la fusion s'est trouvée ralentie, et, quelque lent qu'ait été le mouvement d'écoulement des glaciers, es fronts ont pu progresser.

Les études de MM. Ch. Jacob et G. Flusin sur la petite crue de la fin du XIX^e siècle dans le massif du Pelvoux confirment ce rôle prépondérant de l'ablation.

Antérieurement à 1885 les glaciers de ce groupe ont reçu un supplément d'alimentation. La preuve, d'après nos

¹⁾ New Zealand. Thomas Humphris, *Report on the Department of Lands; Surveys, for the year 1905-1906*, p. 17 et les deux cartes jointes.

collègues, c'est que tous ont éprouvé un gonflement dans leurs parties supérieures. Or, pendant la période décennale suivante n'ont avancé, à la suite de ce gonflement, que les appareils qui, en raison de leurs conditions topographiques, sont peu soumis à l'ablation. Au contraire, tous les glaciers, ayant un bassin d'alimentation de faibles dimensions et une zone de fusion étendue, c'est-à-dire ceux sur lesquels l'ablation peut agir avec une très grande intensité, ont subi des pertes aussi importantes que pendant la période antérieure. Les gonflements observés dans leurs parties supérieures se sont bien propagés vers laval, mais ils ont été détruits en route par la fusion. C'est donc, disent MM. Jacob et Flusin, la preuve que de 1885 à 1895 l'intensité de l'ablation ne s'est pas atténuée. Autrement les appareils tout particulièrement sensible à ses effets seraient demeurés stationnaires ou même auraient avancé à la suite de la suralimentation qu'ils avaient précédemment reçue.

En résumé les glaciers du Pelvoux ont eu un surcroit de nourriture, mais la fusion n'ayant pas diminué, sur un grand nombre d'entre eux les effets de cette suralimentation n'ont pu se manifester¹⁾.

Dans le même ordre d'idées les Alpes dolomiques fournissent une observation intéressante²⁾. De 1899 à 1901 les petits glaciers du Sorapiss et du Cristallo ont éprouvé un très fort recul. Pendant cette période les stations météorologiques voisines n'accusent pas un déficit correspondant dans les précipitations ; c'est donc que l'ablation s'est aggravée.

Pour les Pyrénées l'étude de MM. Eydoux et Maury

¹⁾ Ch. Jacob et G. Flusin, *La crue glaciaire de la fin du XIX^e siècle et les différents facteurs qui ont déterminé les anomalies de cette crue dans le massif du Pelvoux*, in *Comptes rendus des Séances hebd. de l'Académie des Sciences*. Paris. 12 déc. 1904.

²⁾ Dott. Antonio Renato Toniolo, *Risconti su recenti oscillazioni dei ghiacciai dei gruppi Sorapiss e Cristallo nelle Alpi cadorine (Autunno 1905)*, in *Rivista geografica italiana*, Florence, Ann. Xlll, Fasc. Vlll, oct. 1906, p. 466.

concernant le bassin de la Neste¹⁾ confirme le rôle prépondérant de la fusion. Les observations pluviométriques faites à Arreau, Bagnères de Bigorre et au Pic du Midi de Bigorre n'accusent aucune diminution des précipitations de 1888 à 1906. Pareillement pour la même période « il n'est pas possible de constater une diminution » dans les débits annuels du bassin d'Orédon ; « il semblerait plutôt qu'il y ait une légère augmentation ». « Il ne nous paraît donc pas rationnel, ajoutent MM. Eydoux et Maury, d'expliquer la rétrogradation des glaciers par une diminution des quantités de pluie ou de neige tombées ». D'après nos confrères, « deux autres raisons peuvent être invoquées avec plus de vraisemblance, pour expliquer ce phénomène : une variation dans la répartition saisonnière des précipitations atmosphériques et une élévation de la température moyenne, surtout en hiver. »

Ces observations sur le rôle prépondérant de l'ablation dans la production des variations glaciaires viennent de recevoir une éclatante confirmation pour les Alpes suisses.

Jusqu'ici le professeur Forel, l'éminent rénovateur des études glaciaires à la fin du XIX^e siècle, avait soutenu, avec une grande apparence de raison, la prééminence du facteur alimentation dans la genèse du phénomène. En présence de faits nouveaux le doute lui est venu, et, appliquant la sagacité de son esprit libre de tout préjugé d'école à l'étude de la longue série d'observations météorologiques exécutées à Genève, il a dégagé de cette enquête deux faits d'une importance capitale à l'appui de la théorie nouvelle²⁾. Calculant les écarts par rapport à la normale de la somme des chutes d'eau tombées à Genève par décade et pour chaque année de 1826 à 1906, le professeur Forel est arrivé au résultat suivant :

³⁾ D. Eydoux et L. Maury, *Les Glaciers orientaux du Pic-Long*, in *La Géographie*, XVI, 1, juillet 1907, p. 1 (avec une carte).

¹⁾ F. A. Forel, M. Lugeon, E. Muret, E. Argand. *Les Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. XXVIII^e Rapp. 1907*, in *Jahr. d. Schw. Alpenklub*, XLIII, Berne, 1908.

De 1835 à 1842 il y a eu déficit de pluie.

De 1843 à 1853 » excès »

En 1854 » déficit »

De 1855 à 1856 » excès »

De 1857 à 1878 » déficit »

De 1879 à 1906 » excès »

Après cela, calculant les écarts de la température estivale par rapport à la normale, à Genève et pendant cette même période 1826-1906, notre confrère arrive à ce résultat que

De 1826 à 1837 il y a eu excès de température estivale.

De 1838 à 1857 » déficit »

De 1858 à 1879 » excès »

De 1880 à 1883 » déficit »

De 1884 à 1906 » excès »

Ce dernier tableau est significatif. Toutes les périodes d'excès ou de déficit de température estivale concordent avec les phases de décrue ou de crue des glaciers suisses.

« La coïncidence est tellement marqué, écrit le professeur Forel, que je dois la signaler ; j'en déduis que peut-être, oserai-je dire que probablement les variations générales de la température estivale interviennent plus que nous ne l'avons cru jusqu'à présent dans les variations de grandeur des glaciers ». Si, au contraire, on compare les dates des phases pluviales à celles des variations glaciaires, on voit qu'elles ne cadrent pas. La décrue secondaire survenue dans le cours de la crue primaire de la première moitié du XIX^e siècle a pris fin avant le commencement de la période pluviale 1843-1853 et précisément au début de la phase froide 1838-1857. Enfin, ce qui est beaucoup plus remarquable, c'est le peu d'influence exercée par l'abondance des précipitations de 1879 à 1906 sur le régime des glaciers. A la première de ces dates les glaciers ont augmenté d'épaisseur, comme on l'a vu en Dauphiné, mais un petit nombre seulement ont avancé et seulement pendant quelques années, évidemment, par suite du déficit de la température estivale de 1880 à 1883. Ensuite, malgré l'abon-

dance des précipitations, en raison de l'excès de température, les glaciers ont continué à reculer ; sur un certain nombre, d'appareils il y a eu toutefois atténuation de la régression par rapport à la période antérieure à 1879. Ce ralentissement dans la rétrogradation des fronts serait peut-être le résultat de l'excès des précipitations durant le cycle envisagé.

Le professeur Forel explique cette situation par le « retard de la période ». Il estime que les variations dans l'enneigement du réservoir ne réagissent qu'à très longue échéance sur la langue terminale du glacier. A notre avis, l'observation n'est pas d'accord avec cette théorie. Jusqu'à la fin de 1906 les névés supérieurs, loin d'être gonflés, étaient très amaigris, et, chaque été amenait l'apparition de pointements rocheux précédemment couverts dans les cirques supérieurs. La copieuse alimentation que les glaciers ont reçue ne leur a pas profité ; elle a été absorbée par la fusion estivale ou a servi à l'atténuer.

Les variations de grandeur des glaciers ne sont d'ailleurs que la manifestation visible d'un phénomène général qui est la variation en altitude de la ligne climatique des neiges. Les deux auteurs qui ont récemment étudié cette limite en Europe, le Dr Jegerlehner et le Dr J. Rekstadt, sont d'accord pour attribuer à la température un rôle prépondérant dans sa position. « Tout au moins, dans les Alpes suisses, écrit le Dr Jegerlehner, sur l'altitude de la ligne des neiges la somme des précipitations atmosphériques exerce une influence moindre que la température ». Ce glaciériste considère même ce dernier facteur comme décisif (*auschlaggehende*) dans la position de cette ligne¹⁾. Le Dr J. Rekstad n'est pas moins formel. En Norvège comme en Suisse, écrit-il, de la température moyenne des mois de mai, juin, juillet et août, dépend l'altitude de la ligne

¹⁾ J. Jegerlehner, *Die Schneegrenze in den Gletschergebiete der Schweiz*. in *Gerland's Beiträgen zur Geophysik*, V. 3, Leipzig, 1902, p. 541 et 542.

climatique, et, d'une manière générale on peut dire que cette ligne est parallèle aux surfaces isothermiques de la période considérée¹⁾. L'expérience des trois dernières années, notamment celle de 1906, dans les Alpes, est à cet égard probante. Dans le massif du Pelvoux notamment, après un hiver très neigeux, les chaleurs torrides de l'été 1906 ont fait remonter la ligne des neiges à une hauteur qu'elle n'avait jamais atteinte depuis de longues années.

De toutes ces observations ressort l'importance capitale de la fusion dans la production des variations, mais on ne doit pas aller d'une extrême à l'autre et refuser maintenant toute influence à l'alimentation. Comme nous le verrons plus loin, sur des glaciers présentant des conditions topographiques spéciales, elle peut, en effet, seule déterminer une crue.

Si on examine les tableaux des oscillations climatiques de Génève dressés par le professeur Forel, on remarque que la décrue glaciaire si intense de 1860 à 1879 coïncide avec une période d'été chauds (1858-1879) et que la grande crue qui a pris fin vers 1856 cadre avec une période de température estivale déficitaire (1838-1857) et une phase pluviaire (1843-1853). Grâce à la basse température estivale de cette dernière phase, le produit d'abondantes précipitations a pu être emmagasiné dans les réservoirs, et servir à engraisser les glaciers. De là cette conclusion probable que les variations primaires sont engendrées par les variations simultanées ou quasi-simultanées des deux facteurs de l'alimentation.

Influences permanentes s'exerçant sur le régime glaciaire

Le régime des glaciers présente de nombreuses anomalies. Lors d'une crue primaire certains appareils des Alpes font une poussée d'un ou deux kilomètres, tandis que d'autres progressent seulement de quelques centaines de mètres, pa-

¹⁾ J. Rekstad, *Die Abhängigkeit der Lage der Schneegrenze von den Sommerisothermen in Norwegen*, in *Christiania Videnskabs-Selskabs Forhandlinger for 1907*, no 7, Christiania, 1907.

reillement durant une grande décrue quelques glaciers perdent en longueur de 1000 à 1500 mètres, tandis que d'autres reculent très peu. Dans les variations secondaires le phénomène devient encore plus remarquable ; on voit alors des glaciers reculer, en même temps que d'autres avancent. Toutes ces anomalies sont la conséquence d'influences permanentes qui multiplient ou atténuent les événements climatiques qui régissent le régime des glaciers. Ces influences sont : 1^o la forme des bassins d'alimentation et des vallées d'écoulement ; 2^o l'exposition des appareils ; 3^o la protection contre la fusion par un revêtement morainique.

1^o *Forme des bassins d'alimentation et des vallées d'écoulement.* Suivant leurs formes topographiques les glaciers sont particulièrement sensibles soit à l'alimentation, soit à fusion. Selon la pittoresque expression de MM. Ch. Jacob et G. Flusin, il y a des glaciers nivomètres et des glaciers fusiometers. A la première classe appartiennent les appareils possédant un bassin d'alimentation étendu et une courte zone de fusion. Il est clair que, dès qu'un appareil présentant cette configuration reçoit une suralimentation, il se produit, à l'entrée du canal d'écoulement, un afflux, de glace et que cet afflux fait sentir son effet jusqu'au front, la fusion ne pouvant le détruire sur le court espace qu'il a à parcourir à découvert, pourrait-on dire. Ainsi dans le massif du Pelvoux seuls ont subi la crue secondaire de la fin du XIX^e siècle ceux réunissant ces conditions topographiques : les glaciers de cirque (*Kargletscher*) et le glacier Blanc. Et leur avancée a été d'autant plus accusée que leur réservoir était plus étendu. Ainsi la poussée la plus longue et la plus forte, 200 à 300 mètres, observée de 1885 à 1895, a été faite par le glacier Blanc, celui de toutes les nappes glacées du Pelvoux ayant le plus vaste bassin d'alimentation.

A la même catégorie d'appareils sensibles appartient le Vernagtferner dont les crues ont une amplitude dépassant 2 km. — Il y a plusieurs années déjà, le professeur Hans Hess a expliqué la grandeur des variations de ce courant

par l'étendue de son bassin d'alimentation et l'étroitesse de son canal d'écoulement. Notre confrère allemand a le premier mis en évidence l'importance de la configuration des glaciers dans la production de leurs crues. Cette observation a été ensuite généralisée par le professeur Harry Fielding Reid. « Tout glacier, dit notre collègue américain, que la ligne de névé coupe dans une région où il est large et dont la zone de fusion suit une étroite vallée, est soumis à de grandes variations de longueur. En effet, le plus léger déplacement dans la position de la ligne de névé entraîne un changement considérable dans les étendues relatives du réservoir et de la zone de fusion, et pour rétablir l'équilibre, cette dernière partie doit s'allonger considérablement¹⁾.

A la classe des glaciers fusiomètres appartiennent tous les appareils possédant un bassin d'alimentation restreint et une zone de fusion étendue. Tels, par exemple, dans le massif du Pelvoux les glaciers-témoins, de petites plaques collées contre le rocher à l'altitude de 3000 m. environ, et, les glaciers de vallée qui ont un réservoir restreint, mais qui s'allongent sur une distance de 2 à 3 kilomètres, entre les altitudes de 2500 à 2000 m. Ces appareils reçoivent-ils d'abondantes neiges, leurs névés supérieurs gonflent, mais ce gonflement est mangé par la fusion, avant d'arriver au front, pendant le long trajet qu'il doit effectuer dans la basse vallée ; par suite leur langue terminale ne progresse pas.

Les observations poursuivies par le professeur F. A. Forel depuis vingt-sept ans l'ont amené à diviser les glaciers en appareils sensibles et peu sensibles. Les premiers sont ceux qui ont réagi lors de la crue secondaire de la fin du

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Relation of the Blue Veins of Glaciers to the Stratification with a note on the Variations of Glaciers*, in *Comptes rendus du IX^e Congrès géologique international de Vienne*. 1903. Vienne, 1904.

XIX^e siècle, et les seconds ceux qui pendant cette période n'ont point suspendu leur retraite. A notre avis, les glaciers sensibles seraient les appareils chez lesquels, en raison de leur configuration, l'alimentation peut exercer son effet indépendamment de l'ablation et les glaciers peu sensibles sont ceux dont l'allure est réglée par l'ablation.

2^o *Exposition.* L'exposition est un facteur multiplicateur ou atténuant du régime climatique dominant.

Les vallées glaciaires ont, comme les autres vallées, un de leurs versants exposé au soleil et l'autre à l'ombre. Naturellement dans la partie ensoleillée la fusion est plus intense que dans la partie à l'ombre; par suite durant les périodes de recul, la zone du glacier la plus éclairée rétrograde plus rapidement que celle soustraite la plus grande partie de la journée aux rayons solaires. Ainsi de 1895 à 1901 la portion du front du glacier de la Lobbia exposée à l'ouest a reculé de 130 m., tandis que, pendant la même période celle tournée vers l'est a perdu seulement 50 m. — Donc l'extrémité inférieure d'un glacier affecte une configuration en conformité avec la puissance et la durée de l'insolation à laquelle elle est soumise. Le plus généralement elle se partage en deux lobes d'inégale étendue: le plus long dans la partie à l'ombre, le plus court sur le versant au soleil; d'autres fois, elle forme une muraille oblique à l'axe de la vallée et faisant face à la direction de l'éclairage. Ce dernier cas se trouve réalisé au glacier Victoria [montagnes Rocheuses, Canada]. Encaissé entre de hautes falaises à pic, cet appareil n'est frappé par le soleil, même au milieu de l'été, qu'après 7 h. 30 du matin et seulement dans sa partie nord-ouest; aussi bien, son front est-il oblique par rapport à la direction de la vallée orientée dans cette direction.

Dans le massif du Khan Tengri (Tian-Chan) où la température estivale atteint un degré inconnu dans nos Alpes, l'influence de l'exposition sur la position du front des glaciers se révèle avec une très grande ampleur. Ainsi le front du glacier Semenov qui occupe une vallée ou-

verte en plein ouest est fractionné en deux langues de longueur très inégale. Celle tournée au nord, par suite à l'ombre, s'étend à un kilomètre au-delà du point où s'arrête celle exposée au sud, qui se trouve frappée par le soleil aux heures les plus chaudes. Cette disposition en deux lobes de longueur très inégale s'observe sur tous les glaciers du Khan-Tengri orientés suivant cette même direction. En grande partie, par suite de cette exposition est-ouest, le glacier Semenov a relativement plus reculé que ceux de ses affluents tournés vers le nord¹⁾.

Quelle influence protectrice exercent les crêtes sur les appareils sous-jacents, cela ressort de l'ablation singulièrement considérable que subissent les glaciers de plateau qui, eux, sont complètement à découvert. Ainsi en 1903 le glacier du Mulinet, qui appartient à cette catégorie, perdait en moyenne 12 mètres, tandis que son voisin immédiat, le Grand Méan, en partie encaissé, demeurait stationnaire²⁾.

Non seulement le lobe d'un glacier à l'ombre recule moins que celui exposé au soleil, mais encore il peut faire une crue, tandis que l'autre partie de l'appareil continue à rétrograder ; ce qui est une nouvelle preuve de l'importance de la fusion dans la genèse des variations. Ainsi, d'après les observations de M. P. Mougin, du 22 juin 1905 au 28 juin 1906, le lobe du glacier Bionnassay à l'ombre a progressé de 7 m., alors que celui situé au soleil a rétrogradé de 22 m. — Ce phénomène est très fréquent, comme le montrent les observations exposées au chapitre V, notamment celles concernant le Tyrol. Il est déterminé par une onde de glace, produite par une suralimentation des névés supérieurs, laquelle se propage jusqu'au front dans la partie du glacier à l'ombre, grâce à la moindre intensité de l'ablation, tandis que dans le lobe ensoleillé la fusion la liquifie en route.

¹⁾ G. Merzbacher, *Forschungsreise in Tian-Schan*.

²⁾ Paul Girardin, *Observations glaciaires en Maurienne*, 12 août — 24 septembre 1903, p. 11 du tirage à part.

Ainsi, de même que certains glaciers sont en raison de leur configuration topographique régis soit par l'ablation, soit par l'alimentation, chaque appareil possède, d'après son exposition, un lobe soumis principalement à la fusion, et un autre sur lequel se reflètent toutes les variations survenues dans l'alimentation. Pour connaître le régime d'un glacier, il ne suffit donc pas, comme on le fait trop souvent, de dire qu'il a avancé ou reculé de tant de mètres, il est de plus nécessaire d'indiquer le sens et la valeur de la variation devant chaque lobe.

3^o *Protection contre la fusion par un revêtement morainique.* Les glaciers logés dans de profondes dépressions et entourés d'escarpements à pic reçoivent d'énormes masses de débris détritiques, si bien que sur une partie de leur cours la glace est masquée par un revêtement morainique. Tel est le cas pour divers appareils des crêtes centrale et orientale de la partie des Rocheuses située sur le territoire canadien, notamment pour les glaciers Victoria, et ceux des vallées des Ten Peaks, et de la Consolation. Grâce à cette couverture, grâce aussi à l'ombre projetée par les crêtes encaissantes, ces nappes de glace se trouvent soustraites en partie à la fusion et par suite n'ont éprouvé qu'un très faible recul depuis une longue période¹⁾. Bien plus, l'un d'eux, le glacier de la vallée de Ten Peaks est même actuellement en état de maximum et continue à avancer. Or, cet appareil est encore plus chargé de débris que les autres, et c'est à cette protection que Mlle I. H. Ogilvie attribue cette crue.

Une autre conséquence de la protection que cette couverture exerce est de permettre à ces glaciers de s'étendre jusqu'à la côte 1800 m. alors que les autres appareils des montagnes Rocheuses qui ne se trouvent pas dans ces conditions s'arrêtent à 2550 m. environ. C'est à la même cause que l'on doit attribuer la différence de 500 m. que présen-

¹⁾ I. H. Ogilvie, *Loc. cit.*

tent les altitudes des fronts des glaciers Semenov et Mouchketov dans le Tian Chan (3600 m. et 3100 m.).

Ces diverses observations montrent que chaque glacier a pour ainsi dire un tempérament particulier résultant de sa configuration, de son exposition et de l'intensité du phénomène morainique, et que suivant ce tempérament il traduit les phénomènes climatiques qui l'affectent. Il est donc nécessaire de connaître ce que l'on pourrait appeler l'estomac de chaque glacier, afin d'apprécier les valeurs numériques de ses oscillations.

Retard des crues sur les phénomènes climatiques qui les déterminent. Lorsque dans le bassin d'alimentation se produit une augmentation d'épaisseur consécutif à un enneigement progressif, une onde de gonflement se propage vers l'aval. Si cette onde n'est pas détruite en route par la fusion et arrive à l'extrémité inférieure du glacier, l'appareil s'allonge. Il s'écoule par suite un certain temps entre le moment où se produit l'augmentation du réservoir et celui où la langue terminale du glacier progresse. D'après le professeur Finsterwalder, la vitesse de déplacement de cette vague de glace est proportionnelle à celle de l'écoulement et généralement une fois et demie plus forte qu'elle¹⁾.

D'après ce qui vient de se passer en Norvège, on peut évaluer dans ce pays à un ou deux ans le retard que présentent les premières manifestations d'une crue et les phénomènes climatiques qui l'engendrent. Les appareils de cette contrée sont, il est vrai, très courts.

Après l'été torride de 1901 est survenu en 1902 et 1903 un enneigement progressif, déterminé par d'abondantes précipitations hivernales et un ralentissement de la fusion estivale. Après avoir été interrompu en 1904, il a repris en

¹⁾ S. Finsterwalder, *Bericht der internationalen Gletscher-kommission*, in *Comptes-rendus du Congrès géologique international de Vienne*, 1903.

1903. Or, dès 1903 et 1904 quelques glaciers du Jostedalsbræ sont entrés en crue et en 1905 ce mouvement est devenu général, non seulement dans ce massif, mais encore dans toute la Norvège¹⁾.

D'après Harry Fielding Reid, entre l'enneigement progressif et le gonflement du réservoir s'écoule un certain intervalle en raison de l'écoulement constant du glacier vers l'aval²⁾. Des opérations mathématiques ont conduit notre distingué confrère américain à admettre que cet intervalle entre l'augmentation du réservoir et l'époque des phénomènes météorologiques qui le déterminent est égal à environ le quart d'une période de crue.

Chronologie des variations glaciaires.

Les nouvelles études poursuivies au Jostedalsbræ par le Dr J. Rekstad confirment l'existence de variations primaires et de variations secondaires. Le savant directeur adjoint du Service géologique de Norvège a été amené à croire à la recurrence périodique des premiers de ces phénomènes, par une tradition recueillie au début du XVIII^e siècle dans la vallée de Jostedal. D'après cette tradition, à une époque antérieure, le glacier de Nigard aurait éprouvé une crue aussi considérable que celle de 1743³⁾. Ce témoignage est rapporté par deux auteurs dignes de foi, deux pasteurs ayant habité la vallée, l'un de 1725 à 1731, l'autre en 1742. Émanant d'habitants des pays du Nord, gens froids et observateurs, un renseignement de cette nature a une valeur beaucoup plus grande que s'il provenait d'imaginatives populations méridionales. La meilleure preuve, c'est qu'une

¹⁾ J. Rekstad, *Breernes fremrykkjen sidste aar*, in *Naturen*, Bergen. XXX^e Aarg., 1, janv. 1906 p. 7.

²⁾ Harry Fielding Reid, *The Reservoir Lag in Glacier Variations* in *Report of the Eighth International Geographic Congress held in the United States*. Washington, 1905, p. 487.

³⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbreæn*, in *Bergens Museums Aarbog*, Bergen, 1904, I.

tradition du même genre que des indigènes nous avait racontée au sujet du Svartis a été confirmée ultérieurement par la découverte de documents historiques. En 1882, plus de dix ans avant que le Dr Rekstad n'eut trouvé les documents authentiques relatant la destruction de deux fermes par une crue de l'Engabräe en 1720-1723, les habitants m'avaient exactement raconté l'événement.

D'après le Dr Rekstad, au Jostedalsbræ, les variations positives secondaires ont une amplitude de 100 à 200 m. soit environ le vingtième des variations positives primaires. Durant ces quarante dernières années, la durée moyenne des pulsations secondaires a été sur ce glacier de dix-huit ans, dix-huit ans et demi, et au Folgefonn pendant ces cinquante dernières années de dix-neuf ans¹⁾.

Dans les variations primaires comme dans les variations secondaires la durée de la crue est toujours beaucoup moins longue que celle de la décrue. Ainsi pour le Nigardsbræ la variation positive primaire du XVIII^e siècle ne s'est pas prolongée plus de trente ans, tandis que la variation primaire négative actuellement en cours dure depuis plus d'un siècle et demi²⁾.

M. Charles Jacob propose d'écartier le qualificatif périodique que l'on accolle généralement au terme variation. S'il est certain, dit-il, que la glaciation éprouve des variations, il n'est point du tout sûr que ces phénomènes se reproduisent périodiquement au sens précis mathématique du mot et aient une égale durée³⁾.

¹⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen* p. 68, *Variationer hos vore Bræer*, in *Naturen*. Bergen, XXX Aargang, n° 3, mars 1903, p. 65 ; *Jagtagelser fra Folgefonnens bræer*, in *Norges geologiske Undersögelse*. N° 43, *Aarbog for 1905*. n° 4, Kristiania.

²⁾ J. Rekstad, *Variationer hos vore bræer* p. 74.

³⁾ Charles Jacob, *Les variations et l'observation internationale des glaciers*, in *La Revue du Mois*, Paris, I, 12 déc. 1906, p. 734.

CHAPITRE V

Observations sur les variations glaciaires faites dans les diverses parties du monde.

France. Suisse. Autriche. Italie. Norvège. Islande. Sibérie.
Asie centrale. Himalaya. Afrique. Amérique du Nord. Cordillière des Andes. Nouvelle Zélande.

Il nous a paru utile de développer la partie relative aux observations sur les variations de longueur, afin de fournir une vue d'ensemble sur l'ampleur et les modalités de ce phénomène. Chaque valeur indiquée dans ce chapitre est en général accompagnée de l'indication de sa source bibliographique, pour permettre de retrouver facilement les documents originaux.

F R A N C E

A. Alpes

I. MASSIF DU PELVOUX.

L'histoire des variations des glaciers de ce massif n'ayant jamais été établi, il nous semble intéressant d'en présenter un résumé, d'ailleurs très incomplet, d'après divers documents récemment publiés.

Antérieurement à 1850 qui marque jusqu'ici le début de la période historique pour les glaciers du Pelvoux, le glacier Noir et le glacier Blanc auraient, pensent MM. G. Flusin et Ch. Jacob, éprouvé deux grandes crues d'égale amplitude¹⁾.

¹⁾ Charles Jacob et Georges Flusin, *Etude sur le glacier Noir et sur le glacier Blanc*, p. 37.

A 1800 ou 2000 m. du front actuel de ces appareils, dans la vallée ouverte au pied de leurs cirques, au delà d'un « plan des eaux » appelé le Pré de M^{me} Carle, se trouve une épaisse moraine dite de Fontfroide.

Ce Pré de M^{me} Carle, aujourd'hui une plage de cailloux et de blocs de tout calibre, était, à la fin du XVI^e siècle, un alpage verdoyant, comme en témoignent des documents d'archives.

D'après nos confrères, la destruction de ce pâturage et sa transformation en une nappe de débris détritiques seraient l'œuvre, non point de la torrentialité, mais du passage de la glace. Comme la moraine de Fontfroide est très épaisse et couverte d'une végétation fort ancienne, MM. Flusin et Jacob admettent un long stationnement du glacier en cette localité et pour cela l'existence de deux crues. Une première crue, antérieure au XVI^e siècle, « à une date très lointaine », aurait édifié cette moraine; la seconde, postérieure, serait survenue après que le Pré de M^{me} Carle, une première fois détruit, eut acquis de nouveau la verdure que les documents du XVI^e siècle lui attribuent.

A notre avis l'existence de la première de ces crues est une pure hypothèse. La seconde est seule vraisemblable et se placerait soit à la fin du XVI^e siècle, soit au commencement du XVIII^e.

A la première de ces deux dernières dates, les glaciers des Alpes ont, semble-t-il, subi une variation positive primaire (débâcle du Giétroz, en 1594), et, vers la seconde, d'après les mémoires des ingénieurs-géographes Bourcet (versions de 1731 et de 1743) et de Montannel (1777)¹⁾, le glacier Noir paraît avoir éprouvé une crue. Ces documents rapportent qu'à la fin du XVII^e siècle ou au commencement du XVIII^e siècle le « col de la Grande Sagne » (le col de Coste Rouge, ou celui de la Temple des cartes actuelles),

¹⁾ Académie delphinale, *Documents inédits relatifs au Dauphiné*, 3^e volume contenant la *Topographie militaire de la frontière des Alpes* par M. de Montannel. Grenoble, Allier, 1877, p. 100 et 520.

fréquenté auparavant par les indigènes pour se rendre de la Vallouise à Saint-Christophe en Oisans, aurait cessé d'être praticable à raison, des « éboulements des glaciers » suivant une des versions de Bourcet (1731), de leur « boulement » suivant une autre (1743). Bouler se dit d'un pigeon qui gonfle son jabot ; par conséquent boulement signifierait peut-être ici gonflement. Il est donc possible qu'une très forte crue du glacier Noir et du glacier Blanc se soit produite vers la fin du XVII^e siècle. A cet égard seule la découverte de pièces dans les archives permettra d'arriver à la certitude dans cette intéressante question de l'histoire glaciaire des Alpes françaises.

Donc la moraine de Fontfroide indique simplement l'existence d'une forte poussée en avant des glaciers à une époque indéterminée.

En 1850 ces deux appareils se trouvaient encore dans la vallée, en état de maximum ou à peu près, et, ils y sont demeurés jusque vers 1864-1866. Une moraine déposée à 800 m. et 1000 m. de leurs fronts actuels, un peu en amont du refuge Cézanne, marquerait cet apogée.

Le glacier d'Arsines, situé immédiatement au nord du glacier Blanc, est entouré d'une double enceinte morainique qui a été très bien étudiée par M. Pierre Lory¹⁾. La première, la plus rapprochée du front actuel du glacier, consiste en un énorme vallum ; le second comprend des bourrelets situés les uns en avant de cette première enceinte, les autres recouverts par ce dépôt. Ce dernier complexe, qui est gazonné et dont les blocs granitiques présentent très souvent une croute d'altération, est, d'après M. P. Lory, antérieur au XIX^e siècle.

Peut-être est-il permis de considérer ce dépôt comme synchrone de la moraine de Fontfroide, tandis que le vallum daterait de la grande extension du début du XIX^e siècle.

¹⁾ P. Lory, *Revision des feuilles de Grenoble et de Visille*, in *Bull de la Carte géologique de France*, T. XVIII (1907-1908), mai 1908. Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1907.

En aval de ces moraines, s'en trouvent d'autres, dans un mauvais état de conservation certainement antérieures à la période historique.

De ces observations on ne peut inférer qu'une chose, c'est qu'antérieurement au XIX^e siècle ces glaciers ont éprouvé une très forte progression.

Vers 1770-1780 les glaciers du Pelvoux étaient en décroissance ¹⁾. A cette date commençait à se manifester dans le massif du Mont Blanc une poussée en avant, laquelle s'étendit ensuite aux autres régions des Alpes. On sait que les glaciers du Mont Blanc sont très précoce, tandis que ceux du Pelvoux retardent. La crue primaire de la première moitié du XIX^e siècle s'est prolongée en Dauphiné jusque vers 1864-1866 et la crue secondaire de la fin de ce siècle n'a commencé dans ce massif que vers 1885, dix ans après son début dans la chaîne du Mont Blanc. Il n'y a donc rien d'étonnant à ce que dans le massif du Pelvoux la glaciation fut encore en décroissance, alors qu'elle était en voie d'augmentation au Mont Blanc.

Vers 1815 ²⁾, la variation primaire positive de la première moitié du XIX^e siècle s'est manifestée au Pelvoux. A cette époque le glacier Blanc et le glacier Noir étaient réunis par leurs extrémités inférieures et s'étendaient dans la vallée ouverte à leur pied jusqu'à l'emplacement actuel du refuge Cézanne où ils se terminaient par un haut et puissant escarpement.

A partir de 1864-1866 la décroissance a commencé. Depuis une dizaine d'années auparavant, déjà, d'autres appareils de la région reculaient, comme en témoigne une anecdote rapportée par M. David Martin et qui remonte à 1857.

¹⁾ David Martin, *Aperçu sur les travaux relatifs à la mise en observation des glaciers dauphinois* in *Bull. de la Société d'Etudes des Hautes-Alpes*. Gap. 1906, 2^e trimestre, n° 18. (P. 12 du tirage à part).

²⁾ *Ibid.* p. 14 du tirage à part.

« C'était raconte M. David Martin, pendant les travaux de la moisson. Un des moissonneurs signala tout à coup un point noir qu'il venait de discerner sur la face étincelante de blancheur du glacier en dôme qui se dresse à l'Est du Pic d'Olan et qui semble limiter de ce côté le Valgau-demar ».

«.....Çà, nous dit mon père, est un rocher que la fonte de la glace vient de mettre à découvert. Je ne l'avais jamais vu, mais mon pauvre père l'avait aperçu pendant quelques années » (vers 1770-1780) ¹⁾.

Cette anecdote est une nouvelle preuve à l'appui de notre opinion que, malgré quelques petits mouvements de sens contraire, la glaciation est demeurée en état de maximum de 1770 jusque vers le milieu du XIX^e siècle.

De 1864-1866 jusqu'à 1902 le glacier Noir a toujours reculé ; il n'a pas subi, comme nous l'avons déjà indiqué, la crue secondaire de la fin du XIX^e siècle.

Le glacier Blanc a, au contraire, éprouvé cette variation. Après avoir rétrogradé de 1864-1866 à 1885, il a fait, durant les dix années suivantes, une poussée de 200 à 300 mètres. — Ensuite, la décrue a repris. De 1899 à 1901 la perte en longueur du glacier Blanc a été de 40 m., soit 20 m. par an, et, de 1901 à 1904 de 67 m., soit de 22 m. par an, puis de 1904 à 1907, d'une quarantaine de mètres, soit de 13 m. environ par an.

La décrue ne se manifeste pas seulement par une régression de la langue, mais encore par un retrait des tributaires du cirque supérieur. Les névés aboutissant au col du glacier Blanc, par exemple, qui en 1898 se soudaient au glacier principal en sont séparés (1904) ²⁾.

Sur le régime des autres glaciers du massif du Pelvoux

¹⁾ David Martin, *Loc. cit.* p. 11 du tirage à part.

²⁾ David Martin, *Ibid.*

MM. Flusin, Jacob et Offner ont recueilli les intéressants renseignements suivants pour la période 1903-1907 : ¹⁾

1^o *Glaciers du cirque de la Mariande.* De 1870 à 89 environ régression ; ensuite vers 1890-1891 avance très sensible suivie d'un recul qui dure toujours (1903).

La représentation de ces glaciers donnée par la carte de l'Etat-Major au 80,000^e ne correspond plus à la réalité. Au lieu d'une nappe d'un seul tenant figurée sur ce document existent deux nappes distinctes : à l'est, le glacier des Arias, à l'ouest celui de la Mariande, très attaqué.

2^o *Glacier des Sellettes.* (Glacier de cirque). A participé à la crue de 1890-1891 ; depuis recul. En 1903 le front du glacier descendait moins bas qu'en 1884.

3^o *Glaciers des Étançons et du Pavé.* En 1875 ces glaciers avaient subi une diminution considérable et étaient complètement individualisés. Depuis, augmentation jusque vers 1895, ensuite décrue. La décroissance n'a pas encore eu pour effet de ramener complètement les deux appareils à la situation de 1875 (1903).

3^o *Cirque du Grand Vallon.* Le glacier qui occupait autrefois ce cirque est aujourd'hui scindé en deux morceaux. Depuis quarante ans en décrue ; elle est devenue particulièrement accentuée depuis 1899 (1903).

5^o *Glaciers du Gioyerney et du Lauzon.* En voie de disparition.

¹⁾ Flusin, Jacob et Offner, *Observations glaciaires dans le massif du Pelvoux recueillies en 1903*, in *Ann. de la Soc. des Touristes du Dauphiné*, XXIX, 1903, Grenoble, 1904, p. 165 ; *Observations glaciaires dans le massif du Pelvoux recueillies en août 1903 par MM. Flusin, Jacob et Offner, préparateurs à l'université de Grenoble*. Rapport adressé à la Commission française des Glaciers, rédigé par M. Charles Jacob, in *Bull. de Géographie historique et descriptive*, n° 1, 1906. Paris, Imprimerie nationale. Nous avons de plus consulté les rapports inédits adressés par M. G. Flusin à la direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles.

6^o *Glaciers de Porteras et de la Grande Roche du Lauzon.* Ils ont presque complètement disparu depuis vingt ans. Dans le Valjouffrey comme dans le Valgaudemar la régression générale des appareils situés sur les versants sud s'accentue de plus en plus et prélude à leur extinction.

7^o *Glacier du Chardon.* En recul depuis trente ans. Dans la partie moyenne des gonflements se sont manifestés à plusieurs reprises, principalement sur la rive droite, indiquant de légères augmentations d'alimentation, mais elles n'ont déterminé aucun allongement de la langue.

De 1899 à 1901 recul moyen annuel : 5^m,60.

De 1901 à 1903 recul moyen annuel : 10^m,50.

De 1903 à 1907 recul moyen annuel : 4^m,62.

Pendant cette dernière période le recul a été extrêmement variable devant les différents repères placés devant le front. Ainsi de 1903 à 1907 il atteint 95^m,5 sur la rive droite (soleil) et seulement 10^m,6 sur la rive gauche (ombre).

8^o *Glacier de la Pilate.* En 1899 un gonflement s'est manifesté sur le glacier, mais sans donner lieu à une poussée en avant.

La décrue de 1901 à 1903 peut être estimée à 14 m. ; elle avait été un peu plus forte entre 1899 et 1901. De 1903 à 1907 elle s'est aggravée et a atteint un total moyen de 54^m,54, soit de 13^m,6 par an.

9^o *Glacier du Mont de Lans.* (Partie comprise entre la Roche-Mantel, le Jandri, le col de Puy-Salé, la pointe de Muretouse et Roche-Mantel). Depuis dix ans (1906) l'épaisseur de glace disparue au col de la Lauze est d'environ 40 m. — L'été très chaud de 1906 a activé la fusion ; dans la seconde quinzaine d'août elle atteignait 0^m,10 par jour à l'altitude de 3200 m. — En 1907, au contraire, s'est manifesté un enneigement progressif très accusé. A la fin de l'été 1907, aux altitudes supérieures à 3200 m. il avait déterminé un gonflement des névés de 0^m,70 au moins, par rapport à l'année précédente.

Sur le versant sud-est de la chaîne entre Valjouffrey

et Valgaudemar, M. David Martin¹⁾ signale la disparition de dix névés survenue de 1860 à 1906, et de huit sur le revers nord de la crête entre cette dernière vallée et celle de Molines-en-Champsaur. Dans le Val Champoléon de nombreux névés ont également complètement fondu, et les glaciers subi de profondes modifications. Ainsi celui situé sur le versant sud du Sirac, à l'ouest de cette cime, qui en 1871 était un glacier régénéré, est devenu une simple plaque reléguée dans une niche. Les glaciers de Crupillouze auraient disparu. Enfin, d'après les observations de M. Callot, professeur au lycée de Marseille, le glacier de Malcros (Chaillol), que l'édition de 1889 de la carte de l'État-Major au 80000^e représente comme une nappe d'un seul tenant s'écoulant dans la combe de Navettes, a subi de notables modifications topographiques. L'apparition de crêtes rocheuses déterminée par la régression de la glaciation a, de 1886 à 1901, partagé ce glacier en deux nappes principales se déversant l'une dans la combe de Navettes, l'autre dans le Val Estrèche. Cette dernière s'est trouvée ensuite morcelée en quatre parties par l'émersion de trois arêtes précédemment recouvertes. D'autre part, sur le revers sud-est de la crête de Chaillol, de 1901 à 1906 le glacier de Tourond a diminué de moitié. Les eaux de fusion de cet appareil alimentent un canal d'irrigation ; à la suite de cette déglaciation, son débit s'est trouvé singulièrement réduit, et, pour compenser cette perte, les indigènes ont dû pousser plus loin leur canal, afin de recueillir le produit de la fusion de névés situés à une plus grande hauteur. Sur le versant sud du massif du Pelvoux où l'arrosage dans les vallées est indispensable, le recul de la glaciation a depuis une vingtaine d'années singulièrement affecté les intérêts matériels des montagnards.

¹⁾ Rapports adressés par M. David Martin à la Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles du Ministère de l'Agriculture (*manuscrits*).

II. Grandes Rousses.

Dans ce massif l'historique des variations glaciaires est pour ainsi dire complètement inconnu. On sait seulement que le glacier des Quirlies a atteint un maximum vers 1862-1867¹⁾, et, que vers 1891 il a éprouvé la variation positive secondaire survenue au cours de la grande régression actuelle. Le recul a ensuite repris, comme le montrent les observations faites en 1905 par MM. G. Flusin et Ch. Jacob²⁾:

1^o *Glacier des Quirlies.* De 1902 à 1905 la valeur du recul a été très variable dans les diverses parties du front, atteignant 13 m. à droite et s'abaissant à 2^m,50 à gauche. Le recul moyen total pendant cette période a été de 7 m., soit de 2^m,30 par an.

2^o *Glacier du Grand Sablat.* De 1902 à 1905 recul : 12 m. à droite ; 25 m. à gauche. Donc recul moyen total : 12^m,30, et, recul moyen annuel : 4^m,10.

La déglaciation dans les Grandes Rousses se manifeste également par l'émergence d'arêtes rocheuses antérieurement recouvertes.

III. Tarentaise et Maurienne.

Avant d'exposer les observations accomplies pendant ces dernières années dans la Savoie méridionale, il nous paraît également utile de présenter un résumé des variations glaciaires dans cette région, d'après les rares documents que nous possédons et qui sont restés éparpillés en divers recueils.

¹⁾ Prince Roland Bonaparte, *Les variations périodiques des glaciers français*, in *Ann. du Club Alpin Français*, XVIII^e vol. 1891, Paris, 1892. (P. 26 du tirage à part).

²⁾ Charles Jacob, *Rapport préliminaire sur les travaux glaciaires en Dauphiné pendant l'été 1905*, in *La Géographie*, XIII, 6, 15 juin 1906, p. 438.

L'histoire des variations glaciaires dans la Savoie méridionale peut être ainsi résumée :

1^o 1730, *Grande crue.* A cette date le glacier de Gébroulaz est en grand maximum, à l'apogée de sa puissance connue. Une mappe cadastrale, le plus ancien document concernant les variations glaciaires dans la Savoie méridionale, figure ce glacier comme s'étendant, en 1730, jusqu'au confluent de deux ruisseaux que la carte de l'État Major dessine en aval du chalet de Gébroulaz. La glace recouvrait alors l'emplacement actuel de ce chalet ¹⁾ et s'étendait à 1422 m. en aval du point où elle s'arrêtait en 1879.

2^o De 1730 à 1818. Régime inconnu.

3^o Vers 1818 *Grande crue.* Sur ce phénomène il n'existe qu'un seul document, la relation de la débâcle engendrée en 1818 par le glacier de Lépenaz, découverte dans les archives par M. P. Mougin ^{2).} Dans les années antérieures à 1818 cet appareil, à la suite d'une forte crue, barra le vallon de la Glière ouvert à son pied. Derrière ce barrage les eaux formèrent un lac. En 1818 la digue s'étant rompue, une trombe d'eau ravagea la vallée.

4^o De 1818 à 1850 les glaciers de la Savoie méridionale, du moins les deux d'entre eux sur le régime desquels on possède quelques indications, paraissent être demeurés très gros. En 1820 et 1826 le Lépenaz obstruait toujours la vallée de la Glière et des débâcles se seraient produites si un canal d'écoulement n'avait été creusé. Une lettre de l'intendant de Moutiers à l'intendant général du duché de Savoie, sous la date du 3 juillet 1847, découverte également par M. P. Mougin et qu'il a l'amabilité de nous communiquer, montre qu'à cette date le glacier de Lépenaz

¹⁾ L. Borrel, *Retrait du glacier de Gébroulaz de 1730 à 1879*, in *Ann. du Club Alpin Français*, VI^e année, 1879. Paris 1880, p. 678.

²⁾ Paul Mougin, *La débâcle de Champagny*, in *Revue Alpine*, Lyon, XII^e année, n° 9. Sept. 1906.

était toujours menaçant. Ce document s'exprime ainsi : « De nouvelles chutes de glaciers étant venues intercepter ce passage (l'émissaire des lacs de la Glière) en grande partie et ayant encore fait éléver les eaux du lac de plus de 1 mètre et demi, les craintes des habitants de la vallée sont devenues plus vives. »

D'autre part, en 1830, le glacier de Gébroulaz était encore presque en état de maximum. Une mappe cadastrale levée à cette date place l'extrémité inférieure de cet appareil à 320 m. seulement du point où il s'arrêtait en 1730¹⁾.

5° De 1850 à 1864. *Grande crue.* Pendant cette période les glaciers de la Savoie méridionale paraissent avoir fait une nouvelle poussée en avant. A-t-elle été plus forte, aussi forte ou moins forte que celle du début du XIX^e siècle, nous n'en savons rien. Les renseignements sont sur ce point contradictoires.

De ces rares documents il semble résulter que de 1730 à 1864 une variation primaire positive a affecté les glaciers de la Savoie méridionale. Les uns ont atteint leur apogée vers 1730, les autres en 1818, d'autres encore entre 1850-1864, et, suivant leurs tempéraments ils ont plus ou moins reculé lors des décrues secondaires survenues dans l'intervalle. En tous cas, dans la Savoie méridionale, du milieu du XVIII^e siècle et durant une partie du XIX^e la glaciation a atteint une puissance considérable. Pendant cette période de petits glaciers ou des névés existaient aux abords de cols en dessous de 3000 m. lesquels ont aujourd'hui disparu. Ainsi, d'après l'ingénieur-géographe Brunet de l'Argentière, dans la première moitié du XVIII^e siècle le versant nord du col de la Leisse était garni par une « glacière », large de 200 pas²⁾. Vers 1836 ce petit glacier

¹⁾ L. Borrel, *Loc. cit.*

²⁾ W. A. B. Coolidge et H. Duhamel, *Le col de la Leisse et les Quecées de Tignes*, in *Revue alpine*, Lyon, XI, n° 10, 1^{er} octobre 1905, p. 304.

ou névé subsistait encore¹⁾). Sa traversée demandait une demi-heure au plus et les mulets le franchissaient. Aujourd'hui le col de la Leisse est libre de neige, et, il l'était déjà en 1864, si on peut se fier aux indications de la carte au 80000^e.

Une seconde indication de l'énorme extension de la glaciation à une époque récente est l'abondance relative des « glaciers morts ». Dans le massif de l'Albaron M. Paul Girardin en signale deux²⁾, l'un logé dans le cirque du versant nord de l'Ouille du Midi (3057 m.), l'autre, celui de la Forclaz, sous la face septentrionale de la Pointe d'Andagne. Au fond de la vallée de Champagny existerait également, d'après M. P. Girardin, une sorte de « glacier mort », le glacier de Plantrin ou de Pramort, dont l'étendue ne serait pas inférieure à 100 ha.³⁾ — Nul doute qu'une exploration attentive de la région n'augmente singulièrement ce nombre. Ces appareils sont, croyons-nous, les témoins de l'extension de la glaciation au XVIII^e siècle et pendant la première moitié du XIX^e.

A quelle date a eu lieu le dernier maximum et a commencé ensuite la variation primaire négative qui dure toujours ? Sur ce point les renseignements sont contradictoires.

M. P. Girardin place l'époque du second maximum du XIX^e siècle tantôt en 1860⁴⁾, tantôt vers 1855-1856⁵⁾. D'après les renseignements recueillis par le prince Roland Bonaparte⁶⁾ auprès des guides, les glaciers étaient encore très gros jusqu'en 1861. En 1878 Blanc le Greffier nous

¹⁾ W. A. B. Coolidge et H. Duhamel, *Loc. cit.*, p. 308.

²⁾ Paul Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne... (21 août-24 septembre 1903)*, p. 27 du tirage à part.

³⁾ Paul Girardin, *Les glaciers de Savoie*, p. 22 du tirage à part.

⁴⁾ P. Girardin, *Observations glaciaires en haute Maurienne.. dans l'été de 1902*, in *Ann. du Club Alpin Français. XXIX^e année. 1902*. Paris 1903, p. 54 du tirage à part.

⁵⁾ P. Girardin, *Les Glaciers de Savoie...* p. 26 et 28.

⁶⁾ Prince Roland Bonaparte, *Loc. cit.*

a indiqué 1860 comme date du début du recul du glacier de la Source de l'Arc. La feuille de Bonneval de la carte de l'État Major au 40,000^e a été levée en 1864¹⁾; bien que ce document ne figure pas les glaciers avec un souci exagéré de l'exactitude, on peut cependant se fier à l'indication qu'elle donne de la position de l'extrémité inférieure du glacier des Sources de l'Arc laquelle descendait alors jusque dans la vallée. Or, cette carte arrête le glacier en arrière d'un petit lac morainique. Il y avait donc eu antérieurement à 1864 un recul à la suite duquel cette nappe s'était formée. Par suite, dans la haute Maurienne en 1864 la glaciation était encore, dans son ensemble, dans un état voisin du maximum atteint au cours du XIX^e siècle.

6^o *Crue secondaire.* Au cours de la variation primaire négative qui occupe la seconde moitié du XIX^e siècle et le début du XX^e siècle, une crue secondaire s'est manifestée vers 1890 avec les caractères d'indécision caractéristique de ce phénomène. Sur cette poussée épisodique les renseignements précis font défaut jusqu'ici.

Pour un très petit nombre de glaciers de la Savoie méridionale on possède des mesures métriques de la valeur de leur recul pendant la seconde moitié du XIX^e siècle ou pendant des fractions de cette période. Ce sont²⁾:

1^o *Glacier de Rhème-Golette.* De 1865 à 1903, perte de 980 m. en longueur et de 150 m. en hauteur.

2^o *Glacier de la Source de l'Isère.* De 1863 à 1903 perte de 310 m.

¹⁾ Cette date du lever nous a été obligamment fournie par le Service géographique de l'Armée. La feuille de Bonneval de l'édition au 40000^e revisée en 1895 donne aux glaciers la même configuration et la même étendue que le 80000^e. La principale modification que nous ayons observée sur le 40000^e concerne le glacier des Évettes, et paraît avoir été empruntée au cadastre établi à cette date.

²⁾ Paul Girardin, *Les Glaciers de Savoie*, (p. 26 du tirage à part).

3^o *Glacier de Gébroulaz.* De 1830 à 1891 perte de 1380 m.¹⁾. La régression a été très irrégulière :

de 1830 à 1856 180 m., soit en moyenne 6^m,92 par an
de 1856 à 1879 922 m., soit en moyenne 40 m. par an
de 1879 à 1891 278 m., soit en moyenne 23 m. par an

La décroissance a donc exercé ses effets principalement de 1856 à 1879.

4^o *Glacier de l'Arpont.* De 1870 à 1903, perte de 300m., d'après un indigène²⁾.

5^o *Glacier des Fours.* De 1891 à 1903 recul de 407 mètres³⁾.

6^o *Glacier des Évettes*⁴⁾. Cet appareil a perdu 400 m. entre la date d'ailleurs inconnue de son maximum de la première moitié du XIX^e siècle et 1905, dont seulement 40 depuis 1893⁵⁾. Ce recul de 400 m. s'est produit en quatre saccades marquées par le dépôt de quatre moraines principales situées respectivement à 400 m., 300 m., 200 — 150 mètres, et, 135 m. du front de 1905. La deuxième et la quatrième sont à peine distinctes, tandis que la première et la troisième ont gardé une très grande netteté et une continuité complète. En surface les pertes se chiffrent ainsi : depuis l'époque du dépôt de la moraine frontale la plus éloignée jusqu'en 1905, 19,87 ha. ; entre la formation de ce dépôt et celle de la troisième moraine 11,62 ha. ; enfin entre la date de cette dernière moraine et 1905, 8,25 ha. — Les Évettes couvrent une superficie de 575 ha. (de la Brosse). La perte

¹⁾ L. Borrel, *Loc. cit.*, et Prince Roland Bonaparte, *Les variations périodiques des glaciers français*, in *Ann. du Club Alpin Français*, vol. XVIII, 1891, Paris, 1892, p. 6 du tirage à part.

²⁾ Paul Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne... (21 août-24 septembre 1903)*, p. 20 du tirage à part.

³⁾ Paul Girardin, *Les glaciers de Savoie*, p. 26 du tirage à part.

⁴⁾ Paul Girardin, *Le glacier des Évettes*. Toutes les valeurs métriques concernant cet appareil sont empruntées à ce mémoire.

⁵⁾ D'après des repères placés en 1893 par le prince Roland Bonaparte.

survenue entre la date du maximum et 1905 est donc inférieure à un vingt-huitième de la superficie primitive, par conséquent très minime, si on la compare aux ablutions précédemment citées.

M. P. Girardin suppose que la première moraine correspondrait au maximum de 1818, la seconde à celui de 1850-1860, la troisième à un stationnement survenu entre 1872-1874.

7^e *Glacier des Sources de l'Arc.* Depuis l'époque de son dernier maximum vers 1860-1864¹⁾ jusqu'en 1903, le recul a été de 4410 m.²⁾ se décomposant ainsi : 500 m. du maximum à septembre 1878³⁾ et 610 m. de 1878 à 1903, dont seulement 70 m. entre 1894 et 1903.

De 1864 à 1903 le recul en hauteur de la langue terminale a été de 322 m., dont 62 à 82 m. de 1864 à 1878.

¹⁾ M. P. Girardin date de 1818 la moraine frontale actuelle extrême sur sa carte de 1903 (voir fig. XVI), alors que l'année précédente il plaçait à peu près en ce point la limite du glacier vers 1860. (cf. Paul Girardin, *Observations glaciaires en Haute-Maurienne, etc... dans l'été de 1902*, in *Ann. du Club Alpin Français*. XXIX^e année, 1902. Paris 1903. p. 24 du tirage à part). Les raisons de ce changement de dates ne sont pas expliquées. En tout cas il est certain qu'en 1864 le glacier des Sources de l'Arc était encore presque en état de maximum se terminant un petit lac aujourd'hui desséché. sur la rive duquel se trouvait la moraine en question. Ce dépôt remonte peut-être à 1818, mais il n'en demeure pas moins certain que vers 1860-1864 le glacier a atteint cette moraine — par conséquent que le recul actuel doit être mesuré à partir de ce point.

A noter que sur la carte du glacier des Sources de l'Arc de 1903 (fig. XVI) M. Paul Girardin a donné une position inexacte au col de Girard. La situation exacte de ce col est indiquée sur la fig. VIII.

²⁾ Paul Girardin, *les Glaciers de Savoie*, p. 26.

³⁾ A cette date, d'après nos observations personnelles, le glacier des Sources de l'Arc se terminait au Sud du Vallon du Grand Fonds (fig. VIII), par une « superbe grotte plus belle que celle de l'Arveyron » écrivions-nous sur notre carnet. Quatre ans auparavant nous avions visité la « Mer de Glace » de Chamonix qui se terminait alors dans la vallée par un grandiose escarpement percé d'une caverne.

En 1864, date du lever de la feuille de Bonneval de l'État Major, le glacier se terminait à la côte 2188 m., en 1878 à 2250-2270, d'après nos observations barométriques calculées par le colonel Prudent.

Cette régression a eu pour effet d'amener la disparition de la langue de glace, longue de plus d'un kilomètre qui descendait du plateau sur lequel le glacier est établi dans la vallée de l'Arc.

Le lac devant lequel la carte de l'État Major au 80000^e et même l'édition au 50000^e « revisée » en 1895 arrêtent le glacier a disparu en 1872 ou 1873, d'après des renseignements qui nous ont été fournis en 1878.

Dans la Savoie méridionale la décrue primaire de la seconde moitié du XIX^e siècle s'est traduite d'une manière très apparente dans le paysage. Durant ces cinquante dernières années du fait de la déglaciation l'aspect de la haute montagne a subi de profonds changements. Non seulement les langues terminales de plusieurs glaciers qui en 1864 s'étendaient dans les vallées ont disparu, mais encore dans les cirques supérieurs des crêtes précédemment couvertes, ont émergé et il en est résulté un morcellement des glaciers de plateau. Enfin, de petits appareils localisés vers la cote de 3000 m. ont entièrement ou presque entièrement fondu, de telle sorte que des montagnes précédemment tachées de neige et de glace en sont complètement débarrassées ou à peu près.

M. P. Girardin cite divers exemples de morcellement glaciaire déterminé par l'émersion de pointements rocheux.

Ainsi les glaciers des Roches et de Bezin-d'en-Bas réunis autrefois sont aujourd'hui séparés ; dans l'espace qu'ils ont abandonné existent maintenant quatre lacs. La formation de petites nappes morainiques est un autre résultat non moins remarquable de la décroissance de la glaciation.

Pareillement les glaciers des Sources de l'Arc et du Mulinet que la carte de l'État Major, même l'édition du 50000^e revisée en 1895, représente comme formant une nappe d'un seul tenant, sont aujourd'hui presque dissociés.

« Entre les deux appareils il n'y a plus contact qu'en deux ou trois points et sur quelques mètres seulement ». La dissociation est survenue depuis 1878. A cette dernière date les glaciers du Mulinet et des Sources de l'Arc avaient encore la configuration que leur donne la carte de l'Etat Major ; le 4 septembre de cette année-là nous avons descendu en glissant la pente de glace qui unissait la première de ces nappes à la seconde. Ainsi, entre le pied de la Levanna et le Grand Méan, alors, qu'en 1864 et jusqu'en 1878 on ne voyait qu'un seul glacier de plateau, envoyant dans la vallée une longue langue terminale, il existe aujourd'hui deux appareils nettement individualisés et la langue terminale a disparu.

Sur le sommet du plateau glacé de la Vanoise, au Dôme de Chassefort (3597 m.). M. P. Girardin signale un autre exemple non moins remarquable de déglaciation. Il y a une quarantaine d'années, ce pointement rocheux ne mesurait qu'une superficie de 10 m² et était complètement entouré de glaciers ; aujourd'hui son étendue dans tous les sens n'est pas inférieure à 400 m. et il se trouve rattaché par une crête rocheuse à l'arête de l'Arpont, de telle sorte qu'en partant des granges de ce nom il est possible de gagner cette cime sans mettre le pied sur la glace.

D'autre part, depuis 1860 la ligne des neiges s'est singulièrement relevée en Maurienne. M. P. Girardin évalue cette migration, pour la ligne climatique, de 145 à 208 m., soit au sixième du relèvement total (1100 à 1200 m.) qui, d'après les professeurs Penck et Brückner, se serait manifesté depuis la fin de la période glaciaire ¹⁾. D'après M. P. Mougin, le relèvement serait beaucoup plus considérable, 350 m. en moyenne ²⁾. Comme base de calcul, ce savant forestier a pris la ligne des neiges fournie par l'altitude

¹⁾ P. Girardin, *Le glacier des Ecettes*, p. 39.

²⁾ P. Mougin, *L'altitude de la ligne des neiges et son relèvement actuel dans les Alpes de la Savoie*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, II, 4, 1908, p. 285.

de l'extrémité inférieure des glaciers. En 1864 cette ligne passait vers 2750 m., altitude d'un grand nombre de petits appareils (voir les feuilles du 80000^e), et, en 1906, à 3100 mètres environ. Cette migration en hauteur a eu pour conséquence la disparition d'un certain nombre de petits glaciers isolés qui vers 1864 se trouvaient localisés entre 2760 m. et 3000 mètres.

La nécrologie glaciaire ¹⁾ dressée par M. P. Mougin comprend dans le bassin de l'Isère : 1^o la partie du glacier de Calabre qui descendait du col de Rhèmes jusqu'à 2700 mètres en 1864 ; 2^o le glacier de la Masse au nord du col de Chavière, lequel est réduit aujourd'hui à de simples névés ; 3^o celui compris entre la cime de Caron (3149 m.) et la crête de la Vallée Etroite (2874 m.) ; 4^o le glacier situé sur le versant nord-ouest de cette même vallée (ces deux derniers à l'extrême ouest du massif de Polset). En Maurienne, sur la crête-frontière entre le Mont-Cenis et la pointe de Fréjus, M. P. Mougin signale la disparition du glacier logé sur le versant ouest de la cime du Grand Vallon (3134 m.), et, celle de la Belle Plinier (3091 m.). Plus à l'ouest, le glacier de Valmeinier est devenu un simple névé et celui du Thabor est menacé d'un sort pareil. Enfin, au nord du Mont-Cenis, les glaciers du versant sud de la Levanna qui en 1879 descendaient jusqu'à la côte 3085, d'après nos observations barométriques, sont aujourd'hui « presque réduits à rien ». A cette liste de glaciers disparus ou en voie de disparition. M. P. Girardin ajoute le glacier situé sur le versant méridional du col d'Aussois.

¹⁾ P. Mougin, *Loc. cit.* p. 287 et suiv. —

*Observations des variations dans la Savoie méridionale
en 1903, 1904, 1905, 1906, 1907.*

Les observations sont exécutées par M. Paul Mougin, inspecteur des Forêts, et par M. Paul Girardin, professeur à l'université de Fribourg.

Les opérations de M. P. Mougin, très complètes, consistent dans un lever annuel du front des appareils, avec, pour le glacier des Sources de l'Arc, un niveling également annuel de deux profils en travers, afin de mesurer les variations d'épaisseur et celles de la vitesse annuelle d'écoulement.

Les observations de M. P. Girardin comportent simplement la mesure de la distance des fronts glaciaires aux repères.

Variations de l'enneigement. Pendant ces cinq dernières années l'enneigement a subi diverses alternatives. En 1902 un été froid ayant succédé à un hiver assez neigeux, il se produisit un enneigement progressif. Les glaciers restèrent couverts pendant la plus grande partie de l'année. Vers le 20 août 1902 la neige descendait jusqu'à 2400 m. et à la fin de septembre elle s'établissait définitivement dans la région glacée¹⁾.

L'hiver 1902-1903 fut moins neigeux que le précédent (voir *supra* p. 40), et, l'été 1903, après avoir présenté des périodes de sécheresse et de fortes chaleurs coupées par une phase pluviale, se termina dès le 10 septembre. Dans les premiers jours de ce mois le thermomètre à l'air libre s'était élevé à + 34 degrés, à 2500 m. d'altitude²⁾. Aussi bien l'enneigement progressif signalé l'été précédent ne persista pas.

L'hiver 1903-1904 paraît avoir été plus neigeux que

¹⁾ Paul Girardin. *Rapport sur les observations glaciaires en Haute Maurienne..... dans l'été de 1902* (p. 8 du tirage à part).

²⁾ Paul Girardin. *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne..... 21 août-24 septembre 1903* (p. 10 du tirage à part).

le précédent ¹⁾, mais ces chaleurs torrides de l'été 1904 déterminèrent une régression très caractérisée de l'enneigement.

Pendant l'hiver 1904-1905 les chutes de neige furent assez abondantes, puis l'été 1905 devenant en août froid et pluvieux, on constata de nouveau un léger enneigement progressif sur quelques glaciers (Sources de l'Arc, Arnès, Grande Motte).

Durant l'hiver 1905-1906, les précipitations neigeuses furent extrêmement copieuses (voir p. 10), mais par suite de la très haute température et de la sécheresse de l'été 1906 elles ne profitèrent pas aux glaciers, et, cette année là l'enneigement fut franchement regressif.

L'hiver 1906-1907 a été « très particulièrement long, neigeux et rigoureux. A partir du 10 décembre 1906 toute la Savoie a été couverte de neige et les précipitations se sont succédées jusqu'au début du mois de mai, et le sol a été couvert de neige pendant des périodes fort longues, variant de 3 à 6 mois au-dessus de 400 m. d'altitude » ²⁾. Aucun renseignement n'a été fourni sur l'état des neiges pendant l'été 1907.

I. BASSIN DE L'ARC.

1^o *Glacier des Sources de l'Arc.* (Observations de M. P. Girardin). Du 28 août 1902 au 1^{er} septembre 1903 ³⁾.

Recul à droite	4 ^m ,50
Progression à gauche	1 ^m ,50

¹⁾ Si dans les stations de vallée la quantité de neige tombée pendant l'hiver 1903-1904 est supérieure à celle observée durant celui de 1903-1902, les deux stations élevées de la Turra et du col de Sollières (voir plus haut p. 9) enregistrèrent des chutes moins copieuses.

²⁾ M. P. Mougin, *État des chutes de neige survenues pendant l'hiver du 1 octobre 1906 — 31 mai 1907.* (Rapport autographié, non mis dans le commerce).

³⁾ Paul Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne, Vanoise et Tarentaise (21 août — 24 septembre 1903),* (tirage à part, p. 10).

Huit jours plus tard, le 5 septembre, à la suite d'une période de grosses chaleurs le front du glacier s'allonge brusquement de 2^m,50 à droite et de 4 m. à gauche, de telle sorte que le recul à droite par rapport à 1902 se réduit à 2 m. et que l'avancée à gauche s'élève à 5^m,50 ¹⁾.

(Observation de M. P. Mougin ²⁾). Du 24 août 1904 au 19 août 1905, recul de 10 m. à la bouche de sortie de l'Arc.

Sur un profil bleu tracé à 170 m. en amont du front, affaissement général, mais faible, 0^m,55 au maximum.

Sur un profil rouge, à 637 m. en amont du front, affaissement régulier dans la partie nord (1^m,43 au maximum) et léger gonflement dans la partie sud (1^m,14 au maximum).

Du 19 août 1905 au 31 août 1906, recul de 15 m. à la bouche de sortie du torrent. Sur la rive droite recul de 4 à 8 m. —

Sur le profil bleu affaissement considérable variant de 1^m,75 à 9^m,50; sur le profil rouge fusion également très intense, particulièrement énergique près des moraines latérales (4^m,5 à gauche ; 6 m. à droite).

Du 31 août 1906 au 27 août 1907, à la bouche de sortie du torrent, recul variant de 14^m,30 à 3^m,80.

Sur le profil bleu affaissement général atteignant à gauche 11^m,25; sur le profil rouge affaissement également général et très régulier sur toute la largeur du glacier (1^m,50 à 5 m.).

2^o *Glacier du Mulinet* (glacier de plateau avec langue suspendue).

(Observation de M. P. Girardin). D'août 1902 au 23 septembre 1903 recul de 13 m. —

(Observations de M. P. Mougin). En 1905 le lobe septentrional qui seul a pu être mesuré, était en recul, sauf en un point où il y avait progrès de 40 m. Le lobe méridional était en avance de 10 m. —

¹⁾ Paul Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne, Vanoise et Tarentaise*.

²⁾ D'après les rapports autographiés de M. P. Mougin, non mis dans le commerce.

dional qui est suspendu engendrait de fréquentes avalanches, indice d'activité.

2 septembre 1906. Recul très accusé ; dans la partie centrale il atteint 40 m. par rapport à 1905 ; dans la partie gauche, quoique une apophyse accuse une crue de 56 m. sur la position de l'année précédente, il y a également décrue.

Du 2 septembre 1906 au 25 août 1907, recul toujours très intense. Depuis 1904 le lobe septentrional accuse une régression de 135 m. au maximum et de 80^m,8 au minimum ; par contre le lobe sud se trouve à 15^m,2 en avant de son emplacement de 1904.

3^o *Glacier du Grand-Méan.* (Glacier de plateau avec langue suspendue).

(Observation de M. P. Girardin). D'août 1902 au 23 septembre 1903, stationnaire.

(Observations de M. P. Mougin). Du 27 août 1904 au 21 septembre 1905, recul très faible dans la partie droite (1^m,20), accentué dans la partie gauche (35^m,80).

Du 21 septembre 1905 au 1^{er} septembre 1906, régression très accusée. « Les sinuosités du front, peu apparentes en 1904, mieux précisées en 1905, se sont fortement accentuées. Au 1^{er} septembre 1906, le front du glacier montrait trois lobes, celui de droite est en recul de 7 m. ; celui du centre de 14^m,20 ; celui de gauche de 1^m,7 à 2. Mais c'est surtout dans les sinus que l'ablation a été intense ; elle a été de 53 m. dans le sinus oriental et n'a pas été moindre de 57^m,5 dans le sinus occidental ».

Du 1^{er} septembre 1906 au 24 août 1907, continuation du recul. Le lobe central a rétrogradé de 16^m,4 « et les deux sinus qui l'enservent ont une tendance à se rapprocher, ce qui pourrait en amener la chute » (P. Mougin).

4^o *Glacier des Evettes.* (Glacier de vallée sur plateau. De 1902 à 1903 recul moyen devant quatre repères : 6^m,35 ;

maximum à droite : 12^m,70 ; au centre, stationnaire. (P. Girardin) ¹⁾.

5^o *Glacier du Vallonet.* De 1902 à 1904, recul de 23 mètres (P. Girardin) ²⁾.

6^o *Glacier du Baouinet.* Stationnaire de 1902 à 1903 (P. Girardin) ³⁾.

Du 26 août 1904 au 3 septembre 1906 recul de 54 m. environ (P. Mougin).

7^o *Glacier d'Arnès.* (Observations de M. P. Mougin). Du 29 août 1904 au 23 août 1905, recul de 9^m,23 ; du 23 août 1905 au 3 septembre 1906, recul de 10 m. (repère oriental), de 25 m. (repère central) et de 34 m. (repère occidental) ; du 3 septembre 1906 au 23 août 1907, recul de 10^m,7 à la bouche de sortie du torrent, de 7^m,2 à 11^m,35 sur le bord droit exposé au midi ; faible variation sur le bord méridional du glacier mieux protégé du soleil.

8^o *Glacier du Pelvoz.* (P. Girardin). De 1903 à 1905 régression de 36 m. — ⁴⁾.

II. BASSIN DE L'ISÈRE

1^o *Glacier des Fours.* (Glacier de plateau). De 1891 à 1903, régression de 307 m., soit de 25^m,5 par an ⁵⁾.

De 1903 à 1904 recul de 20 m. ⁶⁾.

2^o *Glacier de la Source de l'Isère* (glacier de la Galise, de la carte de l'Etat-Major). De 1891 à 1903 recul de 33^m,20, soit de 2^m,75 par an (P. Girardin) ⁷⁾.

¹⁾ *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne..... (21 août — 24 septembre 1903)*, p. 13.

²⁾ *Explorations glaciaires accomplies en France pendant l'été 1904*, in *La Géographie*, XI, 6, 15 juin 1905, p. 439.

³⁾ *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne..*, p. 17.

⁴⁾ *Explorations glaciaires accomplies en France pendant l'été 1904*, in *Loc. cit.*, p. 440.

⁵⁾ Paul Girardin, *Les Glaciers de Savoie*, p. 26 du tirage à part.

⁶⁾ *Explorations glaciaires pendant l'été 1904*, in *Loc. cit.*, p. 440.

⁷⁾ *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne... (21 août — 24 septembre 1903)*, p. 26, et, *Les glaciers de Savoie*, p. 26.

Pour terminer, signalons une notice du guide Joseph Antoine Favre, de Pralognan, renfermant d'utiles renseignements descriptifs sur le recul des glaciers de la Vanoise et leur état en 1903¹⁾.

En résumé, dans la Savoie méridionale le recul, toujours général, après avoir été particulièrement intense antérieurement à 1890, paraît s'atténuer. Toutes les langues terminales avancées dans les vallées sont aujourd'hui fondues, et l'effet de la déglaciation s'exerce principalement dans les parties supérieures mettant à nu des échines rocheuses qui fractionnent les glaciers ou des pointements qui diminuent leur surface. Les glaciers, en un mot, se recroquevillent.

III. MONT BLANC.

Renseignements rétrospectifs. Dans ce massif également la variation primaire négative en cours a entraîné la disparition de petits glaciers localisés vers la courbe 2850 m. — M. P. Mougin signale la fusion complète survenue depuis 1902 du petit glacier de Glière ou de Traversaille (chaîne des Aiguilles Rouges).

Dans un mémoire qu'il a bien voulu nous communiquer en manuscrit²⁾, M. P. Mougin a établi la valeur métrique des diverses oscillations du glacier des Bossons de 1818 à 1904, d'après les mesures effectuées par Venance Payot³⁾ en prenant comme base une croix érigée en 1818 sur la moraine que le glacier construisait à cette date et dont la position est connue.

Pendant cette période de quatre-vingt-six ans les oscillations des Bossons se résument ainsi :

¹⁾ *Observations sur les glaciers du massif de la Vanoise pendant l'été 1903*, in *Ann. du Club alpin français*, 30^e vol., 1903. Paris, 1904.

²⁾ Publié depuis dans la *Zeit. f. Gletscherkunde*. III, 2, déc. 1908, sous le titre de *Les Variations de longueur du glacier des Bossons (Vallée de Chamonix)* (avec une carte).

³⁾ *Revue Savoisienne*, Annecy, années 1887, 1889, 1890, 1895.

Dates	Progrès	Recul	Distances du front du glacier par rapport à la croix de 1818
1818-1850		200 m.	
1850-1854	50 m.		150 m.
1854-1868		403 m.	
1868-1878		81 m.	634 m.
1878-1886	274 m.		319 ^m ,65
1886-1904		60 m.	602 m. (levé)

A la date du 10 juin 1904, le front des Bossons se trouvait donc à quelques mètres près dans la même situation qu'en 1878, c'est-à-dire, dans la même situation qu'avant la variation secondaire positive de la fin du XIX^e siècle.

Observations en 1904, 1905, 1906 et 1907¹⁾.

Les observations conduites par M. Mougin comprennent le lever annuel de la langue terminale, le niveling de deux profils en travers et le calcul de la vitesse annuelle d'écoulement sur ces deux profils.

1^o *Glacier de Bionnassay.* Du 9 juillet 1904 au 22 juin 1905, recul de 10 m. dans la partie centrale du front.

Du 22 juin 1905 au 28 juin 1906, recul également de 10 m. dans la partie centrale, et, de 22 m. dans la partie orientale; progression de 7 m. dans la partie ouest (à l'ombre).

Du 28 juin 1906 au 26 juin 1907, recul de 10 m. au maximum sur le front, et, de 15 m. sur le bord ouest; au contraire, dans la partie nord-est du glacier, crue de 38 m. — Dans l'ensemble il y a léger avancement; en 1907 le glacier couvre 1400 m² de plus qu'en 1906.

Profil bleu, à 875 m. du front. Du 22 juin 1905 au 28 juin 1906, affaissement de 4^m,50 au maximum sur 110 mètres de large vers la rive est, et, gonflement de 4^m,75 sur une largeur de 270 m. vers la rive ouest. Il y a compensation entre les affaissements et les gonflements.

¹⁾ D'après les rapports manuscrits de M. P. Mougin. — Voir Commission internationale des Glaciers. *Rapports XI et XII.*

Du 28 juin 1906 au 26 juin 1907, affaissement général et formation d'un sillon large de 40 m. et profond de 12 m. à 200 m. de la rive est.

Profil rouge, à 400 m. en amont du front. Du 22 juin 1905 au 28 juin 1906, gonflement de 3 m. sur la rive est, et affaissement d'égale importance vers la rive ouest. La résultante est un léger affaissement.

Du 28 juin 1906 au 26 juin 1907, vers la rive est, gonflement très marqué atteignant de 3 à 5 m., sur une largeur de 234 m., et, affaissement de 4^m,50 au maximum sur 71 m. de large, le long de la rive droite (est).

2^e Glacier des Bossons. Du 18 juin 1904 au 8 juin 1905 recul de 13 m. dans la partie centrale du front et de 20 m. sur la rive gauche (sud); en revanche, progrès de 15 m. sur la rive droite (nord).

Du 8 juin 1905 au 3 juin 1906, recul de 18 m. dans la partie centrale. Le progrès de la rive droite signalé l'année précédente se précise et s'élève à 16 m.; en même temps sur la rive gauche se manifeste une légère poussée.

Du 28 juin 1906 au 21 juin 1907, maximum de la régression sur le front: 20 m. et perte de 44 m. dans la partie nord-est.

Profil bleu (à 370 m. en amont du front). Du 8 juin 1905 au 3 juin 1906, gonflement très accusé dans toute la largeur du glacier, principalement vers la moraine méridionale où il atteint 14^m,50.

Du 3 juin 1906 au 21 juin 1907 affaissement général; il atteint vers la rive sud 15^m,75 par rapport à 1904.

Profil rouge (à 150 m. du front). Du 8 juin 1905 au 3 juin 1906 affaissement. Du 3 juin 1906 au 21 juin 1907 affaissement considérable; il atteint 10 m. sur une largeur de plus de 100 m. dans la partie médiane du glacier.

Ainsi donc, conclut M. P. Mougin, « la légère crue observée en 1905 et 1906 a pris fin: ce n'était sans doute qu'une simple vague de place, comme celle du glacier de Bionnassay, dont la chaleur et la sécheresse exceptionnelles

de l'été 1906, particulièrement sensibles à la faible altitude de la langue terminale (1220 m.), ont amené la fusion complète. »

3^e *Glacier de l'Argentière.* Du 30 mai 1904 au 15 juin 1905, recul de 22 m. à la bouche de sortie du torrent.

Du 15 juin 1905 au 7 juin 1906, recul de 33 m. et diminution très notable de la partie droite de la langue terminale sur une longueur de 140 m. environ.

Du 7 juin 1906 au 14 juin 1907, recul de 27 m. sur le front, de 20^m,2 sur la rive droite (nord), et, de 8 m. sur la rive gauche (sud).

Profil rouge (à 1484 m. en amont du front). Du 15 juin 1905 au 7 juin 1906 renflement sur la rive droite, mais ablation considérable, sur une largeur de 392 m., vers la rive gauche. L'affaissement l'emporte de beaucoup sur le gonflement.

Du 7 juin 1906 au 14 juin 1907, affaissement, à droite, de 11 m. au maximum, sur une largeur de 120 m. ; léger gonflement au centre.

Profil bleu (à 607 m. en amont du front). Du 15 juin 1905 au 7 juin 1906, gentlement, à droite, sur 170 m. de large ; légère diminution au centre et sur la rive gauche. « La résultante est une augmentation quatre fois et demie plus importante que la diminution » (P. Mougin).

Du 7 juin 1906 au 14 juin 1907, affaissement : à droite, il atteint 11 m. au maximum, sur une largeur de 120 m. ; léger gonflement dans la partie médiane.

Ainsi le glacier de l'Argentière a, comme ceux de Bionnassay et des Bossons, éprouvé un léger mouvement de crue indiqué par le passage d'une onde de glace sur le profil bleu le 7 juin 1906, mais la température élevée de 1906 a, suivant toutes probabilités, fondu en route cet apport de glace, et, le front n'a point progressé.

Le fait important qui se dégage des excellentes observations de M. P. Mougin, c'est la production d'une toute petite crue qui s'est manifestée de 1904 à 1907 sur les glaciers de Biennassay et des Bossons. Sur le premier elle

s'est traduite par une poussée totale de 45 m. dans une partie du front, et sur le second par une avancée totale de 31 m. également dans une partie du front. Pareillement dans le régime des glaciers des Alpes orientales (voir plus loin) pendant la période 1904-1907 se sont produites de semblables petites crues.

En présence de ces observations la loi de longue périodicité formulée par le professeur Forel paraît peut-être un peu absolue.

B. Pyrénées.

Les observations glaciaires dans les Pyrénées sont poursuivies par les soins de la direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles du ministère de l'Agriculture.

Sur les variations de la glaciation dans cette chaîne on ne possède aucun renseignement antérieurement à la première moitié du XIX^e siècle. Cette ignorance est la conséquence de la situation des glaciers. Logés dans des cirques élevés, ils n'ont jamais affecté les intérêts des montagnards ; par suite leurs crues n'ont point été mentionnées dans des documents.

I. MASSIF DU VIGNEMALE.

Malgré de très abondantes chutes de neige pendant l'hiver 1903-1904, l'enngagement a été régressif durant l'été 1904 par suite de la haute température de cette saison. Dès la fin de juillet la glace était partout à vif sur le glacier des Oulettes, sauf sur une petite bande au pied des parois du Vignemale, par conséquent à l'ombre¹⁾.

L'hiver 1904-1905 fut peu neigeux et l'été suivant marqué par une aggravation de la régression de l'enngagement. Pendant l'hiver 1905-1906, au contraire, se produi-

¹⁾ L. Gaurier. *Observations glaciaires faites au Vignemale*, in Ministère de l'Agriculture. *Annales*. Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. Comité d'Etudes scientifiques. Fasc. 33. Paris, 1905, p. 212 (nombreuses planches).

sirent de très copieuses chutes de neige ; malgré les chaleurs de l'été 1906 elles ont abouti à un accroissement de l'enneigement ; le glacier d'Ossoue a augmenté de 2 m. en épaisseur à l'altitude de 3200 m. En 1907 cette situation s'est précisée ¹⁾.

1^o *Glacier des Oulettes.* En 1904, date à laquelle M. L. Gaurier a commencé ses observations régulières dans le massif du Vignemale, ce glacier était séparé de celui du Petit-Vignemale par un espace découvert, large de 100 m., alors qu'en 1888 les deux appareils étaient unis.

Une cheminée ouverte dans la haute falaise rocheuse qui enferme au sud le glacier des Oulettes et qui en 1889 était du haut en bas couverte de glace, en était dépourvue en 1905 dans toute sa partie inférieure.

De 1892 à 1904 recul total de 140 m. devant un repère, soit de 10 m. par an ²⁾, et de 1892 à 1905 recul total de 120 m., soit de 9 m. par an, devant un second repère.

De 1904 à 1905 recul de 1 m. et de 30 m. devant le lobe occidental, de 5 m. devant le lobe oriental.

Le recul considérable de 30 m. s'explique par le peu d'épaisseur de la glace.

De 1905 au 29 août 1906, stationnaire.

Du 29 août 1906 au 2 août 1907, stationnaire ³⁾.

2^o *Glacier du Petit Vignemale.* De 1904 à 1905 stationnaire ; pareillement de 1905 au 29 août 1906 et du 29 août 1906 au 2 août 1907. A cette dernière date trois flaques de neige unissent même cet appareil à celui des Oulettes.

3^o *Glacier d'Ossoue* (le plus important du groupe). De 1889 à 1894 la région située à 3200 m. a subi un gonflement, néanmoins le front n'a pas progressé.

¹⁾ Rapports manuscrits de M. L. Gaurier.

²⁾ L. Gaurier, *Observations glaciaires faites au Vignemale*, p. 220.

³⁾ Rapports manuscrits de M. L. Gaurier.

De 1904 à 1905 recul de 30 m. et de 23 m. dans la partie nord du front, de 2 m. dans la partie sud¹⁾.

De 1905 au 28 septembre 1906 stationnaire; de même en 1907²⁾.

II. MASSIF DU MONT-PERDU³⁾.

Glacier du Taillon. De 1893 à 1906 recul total : 160 m., soit 12 m. par an⁴⁾.

De 1906 à 1907 stationnaire⁵⁾.

III. MASSIF DU NÉOUVIEILLE.

1^o *Glacier du Pic de Ramougn ou glacier de l'Est.* La carte de Michelier⁶⁾ donne à cet appareil en 1855 une longueur de 1200 m. environ; en 1905, d'après les mesures très précises effectuées par MM. Eydoux et Maury, il n'avait plus que 300 m.⁷⁾. En cinquante ans il aurait donc subi une réduction des trois quarts.

2^o *Glacier de la Brèche de Chausenque.* Ce glacier semble avoir moins souffert que le précédent. En 1855, d'après la carte Michelier, sa longueur aurait été de 1400 m. environ; en 1905 elle était encore de 700 m.⁸⁾; donc réduction de moitié seulement.

¹⁾ Rapports manuscrits de M. L. Gaurier.

²⁾ *Ibid.*

³⁾ M. Gaurier dans son rapport de 1906 donne les surfaces suivantes de quatre des glaciers du cirque de Gavarnie : Gl. du Casque, 3 ha. ; Gl. de la Brèche, 11 ha. ; Gl. de la Fausse-Brèche, 2 ha. ; Gl. du Taillon, 31 ha. ; soit au total 47 ha. (Mesures prises au décamètre).

⁴⁾ Rapports manuscrits de M. L. Gaurier.

⁵⁾ *Ibid.*

⁶⁾ Michelier, *Etude sur les variations des glaciers des Pyrénées*, in *Ann. du Bureau central Météorologique de France*. Année 1885. I. Paris, 1887, Pl. B. 10.

⁷⁾ D. Eydoux et L. Maury, *Note sur les leviers exécutés dans les Pyrénées centrales de 1899 à 1905*.

⁸⁾ *Ibid.*

IV. MASSIF DU PIC-LONG.

Glacier du Pays Baché¹⁾.

	<i>Retrait total</i>	<i>Retrait annuel</i>
De 1856 à 1869	25 m.	4 ^m ,90
De 1869 à 1883 ²⁾	95 m.	6 ^m ,80
De 1883 à 1906 ³⁾	90 m.	4 ^m ,10

Dans les Pyrénées comme dans les Alpes la grande régression de la seconde moitié du XIX^e siècle a entraîné la disparition de petits appareils et le morcellement de nappes diverses. Ainsi M. Gaurier signale la fusion complète du glacier ouest du Pic d'Enfer survenue depuis 1867 (Pyrénées espagnoles, bassin du Rio de Pundillos). Également dans les massifs glaciaires situés dans les bassins du Gave de Pau et de la Neste la tendance est à la disparition⁴⁾. Il y a quarante ans, une nappe de glace d'un seul tenant s'étendait sur le versant nord de la crête-frontière, des Gourgs-Blancs au Sacroux, du vallon le plus oriental du bassin de la Neste à l'extrémité supérieure de la vallée du Lys (Bagnères de Luchon); elle mesurait une longueur de 12 km. — Aujourd'hui, d'après M. Belloc, il n'en subsiste plus que des plaques isolées, localisées dans des cirques⁵⁾. Enfin, sur les crêtes du bassin du lac d'Orédon plusieurs névés et plaques de glace ont disparu⁶⁾.

Ainsi dans les Pyrénées, la glaciation a éprouvé les mêmes vicissitudes que dans les Alpes : après le milieu du

¹⁾ D. Eydoux et L. Maury, *Les glaciers orientaux du Pic Long*, in *La Géographie*, XVI, I, 15 juillet 1907, p. 6.

²⁾ Le recul du glacier de 1856 à 1869 et de 1869 à 1883 est emprunté à Michelier, *Etude sur les variations des glaciers des Pyrénées*.

³⁾ L'augmentation de ce glacier signalée par M. Belloc entre 1883 et 1904 (*Explorations glaciaires accomplies en France pendant l'été 1904* in *La Géographie*, XI, 6, p. 445) ne s'est donc pas produite.

⁴⁾ D. Eydoux et L. Maury, *Note sur les leviers...*

⁵⁾ Comm. intern. des Glaciers. *XI^e Rapport*, 1905, p. 11.

⁶⁾ Belloc, *Mémoire sur la mise en observation des glaciers de Néoubieille*, in *Loc. cit.*, p. 238.

XIX^e siècle une décrue considérable, ensuite vers 1889-1894, une petite crue qui s'est manifestée par un gonflement des névés supérieurs lequel n'a pas abouti à un allongement des langues terminales; enfin, après cette manifestation une reprise de la régression. Au cours de cette troisième période, d'après les observations de MM. Eydoux et Maury au glacier du Pays Baché, comme en Dauphiné et dans la Savoie méridionale le recul n'aurait pas été aussi actif que dans la première. Actuellement un enneigement progressif se manifeste.

S U I S S E

En Suisse les observations comportent seulement la mesure des oscillations des fronts glaciaires et sont exécutées par les agents du Service des Forêts. Elles sont publiées chaque année dans les admirables rapports sur les *Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses* dus aux professeurs F.-A. Forel et Lugeon et à M. Muret, dont il serait oiseux de faire ici l'éloge. De plus, sous les auspices de la Commission des glaciers de la Société helvétique des Sciences naturelles et du Club alpin suisse, par les soins du Bureau topographique fédéral, il est procédé, depuis trente-quatre ans, sur le glacier du Rhône à la mesure des variations du front en longueur et en superficie, de la vitesse d'écoulement et de l'épaisseur du glacier sur différents profils. Les résultats sont publiés dans le *Bericht der Gletscher-kommission (Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)*.

Document restropectifs sur le régime des glaciers. Le Dr H. Dübi a publié une intéressante notice sur les variations des deux glaciers de Grindelwald au XVII^e et au XVIII^e siècle^{1).} Comme on le sait déjà, en 1600 ces appareils

¹⁾ Dr Heinrich Dübi (Bern), *Zwei Beschwörungen des Grindelwaldgletscher im XVIII Jahrhundert*, in *Sonntagsblatt des Bund*. Berne, n° 12 et 13, 25 mars et 1 avril 1906.

étaient en très forte crue ; à partir en 1602, ils reculèrent, toutefois vers 1642 ils étaient encore assez gros. En 1703, eut lieu une seconde crue, également très puissante, qui persista jusqu'en 1720. Une lettre adressée par Sir Horace Mann, à Abauzit et que le Dr Dübi a découverte dans les œuvres de ce savant Genevois (T. II. p. 174, Amsterdam, 1783) renferme de curieux renseignements sur cette variation positive : « Les deux glacières, en descendant, sont resserrées de chaque côté par des bois de sapins assez florissants, et aboutissant à de bonnes prairies d'où elles sont un peu reculées depuis trois ans, allant en diminuant chaque année. Jusqu'à ce temps elles s'étoient toujours augmentées. Elles s'étoient étendues de tous côtés, en repoussant les bois et couvrant les prés, sans gâter pourtant les herbes les plus proches auxquelles elles ne touchoient pas ; peu à peu on est parvenu à tenir un pied sur la glace, et à y recueillir des fraises.

«...L'endroit d'où les glacières se sont retirées, paroît sec, stérile, assez semblable au rivage de la mer, quand la marée revient de la quitter. Les paysans prétendent que la diminution et l'accroissement de cette glace sont périodiques ; cependant ils ne sont pas d'accord sur la durée de ces périodes. Les uns donnent sept ans à l'accroissement, sept autres à la diminution ; les autres, au lieu de sept ans en donnent quartorze.

« Au reste la chaleur la plus grande n'a point d'effet sur ces glaces, ainsi que je m'en suis convaincu en me promenant tout près sur la terre qui alors même étoit en poussière. Elles ne s'étendirent jamais davantage que dans les fortes chaleurs de l'été de 1719. Elles firent alors une telle peur aux Paysans, que se voyant près de perdre leurs belles prairies, ils vinrent demander au Baillif d'Interlaken la permission de se servir d'une personne du pays de Vaud, qui, dit-on, avait le secret de faire reculer les glaces. »

D'après ces renseignements, il est évident que la crue du début du XVIII^e siècle des glaciers de Grindelwald a eu les caractères d'une invasion de la glaciation. Ce phé-

nomène frappa si fort les indigènes qu'un siècle plus tard le souvenir de cet événement était demeuré vivant dans la vallée.

En 1768 une troisième crue commença à se manifester et en 1777 les deux glaciers étaient très étendus. Toutefois d'après Besson¹⁾, à cette date le glacier supérieur n'avait pas les dimensions qu'il possédait au commencement du XVIII^e siècle.

Sur les variations du glacier d'Hüfi, l'excellent mémoire du Dr Voskule renferme de précieux renseignements.

En 1760 cet appareil éprouva une très forte crue et détruisit trois chalets. « Elle se prolongea, comme pour les autres glaciers du canton d'Uri, jusqu'en 1824. »²⁾. La partie inférieure du glacier s'élevait alors de 80 à 100 m. au-dessus du niveau qu'elle avait en 1871, date à laquelle l'Hüfi était encore très gros.

Ensuite de 1825 à 1830, légère décrue, puis de 1834 à 1850 crue. En 1850 le glacier paraît avoir atteint de très grandes dimensions. En tout cas, pendant quatre-vingt-dix ans, il semble avoir été en état de maximum³⁾.

De 1850 à 1903 il y a eu ensuite décrue continue. La variation positive secondaire de la fin du XIX^e siècle ne s'est manifestée sur le glacier d'Hüfi que par un simple arrêt dans la décrue en 1887-1888.

De 1850 à 1903 la perte du glacier d'Hüfi s'élève en longueur à 1490 m., soit le sixième de l'étendue qu'il avait en 1850, et, en volume, à 191,845,000 m³. —

¹⁾ Discours sur l'*Histoire naturelle de la Suisse*, in *Tableaux topographiques, pittoresques, physiques, historiques, moraux, politiques, littéraires de la Suisse* de Zurlauben et de la Borde. I. Paris, 1780.

²⁾ Gedeon Voskule, *Untersuchung und Vermessung des in der letzten Rückzugsperiode verlassenen Boden des Hüfigletschers*.

³⁾ Le Dr Voskule attribue la persistance de la crue pendant cette période aux vastes dimensions et à l'altitude du cirque supérieur qui permet l'emmagasinage d'une grosse alimentation, dont l'effet se fait sentir pendant longtemps à l'extrémité inférieure.

Pendant cette période de 53 ans le recul n'a pas été uniforme. De 1850 à 1873 il a été de 296 m., soit de 12^m,8 par an, et, de 1873 à 1882, de 700 m., soit de 77 m. par an. D'après les calculs de M. Voskule les pertes en volume ont été :

de 1850 à 1869, soit en 19 ans 74,544,500 m³.

de 1869 à 1888, soit en 19 ans 78,850,500 m³.

de 1888 à 1903, soit en 15 ans 38,450,000 m³.

*Variations de l'enneigement dans les Alpes suisses de 1902 à 1907*¹⁾. Les fluctuations de l'enneigement dans les Alpes suisses pendant la période considérée se résument ainsi : Été 1902 continuation de la progression constatée l'année précédente.

Été 1903 enneigement stationnaire avec tendance à la diminution dans la Suisse occidentale et à l'aggravation dans la région du Gothard et des Grisons.

Été 1904 régression très accusée, qui a pour conséquence le retour à la même situation qu'en 1900.

Été 1905 continuation de la régression.

Été 1906 régression « extraordinaire ». Depuis 1899 on n'avait pas observé un recul aussi accusé de la ligne des neiges.

Été 1907 enneigement stationnaire ou faiblement progressif.

*Variations de longueur des glaciers*²⁾.

1902

La décrue continue à être le régime dominant. Sur

¹⁾ F. A. Forel, M. Lugeon, E. Muret, *Les Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses*. XXIII^e Rapport, 1902, in *Jahrb. d. Schweiz. Alpenclub*, XXXVIII; *Ibid.* XXIV^e Rapport, 1903, in *Ibid.* XXXIX; *Ibid.* XXV^e Rapport, 1904, in *Ibid.* XL; XXVI^e Rapport, 1905, in *Ibid.* XLI; *Ibid.* XXVII^e Rapport, 1906, in *Ibid.* XLII; *Ibid.* XXVIII^e Rapport, 1907, in *Ibid.* XLIII, — Léon W. Collet, *L'enneigement dans le massif de la Tour Sallières (1900-1903)*, in *Jahrb. d. Schweizer Alpenclub*, XXXIX, 1904, p. 361.

²⁾ Tous les renseignements sur les variations des glaciers suisses sont empruntées aux rapports de MM. Forel, Lugeon et Muret.

78 glaciers observés en 1902, 53 sont en décrue, 12 stationnaires et 13 seulement en crue.

Les plus forts reculs [— 44 m. au glacier de Segnes et — 73 au Vorabgletscher (Grisons)] sont la conséquence des conditions topographiques de ces appareils. Dans les autres régions se manifeste, au contraire, en général une diminution de la régression par rapport aux années précédentes. Cette circonstance est due à l'affaiblissement de l'ablation pendant l'été relativement froid et pluvieux de 1902 ; c'est également à ces conditions météorologiques que, de l'avis du professeur Forel, doivent être attribuées les petites crues constatées sur treize glaciers. Les plus fortes progressions ont été relevées au Kehlefirn (Dammastock) [+ 29 m.] et au Zanfleuron (+ 24 m.).

1903

Su 58 glaciers observés cette année-là 37 sont en recul, 6 stationnaires et 15 en crue.

Sur les treize glaciers en crue l'année précédente, quatre seulement continuent à avancer; tous les autres cas de progression sont fournis par des glaciers nouveaux. Le plus remarquable s'observe sur le glacier supérieur de Grindelwald qui avance de 18^m,5. Enfin, parmi les trente-sept appareils en retrait vingt accusent une atténuation du recul par rapport à 1902. — Le plus fort retrait observé est : 35 m. au Rosegg. C'est, en résumé, la continuation des mouvements divers de 1902. —

1904

La situation change complètement. Au lieu de quinze glaciers en crue l'année précédente, on n'en compte plus que cinq, quatre sont stationnaires et 64 en décrue. Tous les principaux glaciers observés accusent une aggravation de la décroissance sur l'année précédente.

Ce phénomène est de toute évidence le résultat de la

température élevée de l'été 1904 qui fut supérieure en Suisse de $0^{\circ},6$ à $0^{\circ},7$ à la normale.

1905

Les pulsations en avant constatées en 1902 et 1903, suspendues en 1904, s'arrêtent pour ainsi dire complètement. Sur 49 glaciers observés 3 seulement accusent une progression, l'un de $3^{\text{m}},1$ et les deux autres de $0^{\text{m}},20$ et de $0^{\text{m}},40$ et 41 sont en décrue. En second lieu, sur 34 appareils qui ont été repérés à la fois en 1904 et en 1905, 18 accusent en 1905 une augmentation du recul sur l'année précédente.

1906

La décrue générale continue. Sur 63 glaciers en observation, 53 sont en régression, 4 demeure stationnaire et 9 accusent une progression. Ces cas de crue sont des phénomènes épisodiques dus à des circonstances accidentelles. Ainsi une avancée de 34 m. faite par le glacier de l'Eiger est la conséquence de l'augmentation de la glaciation déterminée par un éboulement qui a recouvert l'extrémité inférieure de l'appareil.

1907

Sur 67 glaciers en observation, 54 sont en recul, 1 stationnaire et 12 en crue. Comme l'année précédente, ces progressions « semblent n'être qu'un phénomène accidentel dû à des circonstances fortuites (avalanches tombées sur le glacier, éboulements recouvrant son extrémité) ou à un simple changement de forme du glacier coïncidant souvent avec une diminution d'épaisseur »¹⁾. Un seul glacier, celui de Vorab (au nord d'Ilanz, dans les Grisons) a été en véritable crue ; du 20 septembre 1904 au 14 septembre 1907 il a avancé de 133 m. —

¹⁾ F. A. Forel, E. Muret, P. L. Mercanton, E. Argand, *Les variations périodiques des Alpes suisses*, XXVIII^e Rapport, 1907, p. 326.

Sur 54 appareils en recul en 1907, 28 accusent une atténuation du recul par rapport à l'année précédente.

Variations du glacier du Rhône.

1902-1903	1903-1904	1904-1905	1905-1906	1906-1907
-----------	-----------	-----------	-----------	-----------

Recul moyen en longueur

11 ^m ,5	8 m.	21 ^m ,9	15 ^m ,7	24 ^m ,72
--------------------	------	--------------------	--------------------	---------------------

Recul maximum en longueur.

22 m.	25 m.	57 m.	35 m.	34 ^m ,4
-------	-------	-------	-------	--------------------

Perte du front en surface.

4900 m ²	3200 m ²	8200 m ²	6950 m ²	6100 m ²
---------------------	---------------------	---------------------	---------------------	---------------------

A titre de comparaison, rappelons que d'août 1893 à 1894 la perte du glacier du Rhône en surface s'élevait à 14800 m², puis s'abaissait en 1899 à 2200 m² pour passer ensuite en 1901 à 6760 m². —

TYROL

Les observations sur le régime des glaciers du Tyrol ne sont pas réunies en un rapport d'ensemble annuel, comme le fait depuis vingt-cinq ans le professeur Forel pour la Suisse. Le rapport de la Commission internationale des Glaciers renferme bien un résumé complet de ces travaux, mais pour les détails il faut se référer à des documents épars, soit dans les *Mitteilungen des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, pour la période antérieure à 1906, soit depuis dans la *Zeitschrift für Gletscherkunde*. Aussi bien, pour cette partie des Alpes nous a-t-il paru nécessaire de fournir tous les renseignements intéressants contenus dans ces travaux, afin d'épargner à nos confrères de longues recherches bibliographiques.

I. ALPES CALCAIRES DU NORD.

Massif du Wetterstein.

*Plattachferner*¹⁾. De 1897 à 1905, recul de la langue principale : 50 m., soit 6^m,25 par an.

*Ubergossene Alm*²⁾. Le recul se manifeste principalement par l'émergence de nombreux pointements rocheux au milieu de cette petite coupole glaciaire. Il y a quatorze ans, lorsque le professeur Hans Crammer visita pour la première fois l'*Ubergossene Alm*, la région où apparaissent aujourd'hui ces rochers appartenait au bassin d'alimentation du glacier ; il y a donc eu depuis relèvement de la ligne des neiges. L'émergence de ces rochers entraînera le fractionnement de la nappe ; déjà dans la partie orientale, un lambeau de glacier est complètement isolé de la nappe principale.

II. MASSIF DU SILVRETTA.

*Jamtalferner*³⁾. En 1860-1864, maximum du XIX^e siècle ; depuis recul.

En 1896, manifestation de la crue secondaire de la fin du XIX^e siècle par une poussée de 9 m. du lobe septentrional et dans le lobe méridional par une réduction de 2 m. de la valeur du recul, lequel l'année précédente avait été de 46 m. —

De 1902 à 1903 recul moyen : 4^m,30.

De 1904 à 1905, recul : 8 m.

¹⁾ Commission internationale des Glaciers. *Les variations périodiques des glaciers*, XI^e rapport 1905, (p. 3 du tirage à part).

²⁾ Hans Crammer, *Der Gletscher der Uebergossenen Alm*, in *Mitt. d. D. u. ÖE. A.-V.* 1906, 15 avril, n° 7, p. 88.

³⁾ G. Greim, *Studien aus dem Paznau. II. Der Jamtalferner bis 1897*, in *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, VIII, 1, Leipzig 1906 ; Magnus Fritzsch. *Nachmessungen von Gletschermarken durch Bergführer 1903*, in *Mitt. d. D. u. ÖE. A.-V.* 1904, n° 22, 30 nov. p. 274 ; Commission internationale des Glaciers. *XI^e Rapport 1905*, p. 3.

Valeur du recul de 1860-1864 à 1895, d'après Greim :

1° *En longueur* : 740 m. (rive gauche), et 580 m. (rive droite, devant la bouche du torrent); moyenne 660 m.; soit 23 m. par an de 1864 à 1888 et 14 m. par an de 1888 à 1895.

Proportionnellement à la longueur totale du glacier en 1864 (4,1 km.), la perte en longueur de 1864 à 1895 a été de 13 pour cent, et de 2,4 pour cent pendant la période 1888-1895.

2° *En superficie* : 47,36 ha, soit 7,2 pour cent de la surface totale du glacier en 1864.

3° *En altitude* : 40 m., dont 30 m. de 1888 à 1895.

4° *En volume* : 40,4 millions de m³.

2° *Fermuntferner*¹⁾. De 1850-1860 à 1902, recul total de 550 m. —

De 1902 à 1903. Repère b.I. — 7^m,20
b.II. — 4 m. moyenne — 5^m,60

De 1904 à 1905. Recul moyen de 9 m.

III. MASSIF DE L'ORTLER.

1° *Madatschferner*. De 1899 à 1904, recul de 8 m. en moyenne par an²⁾.

En 1905 stationnaire ou très légère décrue³⁾.

¹⁾ Berichte über die wissenschaftlichen Unternehmungen des D. u. Ö. A.-V. XXXII. *Gletscherbeobachtungen im Sommer 1902*. Von Dr Magnus Fritzsch in Leipzig, in *Mitt. des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*. 1903, n° 17, 15 sept., p. 205; (Dorénavant nous désignerons ce mémoire par l'abréviation Berichte über die Wissen. Untern. XXXII.); *Nachmessung von Gletschermarken durch Bergführer 1903*, in *Milt. d. D. u. Ö. A. V.* 1904, n° 22, 30 nov., p. 274; Commission internationale des Glaciers. *XI^e Rapport, 1905*, p. 3.

²⁾ H. Reishauer, *Revision der Gletschermarken im Ortlergebiete in den Jahren 1904 und 1905*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, II, 3, mars 1908, p. 224, et, *Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904*, p. 3.

³⁾ Gustav Götzinger, *Revision einiger Gletschermarken in der Ortlergruppe im Jahre 1905*, in *Zeit. für Gletscherkunde*, II, 1, juillet 1907, p. 63.

2^o *Suldenferner*. Historique ¹⁾. En 1760 crue, puis en 1815 nouvelle poussée en avant beaucoup plus forte que la précédente. Le glacier passe par dessus une barre rocheuse qui ferme la vallée supérieure de Sulden (Legerward) et s'allonge de 1200 m. en aval de cet escarpement pour s'arrêter finalement en 1819, à 300 m. seulement en amont de la plus haute habitation de la vallée (Gampenhöfen).

De 1820 à 1846 recul. Il paraît avoir été assez important et avoir ramené le glacier en amont du Legerward.

En 1846, troisième poussée en avant, épisodique, qui ramène le Suldenferner en aval de la barre rocheuse, puis nouvelle régression ; enfin en 1855, quatrième crue, qui persiste jusqu'en 1858. Cette nouvelle crue n'a pas atteint de beaucoup l'ampleur de celle de 1819 ; en 1855-1858 le Suldenferner s'arrête à 700 m. en amont du point où il était arrivé au début du XIX^e siècle.

De 1858 à 1891 recul. De 1819 à 1891 la perte en longueur est de 1900 m. —

De 1891 à 1904, crue de 190 m. —

Une intéressante étude du professeur Hann ²⁾ donne la valeur du recul annuel du Suldenferner de 1864 à 1872, ainsi que la température moyenne des quatre mois les plus chauds (juin-septembre) et la somme des précipitations annuelles pendant cette période.

Valeur annuelle du recul du glacier
de Sulden.

Température des quatre mois les plus
chauds (juin-septembre) et somme des
précipitations annuelles.

De fin sept. 1864 à fin sept. 1865	1865	{ 9°,8
décrue : 10 m.		{ 767 mm.
Du 28 sept. 1865 au 29 sept. 1866	1866	{ 8°,6
décrue : 21 m.		{ 834 mm.

¹⁾ S. Finsterwalder, *Die Konferenz ostalpiner Gletscherforscher in Sulden, im 9-13 August 1906*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, I, 4, février 1907, p. 294.

²⁾ J. Hann, *Klima von S. Gertrud im Sulldental*, in *Meteorologische Zeitschrift*, 1906, 6, juin, p. 256.

Du 29 sept. 1866 au 21 juin 1867	1867	{	8°,7
décrue : 2,4 m.		{	975 mm.
Du 21 juin 1867 au 23 août 1868	1868	{	9°
décrue : 8°,4		{	978 mm.
De fin sept. 1868 à fin sept. 1869	1869	{	9°,2
décrue : 6 m.		{	934 mm.
De fin sept. 1869 à fin sept. 1870	1870	{	8°,5
décrue : 6 m.		{	731 mm.
.....	1871	{	8°,3
		{	717 mm.
De fin 1871 à octobre 1872	1872	{	9°,2
décrue : 10 m.		{	1269 mm.

Le plus fort recul annuel de cet appareil durant la période considérée, soit 21 m., a été constatée en 1866, année à été froid et à pluviosité moyenne, mais qui avait été précédée d'un été chaud et d'une année relativement sèche (1865). Ce recul considérable de 1866 doit donc, croyons-nous, être attribué aux chaleurs de l'été précédent qui avaient dû amincir la langue terminale, de telle sorte qu'il a suffi d'une température estivale très faible pour en déterminer la destruction.

Les étés 1866 et 1867 ont été froids ; aussi bien la régression devient-elle faible.

Résumé des observations au Suldenferner de 1895 à 1906.

De 1897 à 1899 crue de 45 m. ¹⁾.

De 1899 à 1901 recul de 9 m. ²⁾.

De 1901 à 1903 crue de 30 m. En 1903 le front se trouve à 70 m. du point où il s'arrêtait en 1895 ³⁾.

De 1903 à 1904 crue de 11 m. ⁴⁾.

De 1904 à 1905 décrue de 2 m. ⁵⁾.

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers. V^e Rapp. 1899. p. 5.

²⁾ Ibid. VII^e Rapp. 1901, p. 4.

³⁾ Ibid. IX^e Rapp. 1903, p. 4.

⁴⁾ Ibid. X^e Rapp. 1904, p. 3.

⁵⁾ Ibid. XI^e Rapp. 1905, p. 3. (Cf. H. Reishauer, *Loc. cit.*).

De 1905 à 1906 décrue de 6 m.¹⁾ environ (rive droite).

3^o *Rosimferner*. 1898, crue.

De 1899 à 1905, décrue totale : 66 m. environ ; soit 11 m. par an²⁾.

4^o *Zufallferner*. De 1897 à 1905, décrue totale : 76^m,6 (rive droite), et de 67^m,7 (à la bouche de sortie du torrent) se décomposant ainsi :³⁾

	1897-1899	1899-1901	1901-1904	1904-1905
rive droite	2 m.	49 m.	48 ^m ,2	7 ^m ,4
moyenne par an	1 m.	9 ^m ,5	16 m.	
bouche du torrent	1,2 m.	—	(de 1899 à 1904) 53 ^m ,8 2 ^m ,5	
moyenne par an	0 ^m ,6	—	10 ^m ,7	

5^o *Langenferner*⁴⁾. De 1899 à 1905 recul total : 41 m., se décomposant ainsi :

	1899-1901	1901-1904	1904-1905
	17 ^m ,9	47 ^m ,4	5 ^m ,7
soit par an	9 m. environ	5 ^m ,8	5 ^m ,7

6^o *Fürkeleferner*⁵⁾. Sur la rive gauche, de 1899 à 1901, recul de 68 m., de 1901 à 1904, de 81 m., et de 1904 à 1905 de 50 m. — La perte de ce glacier en surface et en volume est « colossale ». La langue de glace gauche suspendue qui existait en 1895 avait disparu complètement en 1905.

7^o *Vedretta Careser*⁶⁾. De 1897 à 1905 recul total moyen : 65^m,5, soit 8^m,18 par an.

	1897-1899	1899-1905	1897-1905
Rive droite	42 ^m ,3	48 ^m ,7	61 m.
Moyenne par an	-	6 ^m ,45	7 ^m ,6
Centre	13 m.	56 ^m ,7	69 ^m ,7

¹⁾ S. Finsterwalder, *Die Konferenz ostalpiner Gletscherforscher in Salden*, p. 295.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers. XI^e Rapp. 1905, p. 3. (Cf. Reishauer, *Loc. cit.*).

³⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.* p. 227.

⁴⁾ *Ibid.* p. 227.

⁵⁾ *Ibid.* p. 226.

⁶⁾ *Ibid.* p. 226.

Moyenne par an	6 ^m ,5	9 ^m ,4	8 ^m ,7
Rive gauche	15 m.	50 ^m ,8	65 ^m ,8
Moyenne par an	7 ^m ,5	8 ^m ,4	8 ^m ,2

8^o *Vedretta la Mare*¹⁾. Jusqu'en 1897 crue accentuée. Depuis 1899 en recul. De 1899 à 1905 recul total moyen : 70^m,9 ; recul moyen annuel : 14^m,8.

	<i>lobe gauche</i>	<i>moyenne annuelle</i>
Valeur du recul de 1899 à 1905	95 ^m ,4	15 ^m ,9
	<i>lobe droit</i>	<i>moyenne annuelle</i>
	46 ^m ,5	7 ^m ,7

8^o *Vedretta Rossa*²⁾. De 1897 à 1905 recul total moyen : 37^m,8, soit 4^m,7 par an. Pendant la période envisagée le lobe gauche a rétrogradé de 28 m. et le lobe droit de 47^m,5.

10^o *Glacier de Forno*³⁾. De 1897 à 1904, dans la partie médiane, recul total approximatif : 40 m., soit en moyenne par an : 5^m,7.

D'après le professeur Mariani le glacier aurait éprouvé de 1864 à 1895 un retrait rapide, puis sa régression se serait ralentie de 1896 à 1898, et ensuite arrêtée⁴⁾.

En résumé, pendant la période décennale 1895-1905 sur dix glaciers en observation dans le massif de l'Ortler, trois ont avancé ; mais tous sont actuellement en décrue.

IV. MASSIF DE L'ÖTZTAL.

Le seul renseignement que nous possédions sur l'en-neigement dans ce massif concerne l'été 1902. Pendant cette saison, comme dans les Alpes occidentales et centrales, l'en-neigement fut progressif dans cette partie du Tyrol.

¹⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.*, p. 225.

²⁾ *Ibid.*, p. 224.

³⁾ Gustav Götzinger, *Loc. cit.*, p. 64.

⁴⁾ E. Mariani, *Osservazioni su recenti oscillazioni di ghiacciai nel gruppo Ortler-Cevedale*, in *Rend. Istituto Lombardo di Scienze, Littere ed Art.*, Milan, 1905, n° 2; *Nuovi appunti sulle oscillazioni di alcuni ghiacciai della Valsfurva (Valtellina)*, in *Ibid.* 1908.

1^o *Langtaufererferner*. Du 5 août 1899 au 27 juillet 1902, recul total : 21 m. ; soit 7 m. par an¹⁾.

2^o *Weisseferner*²⁾. De 1891 à 1899 ce glacier a éprouvé une pulsation en avant (+ 21 m. de 1896 à 1899), puis a perdu ultérieurement de 20 à 25 m. —

En 1902 son front se trouvait à peu près revenu au même point qu'en 1896.

De 1902 à 1904, recul de 3 m. par an.

3^o *Gepatschferner*³⁾. De 1891 à 1896, recul de 110 m., soit de 22 m. par an.

De 1896 à 1899, recul de 100 m., soit de 33,3 par an.

De 1899 à 1902, recul de 90 m., soit de 30 m. par an.

De 1901 à 1904, recul de 55 à 60 m., soit de 15 à 20 m. par an.

4^o *Taschachferner*⁴⁾. De 1899 à 1902, recul total de 23 m. —

De 1902 à 1904, stationnaire.

5^o *Mittelbergferner*⁵⁾. De 1902 à 1903, recul de 83 m. —

De 1903 à 1904, recul de 119 m.

De 1904 à 1905, recul de 19 m. environ.

6^o *Taufkarferner*⁶⁾. De 1891 à 1892, décrue de 21^m,8 devant le lobe ouest et de 18^m,6 devant le lobe oriental.

De 1892 à 1895, décrue régulière aux deux lobes de 13^m,2 et de 12^m,6, soit de 4^m,4 et de 4^m,2 par an.

¹⁾ Berichte über die wissen. Untern. XXXII.

²⁾ Berichte über die wissen. Untern. XXXII ; Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp., 1904, p. 4.

³⁾ Ibid. ; Comm. intern. des Glaciers, V^e Rapp. 1899, p. 5 ; VIII^e Rapp. 1902, p. 5 ; X^e Rapp. 1904, p. 4.

⁴⁾ Ibid. ; Comm. intern. des Glaciers. VIII^e 1902, p. 5 ; et X^e Rapp. 1904, p. 4.

⁵⁾ Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. 1904, p. 4 et XI^e Rapp. 1905, p. 3.

⁶⁾ Max Scholtz, *Die Gletscher-Beobachtungen der Sektion Breslau*, in *Festschrift zur Feier des 25 jährigen Bestehens der Sektion Breslau des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*. Breslau, 1902 ; Comm. intern. des Glaciers. X^e, Rapp. 1904, p. 4 ; Dr Riedinger, *Gletscherbeobachtungen in den Ötztaler Alpen*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.*, 31 oct. 1905, n° 20, p. 243 ; Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164.

- De 1895 à 1896. Décrue de 4 m. au lobe ouest.
Crue de 0^m,70 au lobe est.
- De 1896 à 1897. *Crue* de 8^m,20 au lobe ouest.
Décrue de 0^m,60 au lobe est.
- De 1897 à 1899. *Crue* de 7^m,20 au lobe ouest.
Décrue de 13^m,40 au lobe est.
- De 1901 à 1904. Décrue de 39 m., soit de 12 m. par an.
- De 1904 à 1905. Nouvelle *crue* de 28 m. devant un repère et de 13 m. devant un autre.
- De 1905 à 1906. Décrue.

7^o *Rofenkarferner*¹⁾. De 1891 à 1894, recul à peu près égal devant les deux lobes, 28,9 m. (ouest), et 29 m. (est), soit 9^m,6 environ par an.

De 1895 à 1896, recul de 14^m,9 (lobe est) et de 8^m,2 (lobe ouest).

De 1896 à 1897, recul de 2 m. (lobe est) et de 5^m,6 (lobe ouest).

De 1897 à 1899, recul de 14^m,5 (lobe est) et *crue* de 8 m. (lobe ouest).

De 1899 à 1901, recul de 6^m,4 (lobe est) et de 3^m,8 (lobe ouest).

De 1901 à 1902, recul de 26^m,2 (lobe ouest).

En dix ans le lobe est du Rofenkarferner a reculé de 77^m,8 ; devant le lobe ouest la position du repère ayant été modifiée en 1895, la perte totale ne peut être établie durant le même laps de temps.

De 1901 à 1904. Recul moyen annuel : 12^m,20.

De 1904 à 1905. *Crue* de 10 m. devant un lobe et recul de 1 m. devant l'autre.

De 1905 à 1906. Décrue.

De 1906 à 1907. Recul d'une vingtaine de mètres.

¹⁾ Max Scholtz. *Loc. cit.* p. 42; Comm. intern. des Glaciers, *X^e Rapp.*, 1904, p. 4; Riedinger, *Loc. cit.*; Comm. intern. des Glaciers, *XI^e Rapp.* 1905, p. 4; *XII^e Rapp.* 1906, p. 164, et, *X. Bericht der Sektion Breslau des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*. 1907.

8^o *Mitterkarferner*¹⁾. De 1891 à 1893, recul de 27^m,7, soit de 13^m,8 par an (lobe est), et, de 15^m,7, soit de 7^m,8 par an (lobe ouest).

De 1893 à 1894 recul de 23^m,8 (lobe est).

De 1893 à 1895 recul de 8^m,6, soit de 4^m,3 par an (lobe ouest).

En 1896 *crue* du lobe ouest. Elle se prolonge jusqu'en 1899. Son amplitude est de 18^m,6 sur un point et de 38^m,4 sur un autre, pour ce dernier en deux ans seulement.

De 1899 à 1901 décrue de 6^m,4 à ce même lobe.

De 1901 à 1904, nouvelle *crue* de 10 m. devant un repère.

De 1904 à 1905, *crue* de 19 m. devant un repère et de 9 m. devant un autre.

De 1905 à 1906 stationnaire.

9^o *Vernagtferner*²⁾. De 1900 à 1901 crue de 50 m.

De 1901 à 1902 crue de 20 m. —

De 1902 à 1903 crue de 5 m. —

De 1903 à 1904 état stationnaire.

De 1904 à 1905 légère décrue.

De 1905 à 1906 également légère décrue.

10^o *Guslarferner*³⁾. 1902. Stationnaire.

1904 et 1905. Léger recul.

11^o *Hintereisferner*⁴⁾. De 1896 à 1902, recul de 94 m., soit de 14^m,8 par an.

De 1902 à 1903, recul de 24^m,40.

De 1903 à 1904, recul de 20^m,60.

¹⁾ Max Scholtz, *Loc. cit.* p. 42 : Comm. intern. des Glaciers, *X^e Rapp.* 1904, p. 4; Riedinger, *Loc. cit.*; Comm. intern. des Glaciers, *XII^e Rapp.* 1906, p. 164.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, *IX^e Rapp.* 1903, p. 5; *X^e Rapp.* 1904, p. 4; *XI^e Rapp.* 1905, p. 3; *XII^e Rapp.* 1906, p. 164.

³⁾ Comm. intern. des Glaciers, *VIII^e Rapp.* 1902, p. 5; *XI^e Rapp.* 1905, p. 3; *XII^e Rapp.* 1906, p. 164.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers, *VIII^e Rapp.* 1902, p. 5; *X^e Rapp.* 1904, p. 5; *XI^e Rapp.* 1905, p. 3; *XII^e Rapp.* 1906, p. 164.

De 1904 à 1905, recul. Sa valeur n'est pas donnée.
En 1906, recul.

12^o *Hochjochferner*¹⁾. De 1904 à 1902, recul de 4 m.

De 1902 à 1903 recul de 2^m,30.

De 1903 à 1904 recul de 20 m.

De 1904 à 1905 recul (la valeur n'en est pas donnée).

En 1906 recul.

13^o *Spiegelferner*²⁾. De 1891 à 1896, recul total : 66^m,5.

De 1896 à 1897, crue de 10^m,4.

De 1897 à 1902, recul de 18^m,7.

De 1891 à 1902 la régression du glacier s'élève finalement à 75 m.

De 1902 à 1904, recul de 24 m., et de 10^m,50 par an.

De 1904 à 1905, crue de 7 m.

De 1905 à 1906, recul.

14^o *Niederjochferner*³⁾. De 1891 à 1902, recul total devant un repère : 200 m. —

De 1902 à 1904, recul total : 44^m,50, soit 20^m,70 par an.

De 1904 à 1905, recul de 2 m.

De 1905 à 1906, recul de 30^m,8.

De 1906 à 1907, recul d'une vingtaine de mètres.

15^o *Marzellferner*⁴⁾. De 1856 à 1883, régression de 72 m. seulement.

De 1883 à 1891, régression beaucoup plus accentuée, mais de valeur inconnue.

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers, VIII^e Rapp. 1902, p. 5; X^e Rapp. 1904, p. 5; XI^e Rapp. 1905, p. 3; XII^e Rapp. 1906, p. 164.

²⁾ M. Scholtz, Loc. cit. p. 46; Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. 1904, p. 5; Riedinger, Loc. cit.; Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164.

³⁾ M. Scholtz. Loc. cit. p. 43; Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. 1904, p. 5; Riedinger. Loc. cit.; Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164; X. Bericht der Sektion Breslau...

⁴⁾ M. Scholtz. Loc. cit. p. 44; Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, p. 5; Riedinger, Loc. cit.; Comm. intern. des Glaciers. XII^e Rapp. 1906, p. 164; X. Bericht der Sektion Breslau...

De 1894 à 1902. Régression de 117 m. —

De 1902 à 1904. Régression de 37 m., soit de 18^m,5 par an.

De 1904 à 1905. Régression de 9 m. —

De 1905 à 1906. Régression de 13 m. devant un repère et *crue* de 28 m. devant un autre.

De 1906 à 1907 recul d'une quarantaine de mètres.

16^o *Diemferner*¹⁾. De 1893 à 1902, crue de 144 m.

De 1902 à 1904. Décrue de 2^m,70 par an.

De 1904 à 1905. Stationnaire.

De 1905 à 1906. Décrue de 25 m.

17^o *Langtalerferner*²⁾. De 1892 à 1902. Recul total : 423^m,7, dont 54^m,90 depuis 1897.

De 1902 à 1904. Recul total de 27^m,40, soit 13^m,7 par an.

De 1904 à 1905. Stationnaire.

De 1905 à 1906. Stationnaire.

De 1906 à 1907. Recul d'une quarantaine de mètres.

18^o *Rotmoosferner*³⁾. De 1894 à 1892. Recul de 7^m,3 (lobe est).

De 1892 à 1893. Recul de 23^m,7 (lobe est).
de 44^m,9 (lobe ouest).

De 1893 à 1894. Recul de 20^m,4 (lobe est).
de 36^m,4 (lobe ouest).

De 1894 à 1895. Recul de 13^m,8 (lobe est).
de 9^m,7 (lobe ouest).

De 1895 à 1896. Recul de 9^m,8 (lobe ouest).

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers, VIII^e Rapp. 1902, p. 5, et, X^e Rapp. 1904, p. 5 ; Riedinger, Loc. cit. ; Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164 ; X. Bericht der Sektion Breslau...

²⁾ M. Scholtz, Loc. cit. p. 51 ; Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. 1904, p. 5 ; Riedinger, Loc. cit. ; Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164 ; X. Bericht der Sektion Breslau...

³⁾ M. Scholtz, Loc. cit. p. 52 ; Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. 1904, p. 5 ; Riedinger, Loc. cit. ; Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, p. 4, et, XII^e Rapp. 1906, p. 164 ; X. Bericht der Sektion Breslau...

De 1896 à 1897. *Crue* de 0^m,50 (lobe ouest) et de 2^m,30 (lobe est).

De 1897 à 1899. Recul de 20^m,40 (lobe ouest).
de 19^m,9 (lobe est).

De 1899 à 1901. Recul de 10^m,8 (lobe ouest).
de 12^m,1 (lobe est).

De 1901 à 1902. Recul de 1^m,2 (lobe ouest).
de 12 m. (lobe est).

De 1902 à 1904. Recul total de 29 m., soit 14^m,5 par an.

De 1892 à 1904 le lobe gauche a perdu 108 m.

De 1904 à 1905. Recul de 12 m. sur un point. Stationnaire sur un autre.

De 1905 à 1906. Stationnaire.

De 1906 à 1907. Recul de 22 m. environ.

19^o *Gaisbergferner*¹⁾. De 1860 à 1886 recul de 387 m.—

A. Veine blanche ou lobe droit (exposé au sud).

De 1894 à 1895. *Crue*. De 1894 à 1895, sur un point elle atteint 9^m,9.

De 1895 à 1896. Décrue de 9^m,7.

De 1896 à 1897. *Crue* de 9^m,6.

De 1897 à 1899. Décrue de 7^m,2, soit de 3^m,6 par an.

De 1899 à 1901. Décrue de 9^m,6, soit de 4^m,8 par an.

De 1901 à 1902. *Crue* de 4^m,1 sur un point ; décrue de 4^m,7 et de 9,5 sur deux autres.

De 1903 à 1904. Décrue.

De 1904 à 1905. *Crue* de 7 à 1 m.

De 1905 à 1906. Décrue.

De 1906 à 1907. Légère décrue.

B. Veine noire. Lobe gauche (exposé au nord).

De 1894 à 1901. *Crue* de 13^m,8 sur un point.

¹⁾ M. Scholtz, *Loc. cit.* p. 48; Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. 1904, p. 5; Riedinger, *Loc. cit.*; Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, et, XII^e Rapp. 1906, p. 164; X. Bericht der Sektion Breslau...

De 1901 à 1902. Décrue de 3^m,4 sur un point et de 23^m,4 sur un autre.

De 1903 à 1904. Décrue de 1 m. en moyenne.

De 1904 à 1905. Crue de 10 m.

En 1906. Recul. La décrue moyenne des deux lobes est: 25^m,7.

En 1907. Stationnaire.

Résumé. En 1905, sur quatorze glaciers observés cinq sont en crue (le Taufkarferner, le Rofenkarferner, le Mitterkarferner, le Spiegelferner, le Gaisbergferner) ; deux sont stationnaires (Diemferner et Langtalerferner) ; trois en faible recul (Guslarferner, Vernagtferner, Niederjochferner), et quatre autres n'accusent que de faibles pertes. Il y a donc, semble-t-il, tendance marquée à l'atténuation du recul.

En 1906 cette situation a été complètement modifiée. Toutes les pulsations en avant observées l'année précédente sont arrêtées ; un seul glacier, le Marzellferner, présente des symptômes de crue, et trois sont stationnaires, dont deux étaient précédemment en recul ; tous les autres appareils sont en régression. En somme, en 1905 il s'est produit une très légère avancée qui n'a point persistée.

Il y a lieu de remarquer que de 1896 à 1906 trois glaciers, le Taufkarferner, le Spiegelferner et le Mitterkarferner, ont fait deux petites pulsations positives, très courtes et très faibles, au milieu de la décrue générale et le Gaisbergferner trois.

V. ALPES DE STUBAI.

1^o *Berlagsferner*¹⁾. De 1891 à 1892. Recul de 4 m.

De 1892 à 1903. Recul total de 38 m., soit de 3^m,45 par an. Vers 1900-1901 stationnaire devant une petite moraine située à 10 m. en avant du front de 1903.

¹⁾ Berichte über die Wissen. Untern. d. D. u. Ö. A.-V. XXXIII ; Comm. intern. des Glaciers. XI^e Rapp. 1905. p. 4 ; M. Lagally, Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai (Tyrol), in Zeit. f. Gletscherkunde, I, 3, sept. 1906, p. 227.

De 1903 à 1905. Recul total de 8 m. environ, soit de 4 m. par an.

2^o *Alpeinerferner*¹⁾. De 1892 à 1895. Recul total : 64^m,2, soit par an 21^m,4.

De 1895 à 1898. Recul total : 61^m,2, soit par an 20^m4.

De 1898 à 1903. Recul total : 39^m,5, soit par an 7^m,8.

De 1903 à 1905. Recul total : 7 m, soit par an 3^m,50.

De 1905 à 1906. Continuation du recul.

3^o *Daunkogelferner*. De 1891 à 1904. Recul total de 34 m., soit 2^m,60 par an²⁾.

4^o *Fernauferner*³⁾. En 1892. *Crue* de 6 m. —

De 1892 à 1895. Décrue de 5 m.

De 1895 à 1898. Recul total de 2 m., soit de 0^m,66 par an.

En 1898. Nouvelle *crue* de 6^m,5.

En 1903. Le front se retrouve dans la même position qu'en 1894.

De 1903 à 1904. Recul de 2^m,50.

5^o *Sulzenauferner*⁴⁾. De 1895 à 1903. Recul total de 94 m., soit, en moyenne, par an de 11^m,7.

En 1904. En décrue.

6^o *Grübelferner*⁵⁾.

Lobe occidental.

De 1895 à 1904. Recul total de 85^m,50, soit de 9^m,50 en moyenne par an.

¹⁾ Berichte über die Wissen. Untern. des D. u. ÖE. Alpenvereins. XXXIII. Hans Hess, *Gletscherbeobachtungen im Stubai- und Oetztale 1903*, in *Mitt. des D. u. ÖE. A.-V.* 1903, 31 déc., n° 24; Comm. intern. des Glaciers. XI^e Rapp., 1905, p. 4; Max Lagally, *Loc. cit.*; Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp., 1906 p. 164.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, p. 5.

³⁾ Berichte über die Wissen. Untern. — XXXIII: Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp., p. 5.

⁴⁾ Berichte über die Wissen. Untern. — XXXIII: Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, p. 6.

⁵⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, p. 6.

Lobe oriental.

De 1898 à 1904. Recul total de 30 m., soit de 5 m. par an.

7^o *Uebeltaferner* ¹⁾ 1745. En état de maximum.

1847. Egalement en maximum.

Vers 1855. Dernier état de maximum.

De 1855 à 1902. Recul. Il a été le plus intense de 1891 à 1895. De 1886 à 1902 sa valeur annuelle est en moyenne de 40 m.

De 1870 à 1902 la perte en surface a été de 40 ha., soit la vingt-neuvième partie de la superficie que le glacier occupait en 1870 (1197 ha.).

De 1902 à 1903. Recul de 3^m,50.

8^o *Bachfallenferner*. De 1892 à 1903. Recul de 150 m. environ, soit en moyenne de 11^m,50 par an ²⁾.

9^o *Bockkogelferner* ³⁾. De 1898 à 1903. Recul de 25 m.

10^o *Grünauferner* ⁴⁾. En 1895. Crue.

En 1903, le front du glacier se trouve à 14 m. en aval du point où il s'arrêtait en 1892.

De 1903 à 1904. Recul de 5 m.

Résumé. Les dix glaciers des Alpes de Stubai observés en 1904 et 1905 sont en décrue.

Dans ce massif également un appareil, le Fernauferner, a fait, de 1892 à 1898, deux petites crues passagères et de faible ampleur, coupées par une période de cinq ans de décroissance.

¹⁾ IX Internationaler Geologen-Kongress. Führer für die Exkursionen. XII. *Glacialexkursion in die Ostalpen unter Führung von A. Penck und E. Richter* p. 91. Cf. Jean Brunhes et Louis Gobet, *L'excursion glaciaire du X^e Congrès géologique international, synthèse des recherches et des idées de M. Penck*, in *La Géographie*, VIII, 6, déc. 1903. p. 372; Comm. intern. des Glaciers, *IX^e Rapp. 1903*, p. 5.

²⁾ Max Lagally, *Loc. cit.*

³⁾ *Ibid.*

⁴⁾ Berichte über die Wissen. Untern. XXXIII; Comm. intern. des Glaciers. *X^e Rapp. 1904*. p. 6.

VI. ALPES DE ZILLERTAL.

1^o *Gliederferner*¹⁾. De 1885 à 1892. Recul total de 84 m.

De 1892 à 1897. *Crue* de 17 m., soit de 3^m,40 par an.

De 1897 à 1898. *Crue* de 18 m.

De 1898 à 1899. *Crue* de 18 m.

De 1899 à 1904. *Crue* de 34 m., soit de 4^m,85 par an.

De 1904 à 1905. Recul de 2 m.

Donc de 1892 à 1904 avancée de 87 m. environ.

2^o *Waxeggkees*²⁾. 1897. *Crue* de 10 m. —

1898. Continuation de la *crue*.

1899. *Crue* de 8 m.

De 1900 à 1901. *Crue* de 8^m,27
(moyenne de trois repères).

De 1900 à 1902. Crue de 14 m. en moyenne. + 38 m.
dans une région du front.

De 1902 à 1904. Stationnaire devant un lobe. Progrès
0^m,50 devant un autre.

3^o *Hornkees*³⁾. De 1897 à 1900. *Crue*. De 1900 à 1901.

Stationnaire.

De 1901 à 1904. Recul de 3^m,50 par an, en moyenne.

4^o *Schwarzensteinferner*. De 1897 à 1900 décrue. De
1900 à 1901, recul de 9 m.

De 1901 à 1902. Recul de 2 m.⁴⁾.

¹⁾ Berichte über die wissenschaftlichen Unternehmungen des D. u. ÖE. Alpenvereins. XXXVII. Nachmessungen am *Gliederferner* im Jahre 1904, von S. Finsterwalder, in Mitt. des D. u. ÖE. A.-V. Jahrgang 1905, n° 5, 15 mars; Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, XI^e Rapp. p. 6, et, XII^e Rapp. 1905, p. 4.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, VIII^e Rapp. 1902, p. 6; X^e Rapport 1804, p. 6.

³⁾ Comm. intern. des Glaciers. VIII^e Rapport 1902, p. 6; X^e Rapp. 1904, p. 6.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers. VIII Rapp. 1902, p. 6.

5^o *Weisskarferner*¹⁾. En 1898 stationnaire. De 1898 à 1904, recul total de 20 m., soit en moyenne, de 3^m,30 par an. De 1904 à 1905 recul de 10 m.

6^o *Furtschagelkees*²⁾. En 1897 crue de 26 m. ; en 1898 et 1899 stationnaire. De 1899 à 1906 recul total de 30 à 50 m., soit de 4^m,28 à 7^m,10 par an.

7^o *Floitenkees*³⁾. De 1897 à 1899 crue de 27 m. — De 1899 à 1906 recul total de 16 à 18 m., soit en moyenne de 2^m,28 à 2^m,57 par an.

Sur les sept glaciers observés dans le Zillertal de 1900 à 1906 cinq sont en recul marqué, un en recul atténué et un stationnaire.

VII. MASSIF DU GROS-VENEDIGER.

1^o *Umbalkees*. De 1901 à 1904 recul total : 35 m., soit en moyenne 11 à 12 m. par an. Il y a accentuation de la régression par rapport à la pentade 1896-1901 durant laquelle le recul moyen annuel n'avait été que de 5 à 6 m.⁴⁾ — Depuis 1904 le mouvement paraît s'être encore accentué ; de 1904 à 1905 la perte en longueur à la bouche de sortie du torrent a été de 23 m. — ⁵⁾.

2^o *Simonykees*. De 1901 à 1904, recul moyen total du lobe gauche : 5^m,53 ; recul moyen annuel : 1^m,8 ; recul moyen total du lobe droit : 17^m,8 ; recul moyen annuel : 5^m,9⁶⁾. De 1904 à 1904 la régression moyenne annuelle de l'ensemble du front a donc été de 2^m,5. Le recul paraît s'atténuer par rapport à la période 1896-1901.

¹⁾ Bericht über die Wissen. Untern. XXXVII ; Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, p. 4.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164.

³⁾ Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 164.

⁴⁾ H. Reishauer, *Revision der Gletschermarken in Venedigergebiete (Sommer 1904)*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, II, 2, nov. 1907, p. 146.

⁵⁾ Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, p. 4.

⁶⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.*, p. 145.

3^o *Maurerkees*. De 1901 à 1904, recul total moyen du lobe droit : 37^m,9 ; recul moyen annuel : 12^m,6 ; recul total du lobe gauche : 8 m. — Le recul moyen annuel de l'ensemble de l'appareil a donc été de 10^m,6 ¹⁾.

De 1904 à 1905 continuation du recul : 8^m,4 environ ²⁾.

De 1896 à 1901 la régression moyenne annuelle avait été de 15^m,5 ; il y a donc atténuation du recul ³⁾.

La déglaciation a également eu ici pour effet d'entraîner la fragmentation de deux glaciers.

En 1860 le Maurerkees et le Simonykees étaient si complètement unis qu'ils ne semblaient former qu'un seul appareil ; aujourd'hui ils sont complètement distincts. En 1887 la largeur de l'espace qui les sépare était de 240 m. de 480 m. en 1896, et, de 580 m. en 1904 ⁴⁾ — Ces nombres donnent une excellente représentation de la valeur du recul de la glaciation à ces diverses époques et confirment l'atténuation actuelle du phénomène.

4^o *Dorferkees*. Recul très intense. De 1901 à 1904 recul moyen annuel, 30 m., la même valeur que pendant la période 1896-1901 ⁵⁾. Seulement en un an (1902-1903) devant un repère placé en aval de la porte de droite de l'appareil la perte en longueur a été de 52 m. ⁶⁾ !

En 1905 la perte du glacier depuis 1901 s'élève à 125 m. ⁷⁾.

5^o *Rainerkees*. De 1901 à 1904 faible recul ⁸⁾.

6^o *Müllwitzkees*. De 1896 à 1904, recul total de 104 m., dont 32^m,5 depuis 1901. Pendant la période 1901-1904 le recul moyen annuel a donc été de 10^m,8, contre 15 m. durant la période 1896-1901 ⁹⁾, et 17 m. ¹⁰⁾ en 1902-1903.

¹⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.* p. 145.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, p. 4.

³⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.*, p. 145.

⁴⁾ *Ibid.*, p. 144.

⁵⁾ *Ibid.* p. 144.

⁶⁾ *Nachmessung von Gletschermarken durch Bergführer 1903*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.*, 1904, 30 nov., n° 22, p. 274.

⁷⁾ Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, p. 4.

⁸⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.*, p. 144.

⁹⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

¹⁰⁾ *Nachmessungen von Gletschermarken durch Bergführer 1903*.

Depuis 1904 le recul s'est probablement aggravé ; en effet le Rapport de la Commission internationale pour 1905 (p. 4) indique que la perte en longueur du glacier de 1904 à 1905 a été de 67 m. ; elle se serait donc élevé à 34 m. dans la seule année 1904-1905.

7° *Schlattenkees*. 1904. Stationnaire.

8° *Viltragenkees*¹⁾. De 1901 à 1904 décrue totale : 23 mètres, soit de 6^m,66 par an.

9° *Krimmerlerkees*. De 1899 à 1901 en crue, de 1901 à 1902 décrue de 47 m.²⁾ ; de 1902 à 1903 stationnaire³⁾ ; de 1905 à 1906 recul de 4 m. devant le lobe principal et de 20 m. devant le lobe droit⁴⁾.

10° *Obersulzbachkees* De 1901 à 1903. Recul total moyen de 20^m,60, soit recul moyen par an de 10^m,30⁵⁾.

De 1903 à 1904. En décrue⁶⁾.

De 1904 à 1906. Recul moyen total : 20 m.⁷⁾. —

11° *Undersulzbachkees*. Antérieurement à 1900 a subi la petite crue de la fin du XIX^e siècle et a atteint cette année là son maximum. Ensuite stationnaire en 1903⁸⁾.

Résumé. Aucun des onze glaciers du massif du Venediger observés en 1903, 1904, 1905, 1906, n'est en crue. Deux sont stationnaires (*Krimmlerkees* [1903] et *Schlattenkees* [1904]) ; un n'accuse qu'une très faible perte de 1902 à 1903 (*Undersulzbachkees*). La décrue, paraît s'atténuer sur les autres appareils.

¹⁾ H. Reishauer, *Loc. cit.*, p. 143.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, *VIII^e Rapp.* 1902.

³⁾ Comm. intern. des Glaciers, *IX^e Rapp.* 1903.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers, *XII^e Rapp.* 1906, p. 164.

⁵⁾ *Nachmessung von Gletschermarken*.

⁶⁾ Comm. intern. des Glaciers, *X^e Rapp.* 1904, p. 6.

⁷⁾ Comm. intern. des Glaciers, *XII^e Rapp.* 1906, p. 165.

⁸⁾ *Nachmessungen von Gletschermarken...*

VIII. MASSIF DU GROS GLOCKNER.

1° *Pasterzenkees*. Ce glacier, le plus grand des Alpes orientales, est depuis 1901 régulièrement observé par le professeur Hans Angerer, de Klagenfurt, qui continue ainsi l'œuvre commencé en 1882 par le regretté Ferdinand Seeland.

De 1901 à 1902. Mouvements divers Devant 3 repères progrès de 6 m., 2^m,5 et de 7^m,5 ; devant quatre autres recul de 4^m,50 de 4^m,8, de 1 m. et de 8^m,8 ¹⁾.

De 1902 à 1903. Recul devant sept repères, variant de 16^m,6 à 0^m,3, et, progrès de 4^m,3 et de 0^m,30 devant deux autres.

Sur un profil tracé à la base du Glockner la vitesse annuelle d'écoulement augmente et passe de 43^m,6 en 1902 à 48^m,2 ²⁾.

De 1903 à 1904. Recul moyen de 7^m,6 et affaissement sensible du corps du glacier. Sur le profil la vitesse moyenne annuelle de six pierres est de 33^m,9 et la vitesse annuelle maxima est 49 m., soit une augmentation par rapport à 1902-1903 ³⁾.

De 1904 à 1905. Recul moyen de 3^m,6 environ. Il atteint 30 m. devant un repère.

¹⁾ Dr Hans Angerer, *Beobachtungen am Pasterzengletscher in den Jahren 1900, 1901, und 1902*, in *Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpencvereins*, 1903, n° 19. 15 oct. p. 231 ; Dr Hans Angerer, *Beobachtungen am Pasterzengletscher in den Jahren 1900, 1901 und 1902 nebst einem Rückblick über die Ergebnisse den 23 jährigen Studien Seelands*, in *Carinthia II* (Mitt. des naturhistorischen Landesmuseum für Kärnten). Jahrgang 1902, 4, 5, 6.

²⁾ Dr Hans Angerer, *Beobachtungen am Pasterzengletscher im Jahre 1903*, in *Carinthia II*, 1903, n° 6.

³⁾ Dr Hans Angerer, *Beobactungen am Pasterzengletscher in den Jahren 1904 und 1905*, in *Carinthia II*. Klagenfurt, n° 3, 1906.

En même temps continuation de l'affaissement du glacier. La vitesse annuelle d'écoulement demeure sensiblement la même que celle de l'année précédente : 32^m,8 pour les six pierres observées en 1904 et 31 m. pour l'ensemble du profil ¹⁾.

De 1905 à 1906. recul moyen de 7^m,7. — Affaissement sur le profil à la base du Glockner. Dans le cirque supérieur émersion de rochers précédemment couverts ²⁾. En 1905-1906 la vitesse annuelle moyenne de six pierres s'est abaissée à 31^m,3.

De 1906 à 1907. Stationnaire pour ainsi dire. Le recul moyen peut être évalué à 1^m,2. Devant trois repères on constate une poussée en avant; la plus accusée est de 13^m,5 ³⁾.

De 1907 à 1908. Recul moyen: 19^m,5. Dans la partie supérieure du glacier l'affaissement atteint 4 m. — C'est la régression la plus accusée qui se soit produite depuis plusieurs années ⁴⁾.

2^o *Ködnitzkees*. De 1901 à 1902, recul, à gauche, de 6^m,20, à droite, de 8 m. ; moyenne: 7 m. ⁵⁾.

¹⁾ Dr Hans Angerer, *Beobachtungen..... in den Jahren 1904 und 1905.*

²⁾ Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogelgebiete und ander Pasterze im Sommer 1906*, in *Carinthia II*, n^{os} 5 et 6, 1906.

³⁾ Dr Hans Angerer, *Beobachtungen am Pasterzengletscher im Sommer 1907*, in *Carinthia II*, n^{os} 5 et 6, 1907, p. 109.

⁴⁾ Dr Hans Angerer, *Beobachtungen am Pasterzengletscher im Sommer 1908*, in *Carinthia II*, 1908, n^{os} 4, 5 et 6, p. 167.

⁵⁾ Berichte über die Wissen. Untern. d. D. u. ÖE. A.-V. XXXII.

De 1902 à 1903, recul, à gauche, de 4^m,30, à droite,
de 5 m., moyenne : 3^m,20 ¹⁾.

De 1904 à 1905. recul de 4^m,5 ²⁾.

3^o *Graues Kees (Teischnitzkees)*. De 1901 à 1902. Recul
de 11^m,5 ³⁾.

De 1902 à 1903. Recul de 7 m. ⁴⁾.

De 1904 à 1905. Recul de 7 m. ⁵⁾.

IX. MASSIF DU SONNBLICK.

1^o *Weissenbachkees*. De 1900 à 1905 décrue totale de
58 m. devant un repère et de 2 m.
devant un autre ⁶⁾.

2^o *Krumlkees*. De 1900 à 1902 ⁷⁾, crue de 7^m,5. De
1902 à 1905 ⁸⁾, crue de 3 m.

3^o *Goldbergkees*. 1902. Très fort recul ⁹⁾.

De 1902 à 1905. Recul total moyen : 41 m. Pendant
cette période la régression a été
très variable devant les différents
repères: Repère 1: 8 m.; Repère 2:
33^m,4 ; Repère 3 (devant le front):
62 m. ; lobe droit : 30 m. — ¹⁰⁾.

4^o *Wurtenkees*. De 1900 à 190?. Recul total de 15 m. ¹¹⁾.

De 1902 à 1905. Recul total de 21 m. devant un re-

¹⁾ *Nachmessungen von Gletschermarken durch Bergführer 1903*.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, XI^e Rapp. 1905, p. 4.

³⁾ Berichte über die Wissen. Untern. XXXII.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers, IX^e Rapp. 1903, p. 7.

⁵⁾ Id. XI^e Rapp. 1905, p. 4.

⁶⁾ Gustave Götzinger, *Nachmessungen an den Gletschern der Goldberg-Gruppe in den Hohen Tauern in Jahre 1905*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, 1, 4, fév. 1907, p. 311.

⁷⁾ Fritz Machacek, *Gletscherbeobachtungen in der Sonnblick-Gruppe*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.* 1902, n° 23, p. 281.

⁸⁾ Gustav Götzinger, *Loc. cit.*, p. 310.

⁹⁾ Fritz Machacek, *Loc. cit.*

¹⁰⁾ Gustav Götzinger, *Loc. cit.*, p. 306.

¹¹⁾ Fritz Machacek, *Loc. cit.*

père et de 5 à 6 m. devant deux autres. Un pointement rocheux voisin du front, qui en 1900 était couvert, était en 1905 complètement dégagé ¹⁾.

3^o *Kleines Fleisskees.* En 1900 ²⁾, légère crue, puis de 1900 à 1902 décrue.

De 1902 à 1905. Crue totale de 7^m,6 ; toutefois le glacier n'est pas encore revenu à la position qu'il occupait en 1900-1901 ³⁾.

Dans le massif du Sonnblick, comme dans le reste du Tyrol, le régime dominant est la régression ; en 1905 deux appareils seulement avançaient. Ces deux crues étaient très faibles ; l'une, celle du Krumlkees, n'a pas dépassé 10 m. en cinq ans, la seconde, au Kleines Fleisskees, a été encore plus faible, mais elle a présenté cette particularité intéressante d'avoir été interrompue par une régression pendant deux ans.

X. HOCHALMSPITZE ET ANKOGEL ⁴⁾.

Hochalmkees. De 1898 à 1901. Recul total moyen

¹⁾ Gustav Götzinger, *Loc. cit.* p. 307.

²⁾ Fritz Machacek *Loc. cit.*

³⁾ Gustav Götzinger, *Loc. cit.* p. 309.

⁴⁾ Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogel- und Hochalpenspitzegebiete im Sommer 1902*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.* 1903 n° 12, 30 juin, p. 149 ; *Die Gletscherbeobachtungen im Ankogel-Hochalpenspitzegebiete im Sommer 1903*, in *Carinthia II*. Klagenfurt, 1904, 4 et 5; *Berichte über die Wissenschaftliche Unternehmungen des D. u. Ö. A.-V.-XL.* Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogel- und Hochalpenspitzegebiete in den Jahre 1898 bis 1904*, in *Mitt. des D. u. Oe A.-V.* 1905, n° 16, 31 août, p. 187 ; Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogel-Hochalpenspitzegebiete im Sommer 1904*, in *Carinthia II*, n°s 4 et 5, 1904, p. 7 ; Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogelgebiete und an der Pasterze im Sommer 1906*, in *Carinthia II*, n°s 5 et 6, 1906, p. 180 ; *Comm. intern. des Glaciers, IX Rapp.* 1905, p. 4 ; *Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp.* 1906, p. 165.

devant six repères : 30 m. ; soit par an; 10 m. Sur un point il s'élève à 51^m,5 et sur un autre s'abaisse à 6^m,5.

De 1901 à 1902. Recul : 5^m,4 (moyenne de quatre repères). Sur un point il atteint 8 m., sur un autre s'abaisse à 3^m,5.

De 1902 à 1903. Recul de 7^m,5 (moyenne de cinq repères),

De 1903 à 1904. Recul de 7^m,3 (moyenne de sept repères).

De 1904 à 1905. Recul.

De 1905 à 1906. Recul.

De 1904 à 1906 la valeur moyenne de la régression totale est de 8^m,6 et de la régression annuelle de 4^m,3. —

2^o *Kleinelandkees.* De 1898 à 1901. Décrue totale de 38^m,3 (moyenne de cinq repères).

De 1901 à 1902. Décrue de 5^m,5 (moyenne de huit repères).

De 1902 à 1903. Décrue de 9^m,9 (id.).

De 1903 à 1904. Décrue de 9^m,6 (id.).

De 1904 à 1905. Décrue.

En 1904 la vitesse annuelle d'écoulement a légèrement augmenté ; néanmoins la décroissance a continué en 1905.

3^o *Grosselendkees.* 1900. *Petite crue* atteignant au maximum 6 m. sur un point par rapport à 1898.

De 1900 à 1901. Légère décrue de 4 à 0^m,50 devant cinq repères et crue de 1 m. devant un sixième.

De 1901 à 1902. *Crue* de 2^m,7.

De 1902 à 1903. *Crue* de 4^m,5 (moyenne de six rep.)

De 1903 à 1904. *Crue* de 4^m,4 (id.).

De 1904 à 1906. *Crue totale moyenne* : 4^m,8.

En résumé, dans le Tyrol autrichien comme dans les autres parties des Alpes et dans le monde entier, le régime dominant est la décrue. Sur 69 glaciers observés pendant la période 1900-1905, 59 sont en recul. La régression paraît, toutefois, s'atténuer en général.

Les dix cas de crues relevés de 1900 à 1905 sont les dernières manifestations de la variation positive secondaire qui a marqué la fin du XIX^e siècle. Trois des glaciers qui avançaient en 1905, le Taufkarferner, le Mitterkarferner, le Spiegelferner (Ötztal) avaient déjà éprouvé entre 1890 et 1900, une petite crue épisodique. Un quatrième, le Gaisbergferner (Ötztal), en progression en 1905, a également subi de 1890 à 1900 plusieurs petites poussées en avant d'une très faible durée, arrêtées par des décrues. Enfin le Suldenferner (Ortler), en crue de 1894 à 1904, a vu son mouvement de progression arrêté de 1899 à 1901 par une décrue.

Ces pulsations positives ont été, croyons-nous, déterminées par la descente d'une ou de plusieurs petites ondes de glaces qui, grâce, à des conditions topographiques favorables des appareils considérés, se sont propagées jusqu'à leurs fronts et ont déterminé leur progression. D'autre part, suivant toute vraisemblance, la fusion a exercé un rôle dans la production de ces à-coups, et les petites phases de décroissance qui ont séparé les poussées en avant sont dues à des aggravations momentanées de l'ablation. Telle paraît être notamment la cause des régressions du Suldenferner de 1899 à 1901, du Gross Elendkees de 1900 à 1901 et de 1904 à 1905.

Les observations exécutées dans le Tyrol autrichien, comme celles accomplies dans le massif du Mont-Blanc, montrent que la loi dite de longue périodicité ne saurait être acceptée d'une manière absolue et que dans l'intérieur d'une période de crue ou de décrue se manifestent de petits mouvements de sens contraire. Les variations glaciaires peuvent être représentées par de grandes courbes accidentées de petites dents de scie.

ITALIE ET TYROL ITALIEN

Dans la région italienne les observations glaciaires sont encore très fragmentaires, et on doit souhaiter que l'œuvre poursuivie dans les Alpes dolomitiques et sur le revers méridional du Mont-Rose par le professeur Olinto Marinelli et le Dr Giotto Dainelli soit étendue aux autres parties italiennes des Alpes.

I. MASSIF DU GRAND PARADIS.

1^o *Glacier de Trajo.* De 1896 à 1903 paraît avoir grossi et s'être quelque peu allongé ¹⁾.

2^o *Glaciers du Valnontey.* Alors qu'en 1865 les glaciers de Tzasset, de la Tribulation, du Grand Croux, et du Money confluait et ne formaient dans leur partie inférieure qu'un seul et même appareil de vallée, en 1874 ils étaient dissociés et retirés chacun dans leurs vallons respectifs, ayant perdu une longueur de 750 m. en neuf ans ²⁾.

En 1881 cette retraite prit fin. De 1883 à 1885 le Grand Croux et la Tribulation firent une crue de 800 m.³⁾ et leurs extrémités inférieures vinrent de nouveau se souder, tandis que le glacier de Money reculait de 40 m.

Le régime de ces appareils est ensuite inconnu. Nous savons seulement que de 1895 à 1903 les glaciers de la

¹⁾ Francesco Porro, *Nuove Osservazioni sui Ghiacciai del Gran Paradiso e del Monte Bianco*, in *Boll. del Club Alpino Italiano*. Vol. XXXVI, n° 69, Turin, 1903, p. 126.

²⁾ F.-A. Forel, *Les variations périodiques des Glaciers des Alpes*. Cinquième rapport 1884, in *Jahrb. des Schweizer Alpenclubs*, XX, Berne, 1885.

³⁾ F.-A. Forel. *Ibid.* Sixième rapport 1885, in *Jahrb. des Schweizer Alpenclubs*, XXI, Berne, 1886.

Tribulation et du Grand Croux se sont légèrement retirés, le dernier de 10 m., tandis que le Money manifestait des mouvements divers, sa partie nord avançant de 10 m. et sa partie sud rétrogradant de 25 m. environ ¹⁾.

La crue secondaire de la fin du XIX^e siècle a donc affecté le massif du Grand Paradis et est actuellement en voie d'extinction.

II. CRÈTE-FRONTIÈRE ENTRE LE PETIT SAINT-BERNARD ET LE COL DE LA SEIGNE (VERSANT ITALIEN).

En 1904 les glaciers de Lavaye, des Arièreys, du Breuil, de Chavannes présentaient des traces évidentes de régression et d'affaissement ²⁾.

III. MASSIF DU MONT-BLANC.

1^o *Glacier d'Estelette.* De 1898 à 1904 la langue de droite a disparu, tandis que celle de gauche paraît avoir progressé légèrement ³⁾

2^o *Glacier de l'Allée Blanche.* De 1897 à 1904, recul de 35 m. à droite et de 3 à 4 m. à gauche ⁴⁾.

3^o *Glacier du Miage.* En 1904 traces de crue sur plusieurs lobes ⁵⁾.

4^o *Glacier de la Brenva.* De 1878 à 1891 crue ⁶⁾. De 1878 à 1881 la progression ne fut pas inférieure à 50 m.

¹⁾ Francesco Porro, *Loc. cit.*

²⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, p. 9.

³⁾ *Ibid.* p. 9.

⁴⁾ *Ibid.* p. 10.

⁵⁾ *Ibid.* p. *ibid.*

⁶⁾ F.-A. Forel. *Les Variations périodiques des Glaciers des Alpes.* Cinquième rapport 1884, in *Jahr. d. Schw. Alpenclub.* XX., et carte II jointe au Treizième Rapport 1892, in *Jahr. d. Schw. Alpenclub.* XXVIII.

environ ; pendant l'hiver 1890-1891 le glacier menaça un chalet¹⁾.

De 1897 à 1903 recul important²⁾.

5^o *Glacier des Grandes Jorasses.* En 1904 stationnaire³⁾.

6^o *Glacier de Gruetta.* De 1897 à 1904 faible recul⁴⁾.

7^o *Glacier de Triolet.* De 1897 à 1904 faible recul⁵⁾.

8^e *Glacier du Pré-de-Bar.* De 1897 à 1904 recul total de 33 m.⁶⁾.

IV. MASSIF DU MONT-ROSE (VERSANT ITALIEN).

1^o *Glacier Grande di Verra.* De 1901 à 1904 recul très marqué⁷⁾.

2^o *Glacier du Lys.* Après s'être retiré de 25 m. de 1901 à 1902, le front, à la bouche de sortie du torrent, a fait, de 1902 à 1904, une petite poussée en avant de 9 m.⁸⁾.

3^o *Glacier d'Indren.* De 1901 à 1904 léger recul (6m,80 à 2 m.)⁹⁾.

V. ALPES BERGAMASQUES.

Le glacier sis au Sud-Est de la Coca, la vedretta del Trobio, et la vedretta del Costone, tous trois situés dans le bassin supérieur du Serio, sont en léger recul (1906)¹⁰⁾.

VI. VERSANT ITALIEN DU BERNINA.

1^o *Glacier della Ventina.* De 1899 à 1907 recul total de 65 m. devant le front, soit de 8 m. environ par an ;

¹⁾ Francesco Porro. *Loc. cit.*

²⁾ Comm. intern. des Glaciers. XI^e Rapp. p. 11.

³⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. p. 10.

⁴⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

⁵⁾ *Ibid.*, p. *ib id.*

⁶⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. p. 10.

⁷⁾ G. Dainelli, *Alcune notizie sopra i ghiacciai delle valli di Gressoney e di Ayas (Gruppo del M. Rosa)*, in *Zeit. d. Gletscher-kunde*, I, 4, p. 283.

⁸⁾ *Ibid.*, p. 267.

⁹⁾ *Ibid.* p. 265.

¹⁰⁾ Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906, p. 167.

de 24 m. sur la rive gauche, soit de 3 m. environ par an ; de 28^m,10 sur la rive droite, soit de 3^m,5 par an ¹⁾.

2^o *Glacier de la Disgrazia.* De 1899 à 1907, devant le front recul total de 83^m,35, soit de 10^m,40 par an ²⁾.

3^o *Glacier de Scersen.* De 1899 à 1907, devant le front recul total de 44^m,5, soit de 5^m,56 par an ³⁾.

4^o *Glacier de Fellaria.* De 1899 à 1907, recul total du lobe gauche, 70 m. ; du lobe médian chargé de moraines, 30 m. ⁴⁾.

VIII. MASSIF DE L'ADAMELLO.

1^o *Vedretti del Mandron.* En recul. La diminution de la langue suspendue de cet appareil, de 1895 à 1905, est représentée graphiquement par la fig. XVII empruntée au mémoire du professeur Marson ⁵⁾.

De 1899 à 1905 le recul total de cette langue a été de 47^m,8 ⁶⁾.

2^o *Vedretta della Lobbia.* De 1899 à 1905, recul total de 41 m., devant un repère, soit par an de 7 m. ⁷⁾. — Le lobe gauche est affecté par une régression plus accusée que le lobe droit.

VIII. ALPES DOLOMITIQUES.

1^o *Glacier de la Marmolada.* (Surf. 4 km²). Le seuil

¹⁾ D. Sangiorgi e L. Marson, *Sulle variazioni dei ghiacciai italiani del Gruppo del Bernina*, in *Atti della Soc. Ligustica di Scienze naturali e geografiche*, vol. XIX, 1908. Gênes.

²⁾ *Ibid.*

³⁾ *Ibid.*

⁴⁾ *Ibid.*

⁵⁾ L. Marson, *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio)*, in *Soc. geografica italiana, Bollettino*, Fasc. VI, 1906.

⁶⁾ H. Reishauer, *Revision einiger Gletschermarken in der Presanella-Adamello Gruppe (Sommer 1906)*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, II, 4, avril 1903, p. 312.

⁷⁾ *Ibid.*, p. 311.

d'une grotte-refuge creusée, à l'altitude de 3045 m., dans la paroi rocheuse encadrant à l'ouest ce glacier, sert d'échelle nivométrique dans le cirque supérieur de cet appareil, comme les grottes du comte H. Russel-Killough sur le bord du glacier d'Ossoue, au Vignemale.

En août 1877, lors de notre ascension à la Marmolada, l'entrée de la grotte se trouvait à 6 ou 7 m. au-dessus du niveau du glacier. Deux ans plus tard elle était masquée par un gonflement de la glace et en 1884 complètement enfouie. Cet état de choses persista jusqu'en 1900. A partir de cette date le niveau du glacier s'abaissa rapidement et à la fin de septembre 1902 l'entrée de la grotte non seulement se trouvait complètement dégagée, mais encore dominait le glacier d'un mètre¹⁾.

Ce gonflement n'a donné lieu à aucune poussée en avant du front. De 1876 à 1907 la régression a été constante, mais peu accentuée; pendant cette période le glacier a perdu seulement de 3 à 4 pour cent de sa surface primitive²⁾.

De 1905 à 1907 recul moyen annuel : 5 m. —³⁾.

2^o *Glacier central du Sorapis*⁴⁾. Superficie : 5,6 ha. — Altitude du front : 2185 m. — Recul moyen devant 2 repères de 1897 à 1899 : 1^m,55 ; de 1899 à 1901 : 0^m,70 ; de 1900 à 1901 : 1^m,45 ; de 1901 à 1902 : 0^m,60 ; de 1902 à 1903 : 0^m,50 ; de 1903 à 1905 : 0^m,80 soit 0^m,40 par an.

3^o *Glacier du Cristallo*⁵⁾. Superficie 22 ha. Altitude du

¹⁾ Olinto Marinelli, *Studi orografici nelle Alpi Orientali*, in Societa Geografica italiana, *Bulletino*, Rome. Fasc. I. 1904. (p. 64 du tirage à part).

²⁾ *Gletscherforschungen in den südlichen Kalkalpen (Dolomiten)*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, II, 5, juillet 1908, p. 364.

³⁾ *Ibid.*

⁴⁾ Dr Antonio Renato Toniolo, *Riscontri su recenti oscillazioni dei ghiacciai dei gruppi Sorapiss e Cristallo nelle Alpi Cadorene (Autunno 1905)*, in *Rivista Geografica italiana*. Florence. Ann. XIII, Fasc. VIII, octobre 1906, p. 453.

⁵⁾ *Ibid.*

front : 2292 m. (moyenne). Recul moyen devant deux repères, de 1897 à 1899 : 2^m,72, soit 1^m,36 par an ; de 1899 à 1901 : 16^m,72, soit 8^m,36 par an ; de 1901 à 1902 : 2^m,25.

De 1903 à 1907 recul moyen annuel : 4 m.

La régression de ces appareils semble donc en voie d'atténuation.

4^o *Glacier du Popena*¹⁾. Superficie : 8,4 ha. — Altitude du front : 2318 m.

Recul de 1902 à 1903 : 0^m,50.

5^o *Glaciers delle Marmarole*²⁾.

a) Glacier est del Froppe. Recul de 7 m. de 1900 à 1903.

b) Glacier ouest del Froppe. Recul de 6 m. de 1900 à 1903.

6^o *Glacier ouest de l'Antelao*³⁾. De 1897 à 1903, recul insignifiant.

7^o *Névé du versant ouest du Pelmo*⁴⁾. Stationnaire de 1888 à 1902, a fondu en grande partie en 1903 et s'est finalement trouvé réduit à trois petites plaques.

IX. ALPES JULIENNES.

Glaciers occidental et oriental du Canin. D'après les observations du professeur O. Marinelli⁵⁾, le régime de ces deux glaciers se résume ainsi :

1^o De 1893 à 1897 recul constant.

2^o De 1897 à 1900 allure incertaine.

3^o A partir de 1900 reprise très nette du recul.

¹⁾ Dr Antonio Renato Toniolo, *Loc. cit.*

²⁾ Comm. intern. des Glaciers. IX^e Rapp. 1903, p. 9.

³⁾ *Ibid.*

⁴⁾ L. Marson, *Nevai di Circo e tracce carsiche e glaciali nel gruppo del Cavallo con altri contributi allo studio dell'antico ghiacciaio della Piave*, in Società geografica Italiana. *Bulletino*. III. 1905.

⁵⁾ O. Marinelli, *Studi orografici nelle Alpi Orientali*. XXI, in Soc. Geografica Italiana. *Bulletino*. Serie IV. Vol. V. n° 2, fév. 1904, p. 110. Rome.

Les mesures exécutées par le professeur Marinelli le 28 septembre 1901 donnent la perte totale de ces deux glaciers depuis plusieurs années.

<i>Glacier occidental.</i>	Front Ouest.	Repère 1	17 m. depuis 1897 (4 ans)
		— 2	17,50 —
		— 3	25,50 depuis 1896 (5 ans)
		— 4	14 —
		— 5	3 depuis 1900 (1 an).
		— 6	11 depuis 1897 (4 ans)
	Front Est	— 7	1,20 depuis 1900 (1 an)
		— 8	0,45 —
<i>Glacier oriental.</i>		1	2 ^m ,80 depuis 1896 (5 ans)
		2	4,55 depuis 1900 (1 an).
		3	0,40 depuis 1896 (5 ans)

X. ALPES VÉNITIENNES.

Massif du Cavallo. Bien que son point culminant ne dépasse pas 2254 m., le massif du Cavallo porte de petits névés, grâce à la protection que leur offrent les formes topographiques du terrain.

L'étendue de ces dépôts traduit immédiatement et très nettement les influences météorologiques dominantes de l'année ; par suite ces appareils peuvent être considérés comme des enregistreurs de la résultante des divers phénomènes climatiques.

Voici quelles ont été, d'après le professeur Marson, les fluctuations de ces nappes :

En 1902, enneigement progressif. Les névés du Val di Piera supérieur ont augmenté par rapport à 1901 et acquis l'épaisseur et l'étendue qu'ils présentaient en 1900¹⁾. En 1903 mouvement divers ; ces névés accusent une diminution par rapport à l'année précédente, tandis que d'autres situés plus haut sont en voie d'augmentation.

¹⁾ L. Marson. *Nevai di circo e tracce carsiche e glaciali nel gruppo del Cavallo*, in Societa geografica Italiana. *Bulletino*. Ser. IV. Vol. IV, XII, Déc. 1903 p. 989.

En 1904 diminution¹⁾; puis en 1905 se manifeste une augmentation générale, surtout en épaisseur²⁾.

En résumé, dans les Alpes italiennes les glaciers décroissent actuellement, mais moins rapidement, semble-t-il, qu'il y a une vingtaine d'années. Ils ont éprouvé la variation positive secondaire de la fin du XIX^e siècle, avec les mêmes caractères que ceux qui ont affecté ce phénomène dans les autres parties des Alpes. Durant ces cinq dernières années trois appareils du versant italien ont manifesté de petites poussées en avant épisodiques, dues, suivant toute vraisemblance, à la propagation d'ondes de glace jusqu'aux fronts par suite de conditions topographiques favorables. Ce sont le Money (Grand Paradis), qui a fait une pulsation de 10 m. entre 1895 et 1903, le Miage, qui en 1904, manifestait des symptômes de crue, et le Lys, lequel de 1902 à 1904 a avancé de 9 m. —

NORVÈGE

En Norvège les variations des glaciers sont observées par le Dr J. Rekstad et par M. P. A. Öyen.

Nous ne saurions trop appeler l'attention sur les rapports du Dr Rekstad. Ce sont les modèles du genre par la précision de leur rédaction comme par l'abondance de leur illustration documentaire³⁾. Chaque notice consacrée à un glacier est accompagnée d'un croquis indiquant la position des repères et des moraines, et de photographies représentant les positions successives du front des appareils. Les figures XVIII, XIX, XX, XXI, XXII, XXIII, emprun-

¹⁾ L. Marson. *Nevai di circo e tracce carsiche e glaciali nel gruppo del Cavallo con altri contributi allo studio dell'antico ghiacciaio della Piave*, in Società geografica Italiana, 1905, III, p. 179.

²⁾ Luigi Marson. *Sulle oscillazioni dei nevai di circo. Gruppo del Cavallo (Val di Piera). Osservazioni fatte nel 1905*, in Società geografica italiana. *Bulletino*. VII, 1906, Rome.

³⁾ Voir notamment *Fra Jostedalsbræen*, in *Bergens Museums Aarbog*, Bergen, 1904, n° 1.

tées aux rapports du Dr Rekstad, montrent l'intérêt de cette iconographie. Les mémoires de notre confrère norvégien sont complétés par des renseignements climatiques concernant l'année à laquelle se réfèrent les observations.

Enneigement et phénomènes climatiques.

L'été 1901, a été, en Norvège comme en Suède, extraordinairement chaud et sec¹⁾. En juillet la température fut de 3° supérieure à la normale sur le versant ouest du relief norvégien et de 5° sur le versant est. Durant ce mois, dans tous les massifs glacés de la péninsule on observa des maxima de 30°. Dans 60 pour cent des stations du réseau météorologique norvégien, jamais auparavant d'aussi hautes températures n'avaient été relevées. Cette chaleur anormale détermina, non seulement un recul très accentué des glaciers, mais encore la fusion complète d'un grand nombre de névés supérieurs. De mémoire d'homme jamais les montagnes n'avait été aussi découvertes.

1901 marque un tournant dans l'histoire climatologique de la Norvège. A l'été chaud de cette année-là a succédé, en effet, une série d'été froids et d'hivers neigeux, comme l'indique le tableau suivant établi par le Dr J. Rekstad, d'après les observations des six stations météorologiques situées aux environs du Jostedalsbræ²⁾.

	1902	1903	1904	1905	1906
Ecart de la température annuelle par rapport à la normale.	- 0°,5	+ 0°,3	- 0°,1	+ 0°,2	+ 0°,45

¹⁾ H. Mohn, *De höieste luft-temperaturer i Norge*, in *Naturen*, Bergen. XXV Aargang, n° 11, nov. 1901, p. 337. Pour la Suède consulter Nils Ekholm, *Väderleken under år 1901*, in *Ymer*, 1901, 4, p. 427. Stockholm.

²⁾ J. Rekstad, *Bræernes voksen i det vestlige Norge under de senere aars kolde Somre*, in *Bergens Museum Aarbog*, 1907, 2, Bergen, p. 6 et 7, et *Fra Vestlandets bræer 1906-07*, in *Naturen*, avril 1908, 4.

	1902	1903	1904	1905	1906
Ecart de la température de mai à septembre par rapport à la normale.	- 1°,1	- 0°,8	- 0°,5	+ 0°,1	- 0°,1
Ecart de la somme des précipitations annuelles par rapport à la normale.	- 4 %	+ 17 %	- 2 %	+ 17 %	+ 18 %
Ecart de la somme des précipitations du 1 janvier au 1 ^{er} mai et du 1 ^{er} sept. au 1 ^{er} janvier par rapport à la normale.	- 3 %	+ 18 %	+ 2 %	+ 17 %	+ 24 %

Ce régime météorologique a engendré un enneigement progressif. L'abaissement de 1°,1 dans la température moyenne estivale survenu en 1902 a déterminé une descente de la ligne des neiges de 150 m. environ, celui de 0°,8 constaté en 1903 une descente de plus de 100 m., enfin à l'écart de 0°,5 relevé en 1904 correspond une descente de 70 m. — ¹⁾.

Cet enneigement n'a pas tardé à produire son effet.

Dès 1903 plusieurs glaciers sont entrés en crue, puis les années suivantes le mouvement s'est généralisé pour s'atténuer ensuite en 1907. Sur les glaciers de la Norvège occidentale, qui sont, d'ailleurs, courts, un intervalle de 18 mois à 3 ans suffirait donc pour que les variations de l'enneigement se fissent sentir sur les fronts ²⁾. Le ralentissement dans la crue observée en 1907 serait, suivant toutes probabilités, la conséquence du léger excès de température constaté de mai à septembre 1905. L'été 1907 a été très froid, et l'hiver précédent neigeux, par suite la crue s'est accentuée en 1908 bien que la température de l'été 1908 ait été supérieur à la normale.

¹⁾ J. Rekstad, *Bræernes voksen i det vestlige Norge under de senere Aars kolde Somre*, p. 6.

²⁾ *Ibid.*, p. 8.

Renseignements rétrospectifs sur les variations glaciaires.
Durant la première moitié du XVIII^e siècle le Jostedalsbræ et le Svartis ont éprouvé une crue formidable, et atteint à cette époque leur maximum connu ¹⁾.

Au commencement du XIX^e siècle plusieurs glaciers étaient encore très gros, presque en état de maximum. Tels le Salajekna, sur le versant suédois du Salitelma ²⁾, l'Engabréa (Svartis) ³⁾, les glaciers du Krondal (Jostedalsbræ) qui en 1810, au témoignage de Léopold de Buch, avaient à peu près les mêmes dimensions qu'en 1743 ⁴⁾, le Bondhusbræ (Folgefonna) en progression en 1807 ⁵⁾, le Styggebræ (Jotunheim) qui à cette dernière date s'étendait dans la vallée à 2,5 km. plus en aval qu'aujourd'hui ⁶⁾.

Vers 1812 a commencé la variation primaire négative qui dure encore.

Pour plusieurs appareils du Jostedalsbræ le recul depuis le maximum de 1743 jusqu'à 1903 varie de 1500 à 2000 m. ⁷⁾.

¹⁾ Sur l'historique de cette crue consulter : Charles Rabot, *Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales*, II^e partie. (*Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, Genève, année 1899 et 1900); *Revue de Glaciologie*, n° 2, in *Ann. du Club Alpin Français*, XXIX^e, année 1902. Paris 1903; J. Rekstad, *Om periodiske forandringer hos norske bræer*, in *Norges geologiske undersøgelse, Aarbog 1896 og 1899*, n° 28, Kristiania; *Jagtagelser fra bræer i Sogn og Nordfjord*, in *Norges geol. unders.*, *Aarbog for 1902* Kristiania, 1901; *Fra Jostedalsbræen*, in *Bergens Museum Aarbog 1904*, n° 1, Bergen; P.-A. Öyen, *Bidrag til vores bræegnes geografi*, in *Nyt Magazin f. Naturv.* B. 37, 1-3, Kristiania, 1900.

²⁾ Charles Rabot. *Les variations de longueur des glaciers*, II^e partie (p. 157 du tirage à part).

³⁾ Léopold de Buch. *Reise durch Norwegen und Lappland*, Berlin, Nauck. 1810. I. p. 311.

⁴⁾ Leopold de Buch, *Ueber die Gränzen des ewigen Schnee's im Norwegen*, in *Gilbert's Annalen*. 1812 p. 22.

⁵⁾ P. A. Öyen, *Bidrag til vores bræegnes geografi*, p. 170.

⁶⁾ P. A. Öyen *Vore isbræers tilvækst og astagen*, in *Norske Turistforenings Aarbog for 1901* (p. 5 du tirage à part).

⁷⁾ J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*.

Recul de 1743 à 1903

Boiumbræ	1930 m. ¹⁾
Tunsbergdalsbræ	1187 m.
Bersetbræ	1612 m.
Nigardsbræ	2173 m.
Aabrekkebræ	1120 m.
Austerdalsbræ	1625 m. ²⁾

Le Tunsbergdalsbræ, le Nigardsbræ, l'Aabrekkebræ, l'Austerdalsbræ sont aujourd'hui longs respectivement de 14, 6, 3 et 8 kilomètres; les pertes qu'ils ont subies depuis le milieu du XVIII^e siècle sont donc du seizième, du quart ou du sixième de leur étendue primitive ³⁾.

Pendant cette période de 160 ans, la régression n'a pas été régulière, comme le montre le tableau suivant :

1^o *Boiumbræ.*

	<i>Recul total</i>	<i>Recul moyen annuel</i>
De 1743 à 1825.	— 500 m.	— 6 ^m ,1
De 1825 à 1872.	— 900 m.	— 19 ^m ,1
De 1872 à 1899.	— 450 m,	— 16 ^m ,7
De 1899 à 1903.	— 80 ^m ,5	— 20 ^m ,1
	<hr/> 1930 ^m ,5	

2^o *Bersetbræ.*

De 1743 à 1829.	— 770 m.	— 9 m.
De 1829 à 1854.	— 53 m.	— 2 ^m ,4
De 1854 à 1899.	— 677 m.	— 14 ^m ,4
De 1899 à 1903.	— 112 ^m ,6	— 28 ^m ,1
	<hr/> 1612 ^m ,6	

¹⁾ Dans *Einiges über Gletscherschwankungen im Westlichen Norwegen*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, I, 5, avril 1907, p. 347 le Dr Rekstad donne des chiffres inférieurs : 1750 m. pour le Boiumbræ, 1500 m. pour le Bersetbræ, 2100 pour le Nigardsbræ.

²⁾ J. Rekstad, *Bræernes fremrykket sidste aar* in *Naturen*, 1906, 1, p. 9.

³⁾ Ces valeurs du recul pendant cette variation primaire négative sont de beaucoup supérieures à celles que nous avons précédemment indiquées d'après de Seue et Richter. (*Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales*. II. p. 229). En 1869 et en 1895 ces auteurs évaluaient par exemple le recul du Boiumbræ par rapport à la moraine de 1743 à 600 ou 700 m. —

	<i>Recul total</i>	<i>Recul moyen annuel</i>
3° <i>Nigardsbræ.</i>		
De 1743 à 1819.	541 m.	— 7 ^m ,4
De 1819 à 1822.	79 m.	— 26 m.
De 1822 à 1845.	80 m.	— 3 ^m ,5
De 1845 à 1873.	900 m.	— 32 m.
De 1873 à 1899.	500 m.	— 49 m.
De 1899 à 1903.	73 ^m ,5	— 18 ^m ,4
	2173 ^m ,5	

Ainsi, tandis que la perte de la glaciation a été relativement faible pendant quatre-vingts ans environ, de 1743 à 1830, est devenue beaucoup plus accentuée de 1830 à 1873, puis s'est atténuée pour reprendre de nouveau avec une très grande énergie de 1899 à 1903.

Au cours de cette variation primaire négative trois variations secondaires positives ont affecté le Jostedalsbræ. La première se place entre 1830 et 1849 d'après M. Rekstad, entre 1835 et 1840 et même 1855 d'après M. P.-A. Öyen. La seconde a eu lieu de 1867 à 1873, et la troisième de 1880 à 1889. Une quatrième variation positive a commencé à se manifester en 1903.

Quel énorme cube de glace a disparu pendant la variation négative primaire du XIX^e siècle, le Dr Ebeling en fournit un exemple. D'après ses calculs, de 1867 à 1903, un seul glacier du Jostedalsbræ, le Langedalsbræ, aurait perdu pas moins de 60 millions de m³.¹⁾ — A la première de ces deux dates, cet appareil formait dans la vallée une nappe longue de 1000 m., large de 900 à 1200 m., et épaisse de 60 m. au minimum, nourrie par quatre affluents. Aujourd'hui de cette masse de glace il ne reste que de maigres témoins, et deux de ses affluents ne se soudent plus avec le courant principal et sont devenus des glaciers suspendus isolés. D'autre part, de 1869 à 1903 le recul en altitude n'a pas été inférieur à 174 m. —

¹⁾ M. Ebeling, *Die Ergebnisse einer Studienreise im Gebiet des Jostedalsbræe*, in *Zeit. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin*. 1905, n° 1.

Examinons maintenant les variations dans les divers massifs de la Norvège, d'après les travaux récemment publiés.

A. FOLGEFONN (fig. X.)^{1).}

1° *Bondhusbræ* (fig. XI). D'après M. J. Rekstad, ce glacier a, lui aussi, éprouvé une variation positive primaire vers le milieu du XVIII^e siècle, mais à la différence de ce qui s'est produit au Jostedalsbræ, le recul survenu depuis ce maximum a été peu important : 270 m. en 1904.

Pendant la seconde partie du XIX^e siècle cet appareil a éprouvé trois variations positives secondaires : la première entre 1851 et 1859, la deuxième de 1865 à 1875, la troisième, très faible, vers 1890. La crue de 1865 à 1875 a ramené le glacier jusqu'à 110 m. en amont de la moraine du XVIII^e siècle.

De 1875 à 1895 le recul a été très lent, seulement de 50 m. soit de 2^m,5. par an. Vers 1889-1890 le Bondhusbræ a subi une petite pulsation en avant, si bien qu'à cette date il était plus long qu'en 1869.

Après 1895 la régression s'est ensuite accentuée et s'est élevée les sept années suivantes de 1895 à 1902, à 110 m., soit à 15^m,7 par an.

En 1902 commence une nouvelle période. Cette année là une crue se produit et progressivement acquiert de l'ampleur, comme l'indiquent les observations suivantes de M. Rekstad indiquant les variations de la langue terminale.

	<i>Repère de droite</i>	<i>Repère de gauche</i>
Du 6 oct. 1902 au 21 juin 1904	+ 9 m.	+ 1 m. ²⁾
Du 21 juin 1904 au 3 juin 1905	+ 13 m.	+ 20 m. ³⁾

¹⁾ J. Rekstad, *Jagtagelser fra Folgefonnens bræer*, p. 7.

²⁾ J. Rekstad, *Bræernes fremrykket sidste aar*, in *Naturen*, Bergen, XXX, 1906, 1, janv. p. 9.

³⁾ J. Rekstad, *Jagtagelser fra Folgefonnens bræer*, in *Norges geologiske undersögelses Aarbog for 1905*, n° 4.

	<i>Repère de droite</i>	<i>Repère de gauche</i>
Du 3 juin 1905 au 22 juin 1906	+ 23 ^m ,5	+ 30 ^m ,5 ¹⁾
Du 22 juin 1906 au 31 mai 1907	+ 9 ^m ,5	+ 4 m. ²⁾

D'après M. P.-A. Öyen ³⁾, les valeurs des oscillations seraient légèrement différentes, comme le montre le tableau suivant :

De 1902 à 1903	+ 0 ^m ,3
De 1903 à 1904	+ 16 m.
De 1904 à 1905	+ 20 m.
De 1905 à 1906	+ 15 m.
De 1906 à 1907	+ 7 m.

2^o *Buarbræ* (fig. XIV). L'historique des oscillations de ce glacier pendant la seconde moitié du XIX^e se résume en trois crues et deux décrues.

Durant la période comprise entre 1840 et 1850 le Buarbræ a progressé de 1300 à 1400 m. ⁴⁾; puis, après quelques années de recul, il a fait une nouvelle poussée en avant très forte. si bien qu'en 1878 il a atteint son maximum connu pendant la période historique. Il s'est ensuite mis en retraite jusque vers 1890. A cette date le Buarbræ a éprouvé une nouvelle pulsation en avant qui se serait manifestée jusqu'en 1893, d'après Öyen ⁵⁾. Cette petite crue ne lui a pas fait regagner le terrain perdu. De 1878 à 1900 le glacier a reculé de 193 m. ⁶⁾, soit de 8^m,7 par

¹⁾ J. Rekstad, *Einiges über Gletscherschwankungen im westlichen Norvegen*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, Berlin, I, 5, avril 1907, p. 348.

²⁾ J. Rekstad, *Fra Vestlandets bræer 1906-1907*, in *Naturen*, XXXII, 1908, 4, avril, p. 119.

³⁾ P. A. Öyen, *Femten aars glaciologiske iagttigelser*, in *Christiania Videnskabs-Selskabs forhandlinger for 1906*, n° 7, Kristiania, 1906; *Norske bræers forandring 1906*, in *Naturen*, Bergen, XXXI, 1907, 3, mars, p. 92; *Norske bræers forandring 1907*, in *Ibid.*, XXXII, 1908, 1, janv. p. 29.

⁴⁾ J. Rekstad, *Jagttigelser fra Folgefonnaens bræer*, p. 10.

⁵⁾ P. A. Öyen, *Femten aars glaciologiske iagttigelser*, p. 4.

⁶⁾ *Id.*, p. id.

an ; ensuite la régression s'est aggravée et a atteint pas moins de 150 m. de 1900 à 1904, soit 37^m,5 par an ¹⁾. Quoi qu'il en soit, et c'est là un fait très important, en 1904, malgré les pertes subies durant ces vingt-six dernières années, le Buarbræ était encore plus long qu'en 1860 ²⁾.

En 1902, d'après Öyen, en 1904, suivant Rekstad, une nouvelle période de crue a commencé, laquelle s'est accentuée d'année en année, comme l'indique le tableau suivant ³⁾.

	<i>front</i>	<i>lobe gauche</i>
Du 6 août 1904 au 20 juin 1905	— 3 m.	+ 2 m.
Du 22 juin 1905 au 9 juillet 1907		+ 37 m.

A cette dernière date le front était en voie de rapide allongement.

3^o *Pytbræ* (fig. XIII). En recul de 1892 à 1901 ; de 1901 à 1904, en crue ⁴⁾.

4^o *Blomsterskarbræ* (fig. XII). En crue vers 1820-1830. A cette date il aurait rempli le lac situé devant son front actuel.

Le Folgefond a eu ainsi pendant le XIX^e siècle un régime complètement différent de celui des autres glaciers de Norvège et des Alpes. Alors que durant cette période le Jostedalsbræ a éprouvé une variation primaire négative, une des branches du Folgefond a atteint en 1878 son maximum connu et garde encore des dimensions supérieures à celle qu'elle avait en 1860, et les autres glaciers de ce massif n'ont reculé que d'une longueur relativement faible. Le régime du Folgefond rappelle, en un mot, celui des glaciers islandais. Aujourd'hui une nouvelle phase de crue se dessine.

¹⁾ J. Rekstad, *Jagtagelser fra Folgefonnens...* p. 12.

²⁾ *Id.* p. 10.

³⁾ J. Rekstad, *Braernes fremrykkjen etc.*, et, *Fra Vestlandets bræer*.

⁴⁾ P. A. Öyen. *Femten aars etc.*, p. 7.

La fig. XV établie par le Dr Rekstad résume graphiquement les variations de régime du Buarbræ et du Bondhusbræ pendant la seconde moitié du XIX^e siècle.

B. HARDANGERJÖKULL.

Rembesdalsskaak. Recul très accusé en 1901 ^{1).}

C. JOSTEDALSBRÆ,

Le tableau suivant résume les variations des branches du Jostedalsbræ de 1899 à 1907 principalement d'après les observations du Dr J. Reckstad ^{2).}

En résumé, en 1903 deux glaciers accusent des symptômes d'augmentation, le Suphellebræ et le Melkevoldbræ ; en 1904, seul le premier de ces appareils présente des indices d'accroissement. Mais en 1905, la crue se précise et s'étend à quatre glaciers L'année suivante le nombre des appareils en allongement s'élève à six et en 1907 à onze sur quatorze émissaires du Jostedalsbræ en observation. A la fin d'août 1907 ces onze glaciers continuaient à avancer ; l'un d'eux, le Tunsbergdalsbræ poussait devant lui une grosse moraine frontale. Pour plusieurs l'avancée est importante : le Boiumbræ a avancé de 96 m. en quatre ans, soit de 28 m. par an, le Bersetbræ de 90 mètres également en 4 ans, soit de 22^m,2 par an, le Melkevoldsbræ de 74^m,9 en 3 ans, soit de 25 m. environ par an.

D. JOTUNHEIM.

Les glaciers de ce massif alpin paraissent avoir été également affectés par une grande crue pendant la première

¹⁾ J. Rekstad, *Jagtagelser fra Folgefonnaens...* p. 16.

²⁾ P. A. Öyen, *Bræoscillation i Norge 1901*, in *Nyt Magazin f. Naturvidensk.* B. 40, 2, Kristiania, 1902.

	1899-1903	1900-1903	1903-1904	1904-1905	1905-1906	1906-1907	
	moyenne ann. pendant les périodes préce- dentes						
Boiumbræ	- 80 ^m ,5	- 20 ^m ,1	- 13 ^m ,5	+ 83 ^m ,5	+ 13 ^m		
{ Flanc S.	+ 42 ^m ,22	+ 10 ^m ,5	+ 14 ^m ,3	+ 5 ^m	+ 23 ^m		
{ Front	- 31 ^m ,7	- 7 ^m ,9	+ 33 ^m ,2	+ 22 ^m	- 33 ^m (?)		
{ Flanc S.E.	+ 2 ^m ,5	-	- 29 ^m	+ 55 ^m	+ 2 ^m		
Lille Suphel- lebræ	{ Front	- 102 ^m ,76	- 25 ^m ,7	(1904-1906)			
	{ Front S. E.	- 27 ^m ,5	- 6 ^m ,8				
Tunsberg- dalsbræ	{ Front	- 34 ^m ,5	- 11 ^m ,5				
	{ Flanc S.E.	- 87 ^m	- 21 ^m ,7				
Bersetbræ (front)	- 112 ^m ,6	- 28 ^m					
Nigardsbræ (front)	- 73 ^m ,5	- 18 ^m ,4					
Faabergstölsbræ (front)	- 48 ^m ,8	- 12 ^m ,2					
Lodalsbræ (front)	- 80 ^m	- 20 ^m					
Aabrekkebræ { Flanc S.	- 21 ^m ,5	- 3 ^m ,5	+ 5 ^m ,8	+ 19 ^m ,5	+ 3 ^m ,5		
{ Front	{ - 23 (1901)	- 10 ^m	- 15 ^m ,8	+ 40 ^m	+ 12 ^m		
	{ + 7 ^m (1902)						
	{ - 5 ^m (1903)						
Brigs- dalsbræ { Flanc N. (droit) ¹⁾	- 18 ^m ,6	- 6 ^m ,2	- 5 ^m ,6	+ 18 ^m ,9	+ 15 ^m ,6	+ 2 ^m	
	- 17 ^m ,2	- 5 ^m ,7	+ 12 ^m	+ 14 ^m ,5	+ 17 ^m	+ 8 ^m	
Melkevoldsbræ	- 48 ^m ,7	+ 6 ^m ,1	+ 19 ^m	+ 33 ^m ,2	+ 22 ^m ,7		
(1900-1902)	(1902-1903)						
Austerdalsbræ							
Kjendalsbræ						- 5 ^m ,8	Depuis 1900
Bödalsbræ						+ 29 ^m ,7	Depuis 1900
Stegaholtbræ (front)						+ 9 ^m	Depuis 1903

moitié du XVIII^e siècle. Sur les manifestations de ce phénomène dans cette région on ne possède pas de documents authentiques, comme pour le Jostedalsbræ ; on induit seulement sa production de la présence de grosses moraines récentes à plusieurs centaines de mètres des fronts actuels. En tout cas, au commencement du XIX^e siècle la glaciation était encore très puissante ; à cette époque, le Styggebræ (massif du Galdhöppig) et le Storbræ (Lerdal), qui sont aujourd’hui retirés sur les hauteurs descendaient dans les vallées¹⁾ ; dans le premier cas la régression n’aurait pas été inférieure à 2700 m. —

Pour le reste du XIX^e siècle, les très vagues renseignements que l’on possède permettent d’établir ainsi l’historique des oscillations glaciaires :

1^o de 1820 à 1850 décrue.

2^o de 1850 à 1870 crue.

3^o de 1870 à 1900 décrue interrompue par une légère pulsation en avant de 1880 à 1895 m.

Depuis 1901 les variations d’un certain nombre d’appareils se trouvent résumées dans le tableau suivant établi d’après les observations de M. P.-A. Öyen²⁾.

Ce tableau montre que la crue actuelle observée sur le Folgefond et le Jostedalsbræ s’est manifestée également dans le Jotunheim. En 1904 sur 22 glaciers observés, 2 sont en allongement ; en 1905 sur 23 glaciers en observation, 6 sont en voie d’accroissement ; en 1906, la proportion s’élève à 7 sur 47, et, en 1907, à 14 sur 20. Mais l’ampleur de la crue est faible ; le Midmaradalsbræ, en progression depuis 1903, s’est allongé seulement de 14 m. en quatre ans, soit de 3^m,5 par an. En 1907 la plus forte poussée en avant relevée a été de 12 m. —

¹⁾ P. A. Öyen, *Vore isbræers tilvekst og aftagen*, in *Norsk Turistforenings Aarbog for 1901*. Kristiania.

²⁾ P. A. Öyen, *Femten aars glaciologiske iagttagelser* ; *Norske bræers forandring 1906* ; *Norske bræers forandring 1907*.

	1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907
Ringsbræ	— 18 ^m ,5 depuis 1899	+ 21 ^m ,5	— 10 ^m	— 8 ^m	— 3 ^m	— 3 ^m	+ 3 ^m ,7
Skagastölsbræ	+ 2 ^m ,6	0 ^m	— 1 ^m	— 4 ^m	— 7 ^m ,9	+ 7 ^m ,9	
Stygedalsbræ	+ 5 ^m ,4	— 3 ^m	+ 4 ^m	— 13 ^m	+ 2 ^m ,6	+ 2 ^m ,6	
Gjertvasbræ	— 2 ^m ,5	— 9 ^m ,5	— 0 ^m ,5	— 2 ^m	{ — 6 ^m ,2 2 ^m ,1	{ — 6 ^m ,2 2 ^m ,1	
Maradalsbræ	+ 4 ^m ,8	+ 7 ^m ,7	+ 0 ^m ,5	Décrué	+ 4 ^m	+ 5 ^m ,1	
Midtmadaradalsbræ	+ 5 ^m ,6	+ 2 ^m ,7	+ 0 ^m ,5	+ 4 ^m	+ 4 ^m	+ 5 ^m ,6	
Böverbræ	—	— 1 ^m ,3	+ 0 ^m))))
Sandelvbræ	—	— 4 ^m ,5	— 5 ^m ,2	— 12 ^m	+ 5 ^m ,6	+ 5 ^m ,6	
Storbræ	—	— 27 ^m ,5	— 6 ^m ,3	— 23 ^m	+ 9 ^m	+ 9 ^m	
Vetlebræ	—	+ 2 ^m ,3	+ 3 ^m ,3	+ 0 ^m ,2	+ 6 ^m ,8	+ 6 ^m ,8	
Søndre Illaabrä	—	— 7 ^m ,9	— 12 ^m ,7	+ 2 ^m	— 11 ^m ,9	— 11 ^m ,9	
Nordre Illaabrä	—	— 22 ^m ,3	+ 4 ^m ,7)	— 1 ^m	— 1 ^m	
Heimre Illaabrä	—	— 5 ^m ,1	+ 5 ^m ,7	— 2 ^m	— 7 ^m	— 7 ^m	
Storjuvbræ	+ 2 ^m ,6	— 13 ^m ,2	— 2 ^m ,8	+ 3 ^m	+ 1 ^m	+ 1 ^m	
Styggebræ	+ 0 ^m	— 13 ^m ,6	— 20 ^m ,6	+ 13 ^m	+ 1 ^m	+ 1 ^m	
Sveljenaasbræ	— 15 ^m	— 4 ^m ,8	— 8 ^m ,2	— 9 ^m ,6	+ 0 ^m ,2	+ 5 ^m	
Tveraabrä	0 ^m	+ 8 ^m ,6	— 14 ^m	— 9 ^m	+ 9 ^m	+ 0 ^m ,5	
Heilstugubrä	— 0 ^m	— 12 ^m ,7	— 5 ^m ,9	+ 0 ^m ,4)	— 4 ^m ,6	(1905-1906)
Vestre Memurubrä	— 0 ^m	— 5 ^m ,5	— 14 ^m	— 10 ^m ,9)	+ 8 ^m ,5	(1905-1906)
Östre Memurubrä	— 0 ^m	— 8 ^m ,4	— 3 ^m ,3	+ 1 ^m	+ 1 ^m	—	
Glitterbræ	—	+ 1 ^m ,4	— 1 ^m ,5	— 4 ^m ,5	—	—	
Sletmarkbræ	—	—	— 7 ^m	— 3 ^m ,9	—	—	
Langedalsbræ	—	—	— 17 ^m	— 7 ^m	—	—	
Svartdalsbræ	—	—	—	—	—	—	
Steindalsbræ	—	—	—	—	—	—	
Veobrä	—	—	—	— 4 ^m ,6	—	—	

Dans le Jotunheim comme dans les Alpes autrichiennes l'exactitude de la loi de longue périodicité semble devoir inspirer des doutes. On voit, en effet, plusieurs glaciers tour à tour avancer, reculer, puis avancer de nouveau. Ainsi de 1901 à 1907 le Riingsbræ a eu deux décrues interrompues par deux pulsations en avant. Pareillement le Styggedalsbræ a subi pendant la même période trois petites crues coupées de deux décrues. Ces mouvements divers doivent provenir du tempérament des appareils commandé par les circonstances topographiques qui permettent à une succession d'ondes glaciaires de produire leur effet.

E. SVARTIS.

D'après des renseignements reçus par M. Rekstad, l'Engabräe, le glacier issu de la coupole du Svartis que les paquebots de touristes visitent en allant au Cap Nord, s'est, lui aussi, mis en crue, en 1905¹⁾.

SUÈDE

Massif du Sulitelma. (Versant suédois)²⁾. De 1892 à 1905, le Stuorajekna est demeuré à peu près stationnaire. Pour le lobe sud-est voisin de la borne frontière n° 20, la régression pendant ces treize ans ne dépasse pas 21 m. — Du 17 août 1892 à même date 1898, le recul a été de 4 m., soit 0^m,66 par an, et, de 17 m. du 17 août 1898 à pareille date 1905, soit 2^m,4 par an. Pour le lobe situé près de la borne frontière 23, le recul est encore plus lent : 9 m. du

¹⁾ J. Rekstad, *Bræernes fremrykkjen sidste aar*, p. 11.

²⁾ Observations de MM. Svenonius et Westman en 1892, 1897 et 1898. J. Westman, *Beobachtungen über die Gletscher von Sulitelma und Ålmajalos*, in *Bull. of the Geol. Inst. of Uppsala*, n° 7, Vol. IV, Part. I. 1898. Observations de M. Quensel en 1905 communiquées par M. Westman.

17 août 1897 au 17 août 1905, soit 0^m,98 par an. Son voisin, le Salajekna, accuse de 1897 à 1898 un recul relativement rapide, 18 m. ; en revanche de 1898 à 1905 il a fait une poussée en avant de 16 m.—

Massif du Sarjektjokko. ¹⁾ Du 11 août 1902 au 22 juillet 1904 le glacier Mika a avancé de 7 à 10 m., soit de 3^m,5 à 5 m. par an ; puis du 23 juillet 1904 au 16 août 1905, il s'est retiré de 3 à 4 m. —

Ainsi dans toute la Scandinavie, en Suède comme en Norvège, depuis 1902 on assiste à la naissance d'une crue. L'avenir seul nous dira s'il s'agit d'une variation positive secondaire, comme il s'en est déjà produit dans ce pays ou bien d'une crue primaire. En tout cas le régime de la glaciation dans cette partie de l'Europe est différent de celui régnant dans les Alpes.

ISLANDE

La belle monographie de l'Islande, publiée par le professeur Th. Thoroddsen ²⁾ dans les *Petermanns Mitteilungen* renferme un chapitre consacré aux glaciers de cette grande île. Il résume les observations publiées précédemment sur le même sujet par le savant voyageur dans le *Geografisk Tidskrift* et que nous avons fait connaître dans notre ouvrage : *Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales*, I^e partie. (*Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, Genève. III. 1897). Il suffit donc de rappeler pour mémoire les conclusions auxquelles nous ont conduit les observations de notre collègue.

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. 1904, p. 16, et, XI^e Rapp. 1905, p. 12.

²⁾ Prof. Dr Th. Thoroddsen. *Island. Grundriss der Geographie und Geologie*. II. (Dr A. Petermanns Mitt. *Ergänzungsheft*. N° 153. Gotha, 1906.

Depuis l'époque de la colonisation de l'Islande par les Normands les glaciers de l'île, tout au moins ceux du versant méridional du Vatnajökull, semblent avoir notablement augmenté.

Vers la fin du XVII^e siècle et au début du XVIII^e siècle s'est manifestée une crue qui a été suivie d'une régression ; après quoi, vers 1794, a eu lieu une poussée en avant formidable, dont les manifestations ont persisté pendant la plus grande partie du XIX^e siècle. En 1893 et 1894 plusieurs glaciers de la région méridionale de l'Islande étaient encore en progression ou en état de maximum. En même temps, vers le milieu du XIX^e siècle se dessinait dans le nord de l'île une régression très accusée ; elle s'est ensuite progressivement étendue vers le sud, mais très atténuée dans la partie méridionale de l'île. Cette régression est loin d'avoir l'ampleur de la variation primaire négative qui a affecté les glaciers des Alpes et de la Norvège.

Depuis les explorations du professeur Thoroddsen il est possible de reconstituer le régime de plusieurs glaciers de l'Islande méridionale en suivant ses descriptions très précises sur les magnifiques cartes de cette région publiées récemment par l'État Major danois¹⁾.

De 1893 à 1904 le Solheimajökull ne paraît pas avoir subi de changements importants. En 1904 comme en 1893, un gros pointement rocheux émerge sur le front même du glacier. En 1904 M. Helgi Pjetursson signale cet appareil comme en recul accusé depuis quelques années²⁾. En tout cas il s'étend encore aujourd'hui à 1 km. en aval du point où il s'arrêtait à la fin du XVIII^e siècle.

Le Kviarjökull, qui, lui aussi, semble n'avoir éprouvé

¹⁾ Charles Rabot, *Les variations de longueur des glaciers de l'Islande méridionale de 1893-1894 à 1903-1904*, in *Zeit. f. Gletscherkunde*, Berlin, 1, 2, juillet 1906, p. 132.

²⁾ Helgi Pjetursson, *Einige Ergebnisse seiner Reise in Süd-Island im Sommer 1906*, in *Zeit. der Ges. für Erdkunde zu Berlin*, 1907, 9, p. 597.

que de faibles changements depuis le XVIII^e siècle, a tout au plus perdu une centaine de mètres dans un de ses lobes de 1894 à 1904.

Durant la même période le Breidamerkurjökull, large de 15 km. dans sa partie inférieure, n'a reculé que d'une quantité insignifiante, 250 m. à l'endroit où il se rapproche le plus de la mer. Il en est de même des deux Heinabergsjökull.

Par contre, le Skeidarajökull a peut-être perdu 500 à 700 m. dans son lobe ouest, le Falljökull 600 m., le Hru-tarjökull et le Flaajökull de 400 à 500 m., des pertes insignifiantes pour ces énormes appareils. Enfin, de 1896 à 1906 le Hoffelsjökull s'est retiré d'environ 150 mètres ¹⁾.

Le recul a surtout affecté de petits glaciers tels que le Holarjökull et le Stigarjökull.

L'Islande méridionale présente donc une exception remarquable à l'énorme régression glaciaire qui s'est manifestée dans le monde entier pendant la deuxième partie du XIX^e siècle.

CAUCASE

D'après M. von Déchy ²⁾, les glaciers du Caucase ont éprouvé de 1849 à 1860 une crue très forte, puis une régression générale, qui a été coupée vers 1885 par une variation positive secondaire.

Les oscillations des glaciers du Caucase paraissent donc avoir une marche parallèle à celle des glaciers des Alpes.

¹⁾ Helgi Pjetursson, *Loc. cit.*, p. 611.

²⁾ M. von Déchy, *Kaukasus*, III. p. 378.. Consulter également pour le Caucase et pour l'Asie centrale le *Rapport sur les observations des glaciers en Russie pendant les années de 1902 et 1903*, par J. de Schokalsky. (*Otchet o proizvedennouik v. tècheniè 1902 i 1903 g. nablioudeniack nad lednikami v. Rossii*, in *Izvestya imperat. rousskova geografit. obtchesva*, Saint-Petersbourg, XL, 4.

Comme dans nos pays, la décrue de la dernière moitié du XIX^e siècle a été très énergique et a apporté de profondes modifications à l'aspect de la chaîne. Le Bezingi, le plus long glacier de la chaîne (18,9 km. actuellement), a perdu plus de 2 km., soit environ le dixième de son étendue ¹⁾. Des appareils de vallée, autrefois confluents à leurs extrémités inférieures, se sont retirés dans leurs gorges respectives, tandis que d'autres, par la perte de leurs parties basses, se sont transformés en glaciers de cirques.

A. *Caucase occidental.*

1^o *Glacier de la Source du Grand Seleutchouk.* De 1877-1878 à 1896, recul de 170 m., soit en moyenne un recul annuel de 8^m,9 à 9^m,4 ²⁾.

2^o *Glacier de Marouk.* (Vallée de la Petite Seleutchouk) De 1878 à 1897 recul de 213 à 320 m.. soit de 11^m,2 à 16^m,8 par an ³⁾.

3^o *Glacier d'Akssaout occidental.* De 1870-1880 à 1896 recul de 640 m. ⁴⁾.

4^o *Glacier d'Akssaout oriental.* De 1870-1880 à 1896 recul de 640 m. environ ⁵⁾.

B. *Massif de l'E'brouz.*

1^o *Glacier de Terskol* ⁶⁾. De 1884 à 1886 recul d'un mètre.

2^o *Glacier Asau* ⁷⁾. De 1884 à 1886 crue.

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. p. 22.

²⁾ A. Bouch, *Ledniki Zapadnova Kackaza*, St-Petersbourg, 1905.

³⁾ *Id.*

⁴⁾ *Id.*

⁵⁾ *Id.*

⁶⁾ M. von Déchy, *Loc. cit.* I, p. 298.

⁷⁾ *Ibid.* p. *ibid.*

C. Caucase central, entre l'Elbrouz et le Kasbeck.

a. Versant septentrional.

*Glacier de Bezinghi*¹⁾. (Long 17 km.). De 1860 à 1881 recul total de 2 km., soit de 100 m. environ par an. En 1889 régression de 23 m.; depuis elle s'est atténuée et varie de 8 à 12 m. par an.

*Glacier de Midchirgi*²⁾. (Long. 9 km.). En 1904, recul; valeur moyenne annuelle de la régression : 20 m.

*Glacier de Tioutioune*³⁾. En décrue en 1904.

*Glacier de Dykh-Sou*⁴⁾. Jusqu'en 1887 recul de 210 m.; de 1887 à 1904, régression de pareille amplitude.

*Glacier de Fytnargin*⁵⁾. Après une période de décroissance très active, recul atténué en 1904.

*Glacier de Chtoulou*⁶⁾. En décrue en 1904, avec prodrome de crue.

*Glacier de Doppak*⁷⁾. En décroissance en 1904. Un gonflement très visible dans sa partie centrale indiquait un prodrome de crue.

*Glacier de Mossota*⁸⁾. En décrue en 1904.

*Glacier de Karagom*⁹⁾. De 1884 à 1894, recul de 192 m., soit de 19 m. par an. De 1894 à 1904 la décroissance s'est atténuée.

*Glacier de Trega*¹⁰⁾. Recul total de 1885 à 1895 : 173 m., soit par an en moyenne, 17^{m,5}.

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp., p. 22.

²⁾ Ibid. p. ibid.

³⁾ Ibid. p. ibid.

⁴⁾ Ibid. p. ibid.

⁵⁾ Ibid. p. 21.

⁶⁾ Ibid. p. ibid.

⁷⁾ Ibid. p. ibid.

⁸⁾ Ibid. p. 20.

⁹⁾ M. von Déchy, Loc. cit., III. p. 379, et, Comm. intern. des Glaciers X^e Rapp., p. 19.

¹⁰⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp., p. 19. Ce glacier est un des principaux du massif de l'Adaï-Koch.

Recul total de 1895 à 1904 : 125 m., soit 13^m,8 en moyenne par an.

*Glacier de Bartoui*¹⁾. Recul de 1900 à 1901 : 30 m.

1902 à 1903 : 12 m.

1903 à 1904 : 13^m,5.

Glacier de Dargon et du Skattikom. Décrue en 1904²⁾.

*Glacier Zei*³⁾. De 1885 à 1886 recul de 7 m., 4^m,50 et 6^m,60 devant trois repères.

De 1885 à 1895, recul de 175 m., soit de 17^m,5 par an en moyenne, et, de 1895 à 1904, recul de 125 m., soit de 14^m, par an environ.

Glaciers de Kaltber (cinq glaciers). Tous en régression en 1904⁴⁾.

Glacier de Djimaraï. En 1902 en décrue⁵⁾.

β. Versant méridional.

*Glacier Adich*⁶⁾. De 1885 à 1887, crue de 11^m,30, soit de 5^m,65 par an.

D. *Massif du Kazbeck*.

En 1902, les glaciers de Devdoraki, d'Abanoti, de Tchach et de Mayli, après une longue période de régression, paraissaient en crue⁷⁾. D'après M. de Déchy, cette année-là, les glaciers de ce massif étaient, au contraire, stationnaires⁸⁾.

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers *XI^e Rapp*, p. 18.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers. *X^e Rapp*. p. 20.

³⁾ M. de Déchy, *Loc. cit.*, I, p. 243, et, III p. 379.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers. *X^e Rapp*. p. 20.

⁵⁾ Comm. intern. des Glaciers. *XII^e Rapp*. p. 27.

⁶⁾ M. von Déchy, *Loc. cit.*, I, p. 320.

⁷⁾ Comm. intern. des Glaciers, *VIII^e Rapp*. p. 26.

⁸⁾ M. von Déchy, *Loc. cit.*, III, p. 380.

E. Caucase oriental¹⁾.

En 1897 et 1898, presque tous les glaciers de cette partie de la chaîne, notamment ceux des Alpes de Chevsourie et du massif de Bogos étaient en régression. Cette diminution était beaucoup plus intense que dans le Caucase central. En 1902 ce régime persistait et cette année-là M. de Déchy observa une régression extraordinaire des neiges et des glaces dans le Djoulti-Dagh et, surtout dans la Basardchousi-Chach-Dagh.

A S I E

A. Asie Mineure.

*Erdschias Dagh*²⁾. Depuis vingt-cinq ans les névés qui couvrent le sommet de cette montagne ont éprouvé une notable diminution ; plusieurs de faible étendue ont même complètement disparu.

B. Asie centrale.

I. Chaîne de Turkestan. (haute vallée de l'Isfar)³⁾.

1^o *Glacier de l'Aksou* Symptômes de crue en 1906.

2^o *Glacier du Djaou-Paya*. Également symptômes de crue en 1906.

3^o *Glacier du Tanyngen*. Est précédé, à une distance de 450 m, d'une moraine frontale récente. Depuis trois ans (1906) il avancerait de nouveau, d'après le témoignage des indigènes.

4^o *Glacier du Djintik*. Stationnaire depuis 1871.

¹⁾ M. de Déchy, *Loc. cit.*, III, p. 380.

²⁾ Dr Arnold Penther, *Eine Reise in das Gebiet des Erdschias dagh*, in *Abh. der K. K. geogr. Ges. zu Wien*, VI, 1905, n° 1, Vienne, 1905.

³⁾ L. Berg, *Poiezdkha na ledniki verkhoviev Isfary (Tourkestanski Krebet bass Syr-Darii)*, in *Izvestia tourkestankova otdiela imp. rousskova geograficheskova obtchesva*, VII. Tackent, 1907 (1 carte et 5 pl.).

Les glaciers de la chaîne du Turkestan n'ont donc pas subi depuis une quarantaine d'années une diminution comparable à celle qui a affecté ceux des Alpes.

II. Chaîne Pierre Le Grand¹⁾.

1^o *Glacier de Piriak.* En décrue avant 1904. De 1904 à 1905, crue de 64 m.

2^o *Glacier de Verechgaï.* De 1899 à 1904 crue.

3^o *Glacier de Boor-Almaz.* Stationnaire en 1904.

4^o *Glacier de Tovarbek.* En crue en 1904.

Cette crue n'a point persisté²⁾.

III. Pamir.

Plusieurs glaciers de cette région ont éprouvé une crue dans les années qui ont précédé 1904 et étaient en progression à cette date³⁾.

IV. Tian-Chan.

PARTIE OUEST.

Glacier Ivanov. De 1897 à 1902 légère crue⁴⁾.

Alatau transilien.

Glacier sud des sources de la Malaya Altaminka. De 1902 à 1903 recul de 32 m. —⁵⁾; de 1903 à 1904, recul de 4 m. —⁶⁾.

PARTIE CENTRALE

1^o *Glacier Semenov.* En 1902 et 1903 stationnaire. D'après le Dr Merzbacher, il ne présenterait aucun indice

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp. p. 26, et, XI^e Rapp. p. 15.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. 1906.

³⁾ Comm. intern. des Glaciers, X^e Rapp. p. 28.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers, XIII^e Rapp. p. 35.

⁵⁾ Ibid., IX^e Rapp. p. 31.

⁶⁾ Ibid. X^e Rapp. p. 16.

de recul récent ¹⁾; au contraire, suivant le Dr Sapojninkoff, son extrémité inférieure, très mince, semble en voie de régression ²⁾.

2^o *Glacier Mouchketov.* En 1902 et 1903 en recul. C'est le seul des grands glaciers du Tian-Chan central sur lequel le Dr Merzbacher ait relevé des traces évidentes de régression ³⁾.

3^o *Glacier Inyltchek.* Stationnaire; ne présente aucune trace de recul récent ⁴⁾.

D'après ces quelques observations, il semble que les grands glaciers du massif central du Tian-Chan soient pour la plupart en état de maximum stationnaire. Les petits appareils sont, au contraire, en décrue manifeste; quelques-uns paraissent avoir éprouvé une petite pulsation positive au début du XX^e siècle. Dans la partie occidentale de ce relief un enneigement progressif s'est d'ailleurs manifesté en 1903, ainsi qu'une augmentation considérable des précipitations. Alors que du 15 septembre 1900 au 15 septembre 1901 la chute de pluie n'a pas dépassé 766^m,6, elle s'est élevé en 1901-1902 à 1055^m,1, et du 1^{er} septembre 1902 au 1^{er} juillet 1903 à 1594^m,1 ⁵⁾.

HIMALAYA

I. *Himalaya oriental.*

TIBET (passe du Kharo).

Glacier de Nöjin. A 400 m. en avant de son front ac-

¹⁾ Gottfried Merzbacher, *Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902-1903 ausgeführte Forschungsreise in den Zentralen Tian-Schan.* (Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft n° 149 Gotha, 1904, p. 17).

²⁾ *Isvestya imperator. rousskova geograficheskova obtchesva,* Saint-Petersbourg, XXXIX, 4, 1903.

³⁾ Gottfried Merzbacher, *Vorläufiger Bericht...* p. 68.

⁴⁾ *Ibid.*, p. 26.

⁵⁾ Comm. intern. des Glaciers. IX^e Rapp. p. 30.

tuel ce glacier est précédé d'une grosse moraine ; il semble donc en retrait¹⁾.

Les lacs que l'expédition militaire anglaise à Lhassa a cotoyés présentent des marques évidentes de diminution de volume, comme d'ailleurs toutes les nappes du Tibet. Le colonel Waddell voit dans cet abaissement de leur niveau une relation avec la diminution de la glaciation²⁾.

II. *Himalaya occidental.*

Kumaon (80° de Long. E. de Gr.)

1° *Glacier de Shankalpa.* Recul très lent ; depuis 35 ans il n'a perdu que 200 m. —³⁾

2° *Glacier de Pindari.* En regression (1906)⁴⁾.

3° *Glacier de Milam.* (Long. 17 km.). Retrait de 700 à 800 m. de 1849 à 1906⁵⁾.

Cette partie de l'Himalaya garde des traces évidentes d'une extension glaciaire à l'époque actuelle.

Glacier de Panchu. En recul depuis quelque temps (1905)⁶⁾.

Glacier Poting. En crue (1905). A 800 m. en aval

¹⁾ Austine Waddell, *Lhasa and its Mysteries*, Londres, John Murray, 1905, p. 286.

²⁾ *Ibid.*, p. 184.

³⁾ Preliminary Survey of certain Glaciers in the North-West Himalaya (Continued). C. G. de P. Cotter and J. Coggin, *Notes on certain Glaciers of Kumaon*, in *Records of the Geological Survey of India*. Vol. XXXV, Part. 4, 1907, Calcutta. A la demande de M. Douglas W. Freshfield, le *Geological Survey* des Indes a entrepris l'observation systématique d'un certain nombre de glaciers de l'Himalaya, dans le Kumaon, le Lahaul et le Cachemire. Ces opérations ont consisté en 1906 dans le lever, et le repérage des fronts des appareils choisis. Les résultats sont consignés dans des rapports accompagnés de plans et de photographies très intéressants.

⁴⁾ *Ibid.*

⁵⁾ *Ibid.*

⁶⁾ T. G. Longstaff, *Notes on a journey through the Western Himalaya*, in *The Geogr. Journ.* XXIX, fév. 1907, p. 202.

de son front, moraines couvertes de gazon et de taillis de rhodendron, de bouleau et de pin ¹⁾.

Tibet (Massif du Gurla Mandhata).

Glacier Gurla. En retrait en 1905. En avant du front fragments de glacier mort ²⁾.

Garhwal.

1^o *Glacier de Trisuli.* En recul depuis quelque temps en 1907; actuellement il est séparé du Betatoli qu'il joignait autrefois ³⁾.

2^o *Glacier de Bagini.* De 1874 à 1907 recul de 800 mètres. — ⁴⁾.

Lahaul (haute vallée de la Chandra) ⁵⁾.

1^o *Glacier de Sonapani.* En recul en 1906.

2^o *Glacier de Bara-Shigri.* En recul en 1906.

III. Karakorum.

1^o *Glacier de Baltoro.* En 1902 tous les glaciers du bassin du Baltoro étaient en progression ⁶⁾.

2^o *Glacier de Biafo.* De 1861, à 1902, faible recul. Eu égard à l'énorme étendue de ce glacier de telles variations sont sans importance ⁷⁾.

3^o *Hoh-Loumba* ⁸⁾ (Long. : 17,5 km.). En recul en

¹⁾ T. G. Longstaff, *Loc. cit.*, p. 203.

²⁾ *Ibid.*, p. 207.

³⁾ T. G. Longstaff, *A mountaineering Expedition to the Himalaya of Garhwal*, in *The Geogr. Journ.*, XXXI, 4, avril 1908, p. 371.

⁴⁾ *Ibid.*, p. 366.

⁵⁾ Preliminary Survey... (continued). B. H. Walker and E. H. Pascoe, *Notes on certain Glaciers of Lahaul*, in *Records of the Geological Survey of India*, Vol. XXXV, Part. 4. Calcutta, 1907.

⁶⁾ Dr J. Jacot Guillarmod, *Six mois dans l'Himalaya*. Neuchâtel, Sandoz, p. 338.

⁷⁾ *Ibid.*, p. 149.

⁸⁾ Fanny Bullock Workman, *First Exploration of the Hoh Lumba and Sosbon Glaciers*, in *The Geographical Journ.*, Londres, XXVIII, 2, février 1906, p. 130.

1903. A 1500 m. de son front se trouve une moraine, haute de 150 m., couvertes d'arbres.

4^o *Glacier de Tippur* ¹⁾. En 1902-1903 ce glacier avançait. Au-dessus de sa moraine marginale il formait un surplomb de 15 à 30 m. et l'avait même franchie en un point, en engendrant une cascade de séracs. Jour et nuit la glace « travaillait », et déchargeait des blocs et du sable.

Une moraine couverte d'arbres située en aval indique une extension importante du glacier à une époque antérieure.

5^o *Glacier de Chogo-Lungma*. En crue en 1861 ; depuis recul. En longueur la régression n'a pas dépassé 350 à 400 m. ; en largeur et en épaisseur elle a été beaucoup plus considérable, si bien qu'aujourd'hui le glacier ne remplit plus la vallée qu'il occupait entièrement, il y a quarante ans. Sur les 32 premiers kilomètres de son cours, entre les moraines riveraines déposées et les moraines latérales actuelles, s'étend un espace large de 15 à 180 m., occupé par six rangées parallèles de délaissées glaciaires ; dans cette région le glacier s'est affaissé de 45 à 75 m. ²⁾. Cet affaiblissement de la glaciation a eu pour conséquence la disjonction du Chogo Lungma avec son affluent, le Bolucho. Plusieurs autres tributaires de la rive nord ont également notablement diminué ; plusieurs ont même disparu. Les affluents débouchant sur la rive sud, plus puissants et plus abondamment alimentés, ne paraissent pas avoir diminué ³⁾.

6^o *Glacier d'Hispar* ⁴⁾. Depuis 1892 très faible recul eu égard à ses énormes dimensions (long. 49 km.). D'après M. H.-H. Hayden, qui a repéré ce glacier en septembre

¹⁾ William Hunter Workman, *From Srinagar to the Sources of the Chogo Lungma Glacier*, in *The Geogr. Journ.*, XXV, 3, mars 1905, p. 250,

²⁾ *Ibid.*, p. 251.

³⁾ *Ibid.*, p. 258.

⁴⁾ Preliminary Survey of certain Glaciers in the North-West Himalaya. H. H. Hayden, *Notes on certain Glaciers in North-West Kashmir*, in *Records of the Geological Survey of India*, XXXV, 3, 1907.

1906, cette régression pourrait être tout simplement l'effet d'une variation saisonnière de l'ablation pendant l'été précédent.

7° *Glacier de Barche*¹⁾. Faible recul en 1906. A 1500 mètres en avant de cet appareil s'observent des moraines indiquant un état de maximum à une date qui ne paraît pas très éloignée.

8° *Glacier de Menapin*²⁾. Très faible recul depuis une date assez éloignée (1906).

Ce glacier est également précédé de moraines situées à une distance d'un kilomètre et demi du front actuel ; d'après une tradition, « il y a cinq générations », il se serait étendu jusqu'à un point situé à 13 km. environ en aval de son extrémité inférieure. Tous les glaciers du Hunza paraissent d'ailleurs avoir eu à une époque historique antérieure une extension beaucoup plus considérable qu'aujourd'hui.

9° *Glacier d'Hinarche*³⁾. Stationnaire en 1892, a fait depuis une poussée en avant, et, en septembre 1906 se trouvait en état de maximum. Suivant le témoignage des indigènes, ce glacier éprouverait des oscillations en quelque sorte régulières autour d'un état de régime. Pendant trois ans il avancerait d'environ 300 m. et durant les trois autres années suivantes il reculerait d'autant. Si l'on ne peut accorder confiance aux indications des montagnards sur la durée des périodes, pense M. Hayden, en revanche, il est permis de croire à la véracité de leur témoignage concernant l'existence de ces variations rythmiques, en raison de ce fait qu'elles affectent les intérêts matériels des indigènes. Suivant qu'il est en crue ou en décrue, ce glacier ferme ou laisse libre l'accès d'une vallée habitée.

Si en longueur l'Hinarche oscille autour d'un état de régime, en revanche son épaisseur paraît diminuer réguliè-

¹⁾) H. H. Hayden, *Loc. cit.*

²⁾) *Ibid.*

³⁾) *Ibid.*

rement, comme l'indique l'existence d'une triple enceinte de moraines latérales déposées ; la plus proche paraît très récente.

10^o *Glacier de Yengutsa*¹⁾. En 1901 ce glacier a fait une crue brusque de 3200 m., détruisant des champs et renversant des moulins que Sir Martin Conway avait vus en 1892 devant son front. En septembre 1906 il était stationnaire en état de maximum.

11^o *Glacier d'Hassanabad*²⁾. Stationnaire en 1906. Trois ans auparavant il avait éprouvé une formidable poussée en avant ; en deux mois et demi il se serait allongé de 9600 m., d'après le récit des indigènes. — Cette avancée ayant menacé des villages voisins, il y aurait lieu d'accorder créance à ces témoignages. Suivant le *Wazir* du Hunza, « déjà bien des années auparavant », le glacier avait atteint la position qu'il occupe aujourd'hui ; après quoi il s'était retiré.

13^o *Glacier Pazu*. En 1900 ce glacier était en recul³⁾,

Les faits mis en lumière par les observations précédentes peuvent se résumer ainsi :

1^o A une époque antérieure, pas très éloignée, puisque les traditions indigènes en ont gardé le souvenir, les glaciers de l'Himalaya ont éprouvé une crue considérable.

2^o Vers 1860, ils étaient également en crue, tout au moins ceux du Karakorum⁴⁾.

3^o Depuis se manifeste une régression générale, mais peu accusée, semble-t-il, comparée à celle qui s'est produite dans nos régions, et, comme dans les Alpes, au cours de cette décrue des pulsations positives se sont manifestées.

¹⁾ H. H. Hayden, *Loc. cit.*

²⁾ *Ibid.*

³⁾ M. Aurel Stein, *Sand-Buried Ruins of Khotan*. Fisher Unwin, Londres, 1903, p. 47.

⁴⁾ Godwin Austen, *On the Glaciers of the Mustagh Range*, in *Journal of the Geogr. Society*, Londres, XXXIV, 1864.

A F R I Q U E

1^o *Kilimandjaro*¹⁾. La comparaison de photographies prises en 1894, 1898 et 1901 montre que la masse glacée qui remplit le cratère du Kibo a augmenté de 1894 à 1901. En revanche, en 1901, sur le versant est les premières neiges se trouvaient à 500 m. plus haut qu'en 1898 et l'année suivante cette régression s'est accusée.

De 1898 à 1901 il y a donc eu légère augmentation de la glaciation ; après quoi le recul a repris. Les glaciers du Kilimandjaro semblent donc avoir été touchés par la variation positive secondaire de la fin du XIX^e siècle.

2^o *Rouenzori*. D'après les observations de S. A. R. le Duc des Abruzzes, en 1906 les glaciers de ce massif étaient en retrait. Plusieurs sont précédés de moraines frontales récentes situées à quelques centaines de mètres de leurs extrémités inférieures actuelles²⁾.

AMÉRIQUE DU NORD

A. ÉTATS-UNIS

I. Sierra Nevada.

1^o *Glacier Lyell*. (*Kargletscher*, long de 800 et large de 1600 m.). De 1883 à 1903 stationnaire ; léger recul seulement dans la partie ouest du front³⁾. En 1904, à la suite

¹⁾ G. Uhlig, *Von Kilimandscharo zum Meru*, in *Zeit. der Ges. für Erdkunde zu Berlin*, 1904, 9 et 10.

²⁾ H. R. H. the Duke of the Abruzzi, *The Snows of the Nile*, in *The Geographical Journ.* XXIX, 2, p. 144.

³⁾ Grove Karl Gilbert, *Variations of Sierra Glaciers*, in *Sierra Club Bulletin*, San Francisco, n° 30, V, I, janv. 1904, p. 23. Cf. Israël C. Russell, *Quaternary history of Mono Valley, California*, in *Eighth Annual Report of the U. S. Geological Survey 1886-87*. Part. I. Washington. 1889, p. 324 et Pl. II.

d'un enneigement progressif était stationnaire avec indice de crue. « A cette date le niveau du lac Mono, nappe sans émissaire située au pied du mont Lyell, s'élevait lentement depuis plusieurs années. Ce serait l'indice d'une augmentation des précipitations dans la région considérée, par suite d'une prochaine progression générale dans les glaciers. »¹⁾.

2^o *Glacier Mac Clure.* De 1883 à 1903 recul de « plusieurs centaines de mètres »²⁾. Alors que vingt ans auparavant ce glacier se terminait sur les bords d'un petit lac par un escarpement de 6 m., en 1903 il en était séparé par une moraine et par un espace couvert de neige.

II. Monte des Cascades.

Les renseignements sur l'enneigement sont contradictoires. Tandis que dans ses rapports IX et X sur les variations des glaciers américains le professeur Harry Fielding Reid signale de très abondantes précipitations dans les états d'Orégon et de Washington en 1901, 1902 et 1903, surtout en 1903, et de fortes chutes de neige au printemps 1904 sur le mont Hood, comme d'ailleurs, ajoute-t-il, les années précédentes³⁾, il annonce dans son rapport XI (1905) que les précipitations dans l'Orégon sont depuis plusieurs années inférieures à la normale. Alors qu'à Portland la hauteur moyenne des pluies est de 1189^{mm}, de 1899 à 1905 cette moyenne n'a été que 900^{mm}⁴⁾,

¹⁾ Willis T. Lee, *Note on the Glacier of Mount Lyell, California*, in *The Journ. of Geology*, Chicago. XIII, 4, mai-juin, 1905, p. 358.

²⁾ Grove Karl Gilbert, *Ibid.*, p. 23.

³⁾ Harring Fielding Reid, *The Variations of Glaciers IX*, in *The Journal of Geology*. XIII, 3, avril-mai, 1904, p. 260; *The Variations of Glaciers IX* (pour X), in *Ibid.* XIII, 4, mai-juin, 1905, p. 317.

⁴⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers XI*, in *Ibid.*, XIV, 5, juillet-août, 1906, p. 409.

1^o *Three Sisters*¹⁾. (Sept glaciers). En recul. La diminution de la glaciation, beaucoup plus accusée en épaisseur qu'en longueur, s'est traduite par le fractionnement en quatre glaciers d'une nappe qui occupait autrefois un cirque large de 8 km. — La fraîcheur des moraines encore dépourvues de végétation indique la date récente de ce morcellement.

Un des appareils de ce groupe, le Diller, s'est affaissé de 9 à 12 m. depuis quelques années (1903).

2^o *Mont Jefferson* (deux ou trois glaciers). En 1903, les glaciers situés sur les flancs de ce pic ne présentaient aucun indice de recul récent, d'après une observation faite, il est vrai, à distance²⁾.

3^o *Mont Hood* (huit glaciers). La plupart des appareils glaciaires qui couvrent les flancs de cet ancien volcan n'ont pas éprouvé un recul important depuis une longue période. Les glaciers Coe, Ladd, et, Eliot ont perdu seulement de 200 à 300 m. — De gros arbres se rencontrent à quelques centaines de mètres de leurs fronts. Le glacier Newton Clark a reculé également de 200 m., tout récemment; des moraines situées à cette distance de son front gardaient encore en 1901 un substratum de glace³⁾. Par contre le glacier White a rétrogradé de 3 km. dans le courant du XIX^e siècle.

Actuellement tous ces appareils sont en régression plus ou moins accusée. De 1901 à 1903 l'Eliot et les glaciers du versant méridional ont légèrement reculé. Pareillement en 1904 et 1905 les glaciers Zig-Zag et White sont signalés comme en retrait, le premier surtout⁴⁾. En 1906

¹⁾ U. S. Geological Survey. Israël C. Russell, *Preliminary Report on the Geology and Water Resources of Central Oregon*, Bulletin n° 252. Séries : B. Descriptive Geology n° 57 ; O. Underground Waters. 33. Washington, 1905, p. 127.

²⁾ *Ibid.*

³⁾ Harry Fielding Reid, *Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams*, in *Zeit. für Gletscherkunde*, I, 1906, p. 118 et 120.

⁴⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of the Glaciers*, IX, in *Loc. cit.*, p. 260 ; *Ibid.*, IX (pour X), in *Loc. cit.*, p. 317 ; *Ibid.*, XI, p. 409.

ce dernier a peu perdu en longueur, mais accuse une diminution d'épaisseur, tandis que l'Eliot a reculé très sensiblement ¹⁾.

4^o *Mont Adams* (six glaciers). Depuis très longtemps les glaciers qui enveloppent le sommet de cet ancien volcan n'ont guère dépassé leurs limites actuelles. De gros arbres se rencontrent dans le voisinage immédiat des moraines situées à quelques centaines de mètres en aval de leurs fronts. D'après le professeur Harry Fielding Reid, ces dépôts remonteraient à un siècle au plus, et même beaucoup moins loin, comme l'indique la présence de strates de glace sous ces matériaux ²⁾.

De 1895 à 1901 le front du glacier Avalanche a diminué en épaisseur d'au moins 7^m,50 ³⁾.

5^o *Mont Rainier*. De 1870 à 1905 le glacier Little Nesqually ou Paradise a reculé de 240 m. ⁴⁾, et dans le cratère ouest le niveau de la neige a baissé de 42 m. — En revanche l'arête reliant les deux cratères qui, en 1870, était à nu se trouvait, en 1905, recouvert d'un amas de neige épais de 9 m. — Pendant la même période le glacier Nisqually aurait rétrogradé de 400 m. ⁵⁾.

6^o *Bassin du Lac Chellan*. Les appareils voisins de cette nappe d'eau étaient en recul en 1904 ; celui situé à l'extrême supérieure du Railroad Creek aurait rétrogradé de 60 m. dans ces dernières années ⁶⁾.

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, in *Loc. cit.*, p. 51.

²⁾ Harry Fielding Reid, *The Glaciers of Mount Hood and Mount Adams*, in *Mazama*, Portland. Vol. 2, n° 4. déc. 1905. Ann. Number, p. 199, et, *Studies on the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams*, p. 129.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XI, p. 409.

⁴⁾ *The Rainier Outing of 1905*. General Hazard Stevens, *Changes in Mount Tak-ho-ma*, in *Mazama*, Portland. Vol. 2, Number 4, déc. 1905. Annual Number, p. 201.

⁵⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XI, p. 409.

⁶⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, IX (au lieu de X), p. 317.

7^o *Mont Baker* (Dix glaciers). En 1903 deux glaciers présentaient des signes d'une retraite récente importante ¹⁾.

III. Montagnes Rocheuses.

(*Rocky Mountains*).

1^o *Glacier Araphaoe*. (*Kargletscher*) (Colorado). A la suite de l'hiver très neigeux de 1902-1903, l'appareil a présenté un gonflement et son front est devenu plus escarpé, mais aucun allongement ne s'est produit ; tout au contraire sur deux points, il y a eu un léger recul ²⁾. En 1904, état stationnaire ³⁾. En 1905 recul sur les flancs ; état stationnaire sur le front. En 1906 recul également ⁴⁾.

La ligne des neiges, très basse en 1903 et 1904, s'est relevée en 1905. L'étude des observations des stations météorologiques les plus voisines ne fournissent aucune explication de cette variation ⁵⁾.

2^o *Glacier Hallett*. En retrait de 1893 à 1904 ⁶⁾ ; en très légère augmentation en 1905 ⁷⁾. Cette année-là un enneigement progressif a été constaté sur cet appareil, alors qu'à l'Araphaoe tout voisin s'était produite une régression.

En 1906 continuation de cette petite crue ⁸⁾.

3^o *Bighorn* (Wyoming). Une nappe de faible dimension logée dans un cirque du Bighorn a disparu en 1906 ⁹⁾.

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, IX, p. 260.

²⁾ J. Henderson, *Araphaoe glacier in 1903*, in *The Journ. of Geology*, XII, 1904, p. 30.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, IX (pour X), p. 317.

⁴⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, p. 51.

⁵⁾ J. Henderson, *Araphaoe glacier in 1905*, in *The Journ. of Geology*, XIII, 1905, p. 156.

⁶⁾ Harry Fielding, Reid, *The Variations of Glaciers*, IX (pour X), p. 317.

⁷⁾ Harry Fielding Reid, *Ibid.*, XI, p. 410.

⁸⁾ Harry Fielding Reid, *Ibid.*, XII, p. 51.

⁹⁾ Harry Fielding Reid, *Ibid.*, p. ibid.

4^o *Glaciers Sperry, Harrison et Chaney* (Montana). En 1905 ces petites nappes se trouvaient en recul depuis quelques années seulement ¹⁾. De 1895 à 1903 le Chaney a perdu en largeur 180 m. ²⁾, soit en moyenne 22^m,5 par an. En 1906 les appareils de cette région étaient ou stationnaires, ou en faible régression ³⁾.

B. CANADA

A. Montagnes Rocheuses.

Glacier Victoria. Grâce à un très épais revêtement morainique, ce glacier n'éprouve qu'un recul très lent. Du 29 juillet 1899 au 24 juillet 1900 le retrait n'a été que de 1^m,80. Du 24 juillet 1900 au 1^{er} septembre 1903, il s'est élevé à 15 m., soit à 5 m. par an en moyenne. Du 1^{er} septembre 1903 au 30 juillet 1906 pas de changement (Observations de MM. George et William S. Vaux ⁴⁾).

M. Sherzer, a obtenu une valeur un peu moindre : 16^m,50 pour les cinq années 1899-1904, soit 3^m,3 par an ⁵⁾.

2^o *Glacier de la vallée des Ten Peaks.* (Couvert de matériaux morainiques). En maximum. « Ce glacier est actuellement plus grand qu'il ne l'a jamais été à une époque récente ». La date de cette observation n'est pas donnée, mais elle se réfère aux premières années du XX^e siècle ⁶⁾.

3^o *Glacier de la vallée de la Consolation* (également couvert de matériaux morainiques). N'a reculé que de quelques pieds depuis sa récente extension maxima ⁷⁾.

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations Glaciers*, XI, p. 409.

²⁾ Harry Fielding Reid, *Ibid.*, IX, (pour X), p. 262.

³⁾ Harry, Fielding Reid, *Ibid.*, XII, p. 51.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers, XII^e Rapp. p. 195.

⁵⁾ William Hittell Sherzer, *Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks*, in *Smithsonian Miscellaneous Collections* (Quarterly Issue). Vol. 47. Part. 4, n° 1567. Washington, mai 1905, p. 456.

⁶⁾ I. H. Ogilvie, *The effect of superglacial debris on the advance and retreat of some canadian glaciers*, p. 729.

⁷⁾ Ogilvie, *Loc. cit.* p. 730.

4° *Glacier Wenkchemna.* La présence de troncs d'arbres engagés dans la moraine frontale induit M. Sherzer (1904) à penser que quelques années auparavant le glacier a fait une petite poussée en avant au milieu de la forêt qui entoure son extrémité inférieure¹⁾. MM. Vaux estiment, au contraire, que cet appareil est demeuré stationnaire jusqu'en juillet 1906 et que les arbres de la moraine ont été tout simplement pris sous des matériaux éboulés du front du glacier²⁾.

5° *Glacier Wapta ou Yoho.* En régression depuis une longue période. Du 17 août 1901 au 7 août 1904, recul total : 26^m,70, soit près de 9 m. par an, d'après MM. Vaux³⁾, de 33^m,3, soit 11^m,1, par an suivant M. Sherzer.

De 1904 à 1906 état stationnaire (MM. de Vaux)⁴⁾.

6° *Glacier Brazeau* En août 1902 les apophyses sud-est de ce glacier de plateau présentaient des indices de recul⁵⁾.

B. Selkirks

1° *Glacier Illecillewaet*⁶⁾. Grâce à MM. de Vaux ce glacier est régulièrement observé depuis vingt ans.

Antérieurement à 1887, stationnaire.

De 1890 à 1898 recul total :	135 ^m 60,	recul moyen annuel	17 m.
Du 17 août 1898 au 29 juillet 1899 »			4 ^m ,80
Du 29 juillet 1899 au 6 août 1900 »			19 ^m ,50
Du 6 août 1900 au 5 août 1901 »			4 ^m ,50
Du 5 août 1901 au 26 août 1902 »			14 ^m ,60
Du 26 août 1902 au 25 août 1903 »			9 ^m ,75
Du 25 août 1903 au 14 août 1904 »			1 ^m ,67
Du 14 août 1904 au 15 juillet 1905 »			0 ^m ,75
Du 25 juillet 1905 au 24 juillet 1906 »			25 ^m ,50

¹⁾ William Hittell Sherzer, *Loc. cit.*, p. 477.

²⁾ Comm. intern. des Glaciers, *XII^e Rapp.* 1906, p. 194.

³⁾ *Ibid.*, p. 195.

⁴⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

⁵⁾ A. P. Coleman, *The Brazeau Icefield*, in *The Geogr. Journ.* XXI, 5, mai 1903, p. 509.

⁶⁾ Comm. intern. des Glaciers, *XII^e Rapp.*, p. 188. Les valeurs du recul données par MM. Vaux dans ce rapport pour la période 1898-1906 diffèrent souvent de celles qu'ils ont données dans les Rapports IX et X, et de celles qui se trouvent mentionnées dans les *Variations of Glaciers*, IX (pour X), et XI du professeur Reid.

De 1898 à 1906 le recul total a été de 98^m,07, soit de 12^m,26 par an, au lieu de 17 m. durant la période 1890-1898.

2^o *Glacier Asulkan*¹⁾. En observation régulière depuis 1899 par les soins de MM. Vaux. Une série de photographies prises du même point de 1899 à 1906 montre pendant cette période une diminution générale, du glacier, mais beaucoup moins accusée que sur les appareils voisins.

Du 12 août 1899 au 8 août 1900 recul de 7^m,31.

Du 8 août 1900 au 6 août 1901 crue de 1^m,20.

Du 6 août 1901 au 30 août 1903 crue de 10^m,97.

Le 23 juillet 1906 le glacier était revenu dans la même position qu'il occupait en 1899 ; par suite léger recul de 1903 à 1906.

Résumé. A une époque antérieure pas très éloignée les glaciers des monts Hood et Adams ont éprouvé un gros maximum. Depuis ces appareils n'ont pour la plupart que faiblement reculé. Partout ailleurs dans les Sierras et dans les Rocheuses le régime dominant est la régression. Dans ces dernières années des indices d'une très faible crue ont été relevés sur quelques appareils : Lyell (1904), Araphaoe (1904), Hallett (1905-1906), Asulkan (1900-1903). A cette même époque sur d'autres appareils qui n'ont pas avancé s'est manifestée une atténuation dans l'intensité du recul.

Les glaciers des Etats-Unis et du Canada ont donc éprouvé les mêmes vicissitudes que ceux des Alpes.

IV. Alaska

Deux ouvrages fondamentaux ont été publiés concer-

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers, *Rapport XII*, p. 192, Les valeurs données dans le Rapport IX de la Comm. intern. des Glaciers ne concordent avec celles fournies par le Rapport XII.

nant les variations des glaciers de l'Alaska, l'un par le professeur Davidson ¹⁾, l'autre par le Dr G.-K. Gilbert ²⁾.

Compilant tous les renseignements fournis par la Pérouse (1786), Fidalgo (1790), Malaspina (1791), et, surtout par Vancouver (1794), puis par les documents russes, M. Davidson a reconstitué l'état d'un grand nombre de glaciers de la chaîne cotière de la fin du XVIII^e siècle à la seconde moitié du XIX^e, et mis en évidence les changements survenues depuis. D'autre part, le Dr G.-K. Gilbert expose les modifications éprouvées par un certain nombre de glaciers de la *Coast Range* depuis le début de l'exploration américaine dans cette région. Ses descriptions précises de la position des fronts glaciaires en 1899, éclairées par une abondante illustration, constituent une excellente base pour l'étude des variations ultérieures.

1^o Taku Inlet.

En 1904 les glaciers qui débouchent dans ce fjord reprenaient rapidement les pertes considérables que leur avait fait subir le tremblement de terre de 1899 ³⁾. Des photographies prises en 1905 indiquent une progression par rapport à 1890 ⁴⁾.

2^o Canal Gastineau.

Glacier Mendenhall ⁵⁾. En 1794 en maximum. A cette date, d'après le récit de Vancouver, ce glacier traversait semble-t-il, dans toute sa largeur le canal Gastineau et venait

¹⁾ George Davidson, *The Glaciers of Alaska that are shown on russian charts or mentionned in older narratives*, in *Trans. and Proc. of the Geographical Society of Pacific*, vol. III. Sér. II. Juin 1904. San Francisco.

²⁾ Harriman Alaska Expedition. *Alaska*. Vol. III. *Glaciers and Glaciation*, by Grove Karl Gilbert. Doubleday Page and C°. New-York, 1904.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers IX* (au lieu de X), p. 317.

⁴⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers XI*, p. 408.

⁵⁾ G. Davidson, *Loc. cit.*, p. 78.

buter contre l'île Douglas située en face de sa vallée. Cette hypothèse est rendue plausible par l'existence d'une barre dans le canal Gastineau laquelle paraît avoir été formée par l'alluvionnement glaciaire.

Depuis recul. En 1865 le canal Gastineau était dégagé, et le glacier n'arrivait plus qu'à la côte nord du détroit.

De 1892 à 1901 régression à raison de 12 à 15 m. par an¹⁾.

3^o Lynn Canal.

A. *Glaciers Eagle et Herbert*. De 1867 à 1903 recul probable de 2400 m.²⁾.

B. *Glacier Denver*. (environs de Skagway). Recul de 12 m. en deux mois pendant l'été 1903³⁾.

C. *Glacier S. et Glacier Supérieur* (environs de Skagway) En recul de 1898 à 1903, à raison de 9 à 12 m. par an⁴⁾.

Autour de Skagway tous les glaciers sont en recul rapide⁵⁾.

D. *Glacier Davidson*. (Chilkat Inlet⁶⁾). Entre les bords du fjord et l'extrémité inférieure de cet appareil on rencontre d'abord une zone forestière, large de 400 à 1000 m., composée d'arbres âgés, puis une seconde, large de 400 à 800 m., constituée d'arbres plus jeunes, enfin un espace dépouillé de végétation forestière. Dans la seconde zone les mares sont nombreuses, produites, suivant toute vraisemblance, par la fusion de fragments de glace enfouis sous les alluvions.

De ces circonstances le Dr G.-K. Gilbert induit que depuis plusieurs siècles le Davidson n'a pas dû s'étendre à plus de 600 m. environ au-delà du point où il s'arrêtait en 1899 et que l'époque de ce maximum correspond à l'âge des

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*. IX, p. 260.

²⁾ G. Davidson, *Loc. cit.*, p. 77.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*. IX, p. 260.

⁴⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

⁵⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

⁶⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 14.

jeunes arbres de la deuxième zone. Ce maximum ne doit pas remonter à une date éloignée, car dans l'Alaska les arbres ont une croissance rapide, même au voisinage des glaciers. Ainsi à l'entrée de la Glacier Bay des exemplaires âgés de 40 à 50 ans atteignent une taille de 24 m. et un diamètre de 0^m,91¹⁾.

4° Glacier Bay.

Les glaciers qui débouchent dans la Glacier Bay offrent le plus remarquable exemple de régression survenue dans la période historique que l'on connaisse. Depuis un siècle ces appareils se sont retirés de 35 à 40 milles anglais, soit de 56 à 64 km. et ont perdu en épaisseur de 300 à 600 m. —²⁾.

En 1794, lors du voyage de Vancouver, un énorme glacier remplissait, semble-t-il, toute la baie jusqu'à une faible distance de son embouchure³⁾. Quatre-vingt-cinq ans plus tard, en 1879, cette masse de glace avait disparu, et à sa place s'étendait un vaste bassin fjordien dans lequel débouchaient plusieurs glaciers dont la réunion avait formé jadis l'énorme appareil qui obstruait la baie⁴⁾.

¹⁾ Marsden Manson, *Forest Advance over Glaciated Areas in Alaska and British Columbia*, in *Forestry Quarterly*. Vol. I. 1903, p. 249-252.

²⁾ K. G. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 17.

³⁾ Davidson, carte VIIl, in *Loc. cit.*

⁴⁾ *A Voyage of Discovery to the North Pacific Ocean and Round the World... 1790-95. Made under the command of Captain George Vancouver.* 3 vol. in 4° et atlas, Londres, 1798 (voir vol. II, p. 244); John Muir, *Cruise of the Corwin in the Arctic Ocean*, 1884, p. 136; Harry Fielding Reid, *Studies of Muir Glacier, Alaska* in *The National Geographic Magazine*, Washington. Vol. IV, 23, mars 1892, p. 19; Harry Fielding Reid, *Glacier Bay and its Glaciers* in U. S. Geological Survey, *Sixteenth Annual Report of the Survey 1894-1895*, Part. I. Washington, 1896; Grove Karl Gilbert, *Loc. cit.*; George Davidson, *Loc. cit.*; *Muir Glacier. Note by G.-K. Gilbert*, in *The National Geographic Magazine*, Washington, XIV, 12, déc. 1903, p. 444; C. L. Andrews, *Muir Glacier*, in *ibid.*, XIV, 12, déc. 1903, p. 441. Voir pour la bibliographie complète des variations glaciaires dans la Glacier Bay, G.-K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 17 n. —

La régression de la glaciation a eu ici pour effet, non pas simplement de modifier l'aspect d'un glacier, mais de transformer complètement la topographie d'une portion du littoral.

Dans la Glacier Bay débouchent actuellement une dizaine de grands glaciers, dont les fronts sont baignés par la mer, et, dont nous allons maintenant étudier les variations particulières.

A. *Glacier Muir*. Les variations de cet appareil peuvent être ainsi résumées : (Voir fig. XXVI).

De 1794 à 1879 recul de 30 kilomètres environ. D'après Harry F. Reid, lors de son maximum, le Muir n'a pas dépassé vers l'aval le Bartlelt Cove¹⁾.

De 1880 à 1886 recul de 1220 m., soit de 203 m. par an.

De 1886 à 1890 recul de 1000 m., soit de 250 m. par an.

De 1890 à 1892 avance de 210 m., soit de 105 m. par an.

De 1892, principalement à partir de 1894, à 1899, recul de 579 m.²⁾.

De 1899 à 1903 Recul de 4800 à 5600 m.³⁾.

Le recul a continué. D'après les observations précises de MM. F. E. et C. W. Wright effectués en 1906, la régression de 1892 à 1906, s'élève à pas moins de 10 km.⁴⁾. Elle aurait donc été environ de 4200 m. entre 1903 et 1906.

Ainsi, de 1880 à 1892, la régression moyenne annuelle aurait été de 166 m.; de 1892 à 1899 de 82 m., puis, se serait élevée à 1350 m. de 1899 à 1906.

Harry Fielding Reid évalue à 25 milliards de mètres cubes la masse de glace enlevée au glacier Muir de 1899 à 1903, soit quatorze fois le volume de glace rejeté à la

¹⁾ Harry F. Reid, *Glacier Bay and its Glaciers*, p. 439.

²⁾ G.-K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 22.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, IX, p. 259.

⁴⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, p. 52, et, Comm. intern. des Glaciers, *XII^e Rapp.*, p. 183.

mer annuellement par cet appareil dans les circonstances ordinaires, et, il estime à 11 km² la surface perdue pendant ces quatre années par le glacier et gagnée par la mer ¹⁾.

Le recul survenu depuis 1892 a entraîné de profonds changements dans la topographie du glacier Muir. Les glaciers Morse et Dirt, qui à cette date confluait dans l'appareil principal, sont devenus indépendants et n'ont plus leurs fronts baignés par la mer ; le premier en est éloigné de 1600 m. — D'autre part, en se retirant le front du glacier Muir s'est singulièrement élargi ; en 1906 il atteignait un développement de 12 km., au lieu de 2700 m. précédemment. Actuellement il suit les contours de l'isohypse de 1000 pieds sur la carte de Harry Fielding Reid (*Map of Glacier Bay, in Glacier Bay and its glaciers. Extract from the Sixteenth Annual Report of the U. S. Geological Survey 1894-95. Part. I*)²⁾.

La colossale destruction du front du glacier Muir survenue de 1899 à 1906 est la conséquence du sisme très violent qui a affecté cette partie de l'Alaska en 1899. (Voir p. 412). Cette secousse a disloqué l'extrémité inférieure du glacier et entraîné un velage considérable, lequel se poursuit depuis très activement en raison de l'élargissement du front. De 1892 à 1906 le développement des périmètres glaciaires baignés par la mer dans l'ensemble de la Glacier Bay est passé de 5100 m. à 12,300 m. —

Si en quatorze ans le glacier Muir a reculé de 10 km. il n'y a rien d'extraordinaire en ce qu'en un siècle il ait rétrogradé de 30 km. —

B. *Glacier Carroll (Queen Inlet).* De 1892 à 1906 recul de 600 m. et faible velage ³⁾.

¹⁾ *The Variations of Glaciers*, IX, p. 259. Cf. C. L. Andrews, *Muir Glacier*, in *The National Geographic Magazine*, XIV, 12, déc. 1903.

²⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, p. 52.

³⁾ Harry Fielding Reid. *Ibid.*, p. *ibid.*

C. *Glacier Rendu* (Rendu Inlet). De 1892 à 1906 recul de 600 m.¹⁾.

D. *Glaciers du Reid Inlet*. La régression des glaciers survenue dans ces vingt-cinq dernières années a déterminé dans la topographie du Reid Inlet un changement analogue à celui qu'elle a produit dans le Muir Inlet.

En 1879 la partie supérieure du Reid Inlet était remplie par une énorme nappe de glace formée par la confluence de trois glaciers : le Grand Pacifique, le John Hopkins et le Reid. De 1879 à 1892 cette nappe a fondu, et chacun des trois appareils qui la constituait s'est retiré dans sa propre vallée (voir fig. XXV).

La valeur numérique de cette régression est donnée par le tableau suivant²⁾ :

	D'après G.-K. Gilbert De 1879 à 1899	D'après F. E. et C. W. Wright De 1892 à 1906
Grand Pacifique	5600 à 6400 m.	6000 m. environ
John Hopkins	5600 m.	3300 m.
Reid	850 m.	1500 m.

E. *Glaciers du Hugh Miller Inlet*. Là également la régression a eu pour effet de dissocier depuis 1879 deux glaciers, le Hugh Miller et le Charpentier, qui, à cette date, confluait et remplissaient le fjord de leur masse commune. (Fig. XXIV).

D'après G. K. Gilbert, de 1879 à 1892 le Hugh Miller a rétrogradé de 2400 m.³⁾, puis de 525 m. (moyenne) entre 1892 et 1899⁴⁾. Suivant MM. Wright, de 1892 à 1906, le retrait aurait été d'environ 2400 m., dont 1900 m. depuis 1899, si la valeur du recul donnée par G. K. Gilbert pour la période 1892-1899 est exacte⁵⁾.

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII.

²⁾ G.-K. Gilbert, *Loc. cit.* p. 32, et, Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII.

³⁾ G.-K. Gilbert, *Loc. cit.* p. 36.

⁴⁾ *Ibid.*, p. 37.

⁵⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII. p. 53.

La branche septentrionale du High Miller vers la Glacier Bay a subi également une perte importante. Alors qu'en 1879 son front baignait dans le fjord, en 1892 il n'était plus que tangent à la mer, et, en 1899 il en était éloigné de 780 m. et en 1906 de 1600.

De 1892 à 1899 le Charpentier a perdu 536 m., et, de 1892 à 1906, 2700 m., soit 2200 m. de 1899 à 1906.

Enfin le petit glacier porté sur la carte de Harry Fielding Reid entre le Reid et le Hugh Miller a disparu de 1892 à 1906¹.

F. *Glacier du Geikie Inlet*²). Dans cette branche de la Glacier Bay, de 1879 à 1892 le recul a entraîné également la dissociation de deux appareils, le Geikie et le Wood, qui à la première de ces dates, confluait en un front commun. Depuis 1892 le recul a persisté; jusqu'en 1894 il a été de 800 m. pour le Geikie et de quelques centaines de pieds pour le Wood. D'après MM. Wright, de 1892 à 1906 le Geikie s'est retiré de 1500 m. — Une faible partie de son périmètre arrive aujourd'hui à la mer, alors qu'en 1879 son front était entièrement baigné par le fjord.

5° Cross Sound.

A. *Glacier Brady*. A partir du la fin du XVIII^e siècle, en crue. Depuis 1794 ce glacier a recouvert un village indien abandonné à cette date et s'est allongé de 10 à 12 kilomètres³). En 1880, le mouvement de progression continuait et le glacier attaquait une forêt située sur sa rive⁴).

B. *Baie Dundas*. Les cartes de l'hydrographe russe Tebenkof (1839) indiquent au fond de cette baie deux glaciers ayant chacun un front de 5 kilomètres environ. Un lever récent du *Coast and Geodetic Survey* des Etats-Unis,

¹) Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, p. 53.

²) G. K. Gilbert, *Loc. cit.* p. 38 et Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, p. 53.

³) G. Davidson, *Loc. cit.* p. 63 et suiv.

⁴) G. K. Gilbert, *Loc. cit.* p. 45.

(février 1904), n'en marque aucun sur les bords de cette baie ; il porte simplement sur sa côte orientale une épaisse moraine longue de plusieurs milles¹⁾.

Peut-être pendant la seconde moitié du XIX^e siècle ces appareils ont-ils disparu ou se sont-ils retirés si haut sur les montagnes qu'ils ne sont plus visibles de la mer.

6^o Icy Cape.

Glacier La Pérouse. En 1895 son flanc ouest attaquait la forêt riveraine et quatre ans plus tard, s'en trouvait séparé par un espace de 150 m. — « Les arbres à la lisière des bois et quelques troncs renversés, épars sur le terrain abandonné par le glacier, mesuraient un diamètre de 1^m,20 ; pendant une très longue période, durant des siècles même, la glace n'avait donc pas attaqué la forêt. Aussi bien le Dr G. K. Gilbert conclut que le maximum atteint en 1895 n'avait pas été dépassé depuis des siècles²⁾.

Nous avons rapporté plus haut que dans cette région des arbres atteignent un diamètre de 0^m,90 à l'âge de 40 ou 50 ans. La crue de 1895 serait donc le maximum atteint par le glacier La Pérouse depuis un siècle au plus et non depuis plusieurs siècles, comme le suppose le savant glaciériste américain.

7^o Lituya Bay ou Port des Français.

Ce fjord a été le théâtre d'un phénomène inverse de celui survenu dans la Glacier Bay. Depuis la fin du XVIII^e siècle la glaciation sur les bords de cette baie a augmenté et son accroissement a eu pour effet de réunir des glaciers précédemment isolés et de réduire le domaine du fjord. En 1786 La Pérouse vit dans ce bassin cinq glaciers : deux dans chacune de ses branches nord-ouest et nord, et le cinquième face à l'ouverture du goulet. En 1893-1894 les deux appareils de la branche nord-ouest étaient réunis et

⁵⁾ G. Davidson, *Loc. cit.* p. 65.

¹⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.* p. 44.

s'étendaient à 5600 m. au delà du point où les avait vus La Pérouse, recouvrant un fond marin de 216m. — D'autre part, les deux glaciers de l'autre branche avaient progressé de 4800 m.¹⁾. De 1786 à 1893-1894 s'est donc manifestée une crue de 5 à 6 kilomètres. Depuis elle a persisté ; de 1894 à 1906, le glacier de la branche nord-ouest du fjord a avancé de 800 m., celui du sud-est a légèrement progressé, tandis que le glacier central est demeuré stationnaire²⁾.

8^o Chaîne Brabazon³⁾.

En 1906 les glaciers de cette chaîne étaient en décrue. Tous se présentaient précédés d'une moraine frontale distante de la glace de 400 à 1600 mètres, et, partout cet espace était dépourvu de végétation, indice que ce recul était récent.

9^o Yakutat Bay.

De la description de la baie du Désenchantement et du plan de ce fjord contenus dans la relation du voyage de Malaspina⁴⁾, ainsi que du récit de Vancouver⁵⁾ les auteurs américains qui ont étudié les glaciers de l'Alaska, Russell, Davidson, G. K. Gilbert, ont inféré qu'en 1792 et 1794 un énorme glacier formé par la réunion du Turner et du Hubbard remplissait la partie inférieure de la baie jusqu'à l'île Hænke. Aussi bien avaient-ils conclu à un recul considérable de la glaciation depuis la fin du XVIII^e siècle. D'après M. G. K. Gilbert, de 1792 à 1899 ce recul n'aurait pas été inférieur à 8 kilomètres⁶⁾.

¹⁾ George Davidson, *Loc. cit.*, p. 59.

²⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XII, p. 53.

³⁾ Eliot Blackwelder, *Glacial Features of the Alaskan Coast between Yakutat Bay and the Alsek River*, in *The Journ. of Geology*, XV, 5, juillet-août 1907, p. 433.

⁴⁾ *Relacion del viage hecho por las goletas Sutil y Mexicana en el anno de 1792*. Madrid 1802.

⁵⁾ *A Voyage of Discovery to the North Pacific Ocean, and Round the World, 1790-1795*. Londres, 1801. Vol. V, p. 389.

⁶⁾ *Loc. cit.*, p. 48.

Suivant MM. Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, s'il est hors de doute qu'à une époque relativement récente les glaciers remplissaient la baie du Désenchantement bien au delà de l'île Hænke, il n'est point du tout évident qu'en 1792 et 1794 ils s'étendissent jusqu'à cette île¹⁾. Comme cela arrive souvent, on a fait dire aux anciens textes plus qu'ils ne disent.

La relation de Malaspina rapporte simplement que des embarcations, après s'être péniblement frayé un passage à travers des glaces flottantes, rencontrèrent la « ligne de froid perpétuel », et, rebroussèrent ensuite chemin. Le récit de Vancouver n'est guère plus explicite, et, se borne à relater que ses canots furent arrêtés par « a firm and compact body of ice », derrière lequel apparaissaient un étroit « inlet ».

Ainsi que le font remarquer MM. Tarr et Martin, si les embarcations de Malaspina et de Vancouver avaient trouvé devant elles un glacier, les relations de ces deux expéditions auraient certainement consacré au moins quelques lignes à la description d'un phénomène aussi étrange pour ces marins que celui d'une haute muraille de glace barrant la mer et se disloquant par moments en énormes glaçons dans un fracas formidable. Un tel spectacle était de nature à impressionner surtout les Espagnols de Malaspina peu habitués à voir de pareilles masses de glace. MM. Tarr et Martin pensent donc que Malaspina et Vancouver ont rencontré simplement à l'île Hæncke un embâcle de glaces flottantes, ainsi qu'il s'en produit à la suite de « velages » abondants, et, comme les deux voyageurs américains ont rencontré eux-mêmes à la fin de juin 1906. Une photographie jointe à la relation de deux géologues montre la baie entièrement couverte par une banquise, à la date de juin 1906.

¹⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Position of the Hubbard Glacier Front in 1792 and 1794*, in *Bull. of the American Geogr. Soc.* New-York, XXXIX, 3, mars 1907.

En second lieu, en amont comme en aval de l'île Hæncke, on n'observe aucune différence d'âge dans la végétation des bords du fjord. Or, il en serait autrement si, il y a moins d'un siècle, un glacier eût occupé toute la baie jusqu'à cet îlot. La preuve, c'est que sur les rives du Nunatakfjord (branche du fjord Russel) qui, il y a une centaine d'années environ, était rempli par un glacier, la végétation forestière se distingue à première vue par sa jeunesse de celle qui couvre le fjord voisin qui, lui, n'a pas été aussi récemment occupé par un glacier.

Enfin, si le glacier Hubbard s'était étendu jusqu'à l'île Hæncke, la partie supérieure de la baie du Desenchantement, le fjord Russell, serait devenu un lac de barrage et il existerait des dépôts lacustres étagés entre l'île Osier et le cap Enchantement. Or, de pareilles formations ne s'observent qu'à l'extrémité supérieure du fjord Russel, où elles ont été engendré par un lac de barrage dû à l'obstruction du goulet par le glacier Nunatak.

A. *Glacier Lucia*. De 1905 à 1906 stationnaire¹⁾.

B. *Glacier Atrevida*. De 1905 à 1906 crue de 100 m. — En 1906 le glacier attaquait la forêt riveraine. En même temps son front, qui en 1905 présentait une pente douce et couverte de moraines, était devenu un escarpement duquel se détachaient à chaque instant des blocs de pierre et de glace qui enfouissaient les arbres voisins, — des conifères âgés de plus de cinquante ans²⁾.

C. *Glacier Galiano*³⁾. En 1890 l'extrémité inférieure de ce glacier était morte, couverte de taillis de saules, et précédée d'un très large cône d'alluvion. En 1905 ces taillis

¹⁾ Ralph S. Tarr, *Second Expedition to Yakutat Bay, Alaska*, in *The Bull. of the Geogr. Soc. of Philadelphia*, Vol. V, 1, janv. 1907, p. 5.

²⁾ Ralph S. Tarr, *Recent Advance of Glaciers in the Yakutat Bay Region, Alaska*, in *Bull. of the Geol. Society of America*, New-York, Vol. 18, p. 270.

³⁾ Ralph S. Tarr, *Ibid.*, p. 267.

avaient disparu, et, sur l'emplacement du cône d'alluvions on remarquait des monticules morainiques au milieu desquels se voyaient de nombreux troncs d'arbres morts. Ce bouleversement serait dû à une crue qui aurait affecté le glacier entre 1890 et 1905. De 1905 à 1906 était stationnaire.

D. *Glacier Black*¹⁾. Stationnaire de 1890 à 1905. Depuis très longtemps ce glacier n'a pas dépassé ses limites actuelles. A une distance de 180 à 270 m. il est bordé par une forêt, et, déjà à 90 m. de la glace, on trouve des taillis âgés de dix à quinze ans.

E. *Glacier Turner*. De 1891 à 1899, à peu près stationnaire²⁾; de 1899 à 1901 léger progrès³⁾. Depuis, cette pulsation en avant a continué; en 1905 Ralph Tarr et Lawrence Martin ont constaté une légère avance des deux extrémités du front par rapport à 1899 et un recul de sa partie centrale⁴⁾.

F. *Glacier Hæncke*. Crue très prononcée de 1905 à 1906. Ce petit glacier, situé au nord du Turner, en était, en 1905, complètement séparé, et, s'arrêtait à quelque distance de la mer. Or, l'année suivante, il atteignait d'une part les bords du fjord et de l'autre il confluait, par son extrémité inférieure, avec le Turner, de telle sorte que le front de ce dernier appareil se trouvait agrandi de 1600 m. vers le nord-est⁵⁾. Le professeur Ralph S. Tarr évalue à 1600 m. la crue du Hæncke survenue de 1905 à 1906.

G. *Glacier Hubbard*. De 1891 à 1899 faible recul, quelques centaines de pieds au maximum, dit G. K. Gilbert⁶⁾.

¹⁾ Ralph. S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation*, p. 152.

²⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 66.

³⁾ *Ibid.*, p. 67.

⁴⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation*, p. 154.

⁵⁾ Ralph S. Tarr, *Recent Advance....* p. 266.

⁶⁾ *Loc. cit.*, p. 65.

De 1899 à 1901 continuation de la régression qui peut être évaluée à 200 ou 300 m. — ¹⁾.

De 1901 à 1905 la partie ouest du front a progressé ; à cette dernière date elle se trouvait plus avant qu'en 1899 et même qu'en 1891 ²⁾ ; sa partie est a, au contraire reculé.

De 1905 à 1906 très faible continuation de la crue ³⁾.

H. *Variegated glacier*. De 1899 à 1905 stationnaire ⁴⁾.

Dans l'intervalle de dix mois, d'août 1905 à juin 1906, ce glacier a subi des changements remarquables. Une vaste région, qui, l'année précédente, était unie et couverte de moraines, était, en 1906, déchirée de crevasses et présentait partout la glace à vif. En même temps le front de l'appareil était de 60 à 90 m. plus épais qu'en 1905. D'après M. Tarr l'avancement pouvait être évalué à 180 m. —

En même temps l'activité des eaux de fusion avait singulièrement augmenté. Sur le cône de déjection construit dans le fjord Russel par un torrent issu de cet appareil, les eaux divaguaient et détruisaient des taillis agés de vingt-cinq ans environ. Ces saules étaient couverts de feuilles, preuve que ce renouveau d'activité glaciaire avait commencé au printemps ⁵⁾.

I. *Glacier Orange*. Stationnaire de 1905 à 1906 ⁶⁾.

L. *Glacier Nunatak*. De 1891 à 1899 recul que G. K. Gilbert évalue de 1600 à 3200 m. — En 1891 le glacier entourait complètement le *nunatak* situé près de son front ; quatre ans plus tard ce rocher était dégagé sur sa face

¹⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 66.

²⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation*, p. 155.

³⁾ Ralph S. Tarr, *Second Expedition*, p. 7.

⁴⁾ Ralph S. Tarr and Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation*, p. 148.

⁵⁾ Ralph S. Tarr, *Recent Advance of glaciers...*, p. 262.

⁶⁾ Ralph S. Tarr, *Ibid.*, p. 265.

ouest et divisait le glacier en deux branches, celle du nord baignée par la mer, tandis que celle du sud se terminait sur une plaine d'alluvions. De 1895 à 1899 le premier de ces bras a éprouvé une régression de 530 m. environ, tandis que le second est demeuré stationnaire¹⁾.

De 1899 à 1905 le recul a persisté ; il a été de 1600 mètres environ pour la branche nord et seulement de 200 à 400 m. pour la branche sud²⁾.

De 1905 à 1906 la régression a continué³⁾.

M. *Cascading glacier*. En recul sensible de 1899 à 1905⁴⁾.

N. *Hidden glacier*. En recul accentué en 1899⁵⁾. De 1899 à 1905 décrue de 400 m.⁶⁾, soit en moyenne 66 m. par an.

De 1905 à 1906. Stationnaire⁷⁾.

9^e Massif du Saint Élie.

A. *Glacier de Malaspina*. Depuis la fin du XVIII^e siècle la partie orientale de cet immense *piedmont-glacier* n'a pas, semble-t-il, éprouvé de changements importants. Aujourd'hui, comme en 1791, lors du voyage de Malaspina, elle se termine sur des terres basses et boisées. Il se pourrait, au contraire, que dans le cours du XIX^e siècle le lobe occidental de cet appareil eut fait une crue importante. Vancouver(1774) mentionne immédiatement à l'ouest du Saint Élie une baie, l'Icy Bay, terminée par un glacier et ouverte entre des terres basses. L'atlas de la côte nord-ouest d'Amérique

¹⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 62.

²⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation...*, p. 154.

³⁾ Ralph S. Tarr, *Recent Advance...* p. 261.

⁴⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation...*, p. 154.

⁵⁾ G.-K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 52.

⁶⁾ Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation...*, p. 154.

⁷⁾ Ralph S. Tarr, *Recent Advance...* p. 261.

dressé par Tebenkof d'après des sources antérieures à 1849 figure cette baie¹⁾. En 1837 le capitaine Belcher visita ce mouillage²⁾. Or, sur l'emplacement de cette baie les cartes du *Coast and Geodetic Survey* des Etats-Unis dessinent simplement une légère incurvation de la ligne de côte. Aussi bien se demande-t-on si l'Icy Bay n'a pas été envahie par le Malaspina ; peut-être, il est vrai, a-t-elle comblée par les sédiments déversés par les torrents glaciaires.

Après une très longue période de stationnement le glacier Marvine et la partie du Malaspina comprise entre la rivière Kwik et le cap Manby ont fait, en 1906, une poussée en avant. Cette crue s'est traduite par des modifications morphologiques très remarquables dans les régions qu'elle a affectées. Le glacier Marvine, jusque là peu accidenté, est devenu un hérissement de séracs, et, le lobe oriental du Malaspina, précédemment uni, un enchevêtrement de larges crevasses entre lesquelles des fragments de la surface primitivement plane ont été soulevés en monticules.

En même temps, en 1906, dans la vallée du Kwik, le front du Malaspina « travaillait ». De sa haute falaise se détachaient sans cesse des blocs de glace et des pierres, ainsi que des coulées de débris morainiques, tandis qu'était détruite la forêt qui recouvrait la moraine frontale mouvante du glacier. Tantôt les arbres étaient engloutis dans les crevasses, tantôt ils dégringolaient en avant du front et étaient bientôt recouverts par les éboulements de matériaux rejetés par le glacier.

En raison de la disparition de la couverture morainique et végétale du Malaspina, la fusion s'exerçant avec beaucoup plus d'intensité qu'auparavant, le débit du Kwik avait singulièrement augmenté. De tous côtés de gros torrents sortaient du front du glacier et par leurs divagations

¹⁾ Georges Davidson, *Loc. cit.*, p. 43.

²⁾ Sir Edward Belcher, *Narrative of a Voyage around the World performel in H. M. ship Sulphur during the years 1836—1842.... Londres, 1843, vol. I, p. 79.*

concouraient à augmenter l'œuvre de destruction et de bouleversement¹⁾.

Cet anéantissement de la forêt doit retenir l'attention. Ainsi nous voyons des massifs d'arbres compacts et étendus se développer sur le glacier ou sur ses rives, puis une pulsation en avant, relativement peu importante, causer leur destruction et la dispersion de leurs débris au milieu de dépôts morainiques, ou fluvio-glaciaires. La plus grande réserve s'impose donc dans les conclusions que l'on tire de la présence de débris végétaux au milieu de dépôts glaciaires pléistocènes concernant le sens des variations que les glaciers de cette période ont subies.

Comme nous l'avons déjà mentionné p. 112, la variation positive éprouvée en 1906 par les glaciers de la baie Yakutat serait la conséquence du tremblement de terre qui a affecté cette région en septembre 1899. Pendant dix-sept jours cette partie de l'Alaska a subi des chocs d'une extrême violence. Ces secousses ont déterminé, d'après le témoignage de mineurs établis dans ce massif, d'énormes avalanches qui ont suralimenté les glaciers inférieurs, et suivant Ralph Tarr, cette suralimentation aurait engendré la crue de 1907²⁾. Ainsi sur les glaciers de la baie Yakutat le sisme de 1899 aurait exercé des effets complètement différents de ceux qu'il a produits sur les nappes glacées de la Glacier Bay.

B. *Glacier Klutlan.* Le glacier Klutlan, situé sur le versant nord du Saint Élie (longueur de 3200 à 6400 m.), a reculé très rapidement dans ces dernières années (observation faite en 1905). Son extrémité inférieure, recouverte d'une couche de débris morainiques sur laquelle sont établis des arbres, semble morte. Peut-être cette situation est-elle à la veille de se modifier. L'existence, dans la partie centrale supérieure de l'appareil, d'une nappe de glace dépour-

¹⁾ Ralph Tarr, *Recent Advance.....*, p. 273.

²⁾ *Ibid.*, p. 280.

vue d'une couverture de matériaux moraïniques suggère à M. R. G. Mc. Connell, l'auteur de ces observations, la pensée qu'un glacier vivant est en train de recouvrir le glacier mort ¹⁾.

10^o Vallée inférieure de la rivière du Cuivre.

1^o *Glacier Miles.* De 1884 à 1898 recul ²⁾.

2^o *Glacier Child.* D'après des traditions indigènes, cet appareil, situé sur la rive droite de la rivière du Cuivre, aurait, à une époque antérieure, enjambé ce puissant cours d'eau, et, rejoint le Miles, qui lui fait face de l'autre côté. Il aurait alors formé un barrage dans toute la largeur de la vallée à travers lequel le torrent aurait passé en tunnel.

De 1894 à 1898, recul de 500 à 600 m. ³⁾. —

3^o *Glacier Sheridan.* En 1884, cet appareil s'étendait jusqu'au rivage ⁴⁾. Or, la carte de cette région, dressée en 1900 ⁵⁾ par T.-G. Gerdine et D.-C. Witherspoon, place l'extrémité de ce glacier à environ 12,8 kil. de la ligne de côte.

11^o Monts Wrangel.

Les glaciers de ce massif ont éprouvé une décrue très importante ⁶⁾. Jusqu'ici la date à laquelle cette régression a commencé demeure ignorée.

¹⁾ *Summary Report of the Geological Survey Department of Canada for the calendar year 1905.* Ottawa, 1906, p. 20.

²⁾ *Compilation of Narratives of Exploration in Alaska.* Washington. Government printing Office, 1900, p. 575.

³⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, VIII, in *The Journ. of Geology*, XI, 3, avril et mai 1903.

⁴⁾ *Compilation of Explorations in Alaska*, p. 384.

⁵⁾ U. S. Geological Survey. Frank-Charles Schrader et Arthur Coe Spencer, *The Geology and Mineral Resources of a portion of the Copper River District, Alaska*, Washington, 1901. Pl. II.

⁶⁾ U. S. Geological Survey. W. E. Mendenhall, *Geology of the Central Copper River Region, Alaska*, Professional Paper, n° 41, Washington, 1905.

12^e Prince William Sound.

A. *Glacier Stroup* (Port Valdès). En retraite en 1895. De 1891 à 1905 deux gros rochers précédemment recouverts par la glace ont émergé ¹⁾.

B. *Glacier Brooks* En 1794 ce glacier, situé au fond de la baie Unakwik, « vélait » abondamment ²⁾. Alors qu'à cette date, d'après Vancouver, cette baie aurait eu une longueur de quatre « leagues » ³⁾, la carte levée en 1898 par les officiers américains lui donne une profondeur de douze milles. Aussi le professeur Davidson conclut-il à un retrait considérable pendant le cours du XIX^e siècle. Cette observation est peut-être douteuse. Le professeur U. S. Grant, qui en 1905 a vu le glacier Brooks à une distance de 1600 m., signale que la végétation forestière s'étend jusqu'au glacier; si un espace découvert existe entre la forêt et la glace, il doit être très étroit ⁴⁾.

C. *Glacier Columbia*. Une forêt s'étend jusqu'à la lisière même de la glace; depuis une longue période cet appareil est donc stationnaire.

En 1892 ⁵⁾ s'est produite une faible expansion suivie d'une légère contraction. A cette date, le long de la rive occidentale du front la glace envahit la forêt sur une largeur de 60 à 70 m., puis elle se retira en abandonnant les troncs d'arbres qu'elle avait renversés. Dans cette région le front s'allongea de 240 m. environ. En 1899 on observait, à cette distance du glacier, une petite moraine, puis en arrière une seconde à seulement 50 m. de l'extrémité de l'appareil. L'ilot, auquel cette année là tangentait le front du Columbia,

¹⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XI, p. 406.

²⁾ George Davidson, *Loc. cit.*, p. 32.

³⁾ Vancouver, *Loc. cit.*, vol. III, p. 185.

⁴⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of the Glaciers*, XI, p. 407.

⁵⁾ Le Dr G. K. Gilbert induit la date de cette pulsation de l'âge de trois petits conifères poussés sur le territoire abandonné ensuite par le glacier. (*Loc. cit.*, p. 78.)

portait également les traces de cette petite crue. On y voyait deux moraines toutes fraîches, l'une à 45 m. environ, l'autre à 90 ou 150 m. du front ; cette dernière renfermait des fragments de troncs d'arbres et des morceaux de tourbe. Sur sa rive Est le glacier avait également entamé la forêt. Dans cette région on rencontrait, comme dans les autres parties du périmètre glaciaire, deux petites moraines et de nombreux arbres renversés¹⁾.

De 1899 à 1905 le glacier Columbia est demeuré à peu près stationnaire. La partie du front qui repose sur un îlot a simplement reculé d'une quarantaine de mètres dans cet intervalle de six ans²⁾.

D. *Glaciers Amherst et Crescent.* (College fjord, branche-nord-ouest du Port Wells). Ces deux appareils sont séparés de la forêt riveraine par une zone, large de plusieurs centaines de mètres, et, dépourvue de végétation arborescente. Cette situation indique une légère décroissance de la glaciation à une date récente³⁾.

E. *Glaciers Yale et Harvard.* En 1794 le College fjord n'était point, comme aujourd'hui, ramifié dans sa partie supérieure en deux branches. Un glacier formé par la confluence du Yale et du Harvard occupait alors le fond de la baie dans toute sa largeur, en aval de la crête qui sépare actuellement les deux embranchements supérieurs du fjord. Ce glacier velait abondamment ; de son front se détachaient des blocs tellement volumineux qu'ils échouaient sur des fonds de 18 à 21 m., et, que leur écroulement engendrait des raz de marée, dont l'effet se faisait sentir dans un rayon de deux « leagues »⁴⁾.

Depuis la fin du XVIII^e siècle s'est produit dans cette baie un recul considérable de la glaciation, qui, comme

¹⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 76 et suiv. —

²⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XI, p. 406..

³⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 82..

⁴⁾ Vancouver, *Loc. cit.*, p. 183..

celui survenu dans la Glacier Bay, a profondément modifié la topographie du fjord. Au lieu d'un canal unique terminé par un seul glacier, on trouve maintenant deux baies séparées par une crête et terminées chacune par un glacier, le Harvard dans la branche nord, et le Yale dans la branche nord-est¹⁾.

Ce recul considérable du Harvard est confirmé par la position de la forêt par rapport au glacier. Le long de la rive nord du fjord, aucun arbre n'existe sur une distance de plusieurs kilomètres en aval du front glaciaire actuel. Il en est de même sur la rive sud jusqu'à 8 ou 10 milles de l'extrémité inférieure du Harvard et cela sur une hauteur de plusieurs centaines de pieds au-dessus du fjord ; plus haut, au contraire, un belt de forêt s'étend dans la direction du glacier²⁾. Les contours de la zone aride correspondent en longueur et en hauteur à l'espace occupé par le Harvard à une époque antérieure et qu'il a abandonné depuis.

Si sur les cartes du Port Wells dressées par Vancouver (1794) et par Abercromby (1898) la position des fronts glaciaires a été portée exactement, la valeur de la régression survenue de 1794 à 1898 serait de 16 km.³⁾. —

F. Glacier Barry. Le détroit de Doran, qui en 1898 était représenté comme obstrué par ce glacier⁴⁾, fut traversé l'année suivante par l'expédition Harriman sans la moindre difficulté. Un recul aussi considérable en un an que celui nécessaire pour dégager ce goulet paraît invraisemblable ; nous inclinons donc à penser qu'en 1898 l'officier chargé de l'exploration de cette région, passant à distance, n'a pas aperçu la communication.

D'après les constatations faites en 1899 par le Dr G.

¹⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, Pl. XII.

²⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 84.

³⁾ Davidson, *Loc. cit.*, p. 29.

⁴⁾ *Compilation of Narratives of Exploration in Alaska*, p. 631, et, carte p. 563.

K. Gilbert, le Barry doit être stationnaire depuis une très longue période ; pendant le XIX^e siècle, il a simplement subi une légère diminution ¹⁾.

Depuis, ce recul s'est accentué ; de 1899 à 1905 le front de cet appareil a rétrogradé de 1600 m. ²⁾.

13^o Presqu'île Kenaï (Versant nord-ouest).

Glacier Grewinck ³⁾. De 1880 à 1895 recul de 75 m., soit de 5 m. par an.

De 1895 à 1899 recul de 105 m. dans la partie sud du front, soit de 26 m. par an.

L'état de la forêt voisine indique que depuis plusieurs siècles le glacier n'a guère dépassé ses dimensions actuelles ; pendant la dernière partie de cette période il s'est étendu jusqu'à la lisière des bois, puis a rétrogradé. D'après le Dr G.-K. Gilbert, la date de ce maximum remonterait au milieu du XIX^e siècle environ. Il s'est produit ensuite, il y a quelques dix ans (avant 1899), un second maximum qui a affecté particulièrement la partie centrale du front, puis la régression en cours a commencé.

Les observations concernant l'Alaska mettent en lumière quatre faits principaux :

1^o A une époque antérieure indéterminée, mais qui remonte certainement à un certain nombre de siècles, les glaciers de l'Alaska, tout au moins ceux de la Glacier Bay et de la baie Yakutat, étaient beaucoup plus réduits qu'aujourd'hui, et, une végétation forestière se développait sur des territoires occupés aujourd'hui par la glaciation ou qui sont encore stériles actuellement.

2^o Une crue d'une très grande ampleur s'est ensuite produite et a amené l'invasion de régions précédemment boisées. L'apogée de cette poussée glaciaire paraît avoir eu lieu à la fin du XVIII^e siècle. L'étude des anciens

¹⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 90.

²⁾ Harry Fielding Reid, *The Variations of Glaciers*, XI, p. 407.

³⁾ G. K. Gilbert, *Loc. cit.*, p. 101.

ciens textes à laquelle se sont livrés MM. R. Tarr et L. Martin concernant la crue du glacier Hubbard à cette date montre la nécessité de soumettre les relations des anciens voyageurs à une critique très attentive.

3^o Dans le cours du XIX^e siècle s'est manifestée une décrue considérable qui a entraîné une véritable déglaciation, de même que la crue du siècle précédent avait déterminé une englaciation. Les deux phénomènes sont de même ordre. L'ampleur de la régression a toutefois été très inégale dans les divers massifs de l'Alaska. Alors que dans la Glacier Bay la glaciation a reculé de 40 à 60 kilomètres les glaciers tout voisins de Davidson et de Lapérouse n'ont subi que des pertes insignifiantes.

4^o Au cours de la variation primaire négative du XIX^e siècle est survenue vers 1890 une variation positive secondaire qui n'a affecté que quelques appareils.

AMÉRIQUE DU SUD

I. Andes de l'Equateur¹⁾.

Au cours de sa récente et féconde exploration dans les Andes de l'Equateur (1903) le professeur Hans Meyer a pu, grâce aux observations antérieures de Reiss et de Stuebel (1872), reconnaître les vicissitudes par lesquelles la glaciation de cette partie de la Cordillère a passé depuis trente ans. Dans cette région de l'Amérique du Sud, comme dans le reste du monde, le régime dominant durant la dernière partie du XIX^e siècle a été la régression et ce régime persiste toujours.

De 1872 à 1903, sur les deux Cordillères de l'Equateur la ligne du névé est remontée en moyenne de 50 m.

¹⁾ Tous les renseignements concernant les variations glaciaires dans cette partie de la Cordillère sont empruntés au magnifique ouvrage du professeur Hans Meyer, *In den Hoch-Anden von Ecuador.* Berlin, Dietrich Reimer, 1907.

et la limite inférieure des glaciers de 150 m.

1^o *Antisana*. Le glacier de l'Ouest, qui s'arrête à 4580 mètres (1903), est précédé de quatre enceintes morainiques toutes récentes ; la plus basse est située à la cote 4500 m. environ. Le recul en hauteur a donc été de 80 m. — Partout ailleurs, la cuirasse de glace qui recouvre ce volcan n'a éprouvé depuis 1872 qu'un faible recul ; sur un point elle paraît même s'être étendue. Peut-être les glaciers de l'Equateur ont-ils été, eux aussi, touchés par la petite variation positive de la fin du XIX^e siècle ?

2^o *Cotopaxi*. De 1872 à 1903 la ligne du névé s'est relevée de 100 à 180 m. sur les versants nord, sud, et, ouest de la montagne, tandis qu'elle est demeurée stationnaire sur la face est.

3^o *Caldera du Cerro Altar*. De 1872 à 1903 le glacier de la *caldera* du Cerro Altar s'est retirée en hauteur de 270 à 320 m. — En 1880 il atteignait le bord du seuil rocheux qui barre l'ouverture de cet ancien cratère et engendrait des avalanches, lesquelles, au pied de cette barre, formaient un glacier remanié. En 1903, la langue de glace suspendue ayant reculé, l'appareil remanié a disparu. Depuis trente ans le niveau du glacier a, d'autre part, baissé d'une trentaine de mètres. De plus, sur les versants de la *caldera* la déglaciation s'accuse par l'apparition de pointements rocheux ; la nappe de glace qui recouvre les pentes de l'entonnoir, jadis d'un seul tenant, se trouve de ce fait partagée en cinq fragments.

4^o *Chimborazo*. De 1872 à 1903 le glacier Reiss a éprouvé une diminution notable.

5^o *Carihuairazo*. Entre 1872 et 1903 la limite inférieure de la carapace de glace qui recouvre ce volcan est, sur son versant oriental, remontée de 100 m. environ, de 4354 m. à 4450 m. —

II. Andes péruviennes.

1^o *Cordillère côtière du Pérou, entre le Rimac et Yauli.*
(11°54' de Lat. S.) ¹⁾.

Depuis 1878 un névé situé sur le versant ouest du mont Meiggs a complètement fondu. Pareillement en cinq ans une nappe de glace qui tapissait la montagne de San Florencio a disparu. De 1894 à 1903, un glacier du versant est du Pico Urco a perdu 30 m.; de 1890 à 1903 celui qui descend du Yanasinga a rétrogradé de 150 m., et, de 1893 à 1903 le glacier de Rumicreuz, au sud de Yauli, a reculé de 100 m. — Enfin, pour la première fois, en 1898, pendant la saison sèche, le Téatino, au-dessus de Yauli, est apparu libre de neige; en 1903, même en pleine période des pluies, son sommet ne portait aucun revêtement blanc.

Ainsi, dans cette partie de la Cordillère des Andes la diminution de la glaciation se manifeste par une régression des neiges telle que leur limite inférieure dépasse aujourd'hui des sommets précédemment couverts, par la disparition des petits appareils, et, par un recul annuel des glaciers plus importants compris entre 10 et 3 m. —

2^o *Massif de l'Ananea (nord-ouest du Titicaca).* (16° de Lat. S.)

Dans cette région des Andes également la limite inférieure des neiges a subi un relèvement visible. Des sommets, jadis couverts de neige en été, en sont maintenant dépouillés, tandis que sur d'autres l'étendue de la couverture a diminué.

Les glaciers, si tant est que les observations les concernant sont exactes, ne paraissent pas cependant avoir subi de variations importants. D'après O. F. Pfardte ²⁾, le glacier

¹⁾ A. Benrath, *Ueber eine Eiszeit in der peruanischen Küstecordillere*, in *Pet. Mitt.*, 50, B., XI, 1904.

²⁾ Otto F. Pfardte, *The Glaciers of Poto, Peru*, in *Report of the Eighth International Geographic Congress*, 1904, Washington, 1905.

San Francisco (versant sud de l'Ananea), logé dans un étroit ravin large tout au plus de 480 m., ne semble pas avoir éprouvé de grandes variations de longueur depuis l'arrivée des Espagnols dans le pays. Au pied du rocher sur lequel il se termine, on voit, en effet, des ruines d'habitations. Il est toutefois, bordé de hautes moraines latérales.

Un autre glacier, le Communi, se trouve précédé de moraines situées à 120 ou 180 m. de son front.

III. Andes de Bolivie.

Depuis de longues années les glaciers de cette région sont en lente régression ¹⁾.

IV. Andes argentines et patagones.

1^e *Glacier de Lanin* ($59^{\circ}38'$ de Lat. S.) ²⁾. En 1896 il formait une étroite langue, de 500 m. de large, longue de 5 km., dont toute la moitié inférieure enfouie sous des matériaux morainiques constituait un « glacier mort ». Le glacier était à ce moment en régression évidente, après avoir éprouvé à une époque peu éloignée trois crues, d'égale amplitude, comme l'indiquait la présence de trois moraines latérales échelonnées à intervalles réguliers.

L'année suivante, le « glacier mort » avait complètement fondu, en même temps le glacier vivant avait reculé de 50 m. (Voir fig. XXIX et XXX). —

2^o *Tronador* (41° de Lat. S.). Un glacier en régression ³⁾

3^o *Glacier du Cerro S. Lorenzo* ($47^{\circ}30'$ de Lat. S.). En recul en 1902 ⁴⁾.

¹⁾ A. F. Bandelier, *The Basin of Lake Titicaca*, in *The Scottish Geogr. Mag.* Edimbourg, XXI, 11, nov. 1905, p. 586, et, in *Bull. of the American Geogr. Soc.* New-York, XXXVII, 8, août 1905, p. 454.

²⁾ Rudolf Hauthal, *Gletscherbilder aus der argentinischen Cordillere*, in *Zeit. d. Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, XXXV, 1904, Innsbruck, p. 53.

³⁾ *Ibid.*, p. 55.

⁴⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

4^o *Glacier Bismarck*¹⁾. (Lac Argentino) (50°55' de Lat. S.). Du 25 février 1899 au 4 mars 1900 crue de 23^m,5. C'est le seul exemple de progression qui ait été relevé dans les Andes argentines.

5^o *Glacier Richter*. En 1899 recul rapide²⁾.

6^o *Glacier oriental du Mont Balmaceda*. (Fjord Ultima Esperanza) (51°10' de Lat. S.). De 1897 à 1900 recul, comme le montrent les figures XXVII et XXVIII, reproductions de photographies que le professeur Hauthal a eu l'amabilité de nous communiquer.

7^o *Canal du Beagle*. La plupart des glaciers qui débouchent sur les bords de ce canal sont précédés de moraines boisées et entourés de dépôts morainiques situés à une grande hauteur au-dessus du niveau actuel de ces appareils. Cette disposition est particulièrement apparente autour de la baie de la Romanche et sur le grand glacier descendant du Mont Sarmento³⁾. Il est donc évident que la glaciation est également dans cette région en régression.

NOUVELLE ZÉLANDE

Un enneigement progressif a été observé en 1906 dans le North Westland, à la suite d'une augmentation des précipitations et d'un abaissement de la température. A la fin de l'été 1906 des ravins de la chaîne alpine du North Westland, ouverts vers 1200 mètres et ordinairement dépouillés en cette saison, se trouvaient remplis de neige et même de glace⁴⁾.

¹⁾ R. Hauthal, *Loc. cit.*, p. 33.

²⁾ *Ibid.*, p. 47.

³⁾ H. L. Crosthwait, *A. Journey to Lake San Martin, Patagonia*, in *The Geogr. Journ.*, XXV, 3, mai 1905, p. 286.

⁴⁾ Department of Mines. New Zealand Geological Survey. Bull. n° 1 (New Series). *The Geology of the Hokidita Sheet*.

1^o *Glacier François-Joseph.* Cet appareil, en retraite en 1898, a fait depuis une faible crue ¹⁾.

2^o *Glacier Tasman* ²⁾. Entre 1890 et 1906 il a éprouvé une petite crue ; dans ces dernières années il a démolie en partie une moraine latérale qui était couverte de végétation, par suite assez ancienne.

3^o *Glacier Mueller* ³⁾. Stationnaire, également avec légère progression entre 1889 et 1906.

4^o *Glacier Hooker* ⁴⁾. Stationnaire.

En résumé, depuis une quinzaine d'années au moins les glaciers de la Nouvelle Zélande ne paraissent pas affectés par la grande décrue qui se manifeste dans les autres régions glacées du monde. En tout cas, à notre connaissance, les relations assez nombreuses parues dans ces dernières années sur les glaciers de ce pays ne mentionnent pas une régression considérable survenue durant la seconde moitié du XIX^e siècle.

RÉGIONS POLAIRES

Terre François-Joseph.

En 1899-1900 S. A. R. Le Duc des Abruzzes a rencontré une corne de renne au cap Saülen, sur l'île du Prince Rodolphe, la plus septentrionale des terres de cet archipel ⁵⁾. Pareille trouvaille avait été faite par Leigh Smith et par Frederik Jackson, au cap Flora, à l'extrémité méridionale de ce complexe de terres.

¹⁾ James Mackintosh Bell, *The Heart of the Southern Alps, New Zealand*, in *The Geogr. Journ.*, XXX, 2, août 1907, p. 196.

²⁾ James Mackintosh Bell, *Loc. cit.*, p. 186, et, *Report of the New Zealand Department for Lands and Survey, 1905-1906*.

³⁾ James Mackintosh Bell, *Loc. cit.*, p. 190.

⁴⁾ *Ibid.*, p. *ibid.*

⁵⁾ S. A. R. Le Duc des Abruzzes. *Expédition de l'Etoile Polaire dans la mer arctique 1899—1900*. Traduit et résumé par Henry Prior. Paris, Hachette & C°, 1904, p. 41.

De ces découvertes on a conclu que le renne qui n'existe plus aujourd'hui sur la terre François Joseph y aurait vécu à une époque antérieure et qu'il en aurait été chassé par une extension glaciaire. La glace aurait envahi progressivement les « pâturages » sur lesquels ce cervidé trouvait sa nourriture. Il y a lieu toutefois de faire observer que les rameures ont été récoltées au cap Flora à 10 m. seulement au-dessus du niveau de la mer. Celle recueillie par le Duc des Abruzzes paraît avoir présenté les mêmes conditions de gisement. La terre François Joseph a subi une émersion marquée à une époque relativement récente ; l'hypothèse d'un flottage par les glaces flottantes doit donc être envisagée, d'autant que le renne est abondant à la Nouvelle Zembla.

De 1894 à 1897 M. Frederick Jakson signale dans le sud de l'archipel deux cas de recul des glaciers (glacier Peary, à la terre Alexandra, et, glacier du Windy Gully, à l'île Northbrook), et, un de progression à l'île Bell¹⁾.

Les observations du Duc des Abruzzes à l'île du Prince Rodolphe indiquent une augmentation de la glaciation depuis 1874, date de la découverte de l'archipel par l'expédition austro-hongroise. « Les photographies de la baie Teplitz que nous avons montrées au capitaine Payer, écrit le Duc, lui ont fait croire que l'état glacial a augmenté depuis 1874. Il m'a assuré à plusieurs reprises qu'il a parcouru des plateaux découverts situés entre le cap Germania et le cap Fligely ; actuellement ces plateaux n'existent plus et il n'y a guère à découvert qu'un millier de mètres près du cap Fligely. Si depuis 1874 les conditions glaciales ont été en augmentant dans l'île du Prince Rodolphe, on ne peut cependant révoquer en doute le fait, que pendant notre séjour dans la baie et jusqu'à l'époque de notre départ, l'évaporation et la fonte ont dépassé la précipitation²⁾. »

¹⁾ Charles Rabot. *Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales*. Part. II, p. 87.

²⁾ S. A. R. Le Duc des Abruzzes, *Loc. cit.*

Grönland.

1° *Glacier de Jakobshavn.* Les explorateurs qui ont visité cet émissaire de l'*inlandsis* grönlandais ont tous constaté un recul de son front, par rapport à la position où Rink le vit en 1850. On avait tout d'abord attribué cette régression, qui en 1880 atteignait 8 kilomètres, à une diminution de la glaciation, lorsque le professeur E. von Drygalski expliqua les variations du front de ce glacier par les conditions du velage¹⁾. Pendant l'hiver, rapportait le savant voyageur allemand, le glacier avançait et se réassimilait les blocs qu'il avait mis précédemment en liberté; puis, lors de la débâcle estivale, il perdait tout ce qu'il avait ainsi gagné et même plus. D'autre part, faisait observer le professeur E. von Drygalski, en raison de la difficulté qu'il y a à discerner la limite entre le front du glacier et l'embâcle de blocs détachés qui le précède, rien n'était moins certain que la position assignée par plusieurs voyageurs, notamment par Rink en 1850 à l'extrémité du glacier. — L'explication du professeur E. von Drygalski semblait d'autant plus plausible qu'aucune diminution de la glaciation n'était alors observée dans la partie supérieure du glacier.

Cette question intéressante a été tranchée en 1902 par le Dr M. C. Engell dans le sens de la déglaciation²⁾. Ce naturaliste a constaté, en effet, à cette date que des pointements rocheux, auparavant recouverts par le glacier, apparaissaient dans sa partie supérieure, et qu'un lac de bordure, long de 10 km., situé sur sa rive gauche, s'était en partie vidé à la suite de la diminution du glacier. — De plus M. Engell a relevé des traces évidentes de l'amincissement

¹⁾ *Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891–1893 unter Leitung von Erich von Drygalski.* Berlin, Kühl, 1897, I, p. 129.

²⁾ M. C. Engell, *Undersøgelser og Opmaalinger ved Jakobshavns Isfjord og i Orpigsait i Sommeren 1902*, in *Meddelelser om Grönland*, XXVI^e vol., Copenhague, 1904.

du glacier le long de ses rives. Dans ces conditions il est donc certain que le glacier du Jakobshavn est en retrait depuis 1850, ainsi qu'on l'avait d'abord pensé. De 1850 à 1902 la régression de ce glacier n'est pas inférieur à 13 km.¹⁾.

L'historique de cet appareil peut être résumé ainsi : par rapport à la position du glacier en 1850, le recul était en 1875, de 3800 m., en septembre 1879 de 6500 m., en août 1880 de 7800 m., en août 1883 de 9300 m., de 12,900 m. en 1902.

Cette régression a été interrompue par des poussées en avant. Ainsi, de septembre 1879 à mars 1880 le glacier de Jakobshavn a progressé d'un kilomètre, et, le 2 août 1888, j'ai vu son front à 2 kilomètres en avant de la position qu'il occupait en 1879²⁾, date à laquelle il s'arrêtait par le travers du Kangerdlukasik, fjord latéral qui a longtemps servi d'étalon pour la mesure des oscillations de longueur de cet appareil³⁾.

En 1903 et en 1904 le glacier de Jakobshavn a continué son mouvement de régression⁴⁾.

En juillet 1903 la partie médiane du front se trouvait à 350 m. en avant du point où elle s'arrêtait l'année précédente, tandis que la partie méridionale avait éprouvé un recul de 170 m. Evidemment dans le lobe central s'était produite une poussée, qui avait gardé tout son effet par suite de l'absence de velage pendant une assez longue période. Deux mois plus tard, en septembre, la situation était complètement changée. La région centrale du front

¹⁾ Distance mesurée sur la carte du Dr Engell jointe à son mémoire.

²⁾ Commission internationale des Glaciers. Charles Rabot. *Les Variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales*. Part. 1, p. 32, Genève, 1897.

³⁾ Sur la carte jointe au mémoire du Dr Engell (Pl. II) le front de juillet 1888 est porté beaucoup trop à l'ouest. Le texte (p. 33) met d'ailleurs en garde contre cette indication.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers. *X^e Rapport*, 1904, p. 17.

avait non seulement perdu son avance, mais encore rétrogradé de 80 m., en arrière de sa position de 1902.

En juin 1904 de nouveau la partie centrale avait fait une seconde poussée en avant de 120 m., tandis que la partie sud s'était retirée de 30 m. — A la fin d'août la région médiane s'était, comme l'année précédente, de nouveau retirée, et, ce retrait atteignait 435 m. ; en même temps la rive méridionale avait rétrogradé de 10 m. —

En résumé, de 1902 à 1904 le glacier de Jakobshavn a perdu plus de 400 m. en longueur. —

La vidange du lac de bordure a commencé pendant l'été 1892. A la place d'une nappe unique qui existait précédemment, il y a maintenant deux bassins par suite de la mise à découvert d'un seuil. Dans la cuvette occidentale la baisse des eaux a été de 36 m., dans celle de l'est de 28 mètres ; sur leurs rives, à diverses hauteurs, apparaissent des *Strandlinie* correspondant aux différents niveaux des nappes pendant la période d'écoulement.

2^o *Glacier du Sikijuitsok*. La branche de l'*inlandsis* qui descend dans le Sikijuitsok (branche nord-est du fjord de Jakobshavn) a reculé de 4600 m. de 1880 à 1902¹⁾.

3^o Le bord de l'*inlandsis* contre les montagnes riveraines dans l'est de l'extrémité supérieure du fjord Orpik-suit ($68^{\circ}37'$ de Lat. N.) paraît s'être retiré depuis une date toute récente²⁾.

4^o *Glacier de Pakitsok*. ($69^{\circ}25'$ de Lat. N.). Émissaire de l'*inlandsis* se terminant sur le sol. Après avoir augmenté de 1850 à 1883, cet appareil était en décrue en 1904³⁾. Une moraine se trouve en avant de son front et un pointe-

¹⁾ M. C. Engell, *Loc. cit.*, p. 69 et Pl. II.

²⁾ *Ibid.*, p. 63.

³⁾ *Medd. om Grönland*, vol. VIII, p. 15. Cf. Charles Rabot, *Les Variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales*, Part. I, p. 35..

ment rocheux auparavant, recouvert, est actuellement visible¹⁾.

5^o *Glacier de Torsukatak* (70^o de Lat. N.). (Émissaire de l'*inlandsis* se terminant en mer). Très faible décrue, à peine perceptible²⁾.

6^o *Glacier de Sarkak* (île Disko). Cet appareil, qui en l'espace de quelques mois est susceptible de subir de profonds changements³⁾, est resté stationnaire de juillet 1903 à juillet 1904⁴⁾.

TERRES ANTARCTIQUES

Toutes les expéditions entreprises durant les premières années du XX^e siècle dans les régions antarctiques signalent un recul considérable et général de la glaciation polaire australe; mais seulement pour la terre Victoria on possède une valeur de cette régression. Depuis 1841, date à laquelle James Ross découvrit la « Grande Barrière », cet énorme appareil a rétrogradé de 50 km. vers le sud⁵⁾.

L'expédition antarctique suédoise a apporté une précieuse contribution à la connaissance des variations glaciaires à la Géorgie du Sud. En 1882, d'après les observations de l'expédition allemande qui hiverna à cette époque sur cette terre, le glacier Ross, situé dans la Royal Bay (côte ouest de l'île), était en recul; d'août 1882 à août 1883, il se retira de 800 à 900 m. — Or, le 29 avril 1902, le front de cette nappe de glace se trouvait un peu en avant de la

¹⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp., 1904, p. 18.

²⁾ *Ibid.*

³⁾ Charles Rabot. *Loc. cit.*, p. 54.

⁴⁾ Comm. intern. des Glaciers. X^e Rapp., 1904, p. 18.

⁵⁾ Capitaine Scott, *Le voyage de la « Discovery »*, I, p. 122, et, II, p. 266.

position qu'il occupait en août 1882¹⁾. D'autre part, sur plusieurs points la Nouvelle Géorgie présente les traces d'une glaciation beaucoup plus intense à une époque récente. Dans la baie Cumberland, par exemple, les glaciers Geikie et Lyell sont précédés d'une digue morainique qui isole du reste du fjord une nappe devant chacun de ces appareils²⁾.

Ainsi, dans l'Antarctique comme dans le reste du monde, la glaciation a éprouvé une régression considérable, pendant la seconde moitié du XIX^e siècle. Également dans cette région existent des indices d'une variation secondaire positive au cours de cette variation négative.

¹⁾ Otto Nordenskjöld, J. Gunnar Andersson, C. A. Larsen och C. Skottsberg, *Antarctic. Två år bland Sydpolens isar*. Stockholm, 1904, vol. II, p. 68. Cfr. la carte du glacier Ross levée par le capitaine Duse indiquant les différentes positions de son front. (*Loc. cit.*, p. 69.)

²⁾ Cfr. Croquis de la baie Cumberland par S. Duse. in *Antarctic*, II, p. 72.

—>o<—

CONCLUSION

De toutes ces observations sur le régime des glaciers du monde entier il ressort trois faits principaux :

1^o A une époque historique relativement récente, sur toute l'étendue des terres connues, les glaciers paraissent avoir atteint leur apogée de la période actuelle. Ce maximum s'est produit entre la fin du XVII^e siècle et le milieu du XIX^e siècle.

Le tableau suivant résume les faits connus concernant la date de cette englaciation :

Alpes. De 1770 à 1850-1860 les glaciers ont été très gros et un grand nombre d'entre eux semblent avoir acquis pendant cette période leur maximum connu.

Norvège. Pendant le XVIII^e siècle maximum qui a donné aux glaciers des dimensions que, depuis plusieurs siècles au moins, ils n'avaient pas eues.

Islande. A la fin du XVIII^e siècle poussée formidable en avant qui a persisté dans le sud de l'île pendant le XIX^e siècle et qui n'est pas encore éteinte.

Himalaya. Traces d'un maximum, dont la date demeure indéterminée, mais qui paraît relativement récente.

Afrique. Au Rouenzori et au Kilimandjaro traces d'un maximum à une date inconnue, mais peu éloignée.

Chaîne côtière de l'Amérique du Nord et Montagnes Rocheuses. Traces d'un maximum à une date ignorée, peut-être à la fin du XVIII^e siècle.

Alaska. Grand maximum à la fin du XVIII^e siècle.

Régions polaires. Dans la première moitié du XIX^e siècle la glaciation était plus développée qu'aujourd'hui au Spitzberg, au Grönland et à la terre Victoria.

2^o A cette période d'englaciation a succédé pendant le XIX^e siècle une phase de déglaciation très intense, à peu près générale. Seules quelques régions n'ont pas éprouvé cette décroissance, ou du moins ne l'ont éprouvée que très atténuée, telle l'Islande méridionale, le Tian-Chan, l'Himalaya, la Nouvelle Zélande, avec quelques massifs isolés de l'Alaska.

3^o Au cours de cette grande rétrogradation des glaciers s'est manifestée une variation positive secondaire. Elle s'est produite d'une manière très sporadique dans les divers massifs qu'elle a affectés, et n'a eu qu'une faible amplitude et une courte durée. Ce phénomène également a été mondial. Il s'est produit dans les Alpes de 1878 à 1902, en Norvège, au Jostedalsbræ, une première fois de 1867 à 1873, une seconde de 1880 à 1889. Au Caucase, de 1884 à 1902 quelques glaciers ont avancé, tandis que d'autres ont simplement éprouvé un gonflement dans leurs parties supérieures. Dans l'Himalaya, dans les Rocheuses, dans l'Alaska dans les Andes, durant les premières années du XX^e siècle pareillement des cas isolés de crue sont signalés. A la Terre François-Joseph une augmentation locale de la glaciation paraît avoir eu lieu à la fin du XIX^e siècle; de même au Spitzberg une crue accidentelle a été relevée récemment. Enfin à la Géorgie du Sud un glacier a avancé à la fin du XIX^e siècle et au début du XX^e.

Dans l'ensemble de ces diverses manifestations il y a donc un certain parallélisme. Si, en effet, on considère une période d'une certaine étendue, par exemple cinquante ou cent ans, on voit que durant ce laps de temps la grande majorité des glaciers du monde entier réagit dans le même sens.

A cette règle il y a toutefois des exceptions, et elles sont déconcertantes. Ainsi en Norvège, alors que pendant

le XIX^e siècle le Jostedalsbræ a fait des pertes en longueur énormes, le Folgefond, situé à 150 kilomètres de ce massif, n'a que très faiblement reculé. Pareillement en Islande, tandis que les glaciers du Nord de l'île ont considérablement rétrogradé, ceux du Sud n'ont éprouvé qu'une régression de faible ampleur. Enfin dans l'Alaska, au voisinage immédiat de massifs glaciaires qui, comme ceux de la Glacier Bay et de la baie Yakutal, ont éprouvé des pertes considérables, les glaciers de la Pérouse et de la baie Lituya sont restés en état de maximum. Suivant toutes probabilités, ces anomalies sont déterminées par des circonstances climatiques et topographiques particulières.

En tout cas, le fait saillant pendant la seconde moitié du XIX^e siècle, celui qui domine toutes les vicissitudes glaciaires, c'est la disparition de milliards et de milliards de mètres cubes de glace à la surface du globe.

Cette diminution de la glaciation est évidemment la conséquence d'une altération du climat.

Par leur nature même les glaciers sont des instruments enregistreurs des variations climatiques d'une extrême sensibilité. S'ils grossissent, c'est que la fabrication de la glace augmente, par suite soit de l'accroissement du stock de matière première dans la haute montagne, la consommation restant à peu près constante, soit de la diminution de la consommation, le stock de matière première reçue par les régions supérieures ne subissant point de variations importantes.

Le premier, le Dr Rekstad a montré, à l'encontre des idées jusque là généralement acceptées, la prépondérance du rôle de la consommation, c'est à dire, de la température estivale dans la production des variations glaciaires¹.

Avec sa perspicacité habituelle, le maître de la glaciologie, le professeur F. A. Forel, a fait faire à la question un progrès important.

¹⁾ *Fra Jostedalsbræen.*

Prenant la longue série des observations météorologiques exécutées à Genève, il a montré par d'ingénieux calculs, que dans cette ville la température estivale a été supérieure à la normale de 1826 à 1837, puis de 1856 à 1877, enfin de 1885 à 1906, et, au contraire, inférieure à la normale de 1838 à 1855 et de 1878 à 1884¹⁾.

Ainsi pendant la période de 1826 à 1906 on a compté 56 étés à température supérieure à la normale et 24 étés à température inférieure. Durant cette période il y a donc eu une large prédominance d'étés chauds.

Si maintenant on compare les dates de ces variations positives et négatives de la température estivale à celles des oscillations glaciaires, on voit qu'elles concordent à peu près.

De 1826 à 1855, il y a prédominance marquée d'étés froids, 18 étés froids contre 12 étés chauds ; or, pendant cette période les glaciers, qui avaient éprouvé au début du siècle une variation positive primaire, sont restés dans un état voisin de ce maximum.

Par contre, de 1856 à 1906 il y a prédominance notable d'étés chauds, 44 contre 6 étés froids, et cette période de cinquante ans correspond à celle de la variation négative primaire dont nous sommes témoins.

D'autre part, on sait qu'au cours de la grande variation positive qui a couvert la première moitié du XIX^e siècle s'est produit une variation négative secondaire. — Or, sa date concorde avec la série d'étés chauds observés de 1826 à 1837. Pareillement la série d'étés froids de 1878 à 1884 correspond à peu près à la variation positive secondaire survenue au cours de la grande décrue de la seconde moitié du XIX^e siècle.

Les résultats obtenus par le professeur F. A. Forel dans les Alpes, rapprochés de ceux acquis par le Dr Rek-

¹⁾ F. A. Forel, E. Muret, P. L. Mercanton, E. Argand, *Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses*, in *Jahr. d. Schw. Alpenclub*, XLIII, p. 309.

stad en Norvège et des faits signalés par MM. Ch. Jacob et G. Flusin dans le massif du Pelvoux, semblent bien prouver l'existence d'une relation étroite entre les variations glaciaires et celles de la température estivale.

Les calculs auxquels s'est livré le professeur Forel montrent que pendant les périodes envisagées les écarts de la température estivale par rapport à la normale ont été très faibles. Pour les 56 années affectées d'une variation positive, l'écart a été seulement de 0°,40, et, pour les 24 années à température négative de 0°,43. De 1856 à 1877 et de 1885 à 1906 la moyenne des écarts n'a même été que de 0°,36.

Ainsi une élévation de température, si faible que son existence n'a pu être révélée que par des artifices de calcul, a suffi pour entraîner une déglaciation considérable. Une toute petite cause a eu des conséquences prodigieuses.

Les valeurs des variations de la température estivale dégagées par le professeur Forel confirment les si intéressantes conclusions du professeur Brückner sur le climat de la période glaciaire¹⁾. L'énorme extension acquise par les glaciers pendant la période pléistocène, n'a point été déterminée par une variation climatique ayant le caractère d'un cataclysme, comme on l'a longtemps cru. D'après Brückner, pour ramener la glaciation du stade de Gschnitz, c'est-à-dire pour que les glaciers s'étendent dans la vallée du Rhône jusqu'à Sierre et sur le versant nord des Alpes bernoises jusqu'à Interlaken, un abaissement de la température estivale de 2° et de 1°,5 suffirait. Ce serait donc une variation cinq fois plus forte que celle qui s'est manifestée à Genève de 1856 à 1877 et de 1885 à 1904, et que les êtres organisés n'ont point ressentie.

Afin d'étendre ce commencement de lumière il importe d'appliquer tous nos efforts à l'étude des phénomènes météorologiques susceptibles d'influer sur le volume des

¹⁾ Ed. Brückner, *Höhengrenzen in der Schweiz*, in *Naturwissenschaftliche Wochenschrift*, n° 52, 24 déc. 1905.

glaciers, c'est à dire à l'enneigement, à la direction et à la force des vents, enfin à la température estivale.

Dans les Alpes il serait aisé d'obtenir des résultats plus complets que ceux que nous possédons. En premier lieu il faudrait multiplier les échelles nivométriques Mercanton ; en second lieu, recueillir des observations concernant l'enneigement hivernal et l'influence que le vent exerce sur sa distribution. Aujourd'hui que le *ski* a rendu accessible en hiver la haute montagne, on pourrait obtenir des séries annuelles de renseignements précis dans ce dernier ordre d'idées. Enfin, pour étudier la température estivale dont le rôle paraît prépondérant dans la production des variations glaciaires, il serait utile d'établir des stations thermométriques dans les refuges gardés, actuellement assez nombreux, et d'augmenter le nombre des stations météorologiques dans les hautes vallées.

D'autre part, une réforme dans le mode d'évaluation des variations glaciaires actuellement en usage paraît désirable. Aujourd'hui on observe simplement le gain ou la perte en longueur des glaciers. Or, à notre avis, cette mesure n'est pas très significative. Si, en effet, la langue terminale du glacier est mince, le retrait en longueur peut être considérable 30, 40, 50 m., et, cependant la masse de glace disparue est moindre que si le recul n'avait été que de quelques mètres et avait affecté une tranche de glace épaisse. Il serait donc préférable d'indiquer, autant que possible, les variations en mètres superficiels, comme on le fait pour le glacier du Rhône avec une évaluation approximative du cube gagné ou perdu.

Quoiqu'il en soit, les glaciéristes peuvent être fiers de l'œuvre qu'ils ont accomplie dans ces dernières années. Au prix de longues et minutieuses observations ils ont apporté un commencement de lumière sur un phénomène du plus haut intérêt pour la science et d'une importance capitale pour l'industrie humaine.



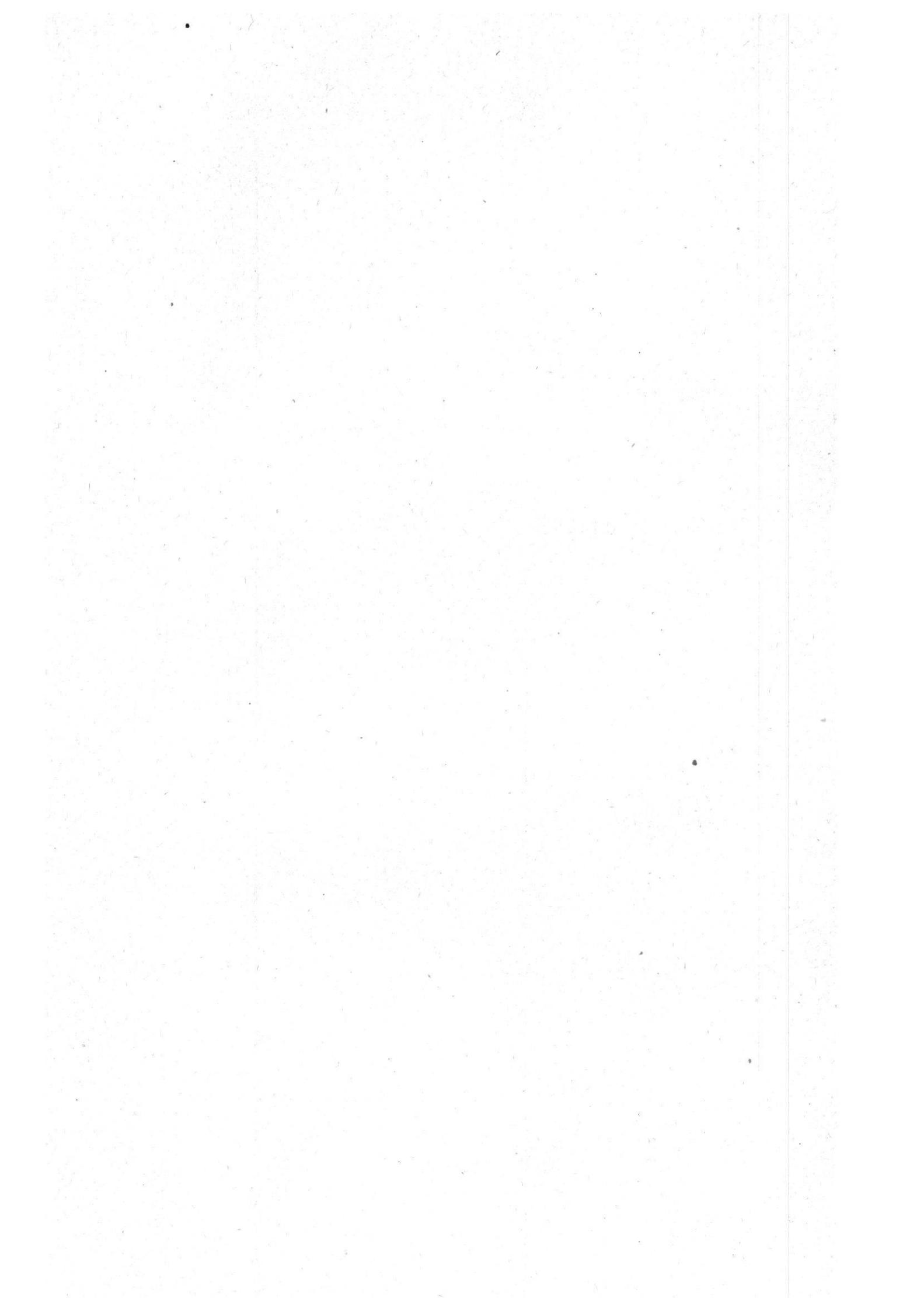


TABLE DES MATIÈRES

	Pages.
Introduction	1

CHAPITRE Ier.

Neige.

Forme des cristaux de neige	3
Température de la neige	5
Densité de la neige	7
Précipitations atmosphériques et chutes de neige dans la haute montagne	7
Instruments d'observation	18
Distribution des précipitations neigeuses en fonction de l'altitude . .	20
Influence exercée sur l'épaisseur de la couverture de neige par la nature de la végétation	21
Morphologie de la couche de neige	22
Ablation des neiges hivernales	29
Limite des neiges	36
Maurienne	41
Tarentaise	42
Mont-Blanc	42

CHAPITRE II.

Glaciologie physique et dynamique.

Ouvrages généraux	46
Nouvelle formation glaciaire	48
Classification des formes glaciaires	49
Appareils glaciaires situés en-dessous de la limite des neiges . .	50
Influence de la nature du sol sur le développement de la glaciation	52
Structure des glaciers	53
Genèse des corniches sur les parois des glaciers	58
Forages glaciaires	59

	Pages.
Epaisseur des glaciers	61
Observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers	61
Alpes	61
Himalaya	64
Nouvelle Zélande	65
Régions antarctiques	66
Etudes diverses sur l'écoulement des glaciers	67
Erosion glaciaire	72
Moraines	78
Alluvionnement glaciaire	83
Hydrologie glaciaire	88
Température du torrent glaciaire	88
Régime des torrents glaciaires	89
Débâcles	97
Phénomènes fluvio-glaciaires engendrés par des « glaciers morts » .	101
Fusion des glaciers dans les régions polaires	102
Formation des icebergs	104
Eboulements de glaciers	108
Effets des tremblements de terre sur les glaciers	110

CHAPITRE III.

Exploration glaciaire.

Europe : France	115
Dauphiné	116
Savoie	118
Pyrénées	121
Suisse	123
Tyrol	124
Norvège	124
Suède	127
Islande	127
Caucase	128
Asie : Asie mineure. — Mongolie. — Sibérie	137
Asie centrale: — Boukhara. — Pamir	138
Ala-taou de Dsoungarie	138
Tian-Chan	139
Ala-taou de l'Ili	141
Kouen-loun	141
Himalayas : Karakorum	142
Himalaya central	143
Hindou-Kouch	145
Afrique : Kilimandjaro	145
Rouenzori	146

	Pages.
Amérique du Nord : Etats-Unis	147
Sierra Nevada	147
Monts des Cascades	148
Montagnes Rocheuses	149
Canada : Selkirks. — Montagnes Rocheuses	150
Alaska	151
Amérique du Sud : Cordillère des Andes	158
Andes de l'Equateur	158
Cordillère côtière du Pérou	161
Andes chiliennes	161
Andes de Patagonie	161
Nouvelle Zélande	162
Terres Polaires : Régions arctiques	165
Spitzberg	165
Archipel polaire américain	165
Terres subantarctiques : Géorgie du Sud	167
Ile Heard. — Terres antarctiques. — Terre Victoria	168
Terre de l'Empereur Guillaume. — Terre J. Coats	172
Antarctide occidentale	173

CHAPITRE IV.

Mécanisme des variations glaciaires.

Influence des vents sur le régime des glaciers.	175
Influences permanentes s'exerçant sur le régime glaciaire	184
Forme des bassins d'alimentation et des vallées d'écoulement	185
Exposition	187
Protection contre la fusion par un revêtement morainique	189
Retard des crues sur les phénomènes climatiques qui les déterminent	190
Chronologie des variations glaciaires	191

CHAPITRE V.

Observations sur les variations glaciaires faites dans les diverses parties du monde.

France : Alpes. — Massif du Pelvoux	193
Grandes Rousses	201
Tarentaise et Maurienne	201
Observations des variations dans la Savoie méridionale en 1903, 1904, 1905, 1906, 1907	211
Bassin de l'Arc	212
Bassin de l'Isère	215
Mont Blanc	216

	Pages.
Pyrénées : Massif du Vignemale	220
Massif du Mont-Perdu	222
Massif du Néouvieille	222
Massif du Pic-Long	223
Suisse : Documents rétrospectifs sur le régime des glaciers	224
Variations de l'enneigement dans les Alpes suisses de 1902 à 1907	227
Variations de longueur des glaciers	227
Variations du glacier du Rhône	230
Tyrol : Alpes calcaires du Nord. Massif du Wetterstein	231
Massif du Silvretta	231
Massif de l'Ortler	231
Massif de l'Ötztal	232
Alpes de Stubai	243
Alpes de Zillertal	246
Massif du Gross-Venediger	247
Massif du Gross-Glockner	250
Massif du Sonnblick	252
Italie et Tyrol italien : Massif du Grand Paradis	256
Crête-frontière entre le Petit Saint-Bernard et le col de la Seigne (versant italien)	257
Massif du Mont-Blanc	257
Massif du Mont-Rose (versant italien)	258
Alpes Bergamasques	258
Versant italien du Bernina	258
Massif de l'Adamello	259
Alpes Dolomitiques	259
Alpes Juliennes	261
Alpes Vénitiennes	262
Norvège : Enneigement et phénomènes climatiques	264
Renseignements retrospectifs sur les variations glaciaires	266
Folgefonna	269
Hardangerjökull	272
Jostedalsbræ	272
Jotunheim	272
Svartis	276
Suède	276
Islande	277
Caucase	279
Caucase occidental	280
Massif de l'Elbrouz	280
Caucase central, entre l'Elbrouz et le Kazbeck	281
Massif du Kazbeck	282
Caucase oriental	289

	Pages.
Asie : Asie Mineure	283
Asie centrale : Chaîne de Turkestan	283
Chaîne Pierre-le-Grand. — Pamir. — Tian-Chan	284
Himalaya : Himalaya oriental	285
Tibet (passe du Kharo)	285
Himalaya occidental : Kumaon	286
Tibet (massif du Gurla Mandhata)	287
Garhwal. — Lahaul. — Karakorum	287
Afrique : Kilimandjaro. — Rouenzori	291
Amérique : Etats-Unis. — Sierra Nevada	291
Monts des Cascades	292
Montagnes Rocheuses (Rocky Mountains)	295
Canada : Montagnes Rocheuses	296
Selkirks	297
Alaska	298
Amérique du Sud : Andes de l'Equateur	320
Andes péruviennes	322
Andes de Bolivie. — Andes argentines et patagones	323
Nouvelle Zélande	324
Régions polaires : Terre François-Joseph	325
Grönland	327
Terres antarctiques	330
CONCLUSION	332

PLANCHES

1 Atlas de 24 pages et de 30 figures (*avec table spéciale*).

Mém. de la Soc. fribourgeoise des Sciences naturelles
SÉRIE : GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE, VOL. V.

Revue de Glaciologie, N° 3
par Charles Rabot

FIGURES

- I. *Nieve penitente* sur le sommet ouest du Chimborazo (6000 m).
Cliché du prof. Hans Meyer.
- II. *Nieve penitente* sur un sommet de 5865 m de l'Himalaya cachemirien.
Cliché du Dr et de M^{me} Workman.
- III. Formation de givre sur le Cotopaxi (5940 m).
Cliché du prof. Hans Meyer.
- IV. Formes des courbes de niveau dans le bassin d'alimentation d'un glacier (*A*) et dans sa zone de fusion (*B*).
Cliché extrait de Hans Hess, *Die Gletscher*, Vieweg u. Sohn.
- V. Structure rubanée à l'extrémité inférieure du Suphellebrae (Jostedalsbræ, Norvège).
Cliché du Dr J. Rekstad.
- VI. Moraines médianes sur le Lodalsbræ (Jostedalsbræ, Norvège).
Cliché du Dr J. Rekstad.
- VII. Ravin renfermant la moraine médiane entre le Snehættabräe et le Lodalsbræ (Jostedalsbræ, Norvège).
Cliché du Dr J. Rekstad.
- VIII. Carte du glacier des Sources de l'Arc (Maurienne) dressée par M. Paul Girardin.
Cliché du Club alpin Français.
- IX. Carte des glaciers du Mulinet, du Grand Méan et des Évettes, dressée par M. Paul Girardin.
Cliché du Club alpin Français.
- X. Le Folgefonn (Norvège). — La partie pointillée indique les surfaces occupées par le glacier.
- XI. Le Bondhusbræ (Folgefonn), 26 juin 1904.
Cliché du Dr J. Rekstad.
- XII. Le Blomsterskarbræ (Folgefonn), 1^{er} août 1904.
Cliché du Dr. J. Rekstad.

- XIII. Le Pytbræ (Folgefonna), 24 juin 1904.
Cliché du Dr. J. Rekstad.
- XIV. Le Buarbræ (Folgefonna), 6 août 1904.
- XV. Variations de longueur du Buarbræ et du Bondhusbræ (Folgefonna), d'après le Dr. J. Rekstad.
- XVI. État comparatif du glacier des Sources de l'Arc en 1864 et en 1903.
Cliché Paul Girardin.
- XVII. Langue terminale du glacier de Mandron en 1895 et en 1905.
Cliché du *Bulletino* de la Société de Géographie italienne.
- XVIII. Le Nigarsbrae (Jostedalsbrae, Norvège).
Cliché du Dr. J. Rekstad.
- XIX. Le Lille Suphellebrae (Jostedalsbrae, Norvège), 4 sept. 1899.
Cliché du Dr. J. Rekstad.
- XX. Le Lille Suphellebrae (Jostedalsbrae, Norvège), 18. sept. 1903.
Cliché du Dr. J. Rekstad.
- XXI. Le Suphellebrae (Jostedalsbrae, Norvège), 2 sept. 1899.
Cliché du Dr. J. Rekstad.
- XXII. Le Boiumbrae (Jostedalsbrae, Norvège); A le 30 août 1899; B le 17 septembre 1903.
Cliché du Dr. J. Rekstad.
- XXIII. Le Brigsdalsbrae (Jostedalsbrae, Norvège), 14 sept. 1900.
Cliché du Dr. J. Rekstad.
La ligne blanche indique les dimensions du glacier en 1871.
- XXIV. XXV, XXVI. Cartes représentant les fronts des glaciers du Hugh Miller Inlet, du Reid Inlet et du Muir Inlet dans la Glacier Bay (Alaska).
Cliché extrait de Harrimann Alaska Expedition. *Alaska. III. Glaciers and glaciation by Grove Karl Gilbert*, New-York; Doubleday, Page & C°; 1904.
- XXVII. Glacier du Mont Balmaceda (Patagonie), déc. 1897.
Cliché du professeur Hauthal. *La Nature*. Paris. Masson.
- XXVIII. Glacier du Mont Balmaceda (Patagonie), janv. 1900.
Cliché du professeur Hauthal. *La Nature*. Paris. Masson.
- XXIX. Glacier du Mont Lanin (Cordillère des Andes), 24. mai 1896.
Cliché du professeur Hauthal. *La Nature*. Paris. Masson.
- XXX. Glacier du Mont Lanin. 24 mai 1897.
Cliché du professeur Hauthal. *La Nature*. Paris. Masson.



Fig. I. Nieve penitente sur le sommet ouest du Chimborazo (6000 m.)
Cliché du prof. Hans Meyer.

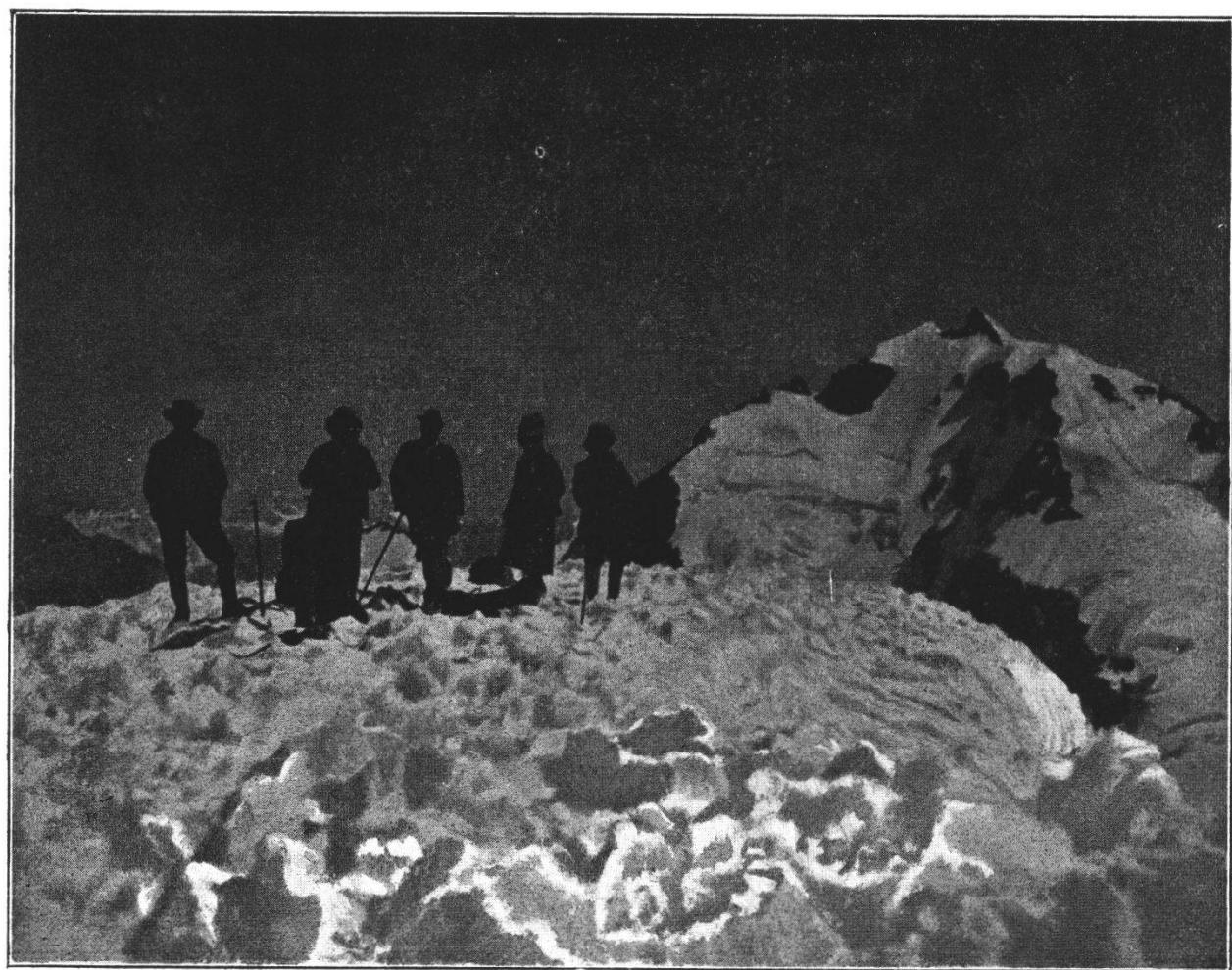


Fig. II. Nieve penitente sur un sommet de 5865 m. de l'Himalaya cachemirien
Cliché du Dr et de M^{me} Workman.

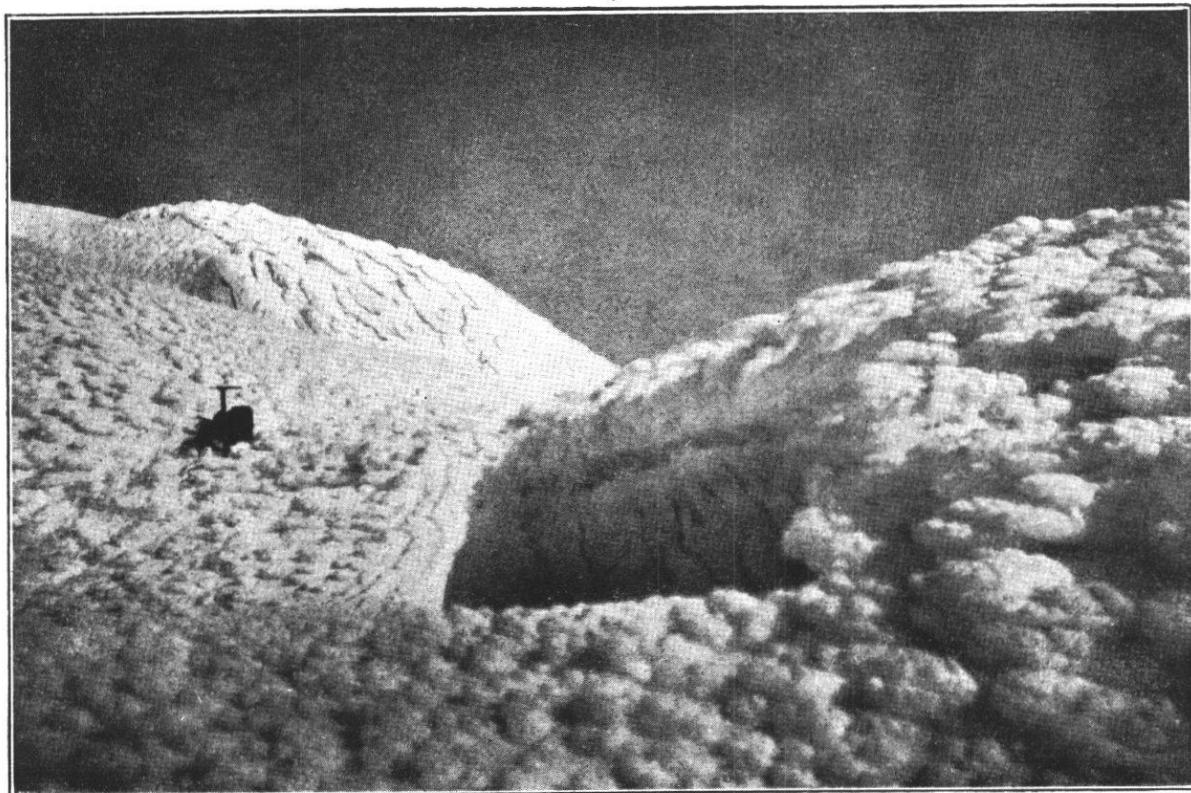


Fig. III. Formation de givre sur le Cotopaxi (5940 m.)
Cliché du prof. Hans Meyer.

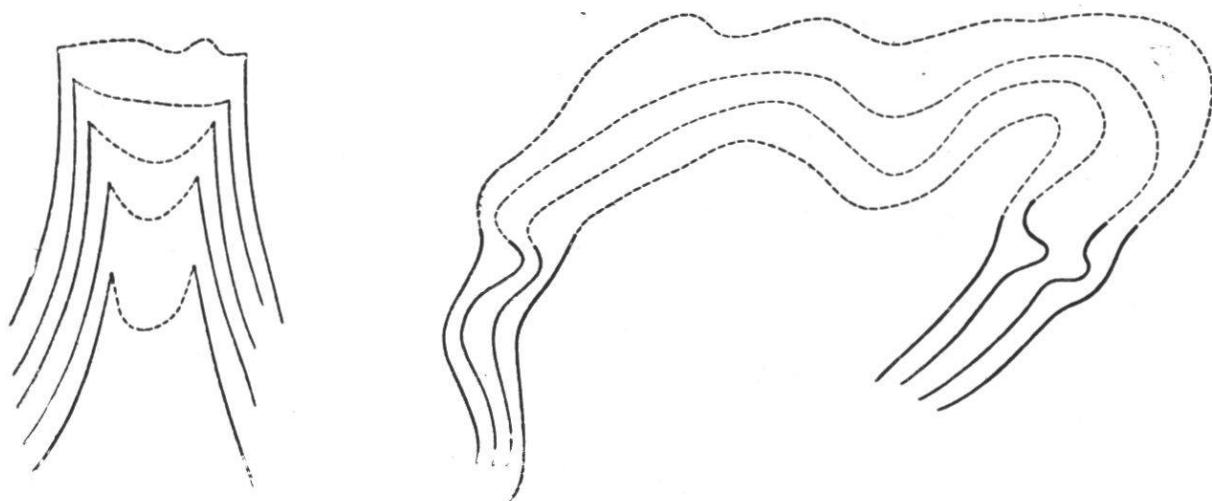


Fig. IV. Formes des courbes de niveau dans le bassin d'alimentation d'un glacier (A) et dans sa zone de fusion (B).
Cliché extrait de Hans Hess, *Die Gletscher*, Vieweg u. Sohn.

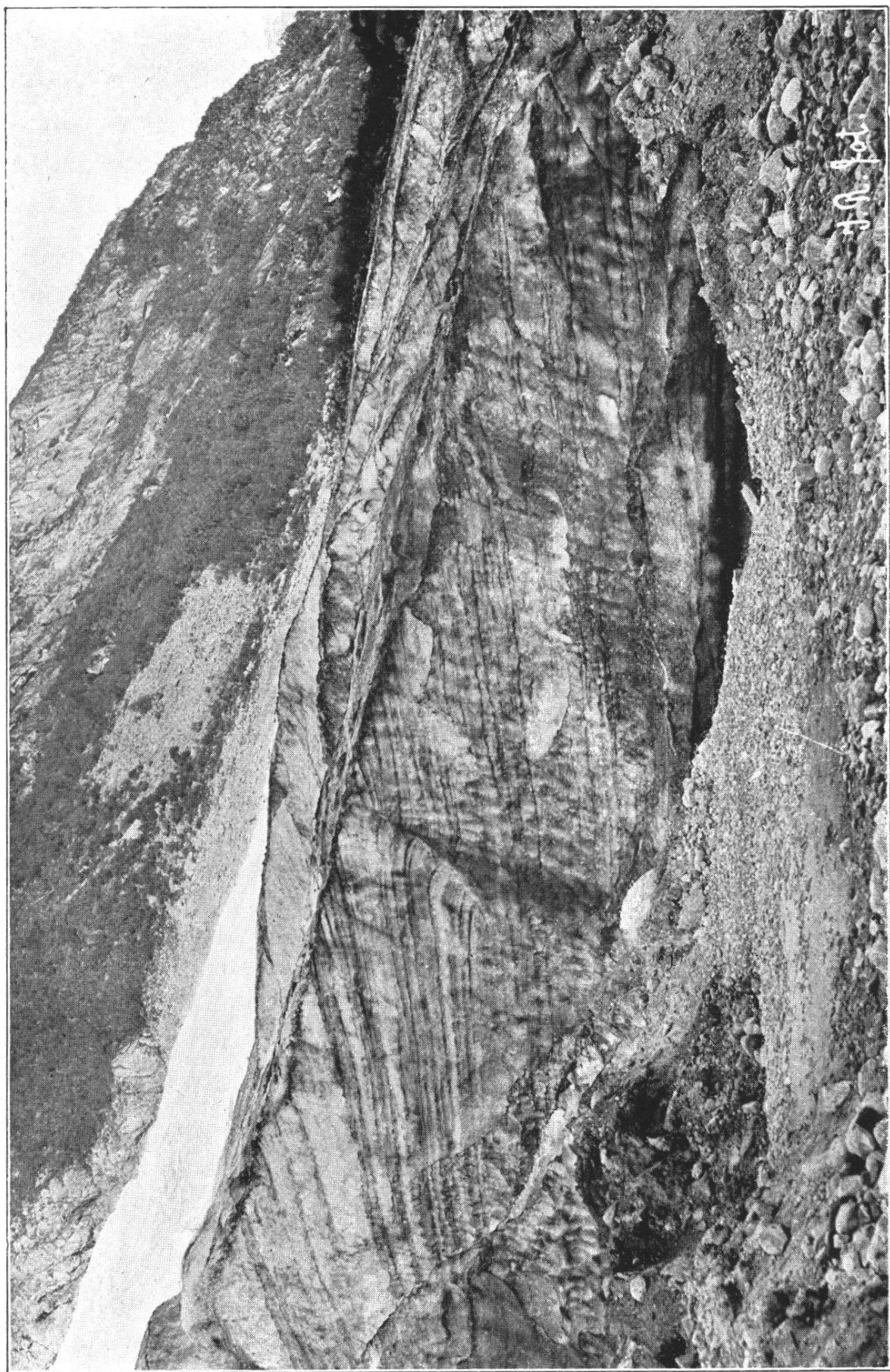


Fig. V. Structure rubanée à l'extrémité inférieure du Suphellebrae (Jostedalsbre, Norvège). Cliché du Dr J. Rekstad.

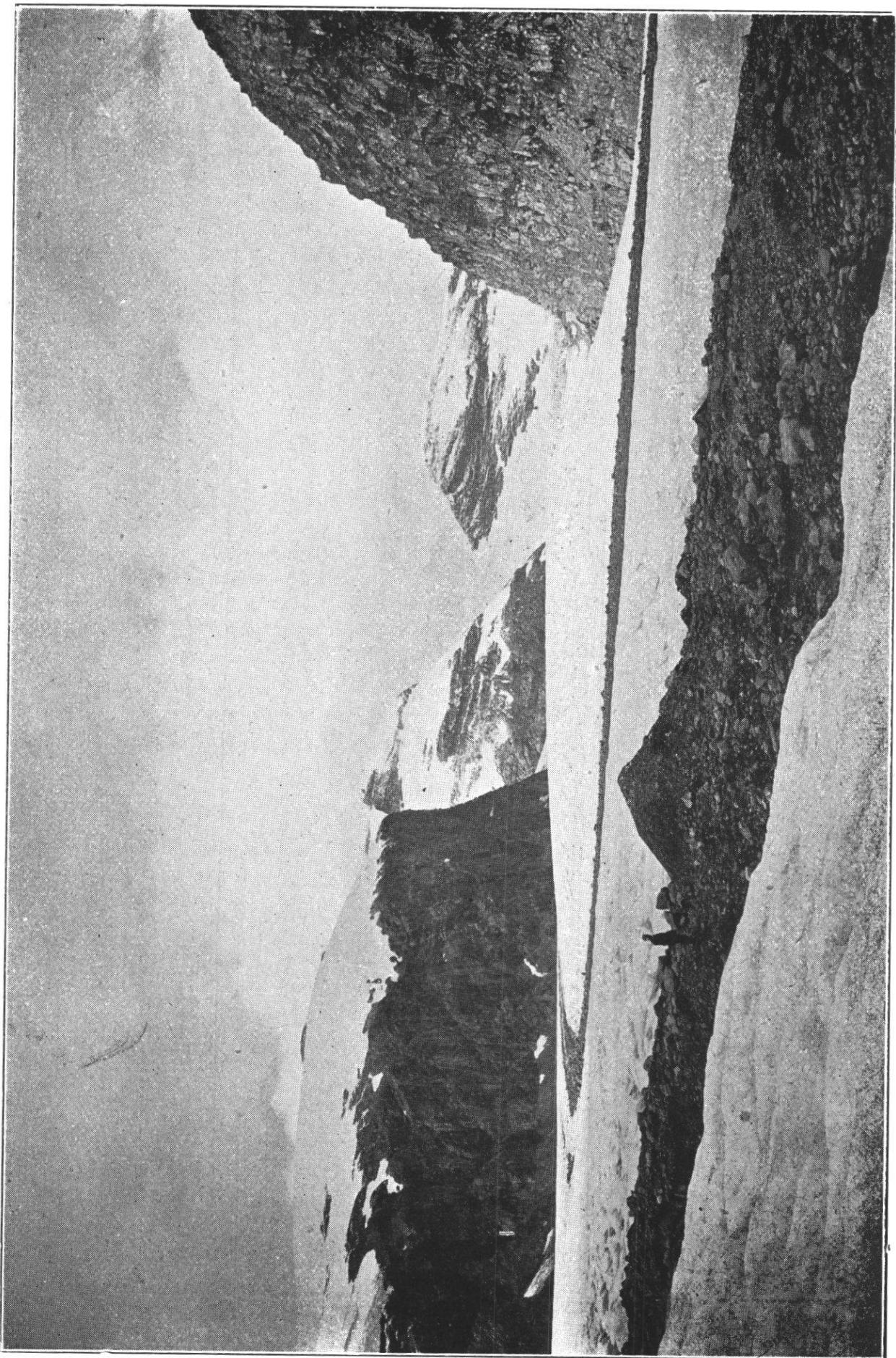


Fig. VI. Moraines médianes sur le Lodalsbrae (Jostedalsbrae, Norvège). Cliché du Dr J. Rekstad.

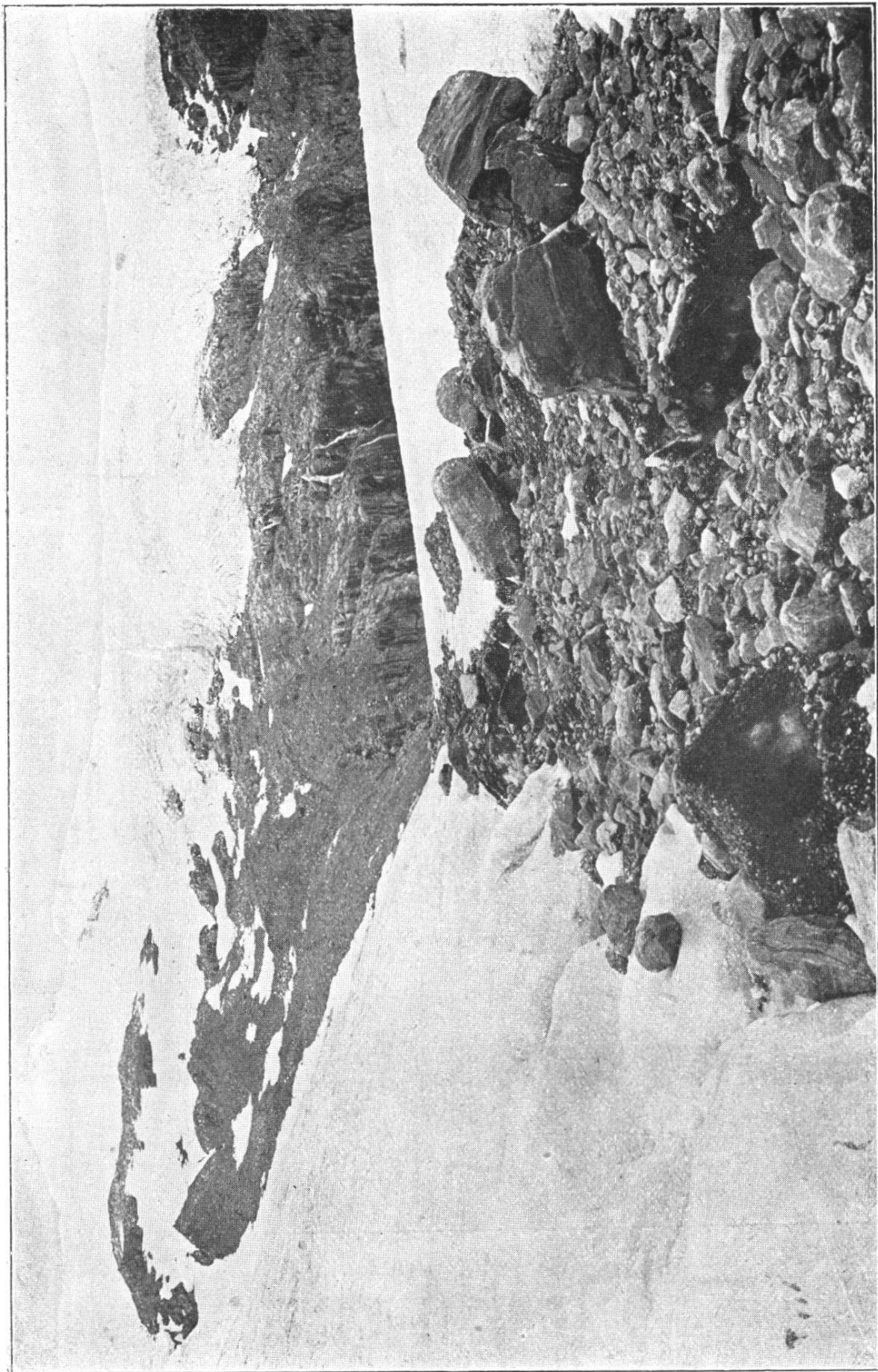


Fig. VII. Ravin renfermant la moraine médiane entre le Snehættabrae et le Lodalsbrae (Jostedalsbrae, Norvège).

Cliché du Dr J. Rekstad.

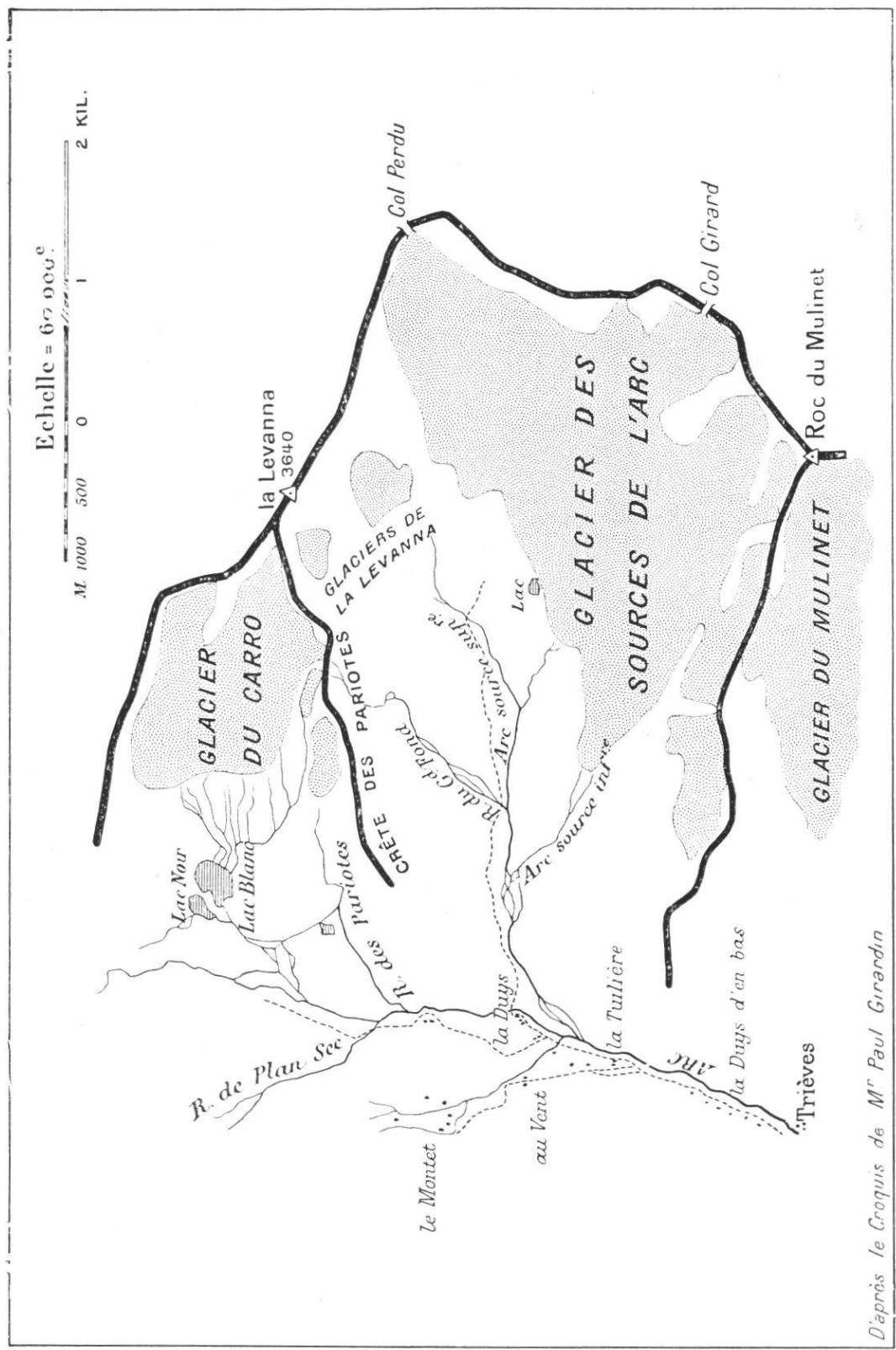


Fig. VIII. Carte du glacier des Sources de l'Arc (Maurienne) dressée par M. Paul Girardin.
(Cliché du Club alpin français).

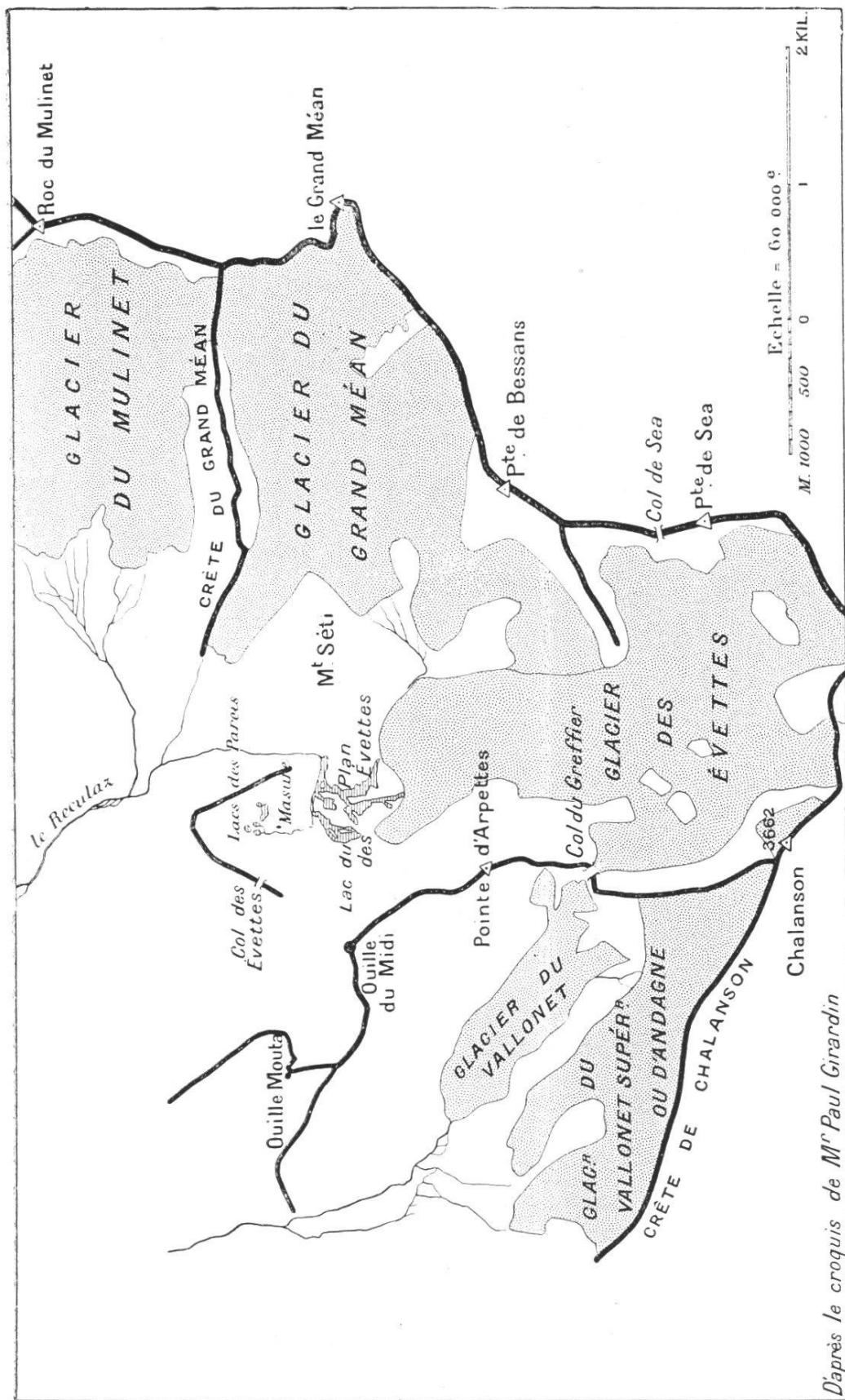


Fig. IX. Carte des glaciers du Mulinet, du Grand Méan et des Évettes, dressée par M. Paul Girardin.
(Cliché du Club alpin Français).

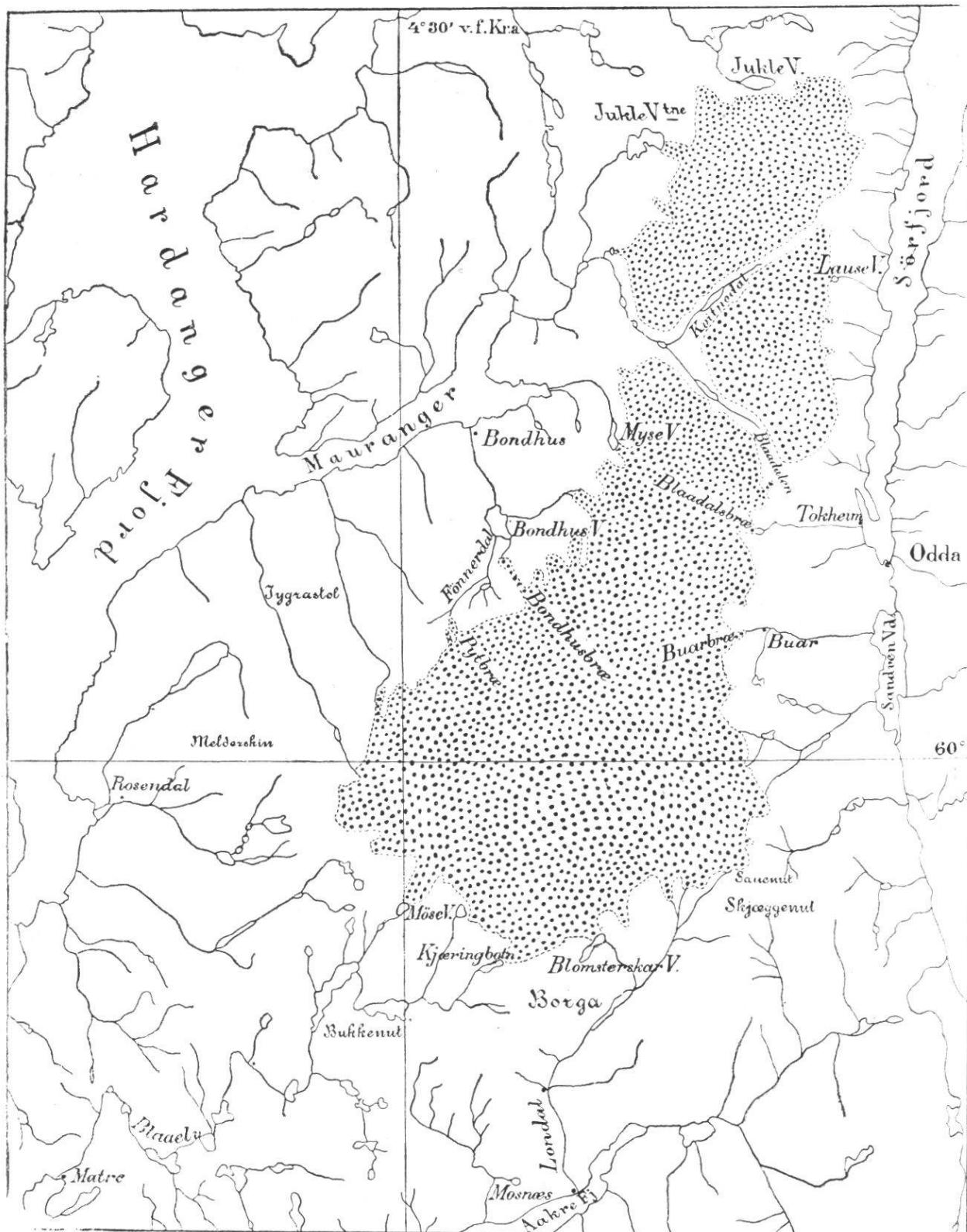


Fig. X. Le Folgefond (Norvège).

La partie pointillée indique les surfaces occupées par le glacier.

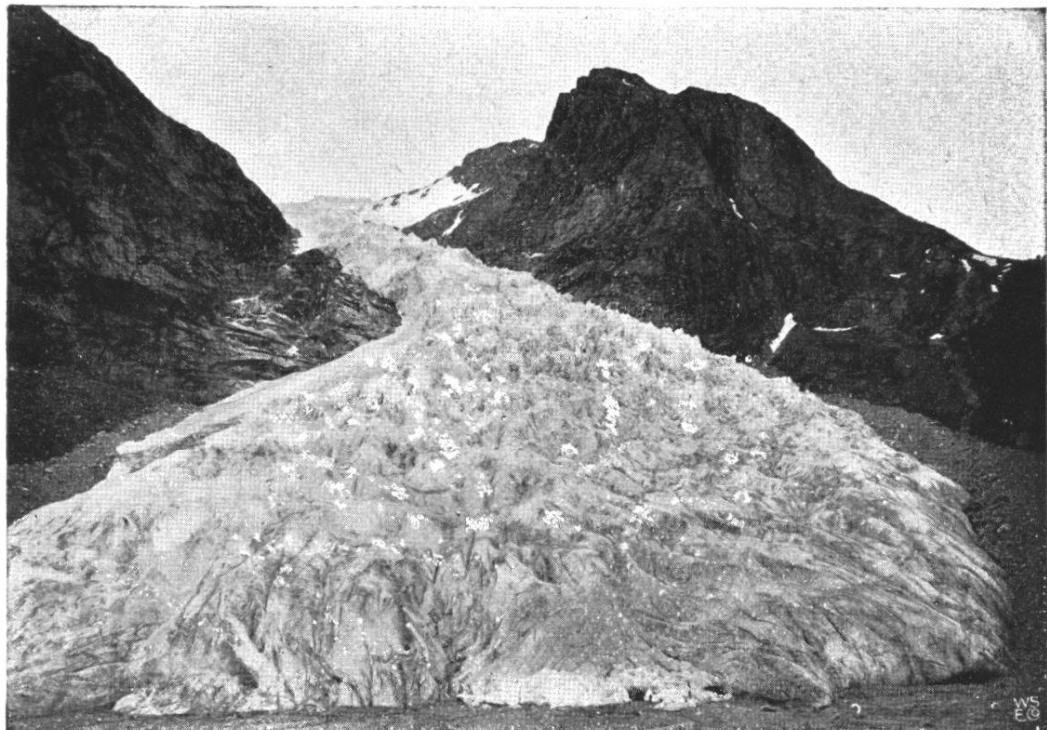


Fig. XI.

Le Bondhusbræ (Folgefonna). 26 juin 1904.

Cliché du Dr J. Rekstad.



Fig. XII.

Le Blomsterskarbræ (Folgefonna). 1^{er} août 1904.

Cliché du Dr J. Rekstad.

Fig. XIII.



Le Pytbræ (Folgefonn). 24 juin 1904.

Cliché du Dr J. Rekstad.

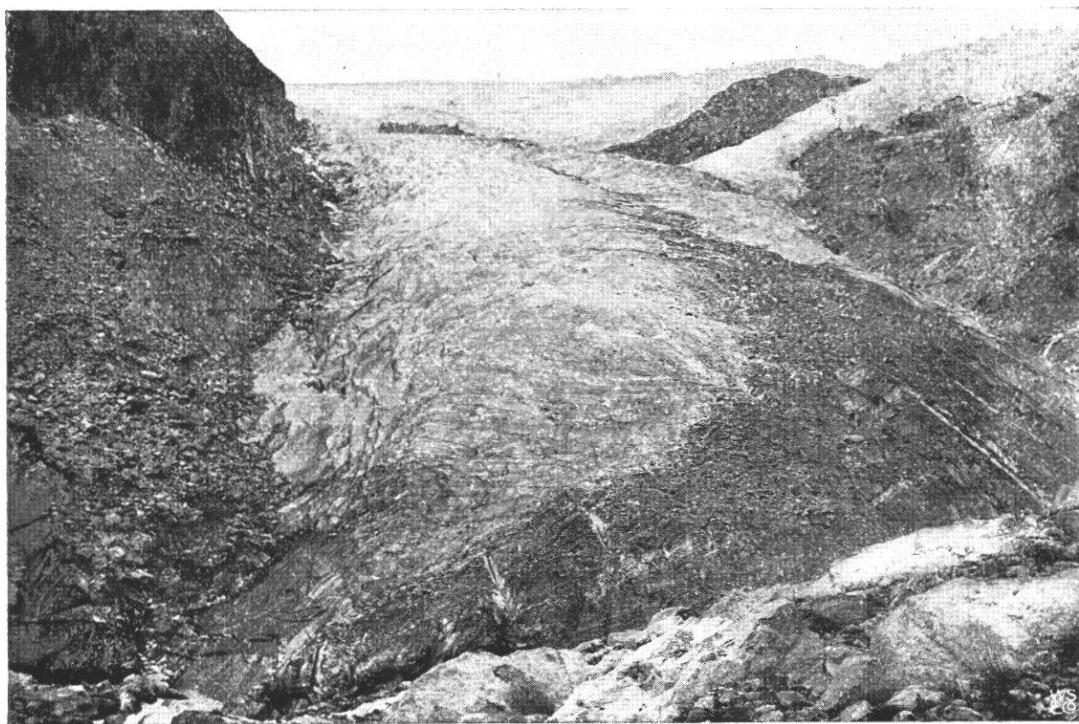
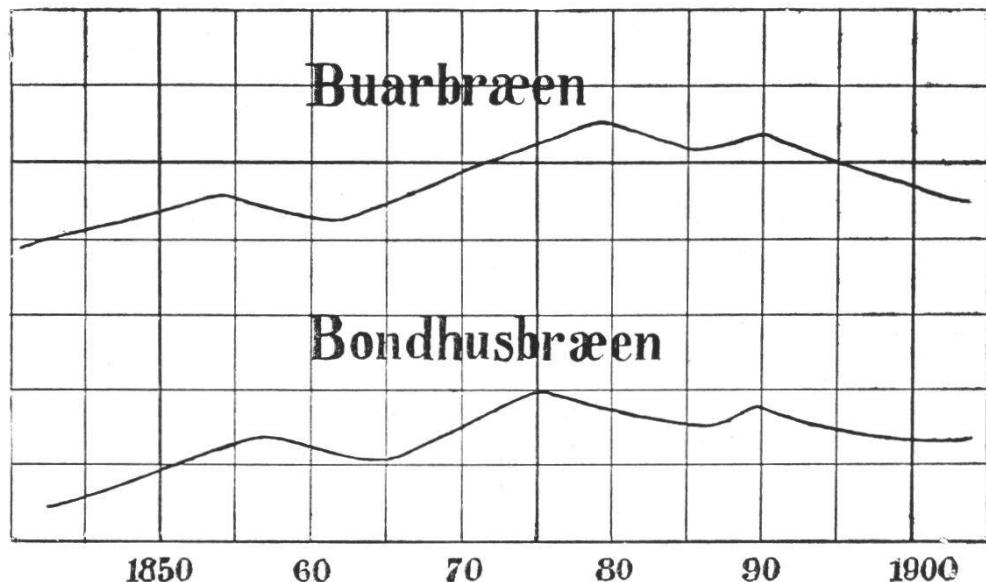


Fig. XIV.

Le Buarbræ (Folgefonn). 6 août 1904.

Fig. XV.



Variations de longueur du Buarbrae et du Bondhusbrae (Folgefonna),
d'après le Dr J. Rekstad.

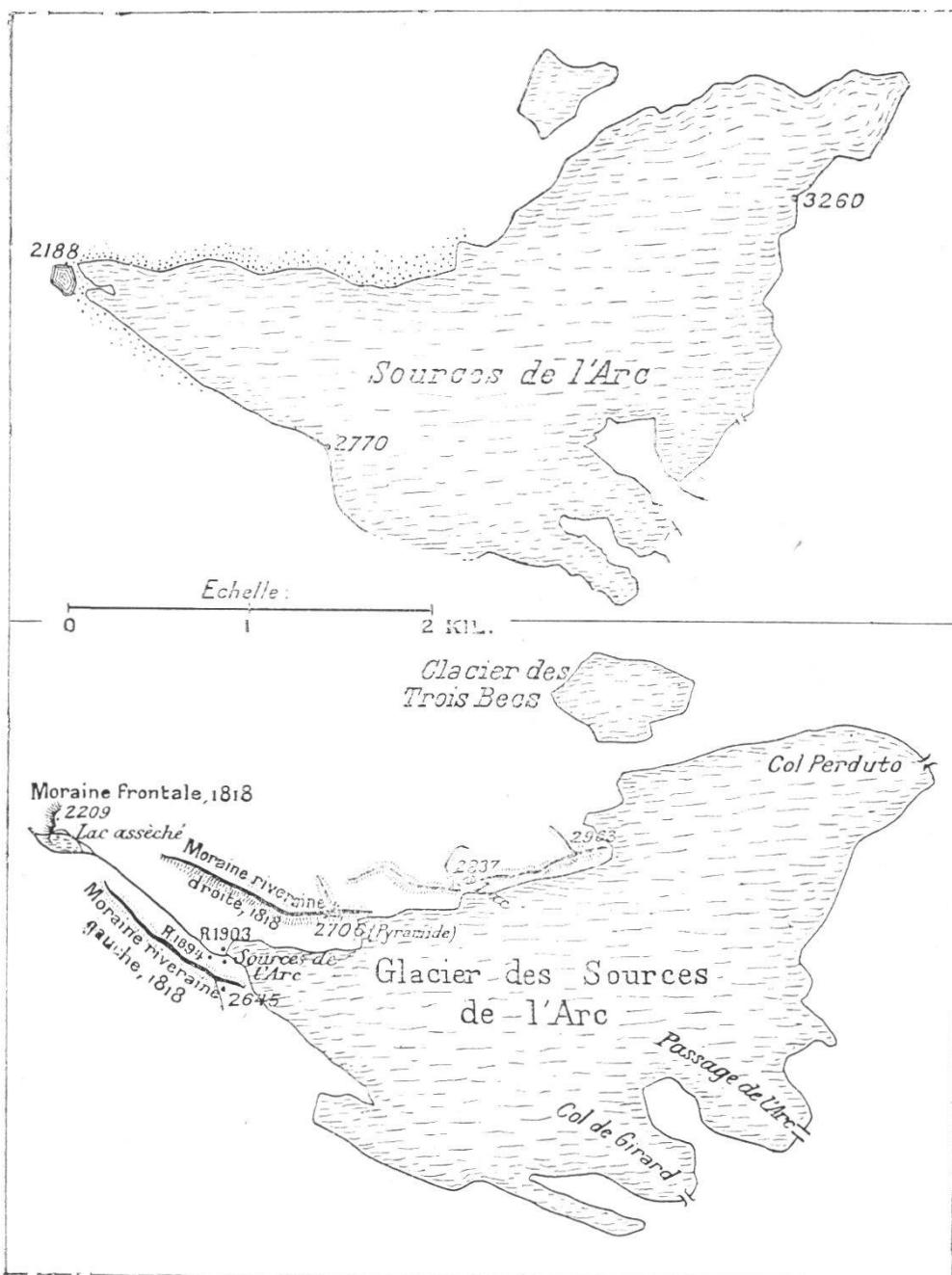


Fig. XVI.

État comparatif du glacier
des Sources de l'Arc en 1864
et en 1903.

Cliché Paul Girardin.

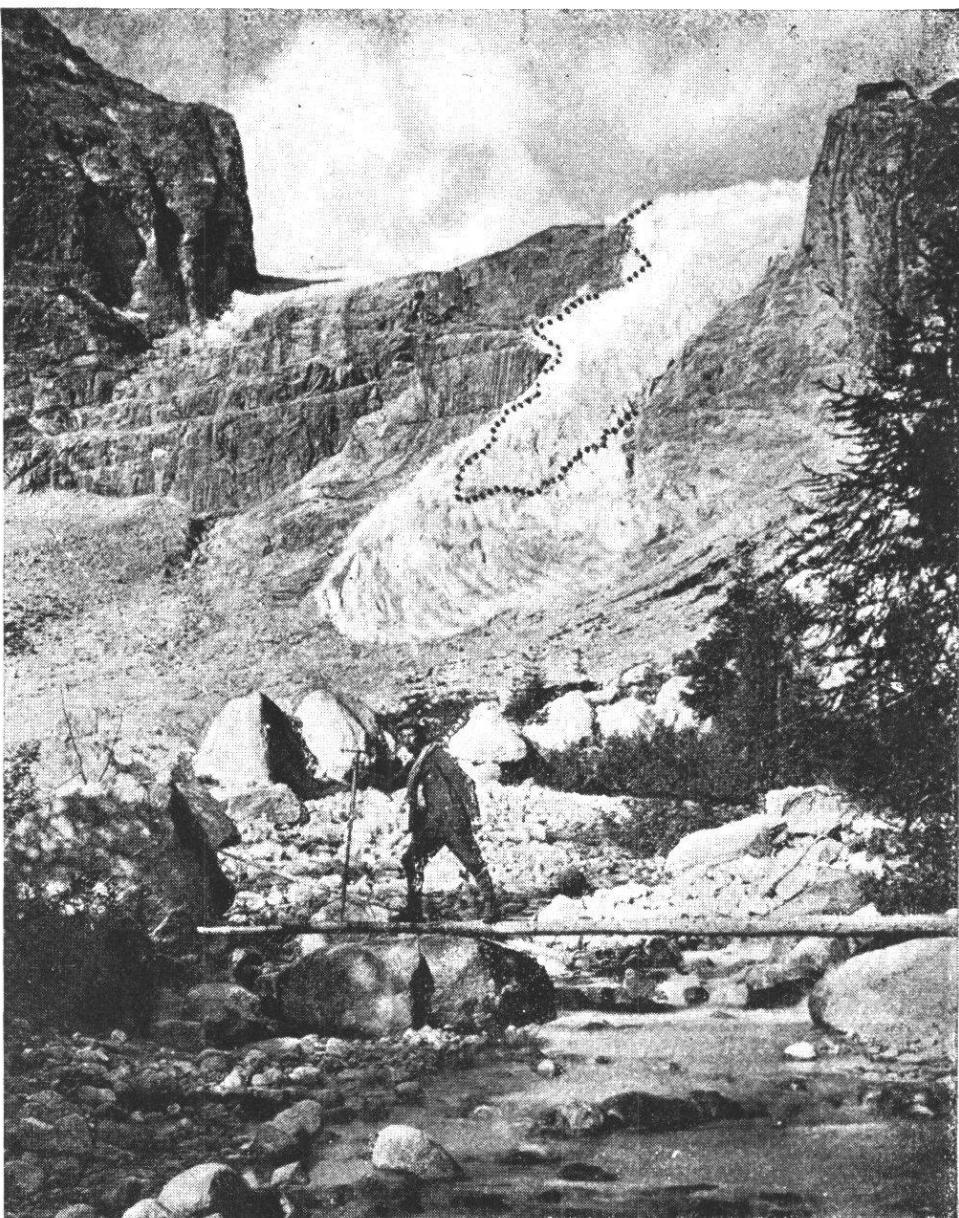
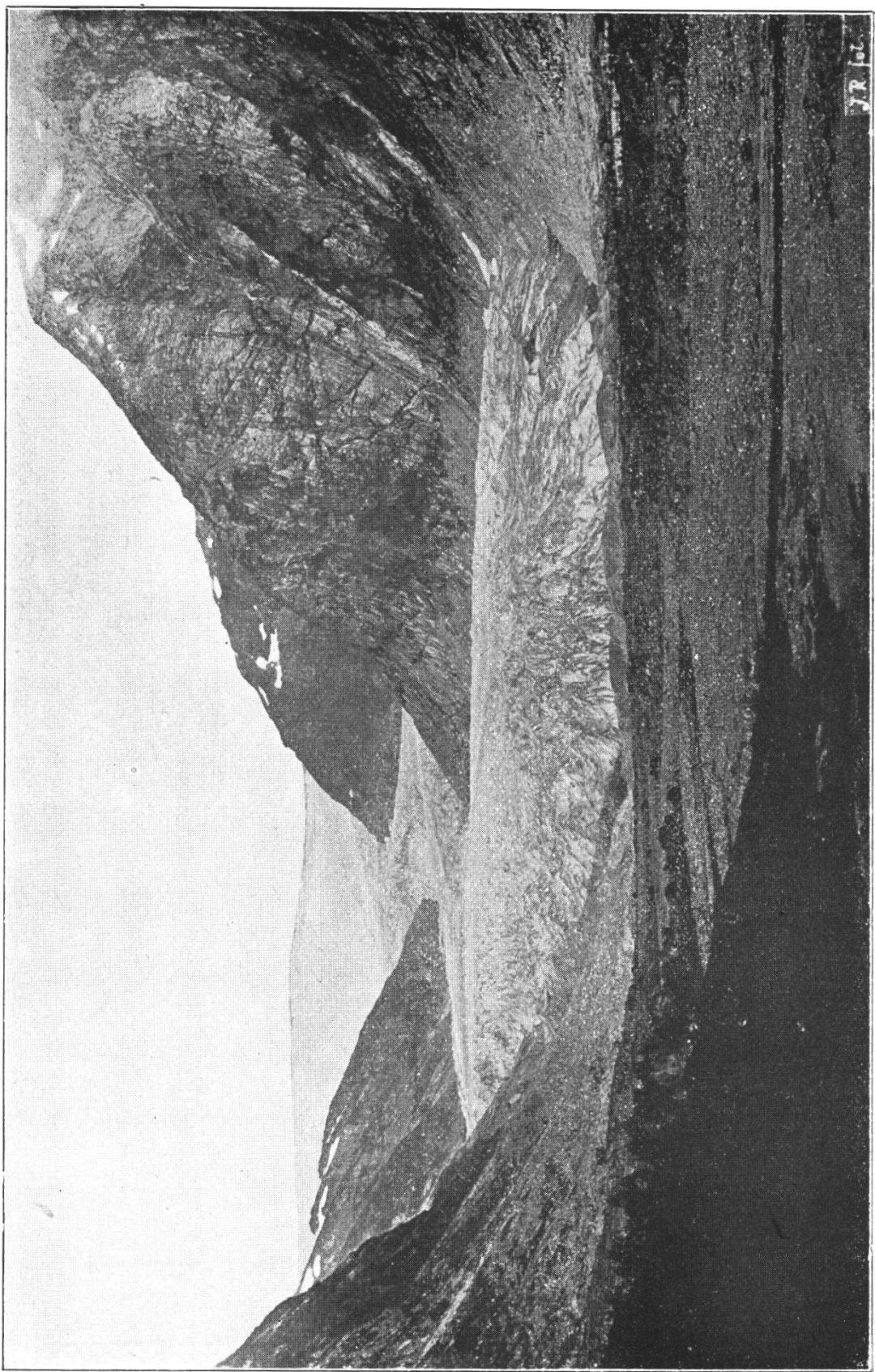


Fig. XVII. Langue terminale du glacier de Mandron en 1895 et en 1905.

Cliché du *Bulletino* de la Société de Géographie italienne.

Fig. XVIII. Le Nigardsbrae (Jostedalsbrae, Norvège). Cliché du Dr J. Rekstad.



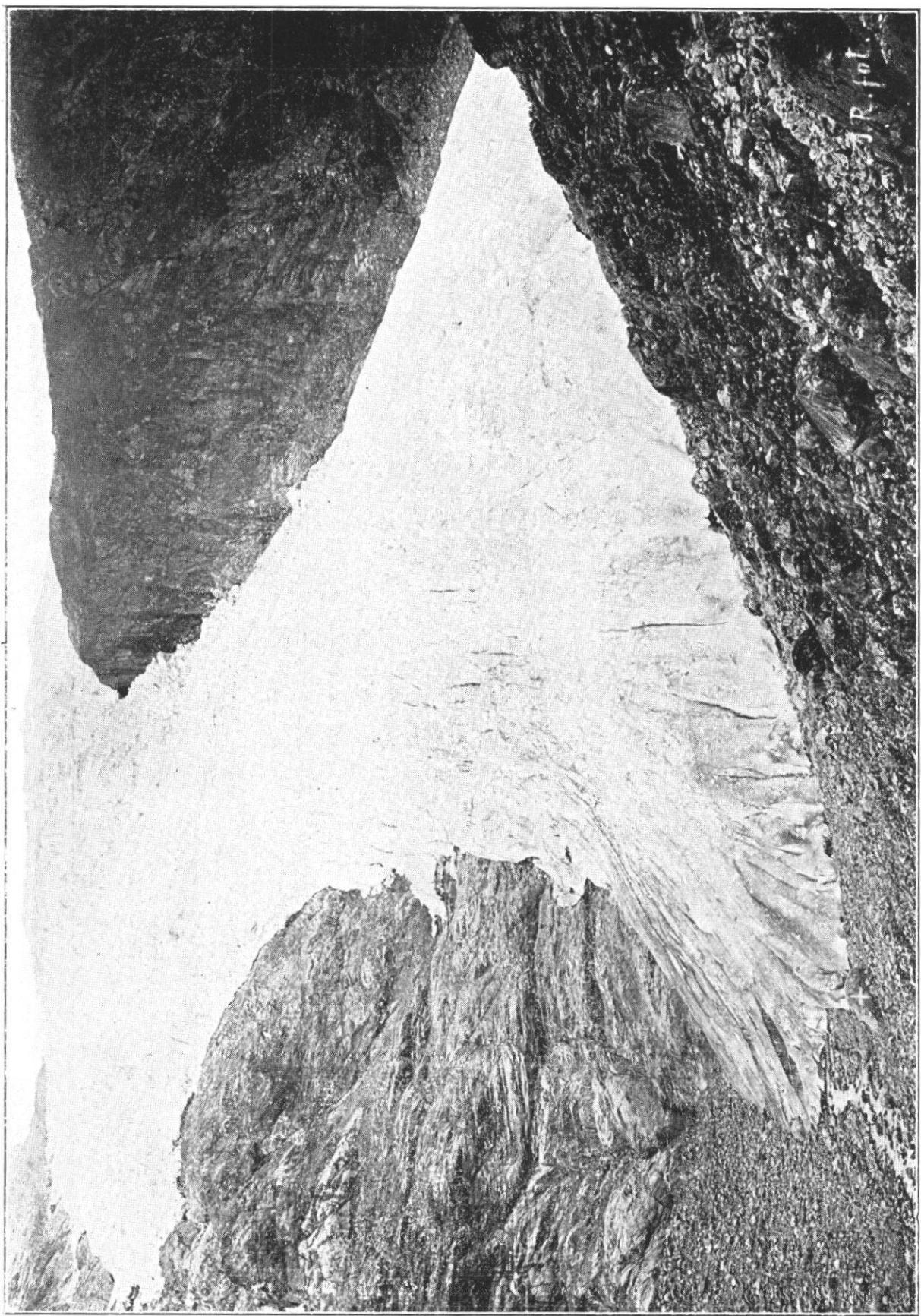


Fig. XIX. Le Lille Suphellebrae (Jostedalsbrae, Norvège), 4 sept. 1899. Cliché du Dr J. Rekstad.

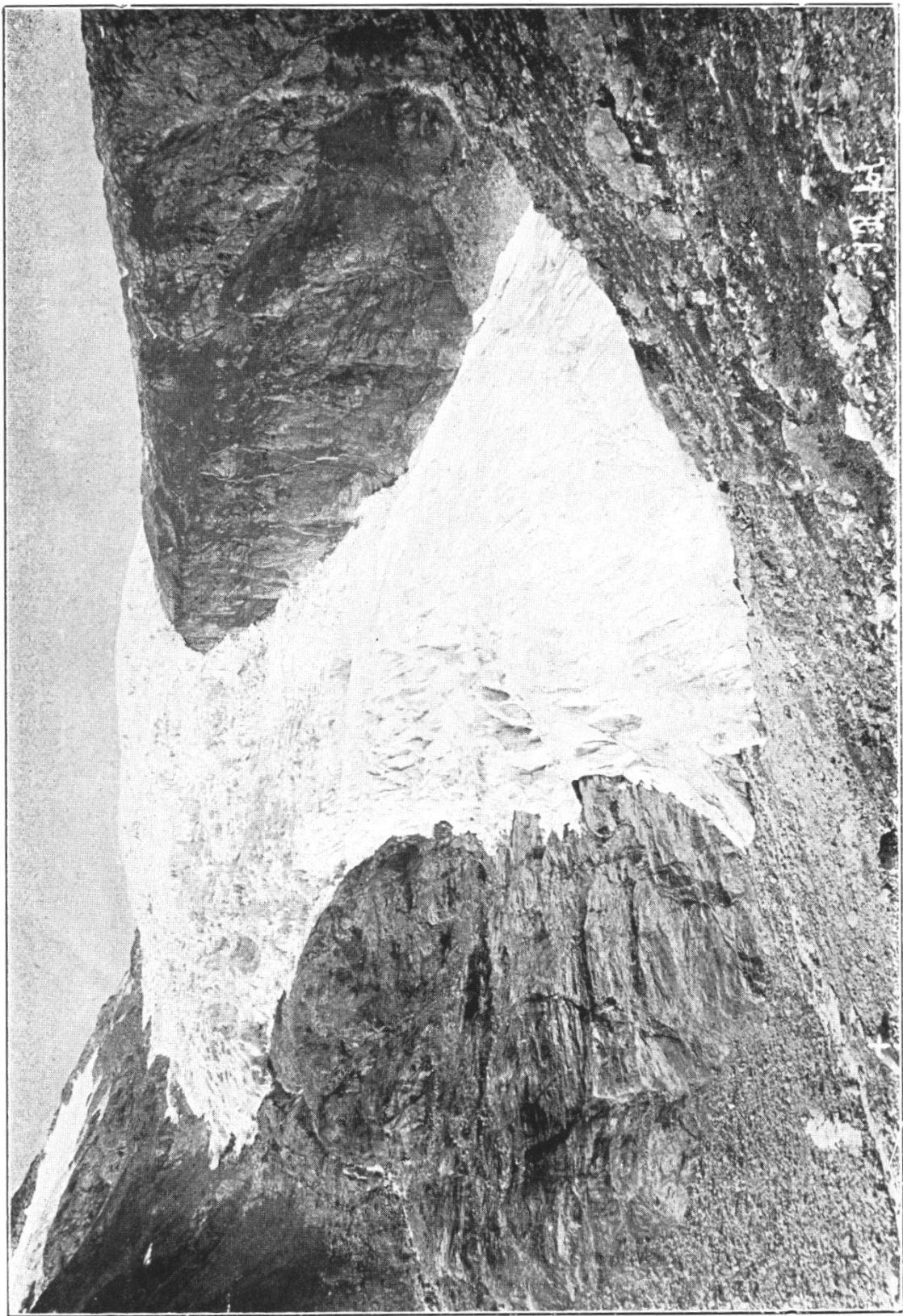
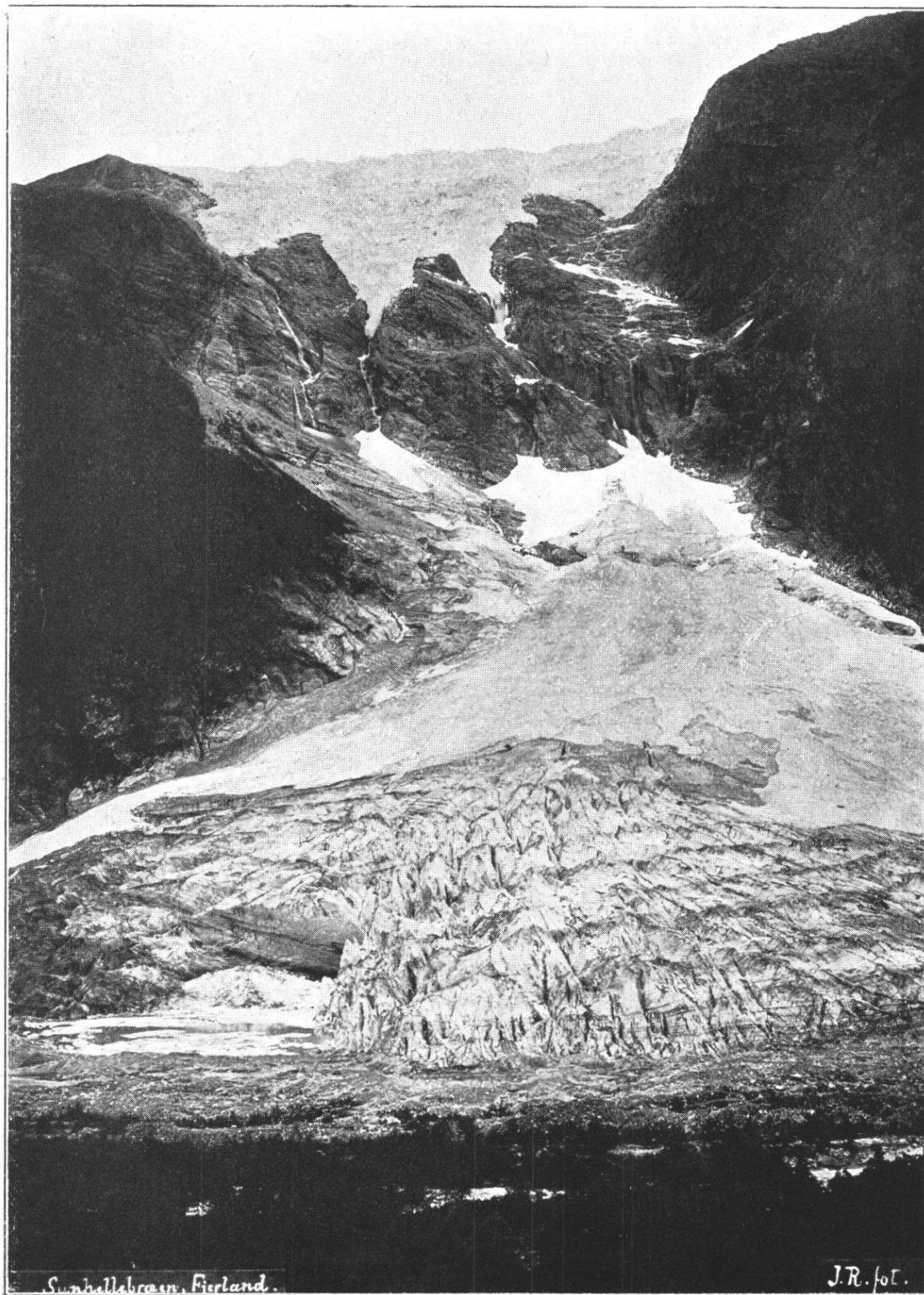


Fig. XXX. Le Lille Supphellebrae (Jostedalsbra, Norvège), 18 sept. 1903. Cliché du Dr Rekstad,



Sunhellebraen, Fjordland.

J.R. fot.

Fig. XXI. Le Suphellebræ (Jostedalsbræ, Norvège), 2 sept. 1899.

Cliché du Dr J. Rekstad.

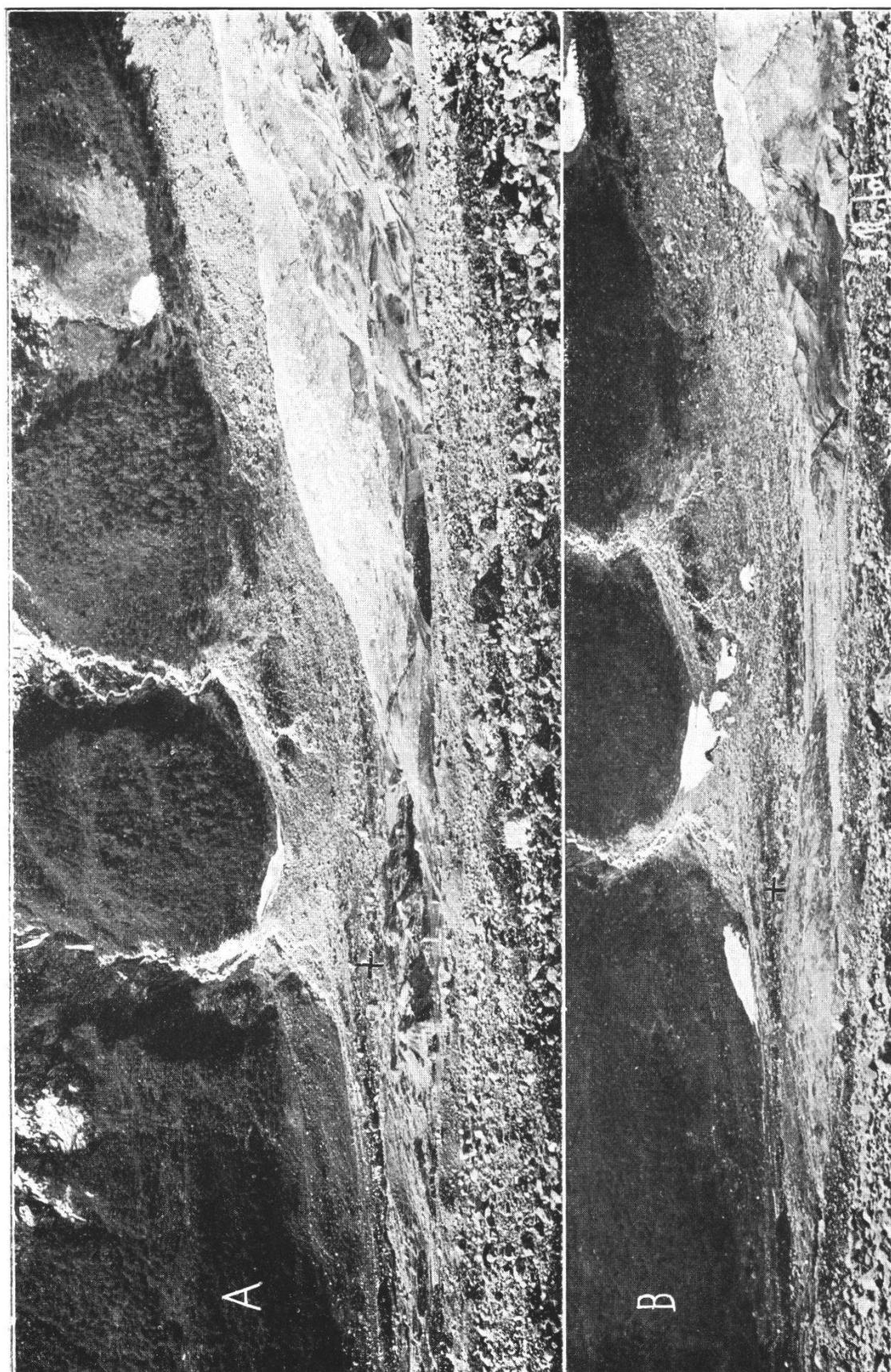


Fig. XXII. Le Boiumbrae (Jostedalsbrae, Norvège). *A* le 30 août 1899; *B* le 17 septembre 1903.
Cliché du Dr J. Rekstad.

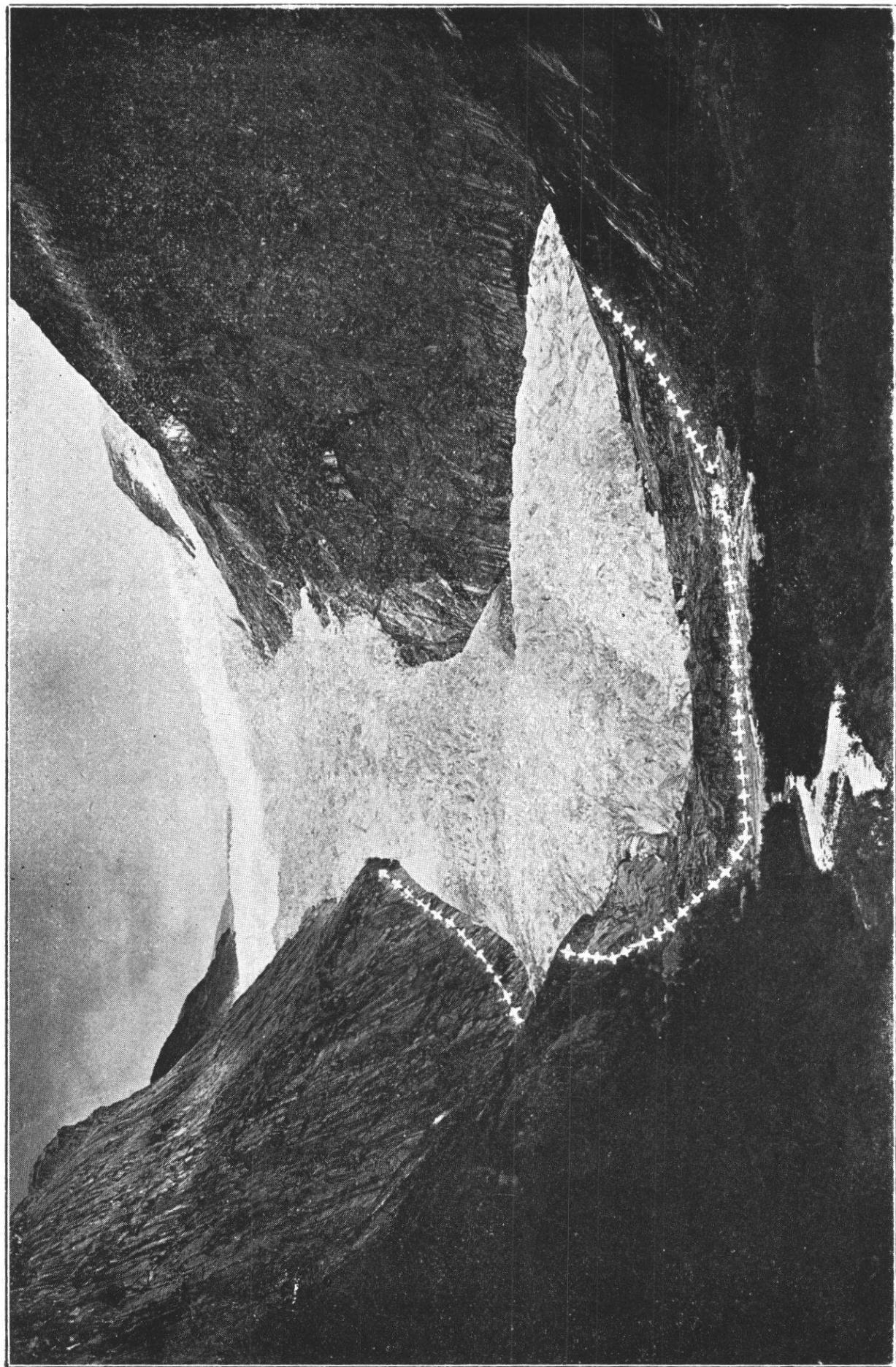


Fig. XXXIII. Le Brigsdalshrae (Jostedalsbrae, Norvège), 14 sept. 1900. Cliché du Dr J. Rekstad,
La ligne blanche indique les dimensions du glacier en 1871,



FIG. 17. MAP OF HUGH MILLER INLET.

Showing positions of the ice front in different years. Land areas are ruled.

Fig. XXIV.

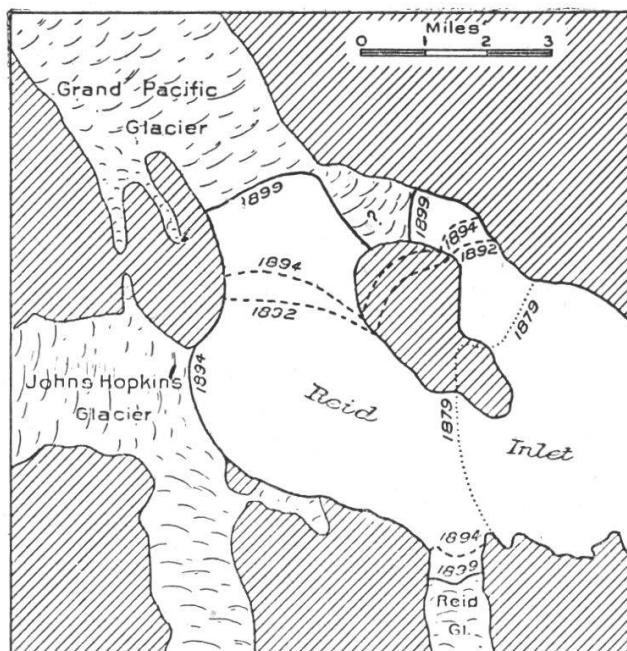


FIG. II. MAP OF HEAD OF REID INLET.

Showing positions of ice front in different years
Land areas are ruled.

Fig. XXV.

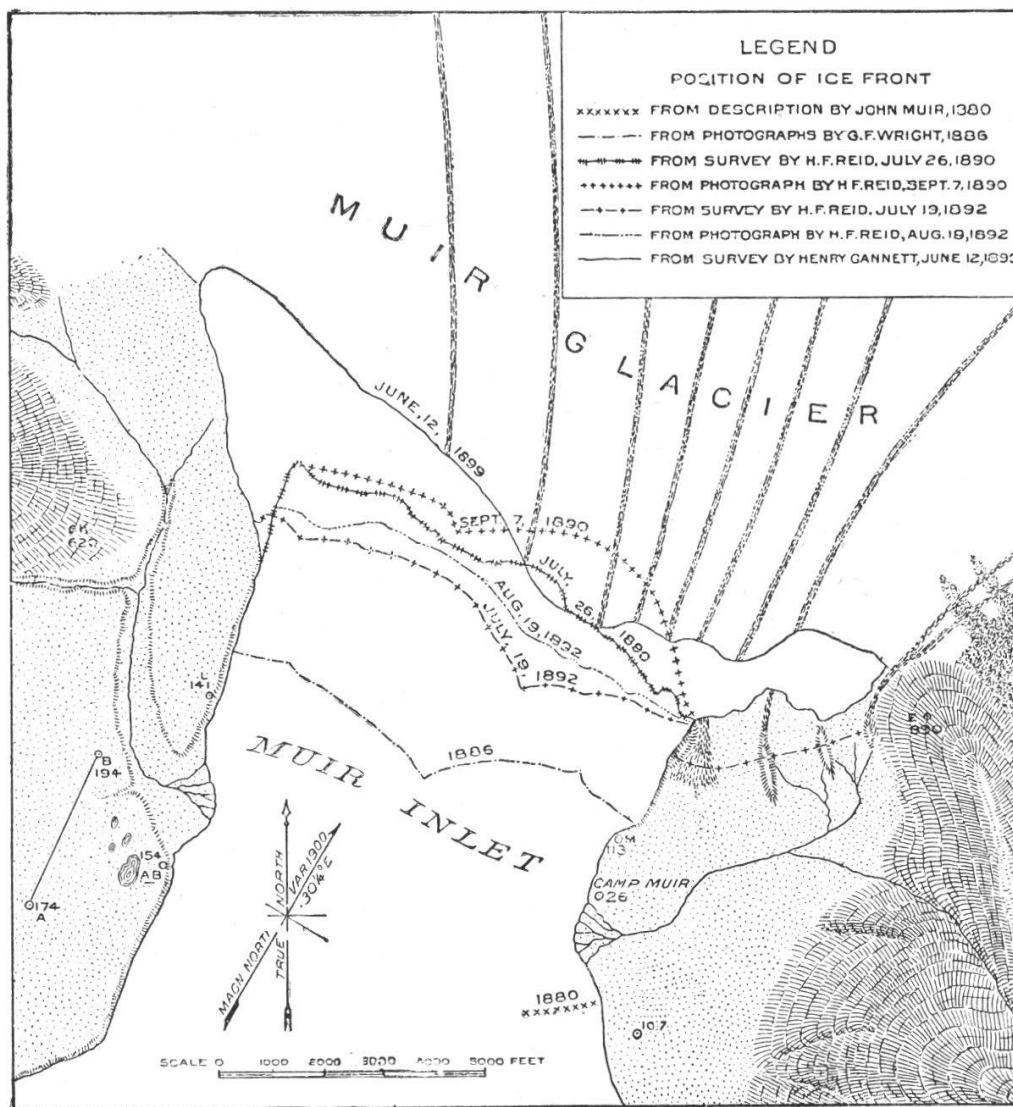


FIG. 10. MAP OF NORTHERN PART OF MUIR INLET.

Showing position of front of Muir Glacier at various dates. Reid's survey stations are indicated each by a letter, dot and circle, with figures showing height in feet above mean tide.
A and B were the extremities of his base line.

Fig. XXVI.

Cartes représentant les fronts des glaciers du Hugh Miller Inlet, du Reid Inlet et du Muir Inlet dans la Glacier Bay (Alaska).

Cliché extrait de Harrimann Alaska Expedition. *Alaska*. III. Glaciers and glaciation by Grove Karl Gilbert. New-York ; Doubleday, Page & C°; 1904.

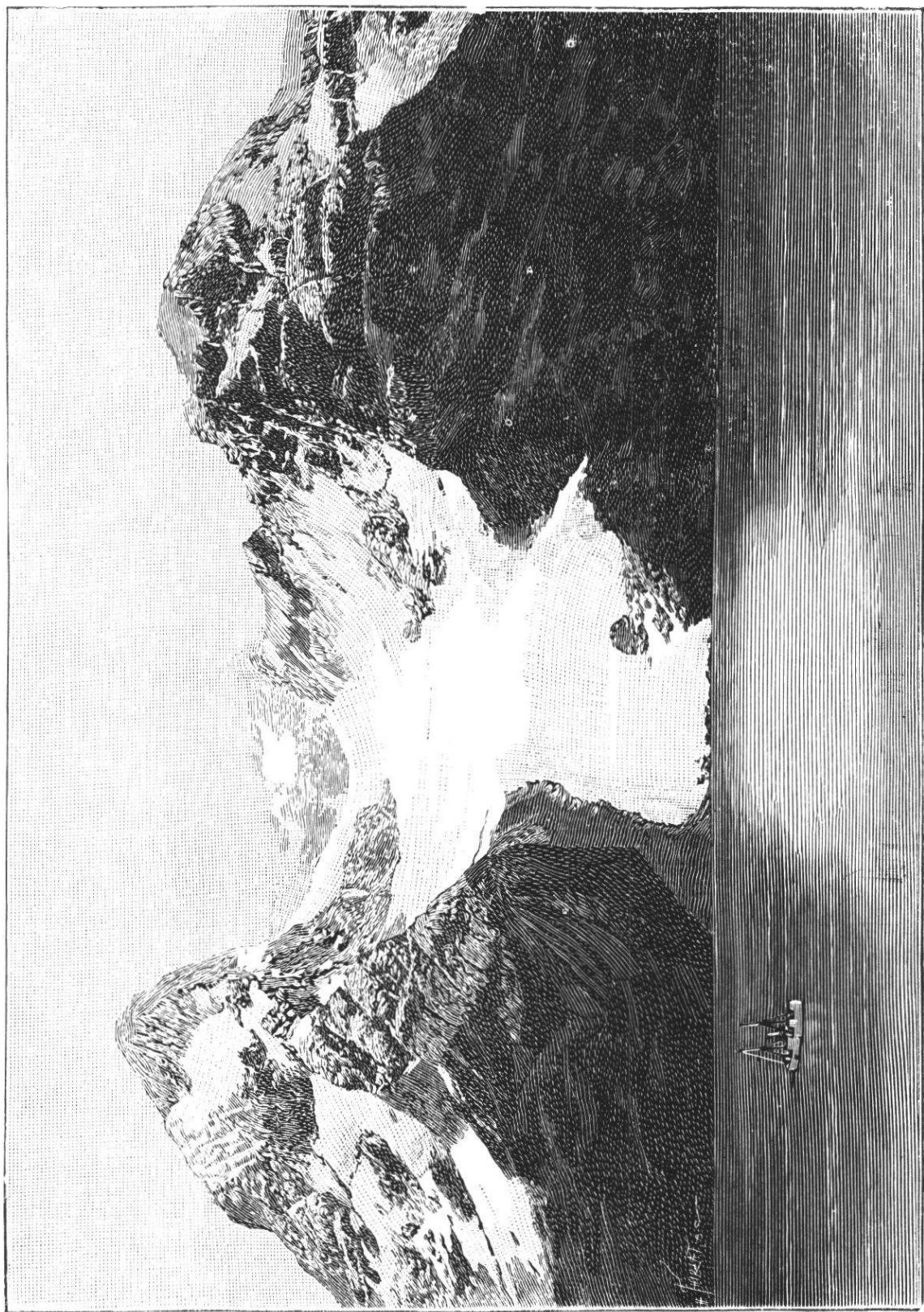


Fig. XXXVII. Glacier du Mont Balmaceda (Patagonie), déc. 1897. Cliché du professeur Haughey.
La Nature, Paris, Masson.

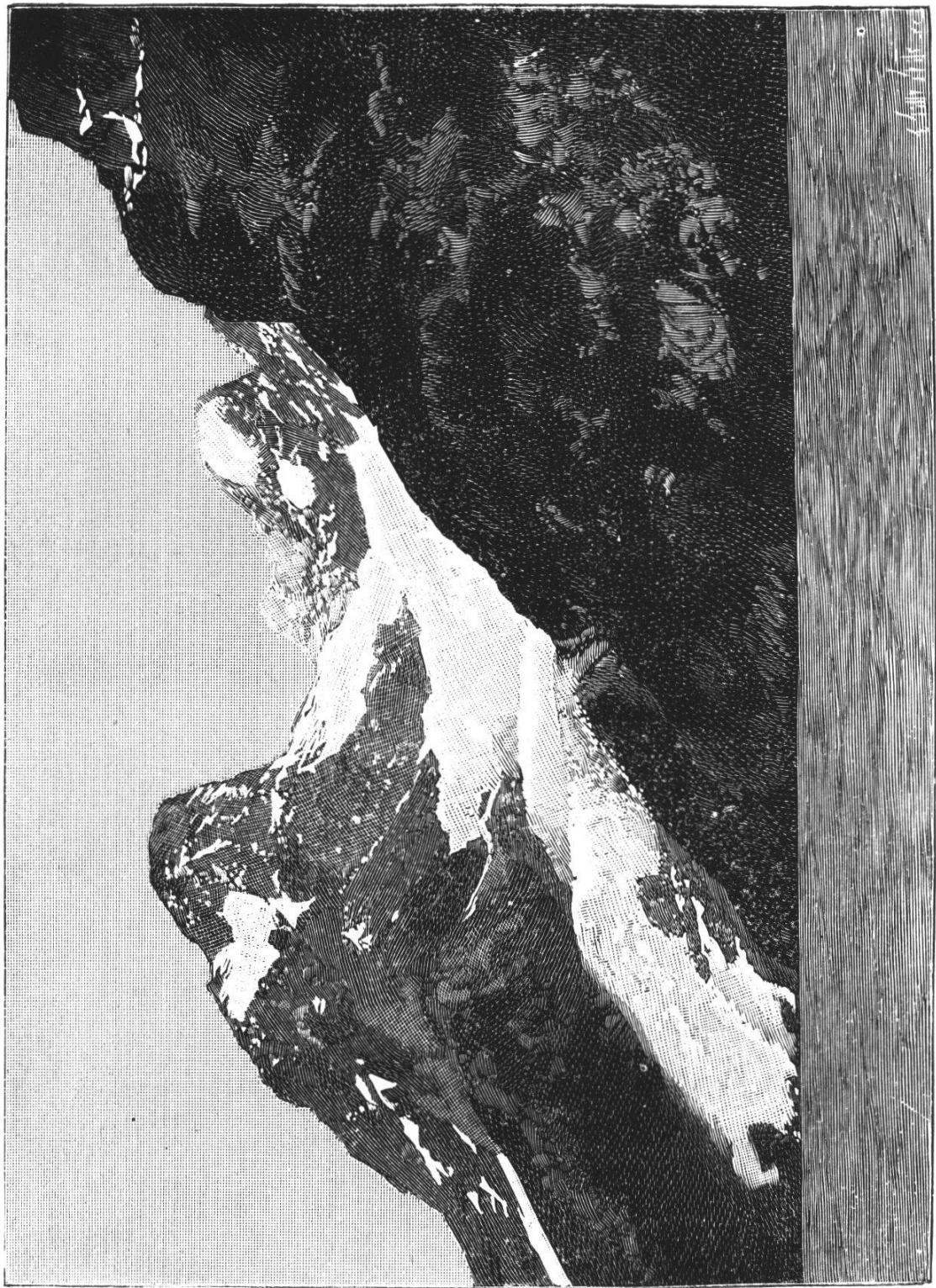


Fig. XXXVIII. Glacier du Mont Balmaceda (Patagonie), janv. 1900. Cliché du professeur Hauthal.

La Nature. Paris. Masson.

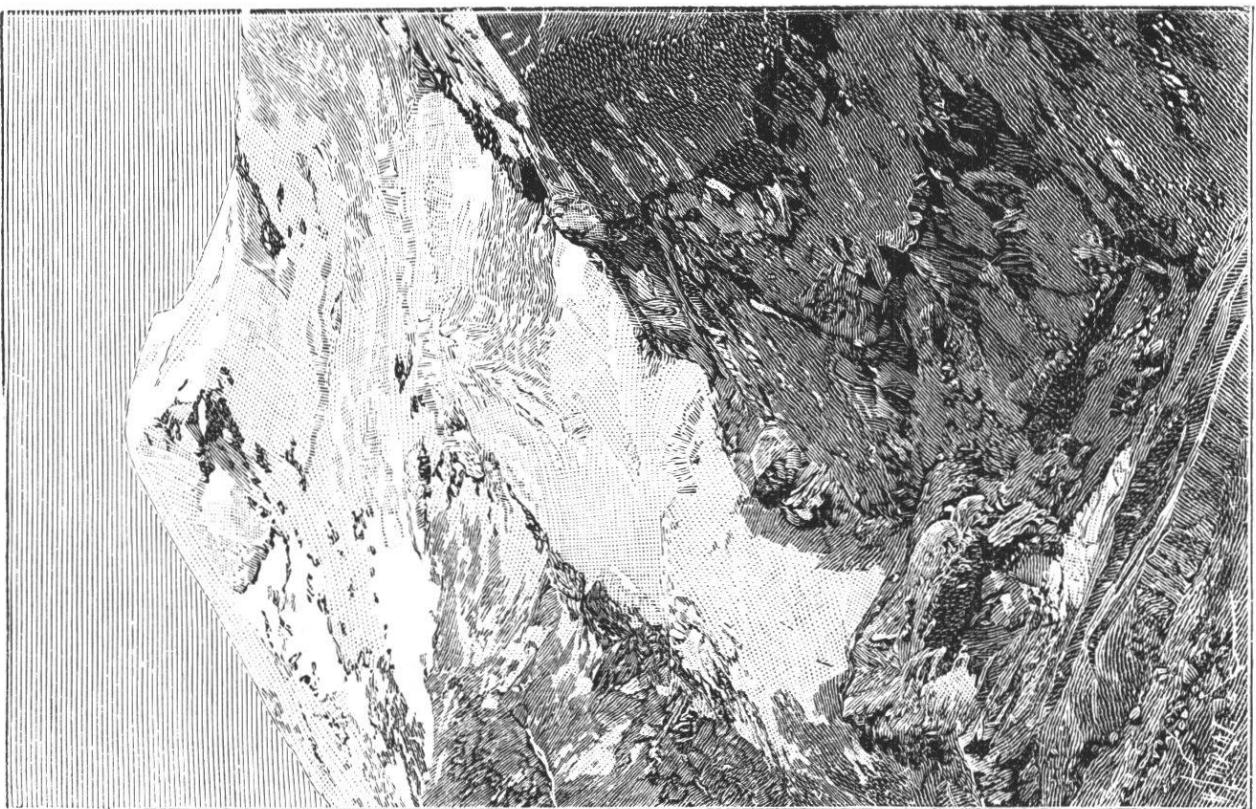


Fig. XXX. Glacier du Mont Lanin. 24 mai 1897.
Cliché du prof. Hauthal. *La Nature*.

Paris, Masson.

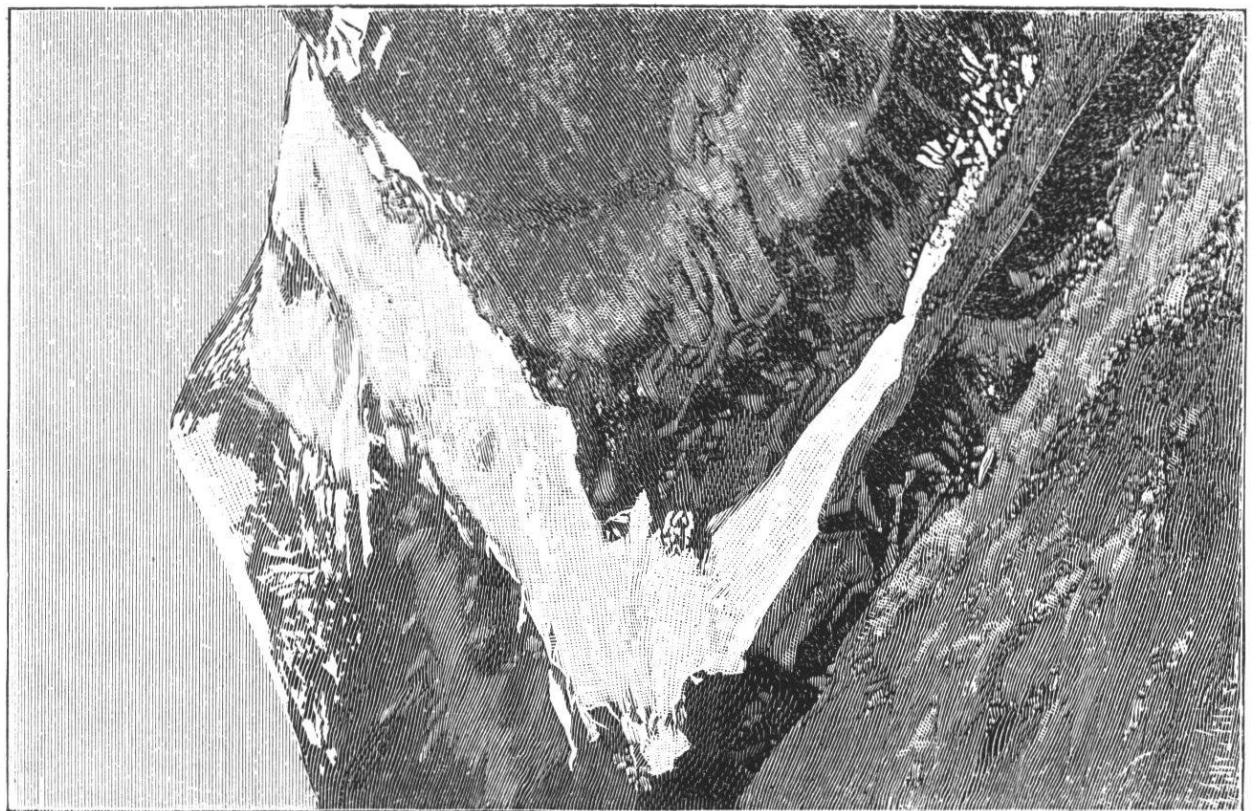


Fig. XXXIX. Glacier du Mont Lanin (Cordillère des Andes). 24 mai 1896. Cliché du prof. Hauthal.
La Nature. Paris, Masson.

