

Zeitschrift:	Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber:	Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band:	47 (1911)
Heft:	172
Artikel:	Mouvement épeirogéniques dans le haut bassin du Rhône et évolution du paysage glaciaire
Autor:	Romer, E.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-287529

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: 12.01.2026

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

Mouvements épeirogéniques dans le haut bassin du Rhône

ET

ÉVOLUTION DU PAYSAGE GLACIAIRE

PAR

E. ROMER

I. L'orientation des recherches sur la génèse du paysage glaciaire.

§ 1. *Avant-propos.*

Le paysage glaciaire et surtout sa génèse embarrassent la science depuis plus d'un demi-siècle. Des dizaines d'années durant on a émis à ce sujet les théories les plus contradictoires, sur des bases en général assez étroites. Je n'analyserai pas ici la littérature ancienne de ce problème morphologique. Un trait pourtant est caractéristique dans l'histoire de ces premiers efforts; les savants extra-alpins, les Anglais surtout, ont attribué aux glaciers l'importance d'un facteur d'érosion; par contre ceux qui étaient nés et avaient vécu dans les vallées alpestres, hérissées de glaciers, ont protesté parfois avec véhémence.

§ 2. *Les prémisses tectoniques de l'école autrichienne.*

Tandis que les écoles anglaise et suisse émettaient sur la puissance des glaciers des théories si contraires et frayaient à l'histoire du développement du paysage glaciaire des voies tout opposées, une autre école, que l'on peut appeler

autrichienne, s'est élevée en s'appuyant sur des recherches prolongées et étendues.

Quoique Du Pasquier ait été l'un des premiers à frayer une voie nouvelle, il n'en est pas moins vrai que l'édifice actuel a été construit surtout par Penck, Brückner, Böhm et Richter qui, soit par leurs recherches dans les Alpes autrichiennes, soit par leur position dans le monde scientifique, constituent l'école autrichienne.

La différence principale entre l'école nouvelle et ses aînées est la suivante : tandis que les savants anglais et suisses examinant le problème surtout au point de vue théorique, arrivaient à des synthèses générales physiques, l'école autrichienne est partie de méthodes géologiques ; elle a créé une base pour la stratigraphie, la chronologie et la tectonique des produits de l'époque glaciaire, et en a tiré des conclusions physiques et morphologiques connues sous le nom, aujourd'hui célèbre, de théorie du surcreusement glaciaire.

La théorie du surcreusement appliquée aux Alpes est basée sur une série de principes stratigraphiques et tectoniques. La clef de voûte de cette théorie est constituée par les faits suivants, acquis et prouvés par Penck et Brückner dans leur monumental ouvrage : *Die Alpen im Eiszeitalter* (1901-1908).

Dans la période qui a précédé l'époque glaciaire, l'avant pays nord des Alpes présentait l'aspect d'une pénéplaine sénile comparable à celle qui existe aujourd'hui dans le Vorland des Montagnes Rocheuses¹. Les Alpes avaient le caractère atténué des montagnes moyennes, avec réseau de vallées sénile ou tout au moins très bien égalisé, même dans la région des Alpes suisses², pour lesquelles on n'a pas pu prouver l'atténuation préglaciaire des formes du re-

¹ Penck, Brückner, I. c. p. 473 n, 118 in. 566.

² Penck, Brückner, I. c. p. 615.

lief. Les paysages post-pliocènes des Alpes et les avant-pays n'ont subi, durant le pléistocène, aucune transformation sous l'influence de mouvements tectoniques. L'école autrichienne fut tout d'abord disposée à croire que le pléistocène avait été pour les Alpes une époque d'inertie tectonique complète, et cela en se basant sur l'invariabilité du niveau de dénudation du Danube¹. Les études suivantes ont constaté, il est vrai, des dénivellations relativement sensibles, qui datent du pléistocène ancien ; pourtant ces mouvements, tout en motivant la position oblique soit du Vorland seul, soit par endroits aussi, de la masse des Alpes, n'ont pu exercer aucune influence sur la morphologie de l'avant-pays. Penck insiste à plusieurs reprises sur l'invariabilité de la morphologie du terrain d'accumulation malgré les mouvements, et sur les grandes métamorphoses du paysage dans la région des moraines et de montagnes qui sont d'ailleurs restées relativement intactes au point de vue tectonique pendant la période du pléistocène. Les transformations qui ont agi sur les Alpes et leur périphérie pendant le pléistocène n'ont jamais causé aucun affaissement sur la limite extérieure, aucun abaissement de la masse ; elles ont été, au contraire, des mouvements d'élévation qui ont exhaussé soit le Vorland, soit aussi la masse des Alpes, tout en augmentant par cela même l'inclinaison du versant à l'extérieur. Sur le rebord de la plaine de Lombardie on a constaté cependant des tassements étendus, des exhaussements sensibles des Alpes et des abaissements encore plus forts du rebord. Une puissante flexure pléistocène, dans la région de laquelle le plissement était d'au moins 550 m. n'a pas effacé les traces de surcreusement, car la limite due au changement de signe entre le mouvement d'élévation des Alpes et celui qui abaisseait la plaine court le long du rebord méridional des lacs de Lombardie.

¹ Penck, Brückner, I. c. 911.

Comme aucun lac marginal alpin ne se trouve dans la région de contre-pente et que les traces du réseau fluvial préglaciaire qui existent très haut au-dessus du niveau actuel des vallées s'abaissent lentement et, sans aucun trouble tectonique, entrent harmonieusement dans le niveau des restes de la pénéplaine préglaciaire du Vorland, il est clair que tout l'ensemble des formes du paysage alpestre est uniquement l'œuvre d'une érosion glaciaire.

§ 3. Les anciennes et les nouvelles objections de l'école suisse.

Le splendide développement de la théorie du surcreusement, qui dans ses conclusions dernières pouvait passer pour l'héritage de l'école anglaise, n'a pas apaisé la discussion, ni causé aucune stagnation dans le développement de la théorie suisse. Il s'est produit, au contraire, un fait peu commun dans l'histoire de la science. Non seulement les représentants de l'école suisse, Heim, Baltzer, Schardt et autres, n'ont pas abandonné leur point de vue : ils ont trouvé des arguments nouveaux pour la génèse des lacs marginaux alpins par tassement tectonique. Ils préparent une reconstruction de leurs anciennes théories¹, basées sur des études très étendues ; en même temps une abondante littérature qui part d'un autre point de vue que

¹ Heim : *Die Entstehung der Alpinen Randseen*. Vierteljahresschrift. der naturf. Gesell. in Zürich 1894. T. 39, p. 66 sq.

Heim : *Die Entstehung des Züricher Sees*. Neujahrblatt hrg. v. d. Naturf. Ges. Zürich, 1891.

Heim : *Die Geologie der Umgebung von Zürich*. C. R. du VI^e Congrès géol. intern. Lausanne, 1894, p. 181 sq.

Aeppli : *Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees*. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Ser. II. n° 4, 1894.

Tous ces ouvrages ont exercé une puissante influence sur la science, surtout parmi les limnologues. Voir les célèbres études de Forel et de Delebecque. Au dernier moment, l'école de Heim prépare une révision des problèmes morphologiques de la vallée de Limmat. Ce travail dont le prof. Heim lui-même m'a parlé jettera un jour tout à fait différent de celui de Brückner (Penck-Brückner, l. c., p. 504-29) sur la genèse du lac de Zurich.

l'école suisse attaque pourtant les conceptions de la théorie du surcreusement.

Tandis que l'école suisse se bornait à expliquer par des forces tectoniques la génèse des lacs marginaux, Bonney et surtout Garwood¹, essayent d'expliquer par ces mêmes forces la génèse des gradins de confluence.

A côté de cette tendance, en apparaît une autre tout à fait neuve qui vise à démontrer que certaines particularités caractéristiques du paysage glaciaire, les formes en U des vallées, comme aussi des gradins de confluence sont avant tout l'œuvre de l'eau courante des rivières et des torrents sous-glaciaires; que le rôle des glaciers se borne à conserver les formes et à perturber l'érosion fluviale normale.

Je rappelle ici avant tout les travaux déjà cités de Garwood, les études et les théories de Kilian², Frech³, Brunhes⁴, Girardin⁵ et autres.

J'ai déjà attiré l'attention sur cet aspect des études du paysage glaciaire⁶; ce sont elles qui ont éveillé en moi un doute relatif à la théorie du surcreusement, dont j'étais encore récemment un chaud partisan⁷; et qui m'ont déterminé à examiner le territoire glaciaire des Alpes.

¹ Garwood : *On the origin of some hanging valleys in the Alps and Himalayans*. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1902. Nov. p. 186 s.

² Kilian : *Note sur le surcreusement*. Bull. S. Géol. France, 1900, p. 186. Voir la Géogr. 1902, juillet ; 1906, décembre. C. R. de l'Assoc. fr. pour l'avanc des sciences 1908.

³ Frech : *Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen*. Z. D. A. O. Alpenvereines 1909.

⁴ Brunhes : *Le problème de l'érosion et du surcreusement glaciaires*. Revue génér. des sc. 1908. n° 3. Voir Rev. de Géog. 1906-7. Actes de la Soc. Helv. Fribourg 1907.

⁵ Girardin : *Glaciation quaternaire*. Revue de Géogr. 1907-8.

⁶ Romer : *Kilka uwagi o genezie krajobrazu lodowcowego. Einiges über die glaciale Landschaft und deren Entstehung*. Kosmos 1909, p. 239 et s. (en polonais avec un résumé allemand).

⁷ Romer : *Epoka lodowa na Swidowcu. (Die Eiszeit im Swidowiecgebirge. Ostkarpaten)*. Rozprawy Akad. Umiejet. W. mpr. 1905. T. 46, p. 2 et s. (en polonais). Résumé allemand, voir Bull. de l'Acad. Classe math. et nat. 1905. p. 797.

§ 4. *L'auge de Hesse.*

Mais le coup le plus dur porté à la théorie du surcreusement l'a été par un de ses principaux représentants. Richter, Penck, Brückner, créateurs de l'école autrichienne des glacialistes, n'ont vu dans toutes les vallées qu'une seule auge et un seul rebord au-dessus de cette auge. A vrai dire Richter aperçoit déjà, au-dessus du rebord, des épaulements plus faiblement inclinés et entaillés au niveau de la limite supérieure des polis glaciaires. Richter¹ détermine en conséquence la forme de la vallée glaciaire comme un U profond creusé en des U larges et plats. Penck détermine identiquement la forme de l'auge; toutefois il aperçoit sur les flancs de la vallée glaciaire non seulement des épaulements, mais encore un autre type de lisières à inclinaison douce; ce sont les restes du fond des vallées préglaciaires². Brückner est allé plus loin; outre la lisière au niveau de la limite supérieure des polis, outre les traces d'une vallée préglaciaire, il a trouvé encore un niveau inférieur de lisières et des traces de vallées de l'époque interglaciaire Mindel-Riss³. Après la découverte, par Brückner, de deux niveaux dans les vallées glaciaires de la Limmat, de la Reuss, de l'Arve et du Rhône, Penck a constaté des rapports semblables dans les vallées des Alpes françaises et italiennes. Il est curieux que Penck et Brückner, créateurs de la théorie glaciaire des Alpes, aient pu concilier la survivance de ces restes de vallées avec le surcreusement glaciaire et qu'ils n'aient pas été effrayés par le coup porté à leur théorie lorsqu'ils admettaient qu'une invasion de glaciers de plus de mille mètres d'épaisseur, creusant des vallées profondes de 600 à 700 m. ait été complètement

¹ Richter : *Geomorphologische Studien in den Hochalpen*. Peterm. Mit Erg. Hefte, n° 132, p. 53, 59. 1900.

² Penck et Brückner, l. c. p. 306 (Fig. 55), p. 313.

³ Penck et Brückner, l. c. 518 sqq., 608 sqq.

impuissante en présence d'une vallée préglaciaire dont le niveau, en traces visibles, presque intactes, s'est conservé jusqu'à aujourd'hui¹.

H. Hess² a introduit une importante modification dans la conception relativement inconséquente de Penck et de Brückner en ce qui concerne l'auge glaciaire. Ses recherches dans les Alpes de l'Oetztal et dans la vallée de l'Inn, appuyées sur des études cartographiques étendues ont convaincu Hess que sur les flancs de toutes les vallées alpines se sont conservées non pas une ou deux, mais quatre lisières, quatre entailles du versant ; il les relie à la quadruple glaciation et les appelle rebords d'auge. Ce faisant, Hess a introduit une harmonie superbe entre la théorie et ses conséquences morphologiques. Comme conséquence de quatre périodes glaciaires Hess a développé l'idée de quatre auges glaciaires, emboîtées l'une dans l'autre chronologiquement. Et comme chaque fois les glaces de la période suivante avaient un fond notablement plus bas, la surface supérieure des glaciers, s'abaissant à mesure, n'avait jamais assez de force pour détruire la lisière de l'auge de la période précédente. Quoi qu'il en soit, l'auge de Hess répond mieux aux lois du creusement glaciaire que l'auge de Penck. Bien que la théorie de Hess doive être considérée comme un soutien et un développement de la théorie du surcreusement, les glacialistes l'ont violemment attaquée. Penck, Brückner³ et d'autres⁴ ont également critiqué la méthode de travail de Hess et ses résultats.

¹ Penck et Brückner, l. c., p. 609.

² Hess : *Der Taltrog*. Peterm. Mitt. 1903, p. 73.

Die Gletscher. Braunschweig, 1904, p. 363 sqq.

Alte Talböden im Rhonegebiet. Zf. Gletscherkunde, 1908. T. 2, p. 321 sqq.

³ Penck et Brückner, l. c. p. 617, 837 sqq.

⁴ Cramer : *Probleme der Gletscherkunde*. Z. f. Gletscherkunde, 1908, T. 2, p. 148 sqq.

§ 5. *Les méthodes de Penck-Brückner et de Hess ; leur identité.*

Les objections en ce qui concerne la méthode de travail de Hess ne peuvent entrer en ligne de compte. Hess considérait les côtes et les éperons saillant dans la vallée comme les lieux où les traces des anciens niveaux de vallées avaient pu le plus souvent et le plus facilement se conserver. Penck et Brückner, sans nier que ces éperons sont des lieux complètement protégés contre l'érosion fluviale, indiquent que ce sont pourtant les points le plus fortement attaqués par l'érosion glaciaire, et dans lesquels, aux différents niveaux du glacier, ont pu se former des incisions nombreuses, caractérisant la limite supérieure de glaciation et semblables aux anciennes terrasses des vallées sans avoir rien de commun avec elles. Ces objections ne sont que théoriques et ne peuvent être décisives en la matière. Les faits seuls peuvent décider laquelle de ces théories est le mieux fondée. Sans examiner l'état de choses créé par la méthode de Hess, j'attire l'attention sur ce fait que les méthodes de recherche des anciens niveaux de vallés par Hess d'un côté par Penck et Brückner de l'autre ne sont pas différentes en principe. Hess contrôle les niveaux des vallées visibles sur les éperons par les niveaux des terrasses voisines ; Penck et Brückner appuient leurs remarques sur les terrasses étendues ; ils se servent pourtant aussi des corniches plus petites et des élévations isolées. Tout en employant cette méthode, Penck³ avoue qu'elle est incertaine et que seule une grande prudence peut lui assurer le succès. Et cependant la méthode et aussi la prudence dans son application, devraient être contrôlées. Ainsi les matériaux des observations de Penck et de Brückner réunis au cours de longues études sur le terrain

³ Penck, Brückner, I. c. p. 911.

et sur la carte échappent au contrôle. Les données de Hess, topographiquement exactes, précises et complètes peuvent être soumises au contrôle ; il est difficile de ne pas leur attribuer une valeur méthodique plus grande.

§ 6. Les différences de la chronologie de Brückner et de Hess.

Les résultats obtenus par Hess et Brückner dans la vallée du Rhône parlent encore plus en faveur des travaux de Hess que ces discussions sur la valeur des deux méthodes. La reconstruction par Hess des niveaux de vallée s'appuie sur des matériaux beaucoup plus abondants que la reconstruction de Brückner et pour cette raison déjà, certaines différences doivent apparaître dans le détail ; néanmoins les deux niveaux inférieurs de Hess, répondant aux fonds de vallées de la période du Riss et du Mindel, sont identiques aux niveaux des vallées auxquelles Brückner a attribué un âge interglaciaire Mindel-Riss et un âge pré-glaïciaire.

En effet, s'il est vrai, comme Brückner l'a constaté maintes fois pour plusieurs réseaux fluviaux des Alpes, que son niveau supérieur des vallées s'accorde complètement avec le niveau des vestiges de la pénéplaine préglaciaire du Vorland, sur laquelle s'est déposé le Deckenschotter supérieur, alors les niveaux supérieurs des vallées de Hess ne sont peut-être pas du tout des niveaux de vallées ; ou bien en tout cas ils sont plus anciens que l'époque glaciaire. La théorie de l'auge glaciaire de Hess tombe ; la méthode de Hess doit s'appuyer sur de faux principes.

Telle est la position des glacialistes à l'égard de la théorie de Hess, position appuyée sur la même série de phénomènes au moyen desquels on a combattu la genèse tectonique des lacs marginaux alpins. La pénéplaine pré-glaïciaire de l'avant-pays alpin, comme aussi la concordance

de ses niveaux avec la courbe d'érosion des vallées alpines préglaciaires, voilà la base sur laquelle repose la théorie du surcreusement, voilà l'écueil contre lequel viennent se briser toutes les objections contre la théorie du surcreusement glaciaire.

2. La pénéplaine de l'avant-pays alpin.

§ 7. *La pénéplaine de l'avant-pays alpin.*

Examinons maintenant les phénomènes sur lesquels a été basée la théorie de la pénéplaine de l'avant-pays et les phénomènes hydrographiques qui sont en relation avec cette dernière. Je me bornerai à la partie suisse de l'avant-pays et à la partie ouest des Alpes suisses, pour cette raison d'abord, que c'est dans cette région que la dite théorie a été le mieux développée, ensuite parce que là nous disposons des matériaux de Hess ; enfin j'y ai moi-même accompli des études tant cartographiques que sur le terrain.

La dénudation multiséculaire, agissant, sur les Alpes et sur l'avant-pays pendant l'époque continentale du miocène supérieur et du pliocène, a dû, avec le niveau de base de dénudation, indiqué par le développement de dépôts lacustres, amener le paysage de ces montagnes à la vieillesse, le paysage de l'avant-pays à des formes séniles. Y a-t-il eu des mouvements de l'écorce, qui aient empêché le développement de cette dénudation et quels ont été ces mouvements ? Nous n'en savons rien ; les mouvements du pliocène supérieur auxquels Brückner attribue des flexures secondaires et la position inclinée de la pénéplaine du Jura¹ ont été limités à l'étendue de cette dernière chaîne ;

¹ Les « graviers de Sundgau » prouvent l'existence de cette pénéplaine ; l'origine centrale alpine et valaisanne de ces alluvions prouve également que le Jura, en tant que montagnes n'existe pas pendant le pliocène supérieur ; d'autre part il est certain qu'une rivière y passait, qui drainait les bassins du

et comme ils contribuaient à abaisser le niveau de dénudation pour les eaux alpines, ils devaient plutôt accélérer la formation de la pénéplaine des Alpes. Ainsi donc l'histoire de cette région ne s'oppose pas à ce principe fondamental des glacialistes. Par contre, le fait, noté par Heim¹, qu'une série de points, parmi les plus hauts du plateau suisse sont couverts d'alluvions fluvio-glaciaires, prouve qu'au moment où commença la première période glaciaire dans les Alpes, l'avant-pays n'était pas modelé par les vallées; c'était une surface de dénudation légèrement inclinée, couverte par les alluvions fluvio-glaciaires en forme de cône gigantesque et plat.

Déposées, puis de nouveau disséquées et emportées, ces alluvions et celles des phases ultérieures d'accumulation et d'érosion nous sont conservées aujourd'hui en débris relativement peu nombreux, seuls témoins de ce développement historique.

§ 8. La position des dépôts fluvio-glaciaire comme preuve de l'existence de la pénéplaine.

Les immenses travaux d'une série de savants ont amené à découvrir qu'il faut distinguer dans les alluvions de l'avant-pays alpin quatre surfaces, répondant aux quatre périodes glaciaires séparées par trois périodes interglaciaires. Gutzwiller², le premier, a fourni une base à cette classification; Penck et Brückner ont développé la stratigraphie des dé-

Rhin, de la Reuss, de l'Arve et du Rhône (Brückner, Penck, l. c. 479). En présence de ces faits on ne peut vraiment comprendre l'objection faite par Brückner à l'hypothèse de Lugeon sur la confluence pliocène du Rhône avec le Rhin (Penck, Brückner, l. c., p. 472).

¹ Heim : *Die Geologie der Umgebung von Zürich*. C. R. Congrès géol. intern. Lausanne, p. 190 sqq. L'âge relatif de l'Uto-Nagelfluh a été déterminé déjà par Studer. Voir : *Die Geologie der Schweiz*, 1853. T. 2, p. 366.

² Gutzwiller : *Die Diluvialbildung der Umgebung von Basel*. Verh. Naturf. Ges. Basel, 1894.

pôts glaciaires pour toutes les Alpes et aujourd'hui leur point de vue est presque universellement admis. Il ne faut pas pourtant oublier les efforts et les essais tendant à prouver l'existence de cinq niveaux fluvio-glaciaires¹, ni que la théorie de Du Pasquier², au sujet de la triple glaciation compte des partisans comme Heim.

Dans la construction de cette théorie de la triple glaciation des Alpes, il y a naturellement encore certaines lacunes. Basé sur mes observations, auxquelles je suppose une importance secondaire, j'appuie en tout cas ma discussion au sujet du surcreusement sur la théorie de Penck et Brückner.

L'hypsométrie et les rapports réciproques des alluvions fluvioglaciaires doivent, d'après Penck et Brückner, prouver que la pénéplaine préglaciaire subalpine pendant l'époque glaciaire était soit complètement immobile soit animée de mouvements insensibles, en sorte que ses relations avec les Alpes à la limite des deux régions n'auraient subi aucune transformation.

§ 9. *La pente des dépôts fluvioglaciaires d'après Brückner.*

Pour arriver à une conviction indépendante en la matière, j'ai examiné toutes les observations données par Brückner et Penck³ dans leur ouvrage ; je n'ai pu pour mes conclusions employer certains de ces points, parce que je n'avais pas la série complète des cartes Siegfried. Quoiqu'il en soit les résultats que j'ai obtenus concordent si bien avec les dernières conclusions de Brückner que certaines lacunes dans le contrôle sont sans importance. Sui-

¹ Mühlberg : *Der Boden von Aarau*. Festschrift. Aarau 1896. Mühlberg a accepté dans ses nouveaux travaux et cartes géologiques les principes de Penck et Brückner sur la classification du quaternaire.

² Du Pasquier : Beiträge. z. Geol. Karte d. Schweiz 1900. T. 31. *Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Schweiz*.

³ Penck et Brückner, l. c. p. 401-5, 442-64.

vant l'exemple de Brückner, et pour montrer la concordance du contrôle avec ses matériaux, j'ai calculé la pente moyenne de la surface des quatre alluvions fluvioglaciaires du Plateau suisse. Voici les résultats :

	Pente en pour mille.			
	Les Terrasses		Les Couvertures ¹	
	Basses	Hautes	Basses	Hautes
Kulm-Turgi . . .	2,5 %/oo	5,0 %/oo	4,1 %/oo	4,4 %/oo
Turgi-Koblenz . . .	2,5	2,7	7,1	5,4
Kobl.-Rheinfelden	1,1	1,4	2,1	3,7
Rheinfelden-Bâle .	1,1	0,3	1,0 (3,5)	1,0 (3,0)

Me basant sur ces chiffres, je puis répéter les conclusions de Brückner ² : plus l'alluvion est récente, plus la pente est faible ; à chaque niveau la pente, plus grande en amont, diminue régulièrement vers l'aval. Et nous aurions des courbes presque complètement normales pour les cônes d'accumulation s'il n'y avait de trop fortes pentes dans le niveau des deux couvertures. Les alluvions qui s'étendent sur la plaine sénile doivent avoir une pente en général faible ; les différences entre l'amont et l'aval doivent être insensibles. Brückner admet théoriquement, en se basant sur l'analogie de la HC et de la BC du plateau allemand, 3 à 4 %/oo comme le maximum de pente dans la partie supérieure, 2 %/oo dans la partie inférieure, en aval de Coblenz ; par contre, pour les alluvions des terrasses qui remplissaient des vallées déjà formées, les pentes, plus grandes en amont, devraient sensiblement diminuer en aval. Partant de ce point de vue, Brückner admet pour la partie supérieure des couvertures un gauchissement résultant d'une surélévation du rebord alpin solidaire de l'ensemble des Alpes ; dans la partie inférieure un exhaussement se

¹ C'est ainsi que je rends les termes de Brückner et Penck : Niederterrassen, Hochterrassen- Schotter ; Unterer, Oberer Deckenschotter, correspondant aux quatre périodes glaciaires : Würm, Riss, Mindel et Günz. Dorénavant, j'emploierai ces termes en abréviation : BT, HT, BC, HC.

² Penck et Brückner, I. c. p. 461.

terminant en coin et disparaissant vers Coblenz. La déformation, dans la partie supérieure, serait d'environ 2 à 3 % sur un profil de 40 km. de longueur, c'est-à-dire de 100 mètres en chiffres ronds ; dans la partie inférieure, elle serait d'environ 1 % sur un profil de 49 km. de longueur, c'est-à-dire 50 m. en chiffres ronds. Brückner n'admet pas d'autres dislocations dans les alluvions glaciaires.

§ 10. *Les profils des alluvions fluvio-glaciaires.*

Etant donnés les rapports de pente des alluvions, les opinions tectoniques de Brückner sont complètement fondées. Il ne faut pas oublier cependant que les alluvions se sont conservées seulement dans des régions peu nombreuses, parfois très éloignées les unes des autres. Cet état de conservation des alluvions rend extrêmement difficile leur classification ; il convient donc de les examiner dans des profils détaillés concernant les principales régions ; car les pentes moyennes calculées au moyen de positions si éloignées peuvent donner un résultat accidentel. C'est ainsi que Penck a examiné la situation des alluvions sur le plateau méridional allemand, et ses nombreux profils sont une éloquente illustration de la tectonique pléistocénienne de ces régions. Brückner¹ avait de même annoncé des profils d'alluvions de l'avant-pays suisse, pour des raisons inconnues il ne les a pas exécutés.

La nécessité de s'orienter dans les détails m'a forcé à construire des profils d'alluvions glaciaires. (Voir fig. 1). Ces profils trahissent avant tout des grandes lacunes des matériaux ; ceux-ci n'autorisent pas à tirer des conclusions en ce qui concerne la forme générale des terrasses des différentes périodes glaciaires, d'autant plus que des observa-

¹ Penck et Brückner, l. c. p. 459, il est question de la planche II, qui n'existe pas dans l'ouvrage.

tions plus nombreuses en certains points des profils démontrent leur irrégularité.

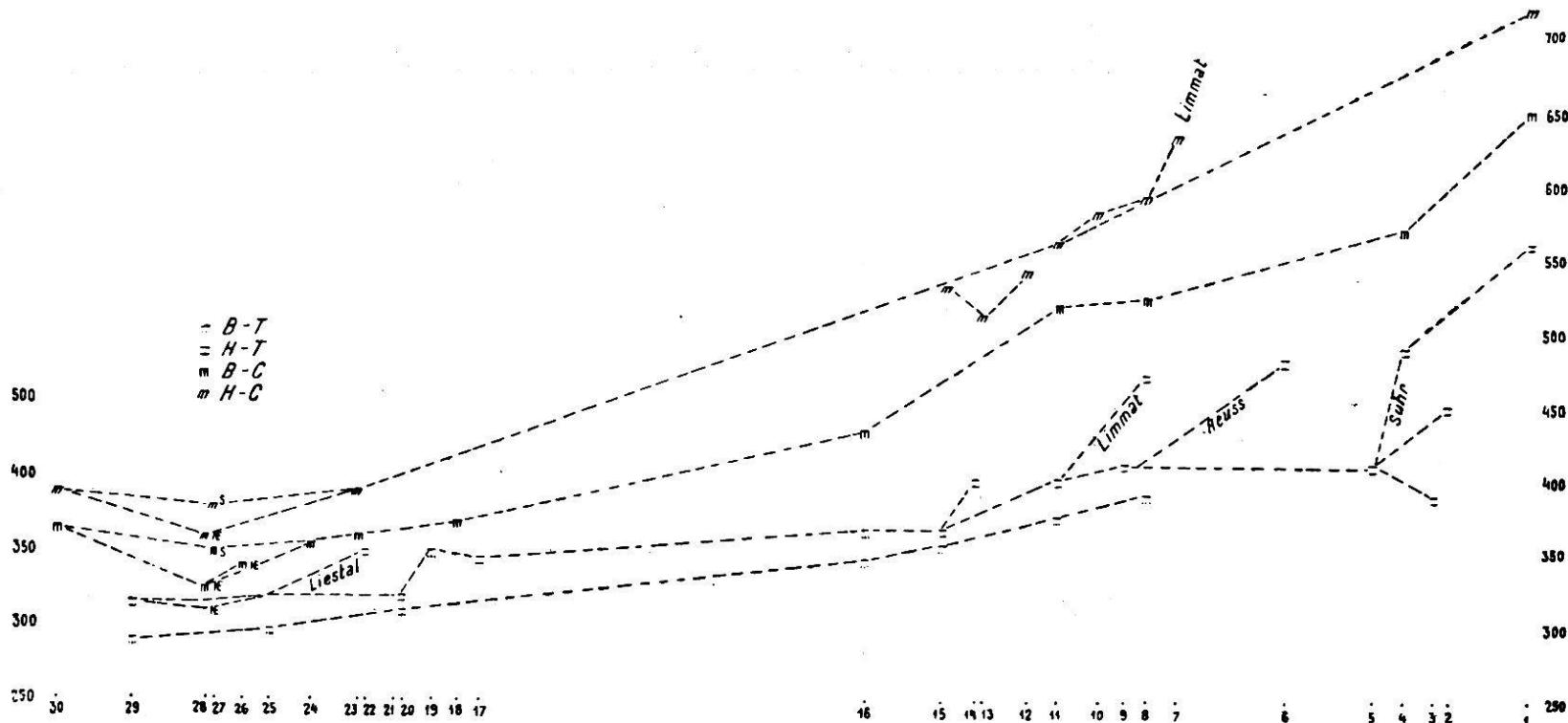


FIG. 1 — Profils des alluvions fluvioglaciaires du plateau suisse occidental.
Echelle 1 : 1,000,000 pour les longueurs ; 1 : 10,000 pour les hauteurs.

- | | | | | |
|-----------------|----------------|-------------------------|------------------|-----------------|
| 1. Oberkulm. | 7. Neuenhof. | 13. Zurzach (HC). | 19. Zeiningen. | 25. Egg. |
| 2. Hasenberg. | 8. Baden. | 14. Tegernfelden. | 20. Riedmatt. | 26. Lörrach. |
| 3. Schönenwerd. | 9. Uniken. | 15. Radelberg (HC). | 21. Mölin SW. | 27. Bruderholz. |
| 4. Suhr. | 10. Kirchdorf. | Gr. Döltingen (BT. HT). | 22. Liestal. | 28. Riehen. |
| 5. Aarau. | 11. Brugg. | 16. Koblenz. | 23. Rheinfelden. | Grenzach. |
| 6. Rohrdorf, | 12. Reckingen. | 17. O. Wallbach. | 24. Giebenach. | 29. Basel. |
| | | 18. Schwörstadt. | 30. Wenzueiler. | 30. Wenzueiler. |

Les profils de la fig. 1 montrent que seule la BT suit un cours normal ; il est donc certain que la BT, d'après ces observations, n'est pas disloquée. Cette régularité disparaît pourtant complètement dans le profil de la HT.

§ 11. *Arguments en faveur de la dislocation de la HT.*

Les dislocations des terrasses BC et HC étant universellement admises et constatées par les glacialistes, je les éliminerai de la discussion. Ayant admis cependant la déformation de la BC et de la HC, il est difficile de ne pas remarquer que la surface de ces vieilles couvertures et la forme de la HT ont de nombreux traits communs. De même que la BC, que je prends comme point de comparaison à cause de sa fréquence, la HT, dans la partie supérieure, a aussi trois courbures : escarpée dans la partie supérieure, elle est presque horizontale au milieu, après quoi, dans la partie inférieure, elle est de nouveau fort inclinée. Ces courbures de la HT sont illustrées par les pentes suivantes d'amont en aval :

Oberkulm-Aarau	14,3 %
Aarau-Tegerfelden	0,4 %
Tegerfelden-Koblenz	80 %

Ces courbures de la haute terrasse sont selon toute probabilité d'origine tectonique. Sans compter que, dans ces endroits où nous n'avons pas affaire à des cônes de transition, qui se déposent à l'extérieur de l'arc des moraines frontales, l'inclinaison en amont d'Aarau (Aarau-Suhr), atteint 40 % ; elle dépasse donc de deux fois la limite absolue des cônes de transition, définie par Penck¹.

Brückner était complètement conscient de cette anomalie. Il l'explique par ce fait que, dans la région d'Aarau, nous avons affaire à une surface de la HT fortement

¹ Penck et Brückner, l. c. p. 404.

érodée par le glacier de l'époque du Würm¹; cette explication n'élimine aucunement les doutes. Le fait que les alluvions de la HT ne dépasse nulle part 55 m. d'épaisseur², lié à cet autre fait que dans la région d'Aarau, dans un rayon maximum de 4 km., les différences de niveau de la HT atteignent 100 m. doit être considéré comme un argument certain pour l'origine tectonique de cette anomalie dans la forme de la HT.

La direction, et même, jusqu'à un certain point, les dimensions des mouvements de la HT peuvent être calculées approximativement. Partout où existent des traces de la HT dans les affluents de l'Aar, ils ont toujours une pente rapide vers la vallée de l'Aar; ainsi que je l'ai dit plus haut, la HT de la vallée de la Suhr tombe vers la HT de l'Aar avec une pente de 14 ‰; la HT de la vallée de la Reuss a, à son embouchure, 7 ‰; la HT de la vallée de la Limmat a 12 ‰ de pente (voir figure 1). On s'assure que ces pentes ne sont nullement primitives, si l'on remarque que la vallée de l'Aar, sur une assez grande distance, au cours de laquelle la rivière reçoit ses principaux affluents, la HT a à peine de légères traces de pente, 0.4 ‰, et qu'à partir de Schönenwerd en aval, elle est même en contre-pente. Ce qui me confirme dans l'opinion qu'il s'agit d'un phénomène tectonique, c'est la concordance des lignes de flexure de la HT avec les flexures, dont certains fragments se sont conservés dans les formes des couvertures.

La BC présente une forte inclinaison dans la vallée de la Suhr, immédiatement en amont de sa confluence avec l'Aar; dans la HC il y a des flexures visibles aux environs de Surzach sur la ligne qui prolonge le talweg de l'Aar vers la vallée du Rhin. La vallée de l'Aar est donc courbée tectoniquement et s'il est vraisemblable que cette

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 446.

² Penck, Brückner, l. c. p. 461.

dislocation ait commencée dans la plus ancienne période interglaciaire, il est encore plus certain que ces mouvements se sont répétés plus tard et au moins jusqu'à la III^e période interglaciaire (Riss-Wurm). Je ne parle pas ici que d'une courbure relative; je n'essaye pas momentanément de déterminer si la vallée de l'Aar a été abaissée absolument ou relativement par la surélévation du plateau suisse; il est évident que les deux mouvements pourraient agir concurremment.

De la configuration de la HT dans la vallée de l'Aar et de ses affluents on peut conclure que sa dénivellation accomplie dans la III^e période interglaciaire ou peut-être plus tard¹ a atteint au moins 70-80 m.

En aval de Coblenz il n'y a nulle part de restes d'alluvions fluvioglaciaires aussi abondants que dans la région du grand éventail des affluents de l'Aar. Néanmoins les rares traces entre Rheinfelden et Bâle donnent l'idée que dans cette région il y a eu des mouvements pléistocènes. A vrai dire les traces de ces mouvements apparaissent plus clairement dans le niveau des couvertures. J'expliquerai tout aussi volontiers par des dislocations les pentes rapides de la HT dans la région de Mölin et dans la vallée de l'Ergolz. Pour apprécier la vraisemblance de cette hypothèse, il convient de remarquer le contraste qui existe entre la pente très douce de 1 % à peine sur une distance de 15 km. Coblenz-Ober Wallbach et l'inclinaison soudaine sur le champ de Mölin, inclinaison qui est de 15 %. Brückner² voit ici des traces du cône de transition du glacier

¹ Les profils de la BT ont un cours complètement normal. En amont de Brugg, Brückner ne donne plus de détails caractérisant sa position; il rappelle pourtant que, dans les environs d'Aarau (Schönenwerd), la BT se trouve exactement au niveau de la HT, à la hauteur de 390 m. Si nous prolongeons la pente de la BT Coblenz-Turgi (3 %) vers Aarau, nous constaterons que sa hauteur primitive était là au moins de 450 m., elle se trouve en réalité à 60 m. (!) plus bas. C'est, à la vérité, dans les documents de Brückner, la seule preuve des dislocations postérieures à la BT.

² Penck, Brückner, I. c. p. 450.

du Riss et explique ainsi la forte pente de la HT. D'autres faits, cités par Brückner lui-même, protestent contre cette explication. D'après ce savant, le glacier du Riss avait deux langues, l'une dans la vallée du Rhin, l'autre, venue des glaciers qui couvraient les hauteurs du Jura, coulait par la vallée de l'Ergolz. Il est donc compréhensible que le cône de transition d'un glacier plus grand glissant sur le fond plat de la langue du Rhin ait été beaucoup plus doucement incliné que le cône du glacier de l'Ergolz. Il en est pourtant tout autrement. Le cône du Rhin est incliné de 15 %, le cône de l'Ergolz à peine de 5 %. D'ailleurs il ne manque pas, dans la marche de la HT de cette région, de contre-pentes et autres anomalies qui ne peuvent s'expliquer que par un mouvement tectonique.

Dans les raisonnements précédents il ne me reste qu'un seul doute. Les dimensions des mouvements de la HT semblent, dans les profils, être plus grands que les mouvements des couvertures. Pour expliquer ce phénomène, il faudrait admettre que les mouvements des couvertures ont agi dans un autre sens que les mouvements des terrasses, ou bien que, soit dans les matériaux, soit dans leur classification, certaines observations ou certains points de vue ne répondent pas à l'état de choses réel.

§ 12. *Objections contre la classification des alluvions fluvio-glaciaires par Brückner.*

A mon avis, même cette dernière supposition n'est pas complètement invraisemblable. Les grandes divergences entre la classification des alluvions de Brückner et l'opinion des plus grands savants et des créateurs de la classification de dépôts fluvioglaciaires peut faire douter de la valeur des principes de Brückner. Je citerai quelques exemples.

Dans la région de Rheinfelden deux savants tels que

Gutzwiller et Du Pasquier¹ ont compris certaines alluvions (à Schwörstadt et Giebenach) dans le niveau de la HT. Par le seul fait que la base de l'un de ces dépôts se trouve au niveau de la HT, Brückner l'attribue à la BC et cela dans un territoire où les différences de niveau de la surface de la HT atteignent 30 m., et où les pentes de la HT atteignent 15 %. Par contre la pente entre les points de Gutzwiller et de Du Pasquier jusqu'au niveau le plus bas de la HT est de 10-13 % ; elle est donc dans les limites des formes de la haute terrasse que Brückner a été obligé d'avouer.

Aux environs de Brugg se trouve tout une série de lambeaux alluviaux. Du Pasquier les considérait comme faisant partie d'un seul système. Brückner², à cause des différences de hauteur qui atteignent plus de 100 m., proteste et les rapporte aux deux niveaux des couvertures. L'argument de Brückner, basé sur la trop grande différence de hauteur, ne peut être appliqué, surtout dans le niveau des couvertures, au sujet desquelles ce savant avoue lui-même qu'elles sont disloquées ; le fait d'une trop grande épaisseur des alluvions ne peut également entrer en ligne de compte puisque, pour les alluvions de la HT, on a réussi, en se basant sur les documents de Brückner, à constater dans la région d'Aarau une épaisseur de 100 m. C'est sur ce fait d'ailleurs, en relation avec d'autres, que j'ai basé ma thèse de la perturbation tectonique de la HT.

§ 13. *Dislocations quaternaires dans la région du lac de Zurich.*

Avec ces mêmes arguments Brückner a combattu les théories de Heim et d'Aeppli en ce qui concerne les fortes flexures des couvertures dans la région du lac de Zurich,

¹ Brückner, Penck, l. c., p. 451, 452.

² Penck, Brückner, l. c., p. 444.

dans les vallées de la Lorze, de la Sihl et sur l'arête de l'Uetliberg¹. Dans l'analyse que Brückner a faite des alluvions du plateau de Menzingen qui s'élève entre les lacs de Zoug et de Zurich apparaît surtout la méthode hypsométrique. Les alluvions des environs de Baarburg et d'Oberkellenholz sont de 60-80 m. plus hautes que les alluvions des vallées voisines de la Lorze et de la Sihl ; elles doivent donc être plus anciennes selon Brückner. L'état de décomposition et de cimentation des alluvions n'est pas ici, pour Brückner, du tout décisif ; cependant l'inclinaison des dépôts fluvio-glaciaires, soutenue par Aeppli et Heim contredit Brückner directement. D'autre part, la négation de Brückner ne trouve pas d'appui suffisant dans les propres documents de ce savant. Tout en comptant avec la possibilité d'une dénudation postérieure, j'ai choisi parmi les points alluviaux du bord de la Lorze, donnés par Brückner, les niveaux les plus hauts dans les parties des profils où il existe des observations pour les deux côtés de la vallée. Par ce moyen j'ai obtenu le profil suivant des alluvions de la Lorze d'amont en aval :

	2,5-					
Distance	0	1,2	2,0	2,7	3,0	3,6 km.
Hauteur de la surface	671	621	620	620	625	625 m.
Pente	42 %	0	-17 %	0	0	

La contre-pente existe donc sans aucun doute et il n'est pas inadmissible qu'elle existe même à un plus haut degré que ne l'indique le profil ci-dessus, étant donné que sur la distance de 2,2 à 2,5 km. il se trouve des niveaux d'alluvions de 605-610 m. qui n'ont pas été introduits dans le profil, uniquement à cause du manque d'observations pour les deux côtés de la vallée. Un phénomène de contre-pente analogue existe dans les alluvions de la vallée de la Sihl. Brückner cite ces points et pense que cette anomalie peut

¹ Penck, Brückner, l. c., p. 506-515.

s'expliquer peut-être par une faible érosion glaciaire (6-7 mètres). Je ne puis partager cette opinion. Dans la vallée de la Lorze, sur une distance de 1,6 km. la contre-pente est au moins de 5-20 m.; dans la vallée de la Sihl, les alluvions ont, sur une distance de 1,8 km., 10 m. de contre-pente; en admettant comme pente primitive 5 %, nous obtenons les dimensions de l'érosion ou de la perturbation tectonique : 15-20 m. et peut-être jusqu'à 30 m.. D'autres faits encore prouvent que les alluvions de la Lorze et par conséquent celles de la Sihl ont subi des perturbations; les alluvions de la Lorze ont dans leur partie supérieure, sur une distance de 1 km. une pente plus grande que 40 %¹; et cette pente dépasse de beaucoup la limite de la pente des cônes de transition d'après Penck²; c'est une pente qui a obligé Brückner³ à séparer une partie du profil d'Aeppli en deux niveaux d'âge différent.

Les alluvions du plateau de Menzingen ont, sans aucun doute, subi des dislocations; je considère ce fait comme prouvé d'après les documents de Brückner et de Penck et l'application de leur criterium. Si la deuxième partie de la thèse de Brückner, d'après laquelle les alluvions de la Lorze et de la Sihl proviennent de la période du Würm, résiste aux objections de Heim et d'Aeppli, c'est que nous avons affaire à des mouvements très jeunes, à des mouvements simultanés de la BT.

§ 14. Le principe de la continuité de la pente des dépôts fluvio-glaciaire n'est pas fondé.

Ce seul fait, résultant des travaux de Brückner, que les dépôts fluvio-glaciaires, au moins jusqu'au niveau de la

¹ Une pente semblable (30 %) existe aussi dans les alluvions au-dessus de la Lorze entre Bodenrisi et Sennweid. V. Penck, Brückner, l. c., p. 510.

² Penck, Brückner, l. c., p. 404.

³ Penck, Brückner, l. c., p. 514.

HT compris, ont été mis hors de leur position primitive, n'autorisait dans aucun cas la classification des alluvions fluvio-glaciaires d'après un principe hypsométrique. L'application de cette méthode a amené, comme je suppose, certaines erreurs de classification. Au-dessus des systèmes d'alluvions, à pente concordante, on a obtenu dans la région des couvertures une série de lambeaux alluviaux, échelonnés ça et là aux niveaux les plus divers; et ce n'est qu'en admettant des mouvements très compliqués qu'on a évité la nécessité d'admettre plus de quatre périodes glaciaires constatées ailleurs. Il en a été ainsi dans la région de Bâle et d'Eglisau¹.

Le principe *a priori* posé par Brückner, que les alluvions fluvio-glaciaires ne sont pas déplacées de leurs positions primitives, ce principe, dis-je, développé logiquement, conduit à deux résultats qui sont presque incontestablement faux. En classant les alluvions selon qu'elles ont ou n'ont pas une pente, les alluvions plus récentes des niveaux inférieurs étaient comprises, dans la classification de Brückner, parmi les niveaux supérieurs et les alluvions supérieures pouvaient et devaient même être estimées plus récentes. D'autre part, en posant ce principe de classification on a obtenu, dans les niveaux supérieurs, un système tectonique extrêmement compliqué. Ce système donne probablement une fausse idée de l'âge et de la direction des mouvements; il doit aussi présenter faussement les dimensions des mouvements. Non seulement les parties surélevées de la HT ont probablement pris place, dans la classification de Brückner, parmi les niveaux des couvertures, mais ce qui est pire pour l'estimation de la dimension des mouvements, les synclinaux des couvertures pouvaient prendre place dans les niveaux de la HT....

La méthode de classification des alluvions de Brückner

¹ Penck, Brückner, l. c., p. 455 sqq., 404 sqq.

n'est pas sans reproche. L'analyse des documents de Brückner a amené à ce résultat que les mouvements pléistocènes agissaient dans le plateau suisse au moins jusqu'à la période qui précède la BT; enfin elle a permis de supposer que les dimensions des mouvements pléistocènes sont sensiblement plus grandes que ne l'a admis Brückner pour les deux couvertures.

Cela étant, l'existence d'une plaine préglaciaire si faiblement disloquée pour qu'on puisse y relier les niveaux préglaciaires des vallées alpines, comme le fait Brückner est fortement invraisemblable. Et pourtant il est nécessaire de soumettre à un rigoureux contrôle, dans toutes ses directions, la théorie du surcreusement pour acquérir une pleine certitude sur la question de savoir si l'on peut ou non chercher la vérité dans cette voie.

§ 15. Les arguments de Brückner en faveur de la pénéplaine dans la morphologie du Vorland.

Brückner figure la dite plaine subalpine comme une surface appuyée sur des points extérieurs, subjurassiens, les plus bas de la plaine inclinée à partir des Alpes avec une pente de 8 ‰. Au-dessus de la plaine ainsi conçue émerge, dans sa partie extérieure un seul « monadnock », la Lägern (867 m.), et près de la limite intérieure vers les Alpes une série de surélévations de la molasse comme le Hörnli (1136 m.), le Napf (1411 m.). Il convient sans doute d'y ajouter le Gibloux (1212 m.), oublié par Brückner. Toutes les autres éléвations du plateau molassique touchent tout au plus la dite plaine inclinée de 8 ‰. Ailleurs Brückner remarque que cette plaine, inclinée de 10 à 12 ‰ dans la région alpine, est de plus en plus doucement penchée à l'extérieur, jusqu'à 6 ‰. La pente primitive de la plaine ne pouvait dépasser 3-4 ‰ comme nous l'apprennent les relations de la morphologie préglaciaire des Alpes

orientales et comme en témoigne la plaine de l'Amérique du Nord au pied oriental des Cordillères ; par conséquent les relations conservées dans les débris de la pénéplaine suisse prouvent que dans le pléistocène supérieur, avant la deuxième période interglaciaire, cette surface a été surélevée obliquement de telle façon que la pente des Alpes vers l'extérieur a été augmentée. Il ne peut être question d'un renversement quelconque des pentes¹.

En réunissant les points extérieurs et intérieurs de la plaine indiqués par Brückner nous obtenons en effet une parfaite confirmation de ces théories. J'ai exécuté le tableau suivant, complétant ainsi une lacune des travaux de Brückner :

Point extérieur.	Point intérieur.	Pente.	Distance entre les points.
Irchel (670) sur le Rhin	Env. de Bauma (927)	9 %	29 km
Brugg (560) emb. de la Limmat . .	Aegeri (1000) Zuger-		
	berg	10	46
Kulm (720) sur la Suhr	Zugerberg (1044) . . .	8	42
Born (727) env. d'Olten	977 au pied du Napf	8	31
Bucher Berg (671) Berne	1098 au N. de Eggiwil	12	36
Frienisberg (845) au NW de Berne	Gurnigel (1159) . . .	10	30
Au SW de Payerne (727)	Mont Pèlerin (1084)	11	33
Mont de Boisy (735) env. de Douvaine	988 env. de Thollon	9	27

§ 16. *Les dislocations de la pénéplaine du Vorland.*

Pourtant, d'après l'examen des points intermédiaires des profils ci-dessus et même en se servant exclusivement des matériaux présentés par Brückner, des doutes graves s'élèvent immédiatement. Une telle plaine normalement inclinée existe-t-elle ? Et tout d'abord sa pente, plus rapide vers les Alpes et plus douce vers l'extérieur, répond-elle à la réalité des choses ?

Brückner lui-même a élevé un doute semblable. Ainsi à partir de Heitersberg jusqu'à la crête de l'Utliberg la pé-

¹ Penck, Brückner, I. T., p. 469-74.

néplaine préglaciaire se relève avec une pente de 14 %; plus loin, vers l'amont, cette surface est certainement en contre-pente, légère il est vrai. Brückner, pour expliquer la pente de 14 % admet une dislocation locale¹. Voici comment se présente, au moyen des chiffres dont je dispose, le profil Brügg-Aegeri que Brückner prétend être dû à une dislocation.

	Brügg-Kreuzliberg	Kreuzliberg-Utliberg	Utliberg-Albishorn	Albishorn-Aegeri
Pente	4	14	2	7 %

Cependant d'autres profils, tracés par les points de culminations et les lignes de faîte du plateau suisse ont une allure semblable.

Ainsi dans le profil Irchel-Bauma nous distinguons :

Irchel-Schauenberg	Schauenberg-Bauma
Pente 10 %	4 %

Dans le profil Frienisberg-Gurnigel nous distinguons :

Frienisberg-Oberbalm (984)	Oberbalm-Giebelegg	Giebelegg-Gurnigel
Pente 8 %	18 %	7 %

Dans le profil Bucherberg-Eggiwil nous distinguons :

Bucherberg-Bantiger Hubel	Bant. Hubel ad Arni 1033	Arni-Eggiwil
Pente 17 %	5 %	6 %

Par contre, dans la région située entre la Suhr et la Limmat, par conséquent dans les environs du profil Kulm-Zugerberg on peut constater les faits suivants : de Born (724) jusqu'à Olten et Kulm, la pénéplaine n'a aucune pente, de Kulm vers Heitersberg d'une part et vers Lindedberg près Muri (au N. du lac de Zug) la pénéplaine s'élève avec une forte pente de 14-15 %, après quoi la pente diminue brusquement vers Zugerberg 6 %.

Après l'examen de ces profils, le tableau de la pénéplaine de Brückner acquiert des traits fondamentaux tout à fait différents. La pente augmente non du côté des Alpes

¹ Penck, Brückner, l. c., p. 471, 512.

comme le soutient Brückner, mais elle atteint ses plus grandes valeurs sur le bord extérieur de la plaine ; à l'intérieur elle s'affaiblit et cause une discordance de pente au contact avec les profils des vallées alpines. Le trait que Brückner considère comme exceptionnel dans le profil Brugg-Aegeri devient un trait presque général. La surface préglaciaire est, dans la région du plateau, bouleversée ; elle est même affaissée sur le bord des Alpes ; tout accord entre son profil et celui des vallées alpines est exclu. Ce résultat est d'autant plus certain qu'en suivant la position des différents dépôts fluvio-glaciaires du plateau, j'y constate les perturbations les plus notables justement à l'endroit où leur profil, pénétrant dans la vallée de l'Aare, coupait le rebord extérieur. Tout le plateau a été déplacé obliquement et en tout cas surélevé, non pas des Alpes vers l'extérieur mais au contraire de l'extérieur vers les Alpes.

*§ 17. Les pentes moyennes ne déterminent pas
la forme de la pénéplaine.*

Bien qu'ayant une grande confiance dans ce résultat principal en ce qui concerne les dislocations du plateau suisse, j'ai conscience de ne pas pouvoir expliquer par cette méthode les détails des dimensions et du cours des perturbations tectoniques ; d'autre part je me permettrai de remarquer que les résultats, même très séduisants, acquis par cette méthode peuvent ne pas dévoiler la vérité, mais l'obscurcir au contraire et rendre plus difficiles les recherches ultérieures. Pouvait-on supposer, en examinant le tableau des profils du plateau suisse, tous harmonieusement inclinés de 9 au 10 %, qu'il existât différents types de développement de ces profils. Et pourtant nous avons là trois types au moins. Le premier, le plus fréquent, est le type des profils surélevés à la limite extérieure, affaissés à la limite intérieure de la plaine. Le profil du Napf pré-

sente une excellente courbe d'érosion avec des pentes croissantes vers l'amont: 1·7, 6·0, 37·4, 75·6; avec cette circonstance que la pente faible de 1-2 % englobe près de 2/3 du profil: enfin les profils de la région du Léman.

§ 18. Les culminations de la molasse et des Hautes-Alpes ne forment-elles pas une pénéplaine?

Et pourtant la concordance de valeur des pentes moyennes du plateau est frappante; elle amène involontairement la question suivante: les points extrêmes de chacun des profils présentent-ils une analogie morphologique? Etais-il permis de les lier entre eux? La concordance des pentes n'est-elle pas accidentelle? Cette hypothèse est vraisemblable. En établissant la synthèse de la plaine du pléistocène ancien, Brückner unissait les points extérieurs avec des points de la molasse choisis jusqu'à un certain point arbitrairement. Brückner, pour le choix des points, se base sur le fait que certaines parties de la molasse, grâce à une plus grande résistance de la Nagelfluh, auraient résisté à la dénudation et se dresseraient au-dessus de la plaine comme le mur de la Lägern.

Si pourtant nous écartions, dans le choix des points, cet arbitraire basé sur une hypothèse, et si formulant une autre hypothèse, nous prolongions la ligne des profils jusqu'aux points les plus hauts d'une ligne tectonique, l'axe anticlinal de la molasse, si enfin nous les prolongions jusqu'aux points les plus élevés des Hautes-Alpes calcaires helvétiques, nous obtiendrions, pour les pentes moyennes, deux séries de profils dont les points inférieurs correspondent à la surface préglaciaire à la limite extérieure du plateau suisse. Voici les résultats:

I. Points extérieurs.

Irchel	Brugg	Born	Bucherbg	Frienisbg	Payerne	Douvaine
670	560	724	671	845	727	735

II. Les culminations de la molasse.

Speer	Rigi	Baucheln	Honegg	Gurnigel	Pélerin	Pélerin
1956	1800	1771	1549	1160	1084	1084
Pente entre II et I	23°/oo	23°/oo	21°/oo	20°/oo	10°/oo	11°/oo

III. Culminations des Hautes-Alpes.

Glärnisch	Tödi	Titlis	Schwarz-horn	Wild-strubel	Diable-rets	Dent du Midi
2931	3623	3239	2930	3251	3246	3260
Pente entre III et I	34°/oo	34°/oo	35°/oo	33°/oo	34°/oo	48°/oo

Ces pentes sont si parfaitement normales qu'il est difficile de résister au désir d'en faire la synthèse ; et pourtant au moment où nous voudrions préciser ce que ces plaines inclinées, conservées en des points isolés des sommets alpins, nous apprennent de l'histoire des Alpes, nous nous sentons impuissants. La pénéplaine du plateau suisse déduite par Brückner est-elle appuyée sur des bases plus solides ? Je crois que non, car le seul fait qui parle en sa faveur c'est qu'il est plus facile de s'imaginer une pénéplaine dans un pays où les différences de hauteur sont médiocres que dans une région déchiquetée avec des différences de 2000 m, de hauteur relative. La méthode est la même ; elle nous donne un certain résultat, répondant peut-être à la réalité, mais qui élimine et cache le processus qui a conduit à l'état morphologique donné ; c'est une méthode qui, comme toute moyenne arithmétique, donne un résultat souvent fictif, ne représentant pas nécessairement un état ou une forme prépondérante. Il en est de même avec la pénéplaine du plateau suisse. En moyenne arithmétique, elle présente un plan incliné vers l'extérieur des Alpes. Brückner a accentué ce fait ; et pourtant la caractéristique la plus intéressante de cette surface est justement sa rupture de pente et sa flexure.

§ 19. *Plaine haut-alpine et la structure en nappes.*

Revenons pour un moment à cette harmonie des pentes de notre plaine haut-alpine hypothétique, dont la forte

inclinaison nous suggère l'idée d'immenses dislocations. Nous ne savons rien sur l'histoire de ces mouvements, ni sur leur direction ou leur grandeur; il est certain qu'à l'ouest de l'Aare ils avaient une autre direction. Le pied des Alpes était affaissé, enfoncé. Les hautes Alpes helvétiques et les Préalpes lépontiques s'écoulèrent probablement en plus grande masse et avec plus de puissance entre les anciens massifs. C'est ainsi que j'essaierai d'expliquer l'augmentation de la pente depuis la Dent du Midi et les Diablerets jusqu'au rebord préglaciaire. D'autre part la douceur de la pente entre le bord du plateau et les points culminants de la molasse nous oblige à rechercher la cause de ce phénomène. Or il est extrêmement probable que la douceur de la pente entre les points culminants de la molasse et le bord du plateau a été produite d'une part par un affaissement relativement plus fort dans la molasse qu'au bord extérieur du plateau, et d'autre part par la surélévation subséquante du bord du plateau. Eu égard à ces idées morphogénétiques, la théorie de Schardt¹ sur la genèse des lacs subjurassiens devient beaucoup plus claire. Tout le territoire à l'ouest de l'Aare dans la direction du lac Léman s'est fortement enfoncé et a été plusieurs fois disloqué ensuite, pendant le pléistocène.

*§ 20. Le niveau interglaciaire Mindel-Riss
n'est pas suffisamment établi.*

A part la plaine préglaciaire qui, dans la construction de la théorie du surcreusement joue le rôle de fondement, Brückner a admis que dans la région des Alpes et du plateau suisse un seul et unique niveau de vallée devait s'être formé pendant la période interglaciaire Mindel-Riss. Re-

¹ Schardt: Sur l'origine des lacs du pied du Jura suissé. *Arch. des sc. ph. et nat.* Genève 1898.

Note complémentaire. *Bull. de la Soc. neuchâteloise* 1906.

connu quant à son âge, constaté à une hauteur convenable dans les vallées des Alpes suisses et surtout dans le réseau du Rhône, ce niveau, qui apparaît plus ou moins distinctement sur l'étendue du plateau, a rendu plausible la conclusion que la période Mindel-Riss aussi bien par sa durée que par le développement simultané de forces tectoniques joue un rôle primordial dans l'évolution du pléistocène alpin.

Les arguments de Brückner en ce qui concerne le niveau de vallée de la période interglaciaire Mindel-Riss ne sont pas convaincants.

Ainsi, en se basant sur les niveaux des gradins de confluence, des débris de terrasses et des monticules isolés dans la vallée du lac de Zurich, Brückner a tracé des profils longitudinaux et transversaux de l'ancienne vallée. Il y avait là un vaste champ laissé à l'hypothèse, surtout dans la détermination du niveau de l'axe de l'ancienne vallée. Le manque de connaissance du terrain nous oblige à accepter au sens littéral les résultats de Brückner. L'ancien niveau de cette vallée se trouvait dans la partie supérieure du lac, dans la région des montagnes « insulaires » du Buchberg, à la hauteur de 620-630 m.; aux environs de Zurich il s'élevait à 30-50 m. au-dessus du niveau du lac actuel, donc en chiffres ronds 450 m.

Admettant plus loin, vers Baden, une pente de 4% pour la vallée, Brückner en conclut que ce niveau s'accorde exactement avec la base de la haute terrasse (HT) que, par conséquent, il s'est formé avant l'invasion des glaciers de la période du Riss et après le recul des glaciers du Mindel, c'est-à-dire pendant la deuxième période interglaciaire¹.

Les observations de Brückner ne peuvent cependant se concilier en aucune façon avec cette conclusion. Brückner

¹ Penck, Brückner loc. p. 515 sqq.

donne pour les environs de Baden¹ les niveaux suivants. La surface supérieure de la HC dans les environs de Siggenberg se trouve à hauteur de 590 m., sa base est à 565 m. la BC dans les environs de Kreuzberg et Tannwald a sa surface supérieure à 523 m. et sa base à 488 m. ; la surface supérieure de la HT à l'ouest de Baden (vers Munzlishausen et à Siggenberg) est à 470 m. et la surface de la BT à Baden est à 388 m. ; en admettant, pour l'épaisseur des alluvions de la terrasse, 40 m, d'après Brückner, nous obtenons pour leur base: HT 430 m., BT 348 m.

Comme le niveau de l'ancienne vallée de Zurich est de 625 m. au Buchberg et de 450 m. à Zurich, et que sa pente de là vers Baden est de 4%, son niveau à Baden, à 21 km. de Zurich, devait être situé à une hauteur de 366 m. En admettant, non sans réserves résultant de la discussion, le principe de Brückner sur la stabilité des dépôts du pléistocène supérieur, nous constatons que la vieille vallée de Zurich, située à près de 70 m. plus bas que la base de la HT, se trouve presque au niveau de la BT ; elle est donc le produit non de la II^{me} mais de la III^{me} période interglaciaire (Riss-Würm).

Je n'attache pas trop d'importance à ce résultat², basé qu'il est sur une série d'hypothèses et de principes; sa valeur consiste en ce qu'il illustre la méthode de Brückner. L'interprétation des faits par Brückner l'a conduit au résultat que le niveau de l'ancienne vallée de Zurich se trouve à la hauteur de la base de la HT. Comme cette ancienne vallée se trouve à 250-300 m. au-dessous de la plaine pré-glaceiaire, partout où Brückner a trouvé, soit dans la vallée de la Reuss, soit dans la vallée du Rhône, d'anciens

¹ Penck, Brückner Ic. p. 442-448.

² Il est cependant intéressant de constater que l'analyse des anciens niveaux dans la vallée du Rhône a conduit Hess aux mêmes résultats; cet auteur a pour le niveau inférieur de Brückner, également accepté l'âge de la III^e période interglaciaire (Riss-Würm) Hess. *Alte Talböden. Z. f. Gletscherkunde.* II, p. 330.

niveaux de vallées présentant une différence de hauteur de 250-300 m. avec la plaine préglaciaire, il les a, en dépit du manque de données, comptées parmi les produits de la II^{me} période interglaciaire.

Tels sont les fondements de la théorie au moyen de laquelle Brückner a repoussé les résultats connus de Hess. Cette théorie, jointe à l'hypothèse sur la stabilité de l'écorce pendant le pléistocène supérieur et l'unilatéralité des mouvements pendant le pléistocène ancien devait détruire les nombreuses théories qui essaient d'expliquer par des mouvements de l'écorce au moins une partie des formes du paysage glaciaire.

§ 21. *Résumé de la théorie de Brückner.*

L'analyse détaillée des méthodes et des résultats de Brückner a conduit aux conclusions suivantes :

La position des alluvions glaciaires d'un côté et l'hypsométrie de l'autre prouve que cette plaine est disloquée. On a pu suivre cette période de dislocation en toute certitude au moins jusqu'au moment précédent le dépôt de la BT, qui provenait de la dernière glaciation. Les surfaces disloquées étaient inclinées aussi bien vers le bord extérieur que vers le bord intérieur du plateau suisse. La constatation de la valeur et de la chronologie de ces dislocations a été fortement obscurcie par le principe de la continuité de pente des alluvions fluvio-glaciaires. Les résultats de Brückner ne sont propres à donner une idée de la tectonique pléistocène de l'avant-pays.

Le fondement pour la classification des formes de vallées alpines est encore plus faible. Ainsi toute la théorie sur le fond préglaciaire et interglaciaire Mindel-Riss des vallées alpines est basée sur une fausse interprétation des formes dans les environs du lac de Zurich.

III. Les gradins des vallées alpines.

§ 22. *Lois sur la théorie du surcreusement de Penck et de Brückner.*

Dans l'article précédent j'ai démontré l'insuffisance, sinon le manque absolu de base tectonique de la théorie du surcreusement. Pourtant en dehors des principes et des fondements théoriques du surcreusement, ses phénomènes sont fortement marqués dans le paysage et sont la caractéristique non équivoque d'une région jadis envahie par les glaciers. Nous sommes alors placés en présence d'un nouveau problème. De deux choses l'une : ou bien les phénomènes de surcreusement sont soumis aux lois de l'érosion glaciaire et alors ils en sont le résultat, que les dislocations pléistocènes leur aient été favorables ou non, ou bien les phénomènes de surcreusement ne sont pas en relation avec la distribution géographique de la masse et de la pente des glaces, et alors le paysage surcreusé, bien qu'ayant été territorialement couvert de glaciers ne peut, en général, rien avoir de commun avec ceux-ci, et il doit son développement à d'autres forces, certainement tectoniques.

Deux grands savants, fondateurs de l'école morphogénétique moderne : Penck¹ et Davis², ont posé, indépendamment l'un de l'autre et simultanément, la théorie des phénomènes du surcreusement. La presque identité des opinions sur l'état et la genèse des paysages glaciaires, formulées en même temps par deux grands savants constituait en elle même un fort appui pour la théorie du sur-

¹ Penck : *Die Ubertiefung der Alpentäler.* Verh. 7. Intern. Geogr. Kongr., Berlin, 1899, p. 232 sqq.

The valleys and lakes of the Alps. Rep. 8. Intern. Congr. Washington, 1904, p. 173 sqq.

² W. M. Davis : *Glacial erosion in France, Switzerland and Norway.* Proc. Boston, Soc. of Natur. Hist., 1900, p. 272 sqq.

The sculpture of mountains by Glaciers. Scott. Geogr. Mag., 1906, p. 16.

creusement. Au cours des dix dernières années, l'école glacialiste a accumulé une grande quantité d'observations qui ont soit complété, soit en majeure partie confirmé le point de vue des créateurs de la théorie ; quant à l'œuvre monumentale de Penck et Brückner, elle est en même temps le plus solide et le plus étendu traité de la théorie du surcreusement.

Ce grand ouvrage est un recueil des « lois » du surcreusement. Bien que ce ne soit pas un code ordonné, bien que les contributions qui le composent soient venues s'ajouter les unes aux autres pendant de longues années, elles constituent pourtant un harmonieux ensemble, presqu'entièrement libre de contradictions importantes et qui prouve que la théorie du surcreusement a été complètement développée et approfondie dans l'esprit de ses créateurs, qu'elle est achevée et incapable d'un développement ultérieur.

Les lois du surcreusement peuvent être résumées de la façon suivante. Dans les limites de l'ancienne glaciation les vallées sont privées d'une pente normale. Les gradins de confluence et les bassins développés le plus fortement dans la région de l'ancienne langue du glacier constituent la principale perturbation de la pente normale sous l'influence de la glaciation. Les gradins de confluence se sont développés sous l'influence d'un creusement plus fort dû à la plus grande épaisseur des glaces dans la vallée principale. Le surcreusement est donc le plus fort dans la vallée principale ; il est plus faiblement marqué dans les vallées secondaires. Dans la première partie de l'œuvre *Die Alpen im Eiszeitalter* il ne manque pas d'indications prouvant que l'on considérait le surcreusement comme un phénomène lié exclusivement à la vallée principale. C'est ainsi que Penck¹ a posé la question en analysant le surcreusement

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 146 ; 300 sqq.

de la vallée de l'Inn et dans son exposé des lois générales du surcreusement. Là il a noté que le fond des vallées latérales est souvent resté intact, et que les gradins, presque indépendants de la dureté diverse des couches et des roches, sont uniquement limités aux lieux de jonction des vallées.

L'analyse du surcreusement dans les bassins de l'Oetz et du Zillertal a obligé Penck à certaines modifications théoriques, qui dans la suite de l'œuvre n'ont pas subi de changements sensibles. Je considère comme la plus importante, et comme répondant le plus exactement à l'ensemble de la théorie du surcreusement cette déclaration de Penck que la hauteur des gradins de confluence est proportionnelle à la différence de surface des bassins des rivières confluentes¹. La hauteur du gradin est donc inversement proportionnelle à la grandeur du bassin, parce que le creusement lui est directement proportionnel. En relation avec cette dépendance, Penck constate aussi l'existence de gradins dans la vallée principale au confluent de la vallée latérale, le développement des gradins de confluence dans les deux vallées lorsque les bassins sont égaux ; par contre il attribue l'apparition des verrous et des monticules isolés (bosses) soit à un affaiblissement de la force d'érosion du glacier, soit à une érosion sélective et par conséquent à la dureté diverse des couches.

L'analyse des formes des autres régions du paysage alpin n'a pas amené de transformations fondamentales dans les lois citées du surcreusement. Il convient encore d'attribuer une grande importance au travail de Brückner sur la dépendance qui existe entre la profondeur des bassins terminaux (lacs marginaux) et l'épaisseur de la glace. Brückner s'est efforcé de démontrer l'entièvre proportionnalité qui existe entre ces quantités². D'autre part il y a,

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 302 sqq.

² Penck, Brückner, l. c. p. 590 sqq.

jusqu'à la fin de l'ouvrage, un malentendu quant aux raisonnements théoriques sur la genèse des gradins loin du voisinage des affluents de même que sur la genèse des verrous et des bosses. Dans la vallée de l'Inn, dans la région des vallées de l'Oetz et du Zillertal, Penck n'a pas remarqué de gradins en dehors des confluents ; l'apparition des gradins lui semblait être complètement indépendante de la structure géologique, qui jointe à l'affaiblissement de la force d'érosion ou de la masse de la glace contribuait seulement à la formation des bosses ou des verrous. En maints endroits Penck rappelle l'influence de la résistance des roches à propos des gradins pour lesquels le réseau des glaciers ne procure aucune explication ; ainsi par exemple, au gradin du Tessin entre Quinto et Faido¹. D'autre part Brückner constate également dans la répartition des barrières leur entière indépendance vis-à-vis de la structure géologique ; il considère ce fait comme l'argument le plus fort en faveur de leur genèse glaciaire et non pas fluviale².

§ 23. *Objections générales contre la théorie du surcreusement.*

Il est évident que la partie la plus faible de la théorie du surcreusement est le phénomène des verrous et des bosses ; il a été le point de départ des premières attaques contre cette théorie. Je n'ai pas l'intention d'élever à nouveau ces objections ; bien qu'elles soient impressionnantes, elles ne peuvent, comme le phénomène d'ailleurs secondaire des monticules, ni éclairer, ni résoudre la question.

Un autre groupe d'objections concerne le phénomène des bassins terminaux, c'est-à-dire des lacs marginaux. Ces objections ne sont pas moins éloquentes. Je rappelle par

¹ Penck, Brückner, I. c. p. 800.

² Penck, Brückner, I. c. p. 623.

exemple les raisonnements de Schardt¹ qui a réussi à démontrer dans les lacs de Neuchâtel, l'existence des trois vallées parallèles, submergées par couples. Cette morphologie du fond lacustre est un argument très fort contre le développement de ces formes sous l'influence du creusement glaciaire. Ces objections ne concernent cependant que le phénomène de contre-pente dans les bassins terminaux ; elles n'ont pas été dirigées contre la base principale de la théorie du surcreusement, c'est-à-dire contre le principe de proportionnalité ; elles ont été repoussées par Brückner² qui a démontré la faiblesse relative de la profondeur des bassins et de leur contre-pente en comparaison avec les masses de glace et leur pente générale.

Et pourtant dans les bassins terminaux il y a des phénomènes qui sont capables d'ébranler sérieusement la loi fondamentale de la théorie du surcreusement, la loi de creusement proportionnellement à l'épaisseur de la glace. Comme exemple je prendrai l'analyse morphologique de la région des bassins terminaux du glacier du Rhône. D'après les études de Brückner le glacier du Rhône avait sa langue principale terminale dans la région où se trouve aujourd'hui le grand Léman ; en aval il se partageait en deux langues du « Petit Lac » et la langue de Neuchâtel. Les masses de glace qui remplissaient la langue de Neuchâtel devaient traverser la ligne de faîte préglaciaire du Mont-Jorat, et passant sur ce plateau en une masse de 400-500 mètres d'épaisseur, elles ne l'ont pas touché malgré une pente relativement très forte. Dans les bassins terminaux par contre, où les masses de glace étaient, il est vrai, deux fois plus épaisses, mais seulement, comme le constate

¹ Schardt : *Sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse*. Arch. des sc. phys. et nat. Genève 1898. T. 4, p. 68 sqq.

Note complémentaire sur l'origine du lac de Neuchâtel. Bull. Soc. neuchâteloise, 1906, p. 186 sqq.

² Penck, Brückner, l. c. p. 593 sqq.

Brückner, grâce au barrage des glaces du Rhône par le mur du Jura et le glacier transversal de l'Aar, dans ces bassins terminaux le glacier a exécuté un surcreusement puissant de 550 m. dans le lac de Neuchâtel¹. Ce n'est pas tout ; tout près du lac surcreusé se trouvent, vers l'est un haut plateau que Brückner mentionne (Frienisberg, 820 m.) comme appartenant aux restes exceptionnels, laissés intacts par l'érosion de l'avant-pays préglaciaire².

Où est cette loi de proportionnalité entre la masse de glace et sa pente d'une part et la force de creusement de l'autre ? On pourrait citer nombre d'exemples semblables ; je rappellerai seulement le lac du Bourget. Mais je ne pense pas que l'on puisse, par des exemples négatifs, détruire une théorie basée naturellement sur des exemples favorables ; je soumettrai donc au contrôle tous les documents du surcreusement réunis dans l'œuvre *Die Alpen im Eiszeitalter*, afin d'acquérir une solide conviction sur la question de savoir si l'on avait le droit d'émettre ce principe : le surcreusement est proportionnel à l'épaisseur de la glace.

§ 24. *Disproportion entre l'épaisseur de la glace et les dimensions du surcreusement.*

Quelques données sur la limite supérieure de la glaciation du Rhône, de l'Aare, de la Reuss et de l'Oglio, d'autres pour les niveaux préglaciaires (d'après Brückner et Penck³) de ces vallées, enfin leurs profils contemporains ont servi à dresser des schémas graphiques qui ont donné l'épaisseur des glaces et les dimensions correspondantes du surcreusement. L'absence de données suffisantes m'empêche de prendre en considération les observations de Penck sur les Alpes orientales.

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 590.

² Penck, Brückner, l. c. p. 472.

³ Penck, Brückner, l. c. p. 608 sqq., 612 sqq., 835.

Voici en chiffres les résultats de ces graphiques, donnés pour faciliter le contrôle :

Rhône	Epaisseur de la glace mètres	Pente du glacier ‰	Surcreusement mètres
Furka	1000		650
Münster.	1500	3	600
Fiesch	1650		600
Brigue	1600	14	425
Sierre.	1450		650
Martigny	1530	0	530
Saint-Maurice . .	1225	25	550
Montreux	1200	8	700
Oglio			
Edolo.	1400	11	500
C. di Ponte . . .	1350		450
Breno.	1300	23	300
Darfo.	1150		280
Lovere	1100	10	260
Iseo	1050	23	370
Aar			
Grimsel.	800	41	200
Guttannen. . . .	1200		350
Meiringen. . . .	1300	33	600
Brienz	1150	5	750
Beatenberg . . .	1000		700
Thoune	700	9	500
Reuss			
Furka	250		50
Andermatt. . . .	1000	15	200
Wassen.	1400		550
Amsteg.	1600	30	850
Fluelen	1300	22	850
Righochfluh . .	1150		850
Lucerne.	550	21	550

En complétant ces chiffres au moyen du tableau exécuté par Brückner pour le surcreusement des bassins lacustres¹,

¹ Penck, Brückner, Ic. p. 590, 682.

j'ai obtenu des matériaux suffisants, ce me semble, pour résoudre la question de savoir s'il existe une loi de pro-

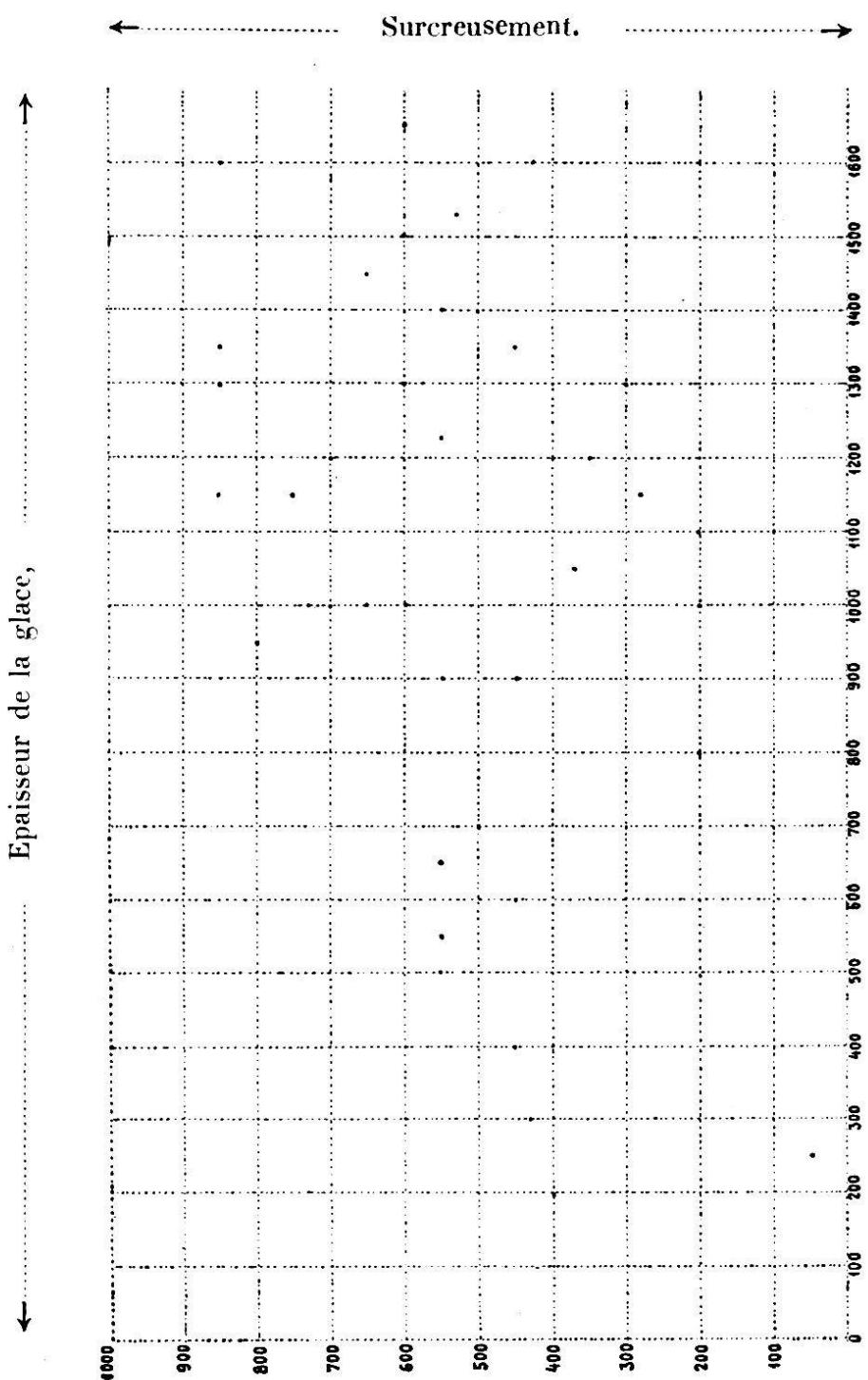


FIG. 2.— Epaisseur de la masse du glacier et son surcreusement.

portionnalité entre le creusement et l'épaisseur de la glace.

La comparaison graphique (fig. 2) de ces valeurs offre un chaos tel qu'il est impossible de tracer la courbe expri-

mant la relation entre l'épaisseur de la glace et la hauteur du surcreusement. La question n'exige pas de longues discussions. Si les surcreusements de dimension moyenne (400-600 m.) apparaissent avec une épaisseur de glace de 200 à 1650 m., inversement, à une masse de glace moyenne (1000 m. d'épaisseur) peut correspondre toute la série des surcreusements, de 200 à 800 m., il est donc clair que toute relation génétique entre ces quantités est complètement exclue.

§ 25. Traces d'une cause tectonique des formes du surcreusement.

Je ne puis cependant passer sous silence une certaine trace de relation que l'on ne peut mettre en doute. Elle apparaît, après réflexion, dans le graphique. Les petits surcreusements apparaissent, il est vrai, avec des épaisseurs de glace quelconques; aux grandes masses de glace correspondent tous les degrés du surcreusement; cependant, aux petites quantités de glace correspondent seulement des surcreusements peu importants et les plus grands apparaissent seulement avec les grandes masses de glace. En présence du manque de relation génétique entre la masse de glace et le surcreusement, on voit s'imposer l'hypothèse que les grands surcreusements sont le résultat des mêmes forces qui ont été la source d'une grande glaciation. Là où les grandes masses de glace étaient la conséquence nécessaire du glissement des glaciers, le surcreusement n'a pas eu lieu ou au moins il a été peu important. Les petites quantités de glace témoignent du manque de causes qui puissent les produire; elles apparaissent toujours accompagnées de petits surcreusements. Les documents de Brückner et de Penck ne conduisent pas à une loi de proportionnalité mais à cette hypothèse que la glaciation et le sur-

creusement sont la conséquence d'une seule et même cause; et cette cause, il est difficile de ne pas le supposer, doit être d'origine tectonique.

§ 26. *L'influence de la pente.*

Les documents de Penck et de Brückner ne fournissent aucune objection contre la conclusion ci-dessus. A part l'épaisseur de la glace qui est, dans la théorie de Penck et de Brückner le principal pivot des lois du surcreusement, un facteur secondaire entre en ligne de compte : la pente des masses de glace. Le manque absolu de relation entre la pente et le surcreusement, illustré par l'exemple classique des bassins de Neuchâtel apparaît non moins clairement dans le tableau que j'ai exécuté pour l'ensemble du glacier du Rhône, de l'Aare, de la Reuss et d'Oglio. Parmi les valeurs, en général petites, du surcreusement de la vallée d'Oglio, les traces de proportionnalité entre le creusement et la pente sont indéniables; par contre dans l'Aare supérieure, aux immenses masses de glace qui glissent avec une pente maximum correspondent des surcreusements minima, et les maxima relatifs de surcreusement dans la vallée du Rhône apparaissent en un parcours (Sierre-Martigny) où sur une distance assez longue il n'y a pas du tout de pente.

§ 27. *L'influence de la résistance des roches.*

On peut d'autant moins prendre en considération l'influence de la structure et de la résistance des roches sur les dimensions du surcreusement que la théorie du surcreusement néglige cette influence et signale plus d'une fois son absence. Il suffira d'indiquer la puissance du surcreusement dans le Léman supérieur, dans la région du

lac de Thun et l'inégale valeur du surcreusement à Wassen et à Guttannen dans les mêmes conditions de structure pour acquérir l'absolue certitude que ces influences, si elles existent, ne sont pas capables de modifier le résultat basé sur les travaux de Penck et de Brückner, à savoir qu'il n'y a pas de loi de proportionnalité entre le surcreusement et l'épaisseur de la glace.

Voilà à quel résultat m'ont conduit les documents de Penck et de Brückner, seules grandes bases de la théorie. Et le respect pour ce grand travail et la nécessité d'en combattre les résultats étaient décisifs pour le choix des moyens. Et pourtant on ne peut dissimuler que le résultat obtenu par cette voie était basé sur une série d'hypothèses, celles sur lesquelles s'appuie la théorie du surcreusement. Le fait d'admettre des pentes normales pour les niveaux des vallées préglaciaires et par conséquent la hauteur de ces niveaux est une de ces hypothèses; l'épaisseur des masses de glace et par suite les prétendues relations entre ces quantités, en est une autre. Ainsi donc, non seulement le rapport entre les masses de glace et les dimensions du surcreusement, mais aussi le manque de relation entre ces quantités est une hypothèse.

§ 28. Gradins de confluence comme mesure du surcreusement.

Il s'agit donc de trouver une voie absolument exacte, par laquelle on puisse suivre et résoudre le problème fondamental de la proportionalité entre le creusement et les masses de la glace. La question des niveaux préglaciaires et par conséquent celle des dimensions du creusement constitue la plus grande difficulté dans ces recherches. Cette question, au moins dans l'état actuel, ne peut être résolue radicalement. Par contre dans les gradins de confluence

nous possédons un critérium indubitable pour la détermination de la différence du creusement de la rivière principale d'une part et de ses affluents de l'autre, durant le pléistocène. La hauteur des gradins de confluence nous donnera en conséquence la mesure relative du surcreusement de la vallée principale, indépendamment du fait de savoir si les niveaux préglaciaires des vallées ont été disloqués ou non. Je ne pense pas que l'on puisse éléver une objection quelconque contre la question du critérium des dimensions du surcreusement ainsi posée. Je rappellerai seulement que tous les savants qui se sont occupés de la morphologie glaciaire sont allés beaucoup plus loin en employant les rebords supérieurs des gradins de confluence pour la reconstruction des niveaux préglaciaires. C'est ainsi qu'ont procédé Penck, Davis, Brückner, Garwood, Kilian et d'autres sans prendre en considération les creusements des niveaux préglaciaires dans les vallées latérales ; quant à moi, je les fais entrer en ligne de compte considérant le gradin comme la conséquence et la mesure de la différence du creusement entre la vallée principale et la vallée latérale.

§ 29. La superficie et la hauteur du bassin comme mesure de la glaciation.

On peut également prendre en considération la masse de glace dans les vallées indépendamment de toute hypothèse sur sa limite supérieure, puisqu'elle est directement proportionnelle aux facteurs qui peuvent être rigoureusement déterminés. Ces facteurs sont : la grandeur du bassin et sa hauteur moyenne. A part ces critériums absolument certains on peut considérer la mesure actuelle de glaciation des vallées alpines comme un tableau, naturellement réduit, de la situation durant le pléistocène. Les pentes des vallées actuelles par contre, auxquelles on peut

attribuer une influence sur la vitesse de mouvement des glaciers, ne peuvent, à mon avis, être prises en considération; elles n'ont pas en tout cas, au point de vue de la comparaison, la même valeur absolue que la hauteur et la grandeur du bassin. Non seulement les plus grands changements morphologiques se sont accomplis pendant le pléistocène dans les thalwegs, donc aussi dans les rapports des pentes des vallées; mais encore la pente des masses de glace dépendait en réalité d'un grand nombre d'autres facteurs qui pouvaient complètement paralyser l'influence de la pente des vallées sur la vitesse du glissement des glaciers pléistocènes. La vitesse de glissement des glaciers pléistocènes dépendait probablement, encore plus qu'aujourd'hui, avant tout de la masse de glace, et par conséquent de la hauteur et de la grandeur du bassin.

§ 3o. Hauteur du bassin du Rhône.

L'ouvrage intitulé : *Wasserverhältnisse der Schweiz, Rhonegebiet*, I. Teil, 1898, a fourni des matériaux complets et publiés avec un soin extrême. En me basant sur ces documents, j'ai construit 75 courbes hypsographiques au moyen desquelles j'ai obtenu, pour le bassin du Rhône, ses diverses parties et ses affluents, les hauteurs moyennes. La deuxième partie fondamentale des matériaux a été obtenue en traçant les profils longitudinaux des vallées alpines d'après les cartes de l'*Atlas Siegfried*. J'ai exécuté ce travail dans l'Institut géologique du prof. Lugeon à Lausanne. Ces profils sont au nombre de 95, dont 60 pour le bassin du Rhône et 12 pour chacun des bassins de l'Aare, de la Sarine, et du Tessin. Pour le moment les matériaux relatifs au bassin du Rhône seront seuls employés. J'ajouterai que presque tous les profils ont été géologiquement coloriés. Je me suis servi, pour ce travail,

autant qu'il a été possible, de cartes spéciales géologiques¹, en général j'ai employé la *Carte géologique de la Suisse 1 : 100 000* et j'ai profité continuellement des explications et des indications de M. Lugeon et de M. Argand, aussi bien en ce qui concerne les nombreuses théories établies par ces savants pour la structure des Alpes que pour l'influence des différents niveaux géologiques sur le relief. Bien que ce long et pénible travail, exécuté à l'Institut, d'où se sont élevés de si grands problèmes surtout tectoniques, n'ait pas été honoré de l'assentiment de son directeur, bien qu'on ait mis en doute la possibilité d'éclaircir d'une façon différente et par une voie nouvelle les problèmes du surcreusement, l'aide et le secours précieux que m'ont procurés le prof. Lugeon et ses collaborateurs MM. Argand, Jeannet et d'autres ont été illimités. J'en éprouve d'autant plus de reconnaissance pour cet admirable foyer de science.

§ 31. *Influence de l'exposition sur le développement des glaciers.*

En présentant les résultats des calculs de la hauteur du bassin du Rhône et de ses diverses parties, je reviens à mon sujet.

¹ Argand, *Carte géolog. du massif de la Dent-Blanche*, 1 : 50 000. Publiée par la Commission géol. Suisse 1908.

Baltzer, Der diluviale Aargletscher bei Bern, *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*, Nr. 30. 1896.

Favre et Schardt, Alpes du canton de Vaud et du Chablais. 1888. *Beiträge zur geol. Karte*, Nr. 22.

Gilliéron, Territoires de Vaud, Fribourg et Berne. 1883. *Beiträge zur geol. Karte*, Nr. 18.

Schmidt u. Preiswerk, *Karte der Simplongruppe*, 1 : 50 000. 1908.

Je me suis servi aussi des travaux de Jaccard jun., de Rollier, de Lugeon, de Mühlberg, et en général de la riche littérature et de la collection de cartes de l'Institut Lugeon, ouvert pour tous les collaborateurs avec une large liberalité, ailleurs inconnue.

TABLEAU I

Les surfaces, les hauteurs et le pour mille des glaciers dans le bassin du Rhône.

Partie sud du bassin

Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers %/oo	Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	glaciers %/oo
Gerenbach	40·2	2338	372	Drance au confl.			
Egine	36·2	2430	303	du v. d'Arpeltaz	620·4	2290	204
Merzenbach	5·8	1920	—	Vallée de Bagnes	295·8	2462	308
Blindental	18·9	2368	154	V. d'Entremont	302·3	2238	118
Rappental	16·0	2248	75	V. du Gd-St-			
Binnental	117·0	2228	99	Bernard	156·6	2326	89
Binna sup.	52·2	2344	118	Val Ferret	121·7	2248	179
Mettl-Langtal	47·7	2342	114	Val d'Arpeltaz	32·4	1982	22
Saltine	77·7	2060	108	Trient	155·8	2004	101
Gamseki	38·5	2212	82	Trient au confl.			
Viège	787·2	2606	359	du Triège	131·0	2048	120
Viège sup.	489·5	2702	414	Eau Noire	85·0	2056	68
Saas	253·6	2638	315	Eau Noire sup.	33·1	2254	98
Turtmann	108·0	2498	198	Trient glac.	32·1	2620	308
Navigenze	257·3	2292	172	Eau de Bérard	38·3	2042	66
Navigenze sup.	114·3	2664	302	Triège	10·9	2058	—
Val de Moiry	58·0	2588	161	Vièze	143·2	1614	22
Hérens	384·3	2396	217	Saufloz	21·2	2122	103
Hérens sup.	243·8	2534	268	Barmaz	23·3	1760	7
Hérémence	103·9	2466	175	Vièze au confl.			
Prinze	71·1	2136	110	du V. Morgins	100·1	1712	31
Dranse	678·4	2240	188	V. de Morgins	28·5	1630	—

Partie nord du bassin

Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers %/oo	Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers %/oo
Rhône du Gletsch	50·8	2736	476	Liène	91·2	1942	61
Münsterbach	15·4	2498	228	Morge	72·2	1736	16
Fieschbach	83·9	2688	497	Lizerne	69·2	1946	74
Massa	205·1	2900	712	Avançon	86·3	1646	27
Naters	32·8	2018	49	Avançon sup.	43·6	1852	45
Mundbach	29·1	2124	53	R. de Cheville	28·3	1760	12
Baltschieder	42·5	2368	220	Gryonne	34·9	1422	—
Lonza	162·4	2364	235	Grande-Eau	144·9	1522	23
Dala	57·6	2026	26				

Le Rhône

Jusqu'au confluant de	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers % _{oo}	Jusqu'au confluant de	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers % _{oo}
Egine	118·2	2364	285	Dala	2323·4	2364	270
Münsterbach	188·9	2332	243	Liène	2817·5	2300	240
Rappental	299·7	2260	188	Prinze	3358·2	2240	228
Binna	415·0	2330	239	Drance	3755·6	2214	208
Massa	590·7	2240	188	Trient	4497·2	2196	201
Saltine	832·8	2422	311	Avançon	4782·7	2182	193
Gamseki	947·9	2320	284	Gryonne	5022·6	2142	185
Baltschieder	1780·0	2438	310	Léman	5220·1	2112	179
Lonza	1964·7	2390	289				

Afin de rendre visibles les conditions de la glaciation, j'ai placé aussi, à côté des chiffres indiquant la surface et la hauteur des bassins le %_{oo} des névés et des glaciers. Mais comme ce rapport, qui semblait direct, est également soumis à l'influence de la position géographique, j'ai mis à part les chiffres concernant la partie septentrionale du bassin du Rhône et ceux de la partie méridionale du dit bassin ; enfin, dans un troisième tableau, j'ai placé ceux qui concernent le Rhône proprement dit. C'est dans ce dernier groupe, que se manifeste dans sa plus grande pureté la proportionnalité entre la hauteur du bassin et sa glaciation. Trois chiffres seulement troublent d'une façon peu sensible la proportionnalité de ces phénomènes ; le chiffre du Rhône en amont du confluent du Gamseki est un peu trop élevé ; en amont du confluent du Rappental et de la Massa, il est trop bas. Dans ces trois données apparaît le rôle des affluents. Le bassin de la Massa relativement grand et très riche en glaciers augmente la proportion de la glaciation du Rhône, la faible glaciation de la vallée de Conches et du Binnental abaisse le chiffre moyen de la surface des glaciers de tout le bassin. A part ces trois chiffres, le rapport en question est si simple que l'on peut exprimer la proportion des glaciers dans chaque

partie du bassin du Rhône par la formule suivante :

$$p = 179 \% + \frac{d_h}{2.5}, \quad d_h \text{ étant la différence entre la hauteur}$$

moyenne du bassin du Rhône à l'embouchure du Léman et la hauteur de la partie du bassin pour laquelle on cherche le pour-mille de la surface des neiges et des glaces.

D'autres influences, celles-là climatiques, apparaissent quand on compare la partie septentrionale du bassin du Rhône avec la partie méridionale. La seconde est dans l'ombre, la première est exposée au soleil. Grâce à la puissance d'insolation, les vignes, les champs cultivés, les établissements humains y atteignent de plus grandes altitudes ; les nombreux écroulements et les cônes de déjection descendant et repoussent le lit du Rhône vers la rive gauche. Dans l'étroite vallée de Conches, en amont de Fiesch, ces cônes de déjection constituent presque les seules positions favorables à l'établissement humain ; c'est pourquoi presque tous ces établissements de Conches sont situés sur la rive droite. Ainsi tous les phénomènes extérieurs témoignent que le versant droit, le versant éclairé est le « côté climatique » (Wetterseite des Gebirges, d'après Löwl) de la vallée du Rhône, c'est le versant le plus riche en glaciers grâce à de plus fortes précipitations atmosphériques. La limite supérieure des forêts et celle des neiges éternelles et des glaciers se rapprochent dans cette région. Telles étaient mes réflexions en étudiant la proportion des glaciers dans les bassins latéraux des deux versants du Rhône, et pourtant le résultat des calculs définitifs de l'influence de l'exposition sur le développement des glaciers m'a paru être jusqu'à un certain point inattendu. Pour cette raison je le présente ici en abrégé.

	Surface	Hauteur moyenne	Surface des glac.
Versant droit du bas-			
sin.	1178,3 km ²	2186 m.	241 %
Versant gauche du bassin	2935,6 km ²	2323 m.	218 %

Il apparaît ainsi sans conteste que la glaciation du versant ensoleillé est incomparablement plus grande. La situation centrale ou marginale des lieux, qui selon Jegerlehner doit décider du niveau de la ligne des neiges ne peut suffisamment expliquer tous les phénomènes¹.

L'ensemble des influences provenant de la situation géographique et de l'exposition du bassin joue un rôle au moins aussi important. Le bassin de l'Egine et surtout celui du Gerenbach frappent par une augmentation de la superficie des glaciers en comparaison de la hauteur, c'est-à-dire malgré leur position centrale, par un abaissement de la limite du névé. On pourrait cependant expliquer l'anomalie constatée dans les bassins du Geren et de l'Egine par la vallée de l'Aare, qui, séparant les massifs de l'Aare et du Gothard, ouvre un accès plus libre aux courants océaniques du Nord, de même que par la large vallée de la Toce, qui n'exclut pas non plus des influences méridionales. Des influences semblables doivent sans doute augmenter la proportion des glaciers dans le bassin de la Saltine. Il suffit de comparer le bassin de la Saltine et celui du Triège : tous deux ont la même hauteur moyenne, l'un a 108% de glaciers, le second n'en porte pas trace. Mais aussi vers le bassin de la Saltine conduisent de tout part de larges cols, tandis que le bassin du Triège est fermé de tous côtés ; il est à peine ouvert par un mince canyon juvénile qui le draine vers l'est. Le bassin du Mundbach fortement enserré par de hautes crêtes dirigées dans le sens du méridien et relié à la vallée du Rhône seulement par une gorge étroite, joue un rôle identique quoique à un moindre degré. Les influences défavorables de l'entourage orographique sur le développement des glaciers ont été les plus fortes dans les vallées de Moiry et du Grand Saint-Bernard, dans les hautes vallées d'Anniviers et de Turt-

¹ Jegerlehner : Die Schneegrenze in den Gletschergebieten d. Schweitz, *Beitr. z. Geophysik.* 1903. T. V. p. 486 sqq.

mann. Dans ces trois derniers bassins, nous devons attribuer la plus grande importance au fait qu'ils sont à l'abri des influences atmosphériques, puisque l'abaissement de la proportion des glaciers a affecté également ces bassins d'une superficie de plus de 100 km². En général les bassins plus importants se distinguent par un plus haut pour cent de superficie glacée. Et ainsi, dans ce coin du bassin du Rhône où les vallées de Moiry et de Turtmann frappent par le faible développement des glaciers, où les conditions défavorables à la formation des glaciers se traduisent par la « haute ligne des neiges », constatée par Jegerlehner, les bassins plus grands de la Viège et de la vallée d'Hérens ont une proportion de glaciers relativement grande. De même tous les grands bassins, tels que celui de la Dranse, du Trient et même celui de la Navigenze, dont les bassins partiels sont remarquablement pauvre en glaciers, se distinguent par une augmentation de la proportion des glaciers.

Toutes ces influences de situation et d'exposition du bassin apparaissent dans les graphiques (fig. 3); les nombreux écarts se distribuent symétriquement le long de deux lignes qui pourront être facilement tracées pour les deux versants du bassin du Rhône. Et nous voyons dans le dessin la supériorité de glaciation du versant droit du Rhône, supériorité qui augmente avec la hauteur des bassins. Nous voyons la supériorité de la glaciation des grands bassins qui apparaît puissamment et d'une façon exemplaire pour le bassin du Rhône. Cette augmentation de la glaciation dans les grands bassins doit naturellement être d'autant plus forte que la limite des neiges éternelles s'abaisse davantage; et l'on peut ainsi comprendre facilement les objections faite par Penck à la théorie de Kilian. On ne peut attribuer d'importance générale à l'hypothèse de Kilian, qui s'appuie sur la supposition que la vallée principale a été soumise à l'action des glaciers moins

longtemps que les vallées latérales et que, par ce fait, elle n'a pas été conservée sous le glacier, mais qu'au contraire, creusée plus puissamment et plus longuement par les eaux,

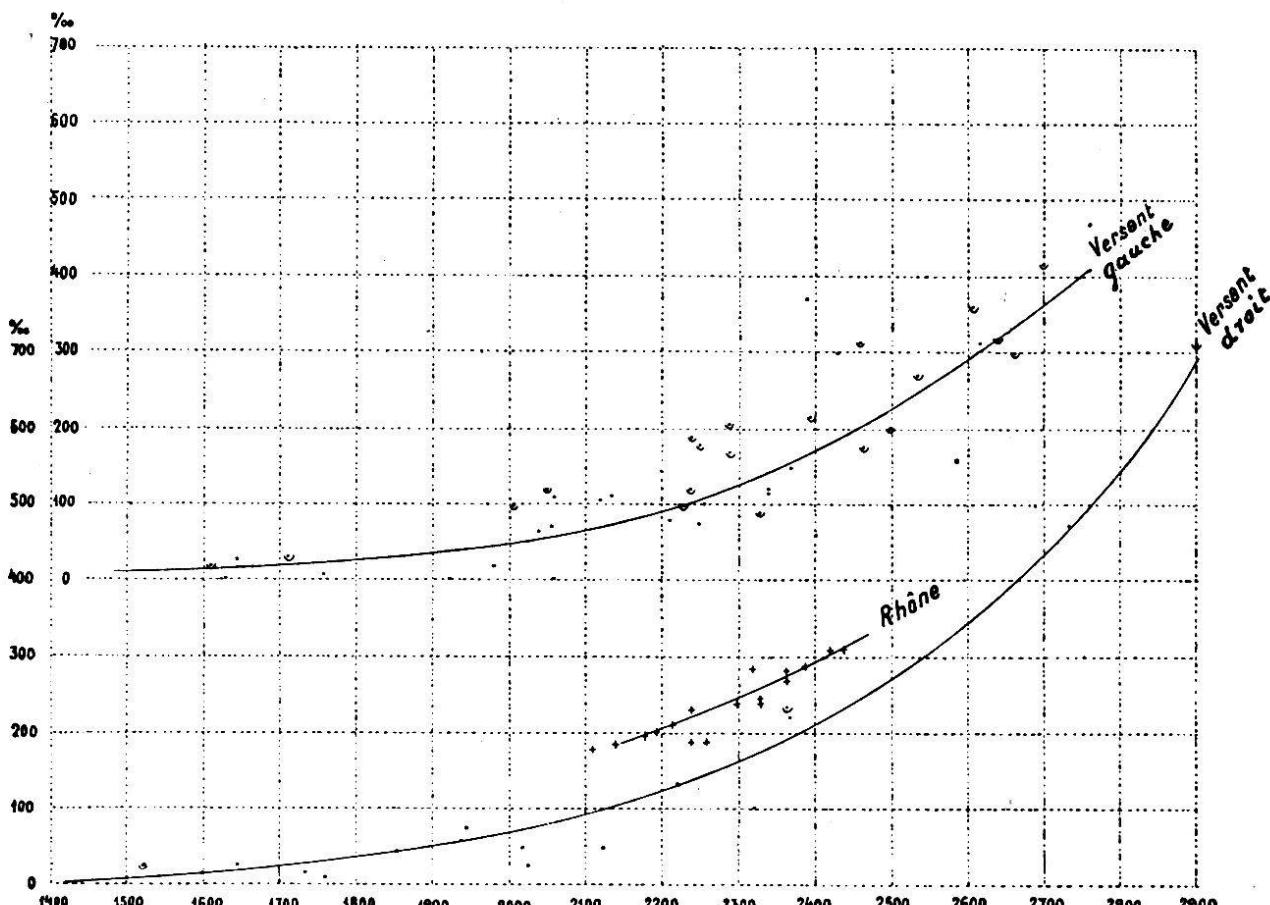


FIG. 3. — Courbes de la glaciation du bassin du Rhône en fonction de la hauteur, de la grandeur et de l'exposition du bassin. (Les croix indiquent les valeurs pour le Rhône, les points encerclés répondent aux bassins dont la surface dépasse 100 km².)

elle a été surcreusée. Les conditions qui sont à la base même de la théorie de Kilian¹ n'apparaissent sûrement pas d'une façon générale. Des conditions exceptionnelles, semblables, dans la disposition des glaciers de petites vallées ouvertes vers le Nord et l'Est, et le manque de gradins dans des vallées ouvertes vers le Sud et l'Ouest dans

¹ Pour les travaux de Kilian voir : *Bul. Soc. géol. France* 1900, p. 1003 ; *La Géographie*, juillet 1902 et décembre 1906 ; *C. R. de l'Ass. fr. p. l'Avancem. d. Sc.* 1908. Kilian a gardé jusqu'au bout son point de vue malgré la critique de Penck dans des *Alpen im Eiszeitalter*, p. 729.

le bassin supérieur du Tessin ont provoqué, à la même époque, un raisonnement identique dans le travail de Garwood¹.

§ 32. Coefficients de la glaciation et des gradins de confluence.

En nous basant sur les données ci-dessus nous pouvons reconstituer le tableau ou plutôt la mesure relative de la glaciation des vallées alpines pendant les périodes glaciaires. L'étendue de la glaciation de chaque vallée devait être proportionnelle : 1^o à la grandeur du bassin, 2^o à sa hauteur, 3^o aux conditions spéciales de son exposition. La proportion actuelle des glaciers est l'expression de ces conditions. Ce point de vue est absolument en conformité avec les opinions de tous les savants qui se sont occupés de la période glaciaire, et avant tout avec celles de Brückner et de Penck².

En partant de ce point de vue, j'ai calculé pour le bassin du Rhône et ses parties comme aussi pour les bassins de ses affluents trois coefficients de glaciation A, B, C. (Tableau II.)

A = f : 100 ; f exprime la surface du bassin en km².

B = fh : 250 ; h exprime la hauteur moyenne du bassin en kilomètres.

C = fl : 25 ; l exprime la proportion des glaciers en fractions décimales.

Entre A, B et C, il existe une relation étroite qui montre que la hauteur du bassin (coefficient B) ou son exposition (coefficient C) influent d'une façon favorable ou défavorable sur le développement de la glaciation.

¹ Garwood : On the origin of some hanging valleys. *Quart. Journ. of Geol. Soc.* 1902, p. 703.

² Penck, Brückner, Ic. p. 444.

TABLEAU II

Les coefficients de la glaciation et des gradins de confluence.

	Coefficient de glaciation du bassin			Coeff. du glacier de vallée C : A	Coeff. du gradin de confluence de C : A	Hauteur du gradin de confluence m.	La pente du gradin %/oo	La pente moyenne de la vallée %/oo
	A	B	C					
Rhône-Gerenbach . . .	0·51	0·56	0·97	1·80	+0·30	340	155	88
Gerenbach . . .	0·40	0·38	0·60	1·50	-0·30	300	88	137
Rhône-Egine . . .	1·18	1·12	1·35	1·14	-0·08	—	—	49
Egine	0·36	0·35	0·44	1·22	+0·08	300	115	140
Rhône-Münsterbach . .	1·89	1·76	1·84	0·97	+0·04	—	—	37
Münsterbach . . .	0·15	0·19	0·14	0·93	-0·04	250	312	272
Rhône-Merzenbach. . .	2·09	1·95	1·97	0·94	+0·94	—	—	34
Merzenbach . . .	0·06	0·04	—	—	-0·94	460	230	196
Rhône-Blindental . .	2·15	2·00	1·98	0·92	+0·29	—	—	27
Blindental . . .	0·19	0·18	0·12	0·63	-0·29	420	127	110
Rhône-Rappental . .	3·00	2·74	2·25	0·75	+0·44	—	—	27
Rappental . . .	0·16	0·14	0·05	0·31	-0·44	900	173	157
Rhône-Fieschbach . .	3·18	2·88	2·29	0·72	-1·26	120	14	27
Fieschbach . . .	0·84	0·90	1·67	1·98	+1·26	50	45	90
Rhône-Binnental . .	4·15	3·87	3·97	0·95	+0·56	230	16	26
Binnental. . .	1·17	1·04	0·46	0·39	-0·56	—	—	93
Binna supérieure . .	0·52	0·48	0·25	0·48	+0·02	—	—	107
Metti-Langtal . .	0·48	0·45	0·22	0·46	-0·02	590	310	167
Rhône-Massa . . .	5·94	5·29	4·44	0·75	-2·10	—	—	29
Massa	2·05	2·38	5·84	2·85	+2·10	640	149	126
Rhône-Naters . . .	7·96	7·72	10·22	1·28	+1·10	—	—	27
Naters	0·33	0·26	0·06	0·18	-1·10	220	275	227
Rhône-Saltine . . .	8·33	8·08	10·36	1·24	+0·80	—	—	27
Saltine	0·78	0·64	0·34	0·44	-0·80 (400)	290	167	
Rhône-Mundbach . .	9·10	8·64	10·71	1·18	+0·97	—	—	26
Mundbach . . .	0·29	0·25	0·06	0·21	-0·97	860	269	167
Rhône-Gamseki. . .	9·48	8·89	10·77	1·13	+0·79	—	—	26
Gamseki	0·38	0·34	0·13	0·34	-0·79	960	200	174
Rhône-Viège . . .	9·93	9·21	10·88	1·09	-0·35	—	—	23
Viège	7·87	8·21	11·31	1·44	+0·35	—	—	33
Viège supérieure . .	4·89	5·29	8·11	1·66	+0·40	200	61	27
Saas	2·54	2·68	3·20	1·26	-0·40	740	80	55
Rhône-Baltschieder .	17·80	17·36	22·07	1·24	+0·36	—	—	23
Baltschieder . . .	0·42	0·40	0·37	0·88	-0·36	1540	191	191
Rhône-Lonza . . .	19·65	18·78	22·71	1·15	+0·19	—	—	19
Lonza	1·62	1·54	1·53	0·96	-0·19	560	110	65

	Coefficient de glaciation du bassin			Coeff. du glacier de vallée C : A	Coeff. du gra- din de confl. Différences de C : A	Hauteur du gra- din de confluence m.	La pente du gra- din ‰	La pente moyenne de la vallée ‰
	A	B	C					
Rhône-Turtmann .	21·50	20·43	24·26	1·43	+0·34	—	—	18
Turtmann . . .	1·08	1·08	0·85	0·79	-0·34	790	188	101
Rhône-Dala . . .	23·23	21·97	25·09	1·08	+0·98	—	—	17
Dala	0·58	0·47	0·06	0·10	-0·98	580	104	132
Rhône-Navigenze .	24·67	23·19	25·26	1·02	+0·34	80	33	17
Navigenze . . .	2·57	2·36	1·77	0·68	-0·34	460	77	60
Navigenze supér. .	1·14	1·22	1·35	1·18	+0·54	390	69	59
Val. de Moiry . .	0·58	0·60	0·37	0·64	-0·54	700	123	108
Rhône-Liéne . . .	28·17	25·92	27·05	0·96	+0·72	—	—	15
Liéne . . . , .	0·91	0·71	0·22	0·24	-0·72	(400)	(70)	119
Rhône-Hérens . . .	29·24	26·32	27·25	0·93	+0·06	—	—	14
Hérens. . . .	3·84	3·68	3·34	0·87	-0·06	(450)(128)	56	
Hérens supér. . .	2·44	2·47	2·61	1·07	+0·37	270	123	60
Hérémence	1·04	1·02	0·73	0·70	-0·37	640	139	92
Rhône-Prinze . . .	33·58	30·09	30·63	0·91	+0·49	—	—	14
Prinze. . . .	0·71	0·61	0·31	0·42	-0·49	420	233	162
Rhône-Morge . . .	34·29	30·73	31·01	0·90	+0·26	—	—	14
Morge. . . .	0·72	0·50	0·46	0·64	-0·26	(600)(120)	138	
Rhône-Lizerne . . .	35·05	31·20	30·99	0·88	+0·59	—	—	13
Lizerne	0·69	0·54	0·20	0·29	-0·59	(720)(144)	128	
Rhône-Drance . . .	37·56	33·26	34·25	0·83	+0·08	—	—	11
Drance	6·78	6·08	5·10	0·75	-0·08	140	23	49
Drance-V. d'Arpetta	6·20	5·68	5·06	0·81	+0·72	—	—	53
Val. d'Arpetta . .	0·32	0·26	0·03	0·09	-0·72	620	344	171
Drance de Bagnes .	2·96	2·91	2·89	0·98	+0·51	90	37	65
Drance d'Entremont	3·02	2·64	1·43	0·47	-0·51	—	—	60
Val. Saint-Bernard.	1·57	1·46	0·56	0·36	-0·35	—	—	75
Val. Ferret . . .	1·22	1·09	0·87	0·71	+0·35	280	76	77
Rhône-Trient . . .	44·97	39·50	36·16	0·80	+0·40	—	—	11
Trient	1·56	1·25	0·63	0·40	-0·40	260	70	97
Trient-Triège . . .	1·31	1·07	0·63	0·48	+0·48	60	100	107
Triège. . . .	0·11	0·09	—	—	-0·48	500	417	264
Eau noire. . . .	0·85	0·70	0·23	0·27	-0·98	80	80	117
Trient torrent du glacier .	0·32	0·34	0·40	1·25	+0·98	210	210	117
Eau noire de Glacier de Fonds	0·33	0·30	0·43	0·39	+0·13	590	271	145
Eau de Bérard . .	0·38	0·30	0·40	0·26	-0·13	—	—	97

	Coefficient de glaciation du bassin			Coeff. du glacier de vallée C : A	Coeff. du gra- din de confl. Différences de C : A	Hauteur du gradin de confluence m.	La pente du gra- din %/oo	
	A	B	C				%/oo	%/oo
Rhône-Avançon.	47·83	41·75	36·93	0·77	+0·67	45	10	10
Avançon	0·86	0·57	0·09	0·10	-0·67	—	—	118
Avançon supér..	0·44	0·32	0·08	0·18	+0·15	310	148	165
R. de Cheville . .	0·28	0·20	0·01	0·03	-0·15	350	152	122
Rhône-Vière. . .	48·72	42·19	37·03	0·76	+0·67	—	—	10
Vière	1·43	0·92	0·13	0·09	-0·67	140	165	104
Vière supérieure .	1·00	0·69	0·12	0·12	+0·12	—	—	119
Val. de Morgins .	0·28	0·19	—	—	-0·12	650	176	120
Viète de Sauflaz .	0·21	0·18	0·09	0·43	+0·17	240	240	209
Viète de Barmaz .	0·23	0·16	0·06	0·26	-0·17	90	190	152
Rhône-Gryonne. .	50·23	43·03	37·17	0·74	+0·74	—	—	10
Gryonne	0·35	0·20	—	—	-0·74	640	133	105
Rhône-Grande Eau.	50·61	43·23	37·05	0·73	+0·64	—	—	10
Grande Eau . . .	1·45	0·88	0·13	0·09	-0·64	200	105	57

C'est au coefficient C que j'attribue la plus grande importance et je l'emploierai par la suite, quoique les résultats obtenus par ce moyen ne soient pas essentiellement différents de ceux que donnerait l'emploi des coefficients A ou B.

Le coefficient C est la mesure des masses de glace qui se développent à la surface du bassin dans les conditions données ; par contre la quantité de glace qui descendra l'aval dans la vallée sera d'autant plus grande que le rapport C : A sera plus élevé. Ce rapport est valable, à mon avis, pour chacune des parties du bassin du Rhône et de ses affluents. L'examen de ce rapport jette une lumière curieuse sur le tableau de la glaciation quaternaire. Et ainsi il appert de la fig. 4 que le glacier du Rhône, dans sa partie supérieure, à peu près jusqu'à Reckingen était fortement alimenté, en aval il se rétrécissait violemment, et le tribut du glacier de Fiesch n'a pu complètement y remédier. Seul l'afflux des masses puissantes du glacier de

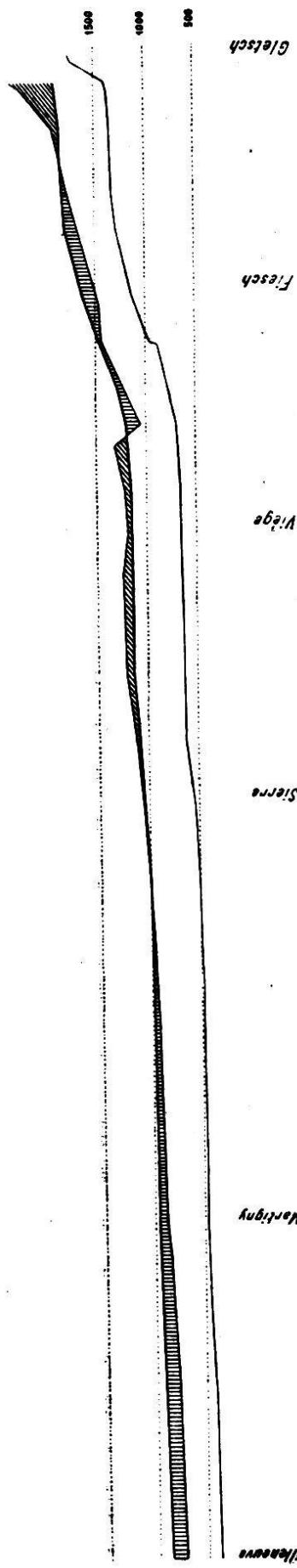


FIG. 4. — Coefficient de la glaciation quaternaire dans la vallée du Rhône. (Les hachures obliques indiquent le coefficient positif, les hachures verticales le coefficient négatif.)

la Massa, puis du glacier du bassin de la Viège a été si efficace que dans la vallée du Rhône et jusque dans les environs du confluent de la Combe de Rechy, des masses de glace plus que normales pour la surface donnée du bassin se sont écoulées. Pourtant, en aval de ce point l'accroissement des masses de glace était constamment plus petit que celui du bassin, d'où la conclusion que le glacier diminuait lentement mais continuellement ; les grands affluents comme le Val d'Hérens et la Dranse n'ont pu échanger ces rapports.

Ce tableau hypothétique basé sur la théorie du parallélisme entre les phénomènes de la glaciation actuelle et ceux de la glaciation quaternaire explique un détail de la morphologie du surreusement, resté obscur jusqu'à ce jour, à savoir le gradin dans la vallée du Rhône entre Mörel et Fiesch. Il résulte de mon tableau (coefficients C et C : A) que les masses de glace dans la vallée du Rhône, sous l'influence du glacier de Massa, ont augmenté jusqu'au-delà du double, et par ce fait il est compréhensible qu'en amont de Mörel la vallée du Rhône forme un puis-

sant gradin. En même temps la genèse du gigantesque gradin dans la vallée de la Massa ou de la Naters devient moins claire ; il est d'autant plus difficile de comprendre, du point de vue de la théorie du surcreusement, l'absence de gradin dans la vallée du Rhône en amont du confluent de la Viège, ou d'élargissement en aval. L'élargissement de la vallée du Rhône en aval de la Navigenze ou de Saint-Maurice, où le glacier du Rhône subissait une constante diminution, est également incompréhensible. Est-ce que pourtant les masses d'eau sous-glaciaire ne s'élevaient pas simultanément en ces endroits d'une façon plus violente ?

Revenons aux gradins de confluence en tant que phénomènes de surcreusement. Le rapport C : A exprimant la masse de glace par unité de surface de bassin me semble être la seule mesure de l'épaisseur de la glace dans la vallée donnée ; et par ce fait les différences du rapport C : A dans deux vallées unies entre elles sont la mesure de l'action de ces masses de glace sur elles. Ces différences, je les appelle le coefficient du gradin. Là où le coefficient est positif le développement d'un gradin est exclu d'après les principes de la théorie du surcreusement ; le gradin de confluence et ses dimensions doivent être par contre proportionnels à la grandeur négative du coefficient du gradin.

§ 33. La conception du gradin de confluence.

Les positions du tableau sont expliquées ci-dessus (voir Tableau II, p. 119). La hauteur des gradins est déterminée d'après les profils dont j'ai déjà parlé (v. p. 110 § 30). Cependant la conception du gradin dont je me suis servi exige quelques mots d'explication. J'appelle gradin toute forme limitée en aval et en amont par une pente plus douce. Ces formes sont presque exclusivement liées à la roche, pour-

tant je n'ai pas écarté les exceptions peu nombreuses où ces formes apparaissent dans le terrain d'accumulation. C'est par ce moyen que j'explique la position du gradin dans la vallée du Rhône en amont du confluent de la Navigenze (Pfinnwald). La reconstruction des gradins présentait une autre difficulté. Toute une série de vallées : Leuk, Liène, Morge, Lizerne sur la rive droite, Saltine, Gamseki, Navigenze, Hérens, Prinze, Trient sur la rive gauche, ont coupé l'ancien gradin par une puissante gorge d'érosion ; si l'on voulait donner les dimensions du gradin il fallait prendre en considération le niveau des terrasses plates et des épaulements qui s'élèvent parfois à quelques centaines de mètres au-dessus du fond de la gorge ; c'est ainsi que j'ai procédé pour les gradins cités et dans leurs vallées on a pris cette correction en considération. Je l'ai fait pourtant uniquement en vue de l'analyse des lois de surcreusement et non sans de graves doutes. La cause de ces doutes apparaît clairement dans les bassins composés. La vallée de la Borgne d'Hérens se joint à la vallée du Rhône par une gorge d'érosion de plus de 400 m. de profondeur ; les épaulements au-dessus de la gorge d'Hérens et au-dessus de la vallée du Rhône se trouvent à une hauteur de 920 m. en chiffres ronds. Cette hauteur répond-elle à un niveau quelconque préglaciaire ou interglaciaire dans lequel les glaciers d'Hérens se joignaient au glacier du Rhône ? Il n'en est nullement ainsi ; à 150 m. au-dessous et 6 km. en amont, au confluent d'Hérémence et d'Hérens, il existe des traces tout à fait nettes du séjour du glacier dans l'allure circulaire des courbes de niveau. Malheureusement je n'ai pas examiné la situation sur le terrain et je n'ai pas davantage l'espoir de pouvoir visiter bientôt ces régions ; je désirerais que ces conditions personnelles me justifient et je ne dissimulerai mon impression : la gorge d'érosion de la Borgne d'Hérens n'est pas une conséquence du creusement dans le gradin de con-

fluence, qui était un produit du surcreusement, mais elle est due à un mouvement tectonique qui, après le recul des glaciers a surélevé la région du confluent d'Hérens. Les mêmes incertitudes me viennent lorsque j'examine sur la carte le confluent du Trient et des autres rivières. Ce sont pourtant des doutes très hardis et en même temps des hypothèses très faiblement fondées, c'est pourquoi je ne les prends pas en considération, lorsqu'il s'agit de savoir si et jusqu'à quel point les gradins de confluence sont soumis aux lois de la proportionnalité entre le creusement et l'épaisseur de la glace.

§ 34. Manque de relation entre le coefficient du gradin et le développement des gradins.

Le dessin (*Fig. 5.*) rend visible la relation entre la hauteur et le développement du gradin d'une part et l'im-

Hauteur des gradins.

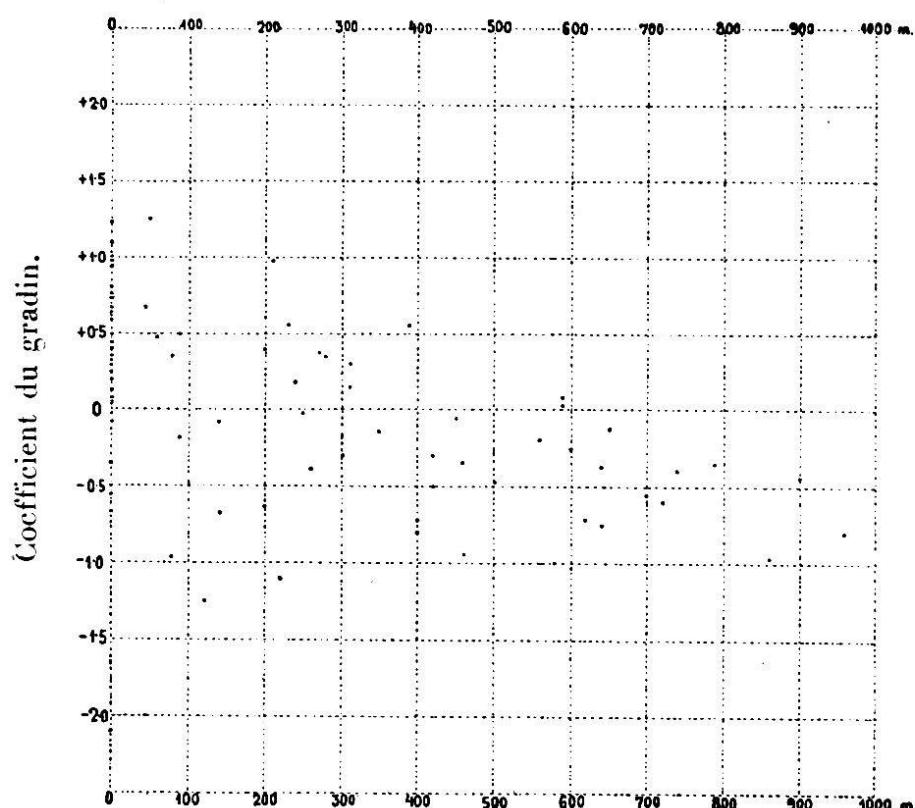


FIG. 5. — Coefficient des gradins de confluence.

portance favorable et défavorable du coefficient du gradin de l'autre. Le résultat de ces recherches est aussi négatif que celui des recherches de la relation entre l'épaisseur de la glace et les dimensions du surcreusement d'après les documents de Brückner et de Penck. Les faits suivants parlent en faveur du manque de relation directe entre le coefficient du surcreusement et les gradins de confluence : 1° la quantité considérable (27 %) d'embouchures concordantes malgré les coefficients négatifs du gradin qui atteignent les plus grandes valeurs; 2° la grande quantité de gradins (35 %) malgré les coefficients positifs qui là également atteignent leurs plus grandes dimensions; 3° les hauteurs des gradins correspondant à des coefficients négatifs sans accuser de relation claire avec la grandeur du coefficient; à un coefficient négatif relativement faible (-0,5) correspond toute une série de hauteurs des gradins.

Nous pouvons clore ce résultat négatif de nos recherches comme nous l'avons fait pour l'examen des documents de Brückner et de Penck, c'est-à-dire par une deuxième remarque sur une certaine relation qui existe entre la glaciation et les gradins et qui ne peut être niée. Les très hauts gradins au-dessus de 600 m. apparaissent toujours à la faveur de coefficients négatifs, et aux petits gradins correspond toute une série de coefficients. Mais ici une autre considération entre en jeu. Parmi les 86 confluents réunis dans mon tableau 31 % méconnaissent complètement les lois du surcreusement, 39 % qui correspondent plus ou moins aux lois du surcreusement, proviennent presque uniquement de l'observation des affluents, 30 % qui obéissent complètement aux lois de Penck et Brückner appartiennent à la vallée du Rhône. Les traces de concordance des phénomènes avec les lois du surcreusement apparaissent dans la vallée principale; son aspect a été la source de la théorie du creusement glaciaire, dont on ne trouvera pourtant les lois et les proportions

ni dans la vallée latérale ni dans la vallée principale. Et une fois encore je suis obligé de revenir à l'hypothèse déjà émise que le paysage surcreusé comme aussi la glaciation ont une seule et même cause de nature tectonique. C'est ainsi que l'on pourrait expliquer les phénomènes de dépendance secondaire entre la glaciation et les formes de surcreusement aussi bien que la pente mieux aplatie de la vallée principale, parce qu'ici les eaux sous-glaciaires, interglaciaires et postglaciaires pouvaient réagir le plus efficacement contre les mouvements tectoniques.

§ 35. *Gradins sans confluence.*

Ce n'est pas seulement le manque de proportionnalité entre le creusement et l'épaisseur de la glace au point de jonction des vallées glaciaires qui constitue un argument contre les lois du surcreusement. Les gradins qui apparaissent dans le profil longitudinal des vallées là où leur présence ne peut être expliquée ni justifiée par aucun processus d'érosion sont encore un autre argument important contre la théorie de l'érosion glaciaire.

Brückner rappelle l'existence de gradins en dehors des confluents et les classe dans la cinquième catégorie¹; ce sont des formes complètement indépendantes et de la structure géologique et de l'augmentation de la masse de glace, Brückner en voit la cause dans les différences de la force d'érosion du glacier, mais c'est en vain que l'on cherchera la cause de ces changements soudains dans la force du creusement glaciaire. L'importance prétendue infime du phénomène des gradins, sur laquelle Brückner attire l'attention, ne peut renforcer ce point faible de la théorie du surcreusement et cela non seulement parce que Brückner se sert de l'hypothèse d'une immense épaisseur des glaciers pléistocènes, mais aussi parce qu'il prend comme

¹ Penck-Brückner Ic. p. 621 sqq.

point de comparaison non les gradins sans confluence (souvent hauts de 4 à 500 m.) mais les verrous et les bosses en général moins élevés (Kirchet, Saint-Maurice).

Pourtant ces gradins hors de confluence que l'on peut classer presque tous dans la cinquième catégorie des gradins de Brückner ne sont pas un phénomène exceptionnel, mais au contraire dominant. Dans le haut bassin du Rhône sur 51 gradins de confluence qui ont été l'objet de la discussion précédente plus de 60 sont des gradins hors de confluence.

La solution du problème du paysage glaciaire n'est pas dans le phénomène des gradins de confluence. Tous les gradins des vallées glaciaires présentent un groupe un et indivisible de phénomènes plus ou moins indépendants du développement et des dimensions de la glaciation.

IV. Les anciens réseaux fluviaux du Rhône. Les phénomènes de capture.

§ 36. Notions générales sur l'auge double et quadruple.

Les travaux de Hess ont jetté beaucoup de lumière sur l'essence même de la genèse des gradins. J'ai déjà eu l'occasion (§ 4-6) d'indiquer dans le premier chapitre de cette étude les résultats des recherches de ce savant ainsi que les objections qui lui ont été faites par les glacialistes. Ces objections, comme nous avons eu l'occasion de le prouver n'ont pas de base assez solide. La différence chronologique des niveaux de Hess et de Brückner n'a aucune importance essentielle étant donné que cette chronologie de Brückner est contestable. Et ceci aussi bien pour les débris des vallées de la période interglaciaire prétendue Mindel-Riss, que pour les fonds des vallées préglaciaires dont l'âge préglaciaire n'a pas été prouvé d'une façon absolue.

Quant à la continuité de la pente de ce niveau vers la surface préglaciaire du Vorland alpin, elle est plutôt mise en doute.

Ceci dit, nous voyons nettement que la notion de l'auge simple ou double, la chronologie de l'évolution des vallées de Penck et de Brückner, théorie à laquelle on peut faire le plus d'objections justement en se basant sur les faits qui lui ont servi de fondement, nous voyons, dis-je, que cette théorie devient parallèle à l'hypothèse de l'évolution des vallées glaciaires de Hess et à la notion de son auge quadruple.

Le fait même que les nombreuses observations de Brückner, qui ont servi de base à ce savant pour émettre sa théorie de l'évolution des vallées glaciaires, rentrent in extenso dans l'interprétation des faits par Hess est un argument sérieux en faveur de cette interprétation et de la théorie qui en résulte. Brückner distingue comme on le sait dans la vallée du lac de Zürich deux anciens niveaux dont l'un se serait formé avant l'époque glaciaire, et le deuxième pendant la seconde période interglaciaire. La différence de hauteur de ces deux niveaux serait de 200 à 250 m. pour le lac de Zurich. Les terrasses qui correspondent aux débris de ces mêmes niveaux ont été découvertes par Brückner dans la vallée du Rhône. Les observations faites par Brückner¹ sur les terrasses et sur les lisières représentent une vingtaine de données. Toutes ces données rentrent dans le travail de Hess et, fait important et incontestable, les observations en faveur de sa théorie sont non seulement beaucoup plus nombreuses mais aussi beaucoup plus uniformément disposées tout le long de la vallée du Rhône. La concordance des résultats des recherches de Brückner et de Hess est d'une importance de premier ordre, parce que la mise en doute de la

¹ Penck, Brückner, Ic, p. 566 sqq., 608 sqq.

valeur de la méthode de Hesse par Brückner et Penck n'est pas soutenable. La différence de ces méthodes comme j'ai déjà eu l'occasion de le mentionner consiste dans le fait que Brückner s'occupe surtout des terrasses longitudinales, Hess des ruptures des pentes dans les profils des crêtes transversales, qui font saillie vers le talweg du Rhône. Il existe aussi une différence dans la méthode d'observation : Brückner obtient son matériel d'observation sur le terrain, au moins partiellement, et Hess le sien, beaucoup plus vaste d'ailleurs, par des études cartographiques. Or il est indiscutable que la concordance absolue des résultats obtenus par deux méthodes différentes prouve que leurs différences n'ont aucune importance essentielle¹.

*§ 37. Objections contre la reconstruction
de l'auge double par Brückner.*

Malgré cette concordance des faits les deux observateurs diffèrent dans l'interprétation de ceux-ci. Hess considère que le niveau est un facteur décisif dans la question, bien que la reconstruction de l'axe de la vallée du Rhône pendant les différentes périodes glaciaires le tente. Pour Brückner le niveau ne sert que d'indication pour conclure à la hauteur de l'axe de la vallée du Rhône dans les périodes antérieures. De ses calculs résulte l'hypothèse de deux anciens niveaux. Comme la différence de hauteur des niveaux était de 250-300 m., égale à celle qui a été constatée pour le lac de Zurich, Brückner n'hésite pas à rapporter ces niveaux à la deuxième période interglaciaire et à la période préglaciaire. Ce résultat et cette façon de reconstruire les anciens talweds ne peuvent pas me convaincre et voici les objections qui s'imposent, selon moi, contre les résultats obtenus par Brückner et contre sa méthode.

¹ Voir aussi la réponse de Hess à propos des objections faites contre sa méthode. *Z. f. Gletscherkunde*. II. p. 321 sqq. 336 sqq.

1. Si la différence de hauteur des talwegs est à peu près de 300 m., la différence de hauteur des terrasses doit être la même ou à peu près. Chez Brückner cette différence part de 200 m. et atteint 550 m.

2. Il en résulte que Brückner obtient des différences de hauteur entre l'axe de la vallée et ses bords ; ces différences sont parfois insignifiantes, voire même négatives, mais elles sont parfois énormes. J'avoue que je ne puis accepter sans restrictions des différences de hauteur du fond d'une vallée, variant de 100 à 400 m. ; je ne me représente pas non plus le fond d'une vaste vallée appartenant au profil longitudinal d'équilibre avec une pente transversale de 100 à 200 %.

3. L'inclinaison entre le bord et l'axe de la vallée atteint chez Brückner dans le niveau préglaciaire des valeurs beaucoup plus grandes que dans les niveaux interglaciaires, ce qui prouve, encore une fois, combien la reconstruction du fond de vallée préglaciaire est arbitraire. Cet état des choses me paraît très peu probable.

§ 38. *Méthode de reconstruction de l'auge quadruple par Hess.*

Bien que Brückner et Hess procèdent dans leurs études d'une façon différente et malgré leur différence d'interprétation, il n'y a pas moyen de détruire l'identité évidente des talwegs dans les théories de ces deux savants. Le niveau interglaciaire Mindel-Riss et le niveau préglaciaire de Brückner correspondent parfaitement aux deux niveaux inférieurs de Hess, lesquels niveaux selon Hess se sont formés tout de même l'un pendant la période glaciaire du Riss, l'autre pendant le Mindel. Il existe donc une différence dans l'interprétation chronologique entre Hess et Brückner. Les arguments de Hess ont un caractère morphologique. Tous les profils transversaux tracés par lui (et il y en a 108 dans le bassin du Rhône) montrent 4 couples de rup-

ture de pente qui correspondent à 4 fonds de vallée, c'est-à-dire à 4 vallées emboîtées les unes dans les autres, et enfin une 5^{me} contemporaine emboîtée dans le fond plus récent. Après avoir constaté cet état de choses, et en se plaçant au point de vue de la théorie du creusement glaciaire, Hess a dû forcément considérer chaque fond de vallée comme le fond de l'auge d'une des quatre périodes glaciaires constatées par Penck et Brückner et ceci de la façon suivante; le fond Würmien se trouverait sous le fond contemporain, enseveli par l'accumulation ; les fonds du Riss, du Mindel et du Günz correspondraient aux rebords I à III en comptant du bas vers le haut, par contre le dernier rebord emboîté dans les niveaux les plus hauts des roches polies par les glaciers correspondrait à la vallée préglaciaire du Rhône.

Ainsi selon Hess le niveau préglaciaire de la vallée du Rhône s'élève de 1000 m. au-dessus du niveau préglaciaire de Brückner, et c'est seulement dans la haute vallée du Rhône que ces deux niveaux se rapprochent l'un de l'autre de 500-600 m. La concordance morphogénétique des formes avec la théorie des 4 périodes glaciaires dans les Alpes parle encore en faveur du problème chronologique de Hess, il est donc certain que les nouvelles vallées dans les vallées anciennes ont été sillonnées quatre fois par le glacier lui-même ou par les eaux glaciaires ou interglaciaires. Les changements de climat survenus quatre fois de suite ont dû causer autant d'interruptions du cycle et donner naissance à autant de nouveaux cycles d'érosion, même sans interventions de mouvements.

Un de mes résultats, obtenus par la critique de la stratigraphie de Brückner pour le glaciaire du plateau suisse vient encore à l'appui de l'interprétation chronologique de Hess. J'ai indiqué déjà ailleurs que le niveau du lac de Zurich, auquel Brückner a donné l'âge Mindel-Riss, entre dans les environs de Baden un peu au-dessus du niveau

de la base de la BT, c'est-à-dire que son origine date de la dernière période interglaciaire. Au moment de cette constatation je n'attachais aucune importance théorique à ce fait, mais à présent je suis forcé de mettre en évidence la concordance de ce fait avec la synthèse de Hess selon laquelle les terrasses Mindel-Riss de Brückner correspondent à celles qu'il a indiqué du nom de Riss, parce-qu'elles se sont formées après la période glaciaire de Riss.

§ 39. *Forme de l'auge des vallées secondaires.*

Mais ce qui parle le plus en faveur de la synthèse chronologique de Hess c'est la conformité d'une telle conception des formes de la vallée principale et des vallées secondaires. Hess constate une auge quadruple non seulement dans la vallée principale, mais aussi dans la vallée secondaire. En même temps Brückner ne voit que deux paires de terrasses dans les vallées secondaires, dans d'autres plus petites il ne constate que la terrasse supérieure préglaciaire ; quant à la terrasse inférieure il la fait correspondre au fond de vallée actuel, se joignant avec rupture de pente à la vallée du Rhône. Par contre d'autres vallées, les plus petites, représentent selon Brückner des fonds de vallées non transformés depuis la période préglaciaire, lesquelles par de puissantes ruptures de pentes sont suspendues au-dessus du Rhône d'aujourd'hui et correspondent exactement au niveau supérieur, c'est-à-dire au niveau préglaciaire du Rhône. Ce sont justement ces vallées suspendues, qui ont servi de base à Brückner pour la reconstruction des anciens talwegs du Rhône.

Mais le fond élevé des vallées suspendues provenant, d'après Brückner, des temps préglaciaires ne correspond plus avec le second niveau (Mindel) de Hess ; il s'accorde plutôt avec le niveau I (Riss) de ce dernier savant. Comme, outre cette discordance, le niveau préglaciaire de Brückner,

dans les plus hauts étages des vallées secondaires, correspond au niveau Riss dans un cas, au Mindel dans un autre, on peut se convaincre qu'une de ces reconstructions, celle de Brückner ou celle de Hess doit être basée sur une fausse interprétation des faits, ou résulte d'une observation incomplète. Nous tournons nos soupçons, involontairement, vers la conception de Brückner, au moins pour la raison qu'en reconstruisant deux niveaux dans un terrain où il y en avait réellement quatre, Brückner s'exposait plus facilement au danger de relier en un seul niveau des terrasses qui ne sont pas synchroniques¹.

§ 40. Anciens réseaux des vallées du Rhône.

Bien que je sois obligé de polémiser contre Brückner et ses résultats je reconnaît la grande valeur de l'application de sa méthode pour la reconstruction des anciens niveaux de vallées. Les gradins de confluence sont sans aucun doute des débris d'anciens niveaux de vallées, mais ils n'indiquent ordinairement que le niveau ancien le plus bas.

Il est vrai que sauf les gradins de confluence on trouve généralement dans les vallées secondaires de nombreux gradins que différents glacialistes mentionnent comme exceptionnels et qui constituent cependant la grande majorité, au moins pour le bassin du Rhône ; je l'ai déjà mentionné. Les gradins sans confluence qui jouent un si grand rôle dans la configuration du paysage glaciaire et qui n'ont pas de place dans la théorie de l'auge montrent pourtant dans leur distribution et dans leurs niveaux une régularité frappante.

Le tableau III intitulé « Niveaux des réseaux pléistocènes des vallées du Rhône » exprime la loi de la distribution

¹ Voir le tableau de Brückner Ic. p. 612 et comparer avec le tableau de Hess Z. f. Gletscherkunde II, p. 356 sqq.

TABLEAU III. Niveau des réseaux pléistocènes des vallées du Rhône.

	A		B				C				D			
	Actuels.		Terrasses transversales dans les vallées secondaires. (Distance au talweg du Rhône.)				Terrasses longitudinales dans la vallée du Rhône.				Pente des terrasses transv. vers les terrasses longitudin.			
	Niveau de conf. m.	Pente 0/00	I m.	II m.	III m.	IV m.	I m.	II m.	III m.	IV m.	I 0/00	II 0/00	III 0/00	IV 0/00
1. Gerenbach	1380	137	1740 [3,3]	—	—	—	1730	2040	2450	2700	-12	—	—	—
2. Egine	1360	140	1730 [3,5]	1945 [5,0]	2440 [7,0]	—	1650	2100	2400	2630	23	-34	6	—
3. Münsterbach	1340	272	1680 [1820]	—	—	—	1650	2050	2370	2720	15	—	—	—
4. Merzenbach	1340	196	1860 [2,6]	2280 [4,4]	—	—	1620	2030	2350	2750	92	57	—	—
5. Blündental	1340	110	1825 [4,0]	—	—	—	1620	2030	2350	2750	51	—	—	—
6. Rappental	1410	157	2050 [6,3]	—	—	—	1450	1950	2320	2640	(95)	16	—	—
7. Fieschbach	1020	90	—	—	—	—	1350	1920	2320	2640	—	—	—	—
8. Binnental	900	93	1890 [42,7]	2130 [15,0]	2410 [16,2]	—	1300	1800	2300	2640	46	23	7	—
9. Melti-Langtal	1320	119	—	2090 [10,8]	—	—	1300	1800	2300	2640	—	27	—	—
10. Meissenbach	1630	106	—	2085 [41,6]	2430 [2475 [44,1]]	—	1300	1800	2300	2640	—	24	12	—
11. Massa	695	126	1360 [4,8]	—	—	—	1000	1450	2300	2700	73	—	—	—
12. Saltine	680	167	1200* [3,4]	1616 [2008 [8,4]	—	—	900	1600	2320	2350	88	48	—	—
13. Naters	680	227	1120 [2,6]	2250 [7,0]	—	—	900	1600	2320	2550	85	93	—	—
14. Mundbach	670	167	1700 [5,2]	—	2356 [10,0]	—	1050	1450	2000	2400	125	—	35	—
15. Gamseki	660	174	1360* [2,1]	1900 [17,8]	—	—	1050	1430	2000	2400	141	59	—	—
16. Viège	660	33	1200 [20,4]	1420 [30,4]	—	—	1100	1500	1850	2400	8	0,8	—	—
17. Saas	780	55	1730 [25,6]	2430 [29,6]	—	—	1400	1500	1850	2400	24	21	—	—
18. Baltschieder	650	191	1320 [3,5]	2040 [2040]	—	—	1100	1500	1850	2400	63	67	—	—
19. Lonza	640	65	1320 [9,0]	—	—	—	978	1440	1900	2230	39	—	—	—
20. Turtmann	630	101	(845) [2,4]	1810 [11,0]	—	—	930	1400	1900	2380	—	37	—	—
21. Louèche (Dala)	620	132	1360 [6,4]	1920 [12,6]	—	—	970	1400	1800	2320	50	41	—	—
22. Navigenze	530	60	(990) [10,4]	1680 [18,4]	—	—	900	1430	1730	2330	30	43	—	—
23. Val de Moiry	1290	84	—	—	2025 [18,0]	—	900	1430	1730	2330	—	—	16	—
24. Combe de Réchy	525	206	1540 [5,6]	2195 [7,6]	2420 [9,0]	2580 [10,4]	800	1320	1750	2220	132	128	74	36
25. La Liène	510	119	900* [5,6]	1740 [13,8]	2120 [15,2]	2340 [17,8]	750	1200	1800	2120	27	39	21	14 17
26. Val d'Hérens	510	56	(1000)* [14,0]	1730 [18,2]	1990 [28,0]	—	800	1220	1800	2100	32	10	-3 8	—
27. Hérémence	740	78	—	1490 [13,8]	2200 [21,0]	—	800	1220	1800	2100	—	19	14	—
28. Morge	500	138	1100 [4,8]	—	2100 [2235 [12,6]]	—	770	1270	1700	2100	69	—	34 42	—
29. La Prinze	490	162	930 [2,6]	1825 [9,0]	2175 [11,6]	2340 [13,0]	770	1270	1700	2100	69	62	44	19
30. Lizerne	480	128	1020 [6,6]	1420 [11,2]	2650 [13,4]	2330 [15,4]	800	1300	1630	2100	33	14	30	15
31. Drance	460	49	(660) [15,2]	1380 [27,4]	1920 [32,5]	—	750	1250	1500	2100	5	11	15	—
32. Val d'Entremont	720	33	916 [18,6]	1750 [31,8]	2230 [37,4]	2472 [39,4]	780	1250	1500	2100	9	16	19	9
33. Val de Ferret	920	54	—	1500 [28,0]	1990 [35,0]	—	750	1250	1500	2100	—	9	14	—
34. Val d'Arpetta	604	103	1300 [9,6]	1470 [11,4]	—	—	750	1250	1500	2100	58	20	—	—
35. Trient	460	76	870 [6,6]	1170 [14,5]	1950 [19,6]	—	780	1050	1500	2100	14	10 22	23	—
36. Val glac. de Trient	925	90	—	1230 [9,6]	—	—	780	1050	1500	2100	—	19	—	—
37. Eau-Noire	4150	97	—	—	1830 [16,4]	—	780	1050	1500	2100	—	—	20	—
38. Triègue	780	483	—	1350 [6,0]	1900 [9,0]	2380 [11,0]	780	1050	1500	2100	—	50	44	34
39. Avançon	405	118	1095 [9,6]	1770 [13,6]	—	—	650	1100	1500	1870	47	49	—	—
40. R. de Cheville	740	95	1230 [10,6]	—	12050 [17,4]	—	650	1100	1500	1870	35	—	37	—
41. Vièze	405	103	930 [13,6]	1380 [15,6]	1930 [17,8]	—	620	1000	1450	1820	33	24	27	—
42. Val de Morgins	640	99	—	1395 [11,6]	1964 [15,6]	—	620	1000	1450	1820	—	34	33	—
43. Val de Barmaz	1060	79	—	1290 [15,6]	1924 [19,0]	—	620	1000	1450	1820	—	19	25	—
44. Gryonne	395	105	—	1390 [11,4]	1735 [14,2]	—	620	1000	1450	1820	—	34	20	—
45. Grande-Eau	385	37	—	au-dessous de 1180 [20,0]	1526 [17,8]	—	600	930	1400	1800	(29)	12	5 44	—
46. Eau-Froide	376	87	—	1130 [6,4]	1465 [10,6]	—	600	1070	1440	1750	(83)	9	2	—
47. Veveyse	376	48	810 [9,2]	1020 [13,6]	1226 [17,8]	—	550	1070	1400	—	28	—4	—10	—
48. Val de Châtel	640	64	730 [8,2]	1170 [13,4]	—	—	550	1070	—	—	22	7	—	—

Terrasses locales ou valeurs incertaines entre parenthèses.

Le petit texte entre crochets indique la distance des terrasses transversales au talweg du Rhône.

Les astérisques (*) indiquent les terrasses reconstruites.

En *italique* les cols dans le territoire du bassin du Rhône.En **gras** les cols sur la grande ligne de faille.

géographique et des niveaux de tous les gradins de confluence et hors de confluence. Les chiffres de ce tableau demandent quelques explications. Sauf les chiffres qui indiquent les niveaux de terrasses longitudinales dans la vallée du Rhône et qui ont été empruntés au travail de Hess, les autres données ont été interpolées des profils longitudinaux que j'ai tracé d'après l'Atlas de Siegfried ; dans cette table il y a 33 profils des vallées affluentes primaires et 15 profils d'affluents secondaires.

La définition de la hauteur d'une terrasse sans la connaissance du terrain présentait quelques difficultés. Il s'agissait d'appliquer une méthode uniforme. En partant du principe que le rebord inférieur de la terrasse s'élevait au-dessus du gradin inférieur pourrait s'abaisser par érosion régressive et que le rebord supérieur pourrait être surélevé par un cône de déjection qui se formerait à la base du gradin supérieur, j'ai choisi pour chaque terrasse un niveau moyen, dont j'ai calculé la distance au talweg du Rhône et la pente vers les terrasses. Il en est résulté des différences dans la hauteur des terrasses et la hauteur des gradins de confluence représentées dans le tableau II ; ces différences sont dans la plupart des cas peu sensibles, à l'exception de quelques vallées, plus petites et sauvages, dont la hauteur de niveau des terrasses ainsi que la hauteur des gradins ne serait définissable avec certitude que sur place. Il y a aussi des différences dans les niveaux des terrasses de la vallée du Rhône, entre les chiffres indiqués dans mes tables et les chiffres de Hess. Je me suis servi, pour déterminer les niveaux des terrasses d'un graphique (Planche I) et non directement de la table de Hess et voici les raisons de ces différences.

Diverses terrasses qui s'étendent directement au-dessus des puissants gradins de confluence, ou bien qui sont très éloignées du point de confluence sont au point de vue morphogénétique un phénomène identique. Cette opinion,

qui jusqu'à présent n'a même pas été prévue, correspond cependant sans le moindre doute à la réalité. Les terrasses de 1890 m. (Binn), de 1260 m. (Viège), loin de la confluence, et celles qui dominent le gradin de confluence de Naters (1120 m.) et de C. de Rechy (1540 m.) correspondent toutes en réalité à un seul et même niveau de dénudation et appartiennent au réseau de vallées d'un même cycle de développement du bassin du Rhône. Les niveaux de vallées d'un grand ou d'un petit affluent, ou de la rivière principale et ceux qui se sont conservés en terrasses transversales ou longitudinales sont un indice hypsométrique intact d'un cycle de développement intact au moins au point de vue de l'érosion glaciaire ou fluviatile.

§ 41. Influence de la structure géologique et de l'érosion sur le niveau des gradins.

Les effets même de l'érosion ne peuvent être observés que dans les cas exceptionnels et ils sont relativement peu sensibles. Quelques exemples sur lesquels j'attire l'attention nous démontreront l'influence de la résistance des roches ainsi que de l'érosion dans le sens le plus général du mot. Dans la vallée du Münsterbach la terrasse de 1820 m. apparaît dans les micaschistes, couche tendre intercalée dans le gneiss dur du massif du Gothard : ces micaschistes n'ont en général aucune influence sur la forme des profils transversaux des nombreuses vallées voisines ; on pourrait encore citer la terrasse du Rhône à Gletsch, qui s'étend dans les micaschistes presque au contact avec des schistes amphiboliques plus durs qui forment la partie supérieure du gradin ; cependant le niveau de la terrasse de Gletsch appartient indubitablement au système d'anciens niveaux de dénudation.

L'influence la plus évidente de l'érosion peut s'observer dans le système de la Navigenze. Au-dessous des puissants

gradins de confluence de la vallée de Zinal (Navigenze supérieure) avec la vallée de Moiry s'étend une large terrasse ; les deux formes, gradins et terrasses sont constituées par des micaschistes de dureté moyenne. Tandis que les gradins sont restés intacts, la terrasse a été sensiblement érodée jusqu'à un niveau de 980-1000 m. et dans ce niveau apparaissent des quartzites triasiques très durs. Au-dessous des quartzites la forme en gradins est resté intacte, malgré la structure hétérogène de la vallée ; ce n'est que dans les profondeurs des entailles érosives aiguës, p. ex. dans les terrains calcaires de Pontis qu'on voit l'action sélective de l'érosion régressive. Cependant on ne peut attribuer un rôle important à cette érosion sélective au point de vue de la morphologie des vallées. Dans la vallée voisine de Turtmann, qui est représentative de la majorité des cas, sinon du cas général, les gradins et les terrasses ne sont pas liés à une structure déterminée. Dans la masse principale des micaschistes se sont développés deux gradins et une terrasse étendue à la hauteur de 1810 m. ; par contre la terrasse inférieure, locale, mais très bien marquée s'est développée au contact des quartzites avec des schistes lustrés à la surface même des schistes lustrés. Cet exemple éclatant n'est pas isolé. Exemple : Combe de Rechy ; contact des quartzites avec les micaschistes au niveau de 1500 m., avec les calcaires de Pontis au niveau de 1100 m. ; dans la vallée de la Prinze même contact des quartzites avec des micaschistes au niveau de 1100 m., avec des schistes carbonifères à 970 m. ; voir aussi le rôle des quartzites dans la vallée d'Hérens, etc., etc.

Dans le système de la Vièze j'ai constaté des cas plus nombreux d'abaissement des terrasses sous l'influence de l'érosion. La vallée de la Vièze possède cinq terrasses distinctes avec des gradins correspondants ; cependant il n'y en a que deux, à 1260 et 1525 m., qui correspondent aux anciens niveaux de dénudation ; la terrasse de 1440 m.

est la conséquence d'une dénudation générale des micaschistes sur des gneiss durs de Casanna ; la terrasse de 1120 m. est entaillée ainsi que la terrasse de 1260 m. dans les gneiss de Casanna, mais comme elle se trouve au-dessous du niveau de dénudation de la terrasse de 1260 m., il faut attribuer cet abaissement à l'érosion, dans laquelle peut-être l'érosion glaciaire a aussi été pour quelque chose. L'effet de l'érosion ne peut cependant dépasser un maximum de 80 m. La terrasse de 1565 m. dans la vallée de Saas correspond génétiquement à la terrasse de 1440 m. dans la vallée de la Viège. Dans la basse vallée d'Hérens et, en partie, dans la vallée de Trient, les conditions morphologiques paraissent très compliquées et inexplicables si l'on ne prend pas en considération des mouvements tectoniques tout à fait récents. Des relations différentes et cependant analogues se retrouvent dans le bassin de la Drance. Au-dessus de la terrasse inférieure locale (660 m.), qu'on peut attribuer aux proéminences de protogine du massif du Mont Blanc, s'élève la première terrasse de la vallée de Bagnes à une hauteur de 820 m. Une terrasse analogue devrait s'étendre dans la vallée d'Entremont au-dessous de 915 m., parce qu'au-dessus de ce niveau s'élèvent des gradins du val d'Entremont et du val Ferret. En aval de ces terrasses, et même en aval de la confluence du val d'Entremont vers la vallée de Bagnes, s'élève une bosse près de Sembrancher (919 m.), sûrement un vestige de terrasse conservé dans le calcaire liasique dur à faciès helvétique. La pente de ces trois débris de terrasses vers le rebord de celle du Rhône qui est de 14 % (Sembrancher), 5 % (val de Bagnes) ou 9 % (val d'Entremont) ne s'explique que par l'infexion tectonique du bassin de la Dranse en amont de Sembrancher. La contre-pente depuis la terrasse de la vallée de Bagnes jusqu'à la terrasse du monticule de Sembrancher est de 100 m., avec une inclinaison de 22 %.

§ 42. Généralité du phénomène des terrasses longitudinales.

En observant l'importance de l'érosion et son influence sur la formation des terrasses nous nous sommes heurtés à des problèmes et à des questions de nature tectonique. Mais avant de résoudre ce problème, lequel, comme on le verra, est décisif dans le développement du paysage glaciaire, il me faut mettre en lumière et appuyer sur des bases solides la thèse émise précédemment sur la corrélation réciproque de toutes les terrasses transversales dans les vallées secondaires avec les terrasses longitudinales de la vallée du Rhône et démontrer ensuite que tous ces débris de vallée correspondent effectivement aux quatre phases d'érosion pendant l'époque glaciaire.

L'existence des quatre étages de terrasses dans la vallée du Rhône et ses confluents a été constatée par Hess, le même savant qui a constaté la généralité de ce phénomène. Les débris les moins bien conservés des terrasses inférieures apparaissent tout de même dans 72 % des profils cités, les autres terrasses comprennent 79-85 % d'observations, la généralité du phénomène des terrasses ne peut donc plus être mise en doute.

La bonne conservation des terrasses, malgré leur âge, s'explique suffisamment par le fait que les terrasses longitudinales sont presque toujours situées à l'écart de toutes les lignes centrales de dénudation ; je ne doute pas que les profils transversaux des pentes des vallées auraient abouti aux mêmes résultats que les profils des crêtes saillantes, mais ces dernières se distinguent par un dessin plus aigu de sculpture — et par ce fait même elles sont plus propres à faire saisir l'hypsométrie de ces formes.

§ 43. *Lois de la distribution des terrasses transversales.*

Les terrasses transversales sont un phénomène beaucoup moins fréquent. 77 %, voire 76 % des vallées possèdent deux systèmes inférieurs de terrasses. Les terrasses supérieures sont un phénomène beaucoup plus rare; le troisième système apparaît dans 52 % des vallées, le quatrième dans 13 % seulement. Cette disparition rapide des étages supérieurs des terrasses paraît tout à fait naturelle, étant donné qu'ils représentent un vestige presque intact de l'axe dans lequel l'érosion des quatre cycles a atteint le maximum de force.

Mais si, dans des conditions aussi exceptionnelles, les vestiges d'anciens niveaux de vallées se sont conservés intacts, la question se pose de savoir quels sont les facteurs qui ont contribué à la conservation de ces vestiges justement dans ce nombre restreint de vallées. Une conjecture qui s'impose c'est que le quatrième étage des terrasses transversales (gradins), contrairement au quatrième niveau de terrasses longitudinales (lisières) est peut-être seulement un phénomène local, conjecture d'autant plus fondée, que la quatrième terrasse n'apparaît que dans une partie du bassin du Rhône, entre la confluence de la Navigenze et du Trient. D'un autre côté il est frappant que la quatrième terrasse soit conservée seulement dans les plus petits bassins, et il n'y a que le grand val d'Entremont (val du Saint-Bernard) qui fait exception à la règle. Cet argument est convaincant en apparence, parce qu'il prend en considération la force moindre de l'érosion régressive dans les bassins plus petits, c'est-à-dire le facteur auquel il faudrait attribuer la destruction des terrasses de l'aval en amont. Mais d'un autre côté il ne peut expliquer directement la distribution géographique de la terrasse IV et cela pour la bonne raison que cette terrasse manque

totalement dans le groupe de petits torrents qui se joignent au Rhône en amont de Fiesch. De plus ces petits confluents de la partie supérieure du bassin du Rhône sont non seulement dépourvus de la terrasse IV, mais il leur manque presque complètement la III et la II; la vallée du Fieschbach, à petit bassin, et où il n'y a point de terrasse, est la seule exception:

*§ 44. Niveaux supérieurs des terrasses transversales,
cachés sous les glaciers.*

Cette exception jette cependant une lumière sur les causes de la distribution des bassins à quatre terrasses. La vallée du Fieschbach est actuellement la partie la plus riche en glaciers dans le bassin du Rhône; plus de 70 % de sa surface est occupée par des glaciers qui couvrent toutes les formes, même les terrasses!

Il est difficile, évidemment, de reconnaître les terrasses comme niveaux de vallées, sous une puissante couche de glace; d'autre part il est difficile de ne pas souligner le fait que les formes de la surface glaciaire qui reflètent celles du fond ne sont pas contradictoires avec la théorie de la structure des vallées à quatre étages.

Sur le glacier et les névés du Fieschergletscher quatre gradins et quatre terrasses sont très nettement marqués; les terrasses débutent aux niveaux de 1900, 2400, 2800, 3000 m.; elles correspondent donc exactement aux terrasses longitudinales (lisières du Rhône : 1350, 1920, 2320, 2640. Dans la vallée du glacier d'Aletsch se trouvent deux terrasses dans le lit ancien, drainé par le Natersbach; les terrasses supérieures se trouvent sous le glacier, la troisième terrasse est représentée par les névés plats du Beichfirn et de l'Ober-Aletsch qui s'élèvent au-dessus de 2700, voire 2800 m., par la terrasse sur le Mittelaletschgletscher, à plus de 2600 m. et enfin le vaste champ de la « Place de

la Concorde » (2780 m.). La terrasse IV est représentée par l'Ewig-Schneefeld, s'étendant à la hauteur de 3100 m. De même les terrasses III et IV de la vallée de la Viège apparaissent dans la partie inférieure et supérieure du Gornergletscher et du Zmuttgletscher, et les deux terrasses du glacier de Turtmann dans leurs formes nettement délimitées par les gradins, déchiquetés par les séracs sont un exemple classique de la conservation des types du relief et des formes éventuellement tectoniques sous la puissante couche des glaces éternelles.

Tandis que ces grands glaciers possédaient une plus grande quantité de terrasses, les glaciers principaux du bassin d'Hérens et d'Héremence, les glaciers de Ferpècle, d'Arolla, de Durand et de Seillon n'ont qu'une seule terrasse inférieure bien développée, s'étendant au-dessus des cascades de glace à des niveaux au-dessus de 3100 m., voire 2850 et 2700 m.; de même le glacier d'Otemma, qui ferme à la partie supérieure la vallée de Bagnes (à trois terrasses) n'a qu'une seule terrasse s'étendant au-dessus de 2800 m.

Je n'ai pas étudié d'une façon détaillée les terrasses des surfaces des glaciers, mais les quelques renseignements que je viens de citer ont pu me convaincre, que toutes les vallées du bassin du Rhône possèdent quatre terrasses transversales, comme autant de vestiges de quatre niveaux de vallées, traces de quatre cycles de développement morphologique du bassin. Les niveaux de terrasses qui ne ressortent pas encore dans une vallée donnée, sont encore couvertes de glace,— c'est le cas des quatre terrasses sous le glacier de Fiesch; le groupe complet des niveaux de terrasses apparaît probablement dans les vallées dont les glaciers ont déjà reculé au-dessus du niveau de la terrasse la plus élevée. En effet, six vallées, à quatre terrasses chacune, se distinguent par leur grande pauvreté en glaciers, et même la grande vallée du Saint-Bernard, dont le bas-

sin, haut de plus de 2300 m., possède moins de 9% de glaciers : presque la moitié de ce qu'on trouve en moyenne sur le côté gauche du Rhône à la même hauteur (fig. 3). En dehors de traces insignifiantes il n'y a point de glaciers dans les vallées, aussi il n'y a rien d'étonnant que dans cette vallée du Saint-Bernard toutes les terrasses transversales aient été mises à nu.

A part ces vallées à quatre terrasses, il existe cependant encore près de vingt vallées, dans lesquelles les glaciers n'occupent que 10% de la surface, et qui ne possèdent pas un nombre suffisant de terrasses. Ces phénomènes ne s'expliquent pas très aisément. J'ai démontré, il est vrai, pour les vallées de Gamseki et de Naters la probabilité que leurs terrasses supérieures sont couvertes d'un manteau épais de glace ; de même on peut admettre que la terrasse IV de la vallée du Mundbach est recouverte par le champ de névés du glacier de Gredetsch ; par contre il existe une multitude de vallées, dont on peut affirmer avec certitude qu'elles ne possèdent pas de quatrième étage de terrasses.

§ 45. *Les phénomènes de capture dans les bassins de l'Avançon et de la Lizerne.*

Les vallées de l'Avançon et de la Lizerne jettent une certaine lumière sur ces faits. Au pied sud des précipices du haut plateau calcaire des Diablerets s'étend une longue rigole, qui commence dans le désert de lapiez à l'est du glacier de Zanfleuron près du col du Sanetsch ; elle se dirige vers l'ouest et se joint près de Bex avec la vallée du Rhône, à laquelle elle est parallèle pendant tout son trajet. Ce fossé s'est développé dans la zone des cols, généralement tendre au point de vue pétrographique et chaotique au point de vue stratigraphique ; donc c'est un fossé subséquent, vestige d'un cycle d'érosion passé et parvenu

à un stade de maturité déjà avancée. Dans ce fossé subséquent, ainsi que dans la vallée longitudinale coule l'Avançon et son affluent l'Avançon d'Anzeindaz (R. de Cheville). La vallée de l'Avançon et son bassin dans la direction de l'est se terminent au point culminant du col de Pas de Cheville (2049 m.). Le fossé subséquent s'étend plus loin vers l'est. Au pied du Pas de Cheville se développe cependant un réseau fluvial concentrique, réseau qui ne peut être primitif ni stable. Dans le lac éphémère de Derborence (1432 m.), barré par les cônes d'écoulement des Diablerets s'écoulent les eaux subséquentes depuis le Pas de Cheville de l'ouest, l'obséquente Derborence du sud, les eaux du lac se bifurquant sur le delta du cône d'avalanches coulent, vers la Lizerne, dont la partie supérieure vient de l'est, placé dans le grand fossé subséquent depuis le col de Sanetsch, tandis que l'inférieure se jette conséquente vers le sud dans le Rhône.

Quand j'ai construit ces profils à Lausanne, je voyais nettement qu'il s'agissait ici des changements notables du réseau hydrographique connus sous le terme de capture. A ce moment, cela m'était clair et j'ai indiqué, en dessinant le profil, que la vallée de l'Avançon s'étendait jusqu'au col du Sanetsch ; mais la Lizerne qui développait une force d'érosion plus grande a découpé cette vallée dans les environs du lac de Derborence d'aujourd'hui, et ensuite par une lente lutte pour la ligne de faîte a déplacé celle-ci jusqu'au Pas de Cheville. Et pourtant ces transformations deviennent beaucoup plus vraisemblables, une fois éclairées par la reconstruction des niveaux pléistocènes. Dans le système des vallées de l'Avançon et dans la vallée de la Lizerne, le Pas de Cheville apparaît comme terrasse, comme niveau III.

Le niveau IV manque dans le système de l'Avançon. La Lizerne le possède à une hauteur de 2330 m., mais on voit bien que les niveaux supérieurs III et IV ne rentrent

pas dans le même système de développement que les niveaux inférieurs de la Lizerne. Le trait caractéristique d'un tel système, se développant sous l'influence d'un affaissement, renouvelé 4 fois de suite, du niveau de dénudation du Rhône, devrait être un accroissement permanent des pentes des vallées du cycle d'érosion le plus récent. Cependant les terrasses de la Lizerne ne présentent aucune continuité; les pentes des niveaux de la Lizerne sont de 33 % pour la terrasse I, 11 % pour la terrasse II, 30 % pour la terrasse III, 15 % pour la plus ancienne. Par contre, si nous calculons la pente de la terrasse 2330 m. jusqu'au rebord du Rhône près de Bex, vallée de l'Avançon, nous aurons des chiffres qui diminuent au fur et à mesure que nous passons des terrasses les plus récentes aux plus anciennes : 55, 49, 31, 17 %.

L'acquisition faite par la Lizerne dans le bassin de l'Avançon est donc très probable. Je suppose, en me basant sur les niveaux de dénudation, que cette acquisition a eu lieu pendant le dernier cycle d'érosion, c'est-à-dire au plus tôt pendant la période glaciaire du Würm.

§ 46. L'absence des terrasses transversales supérieures s'explique par des phénomènes de capture.

Le résultat le plus important de cette discussion est l'hypothèse très vraisemblable, que dans la vallée de l'Avançon la terrasse IV manque par suite de la capture, et si j'ai été amené à ce sujet, qui s'écarte un peu de mon travail, c'est parce que ce processus est très commun. Presque toutes les vallées auxquelles manque la terrasse IV ont une terrasse III s'appuyant sur un col et celui-ci est le point au-delà duquel la partie supérieure du bassin a été retranchée, avec la terrasse IV, par un autre fleuve et acquise pour un autre bassin.

Dans le tableau III (v. p. 134) toutes les terrasses, appuyées

sur des cols ont été marquées en soulignant une ou deux fois la cote ; il y en a une quantité et si mon raisonnement est juste, il s'étend devant mes yeux un tableau d'immenses changements hydrographiques et orographiques dans le bassin du Rhône, qu'on ne peut expliquer sans admettre des mouvements importants de l'écorce terrestre pendant l'époque glaciaire.

Le nombre des cols qui ont appartenu aux anciens systèmes de vallées du Rhône est probablement supérieur à celui que représente mon schéma ; en dessinant les profils qui ont servi de base au tableau III, l'idée de ce problème ne se présentait pas à moi, aussi je faisais passer les profils par des petites vallées, qui conduisaient quelquefois à des cols importants ; cependant le trait le plus caractéristique de la lutte pour la ligne de faîte paraît, comme je suppose, aussi clair dans les chiffres de ma table. Ce matériel est évidemment loin d'être suffisant pour fournir une base propre à résoudre toute la question embrouillée et complexe du bassin du Rhône, car ce bassin a été fortement modifié et diminué par l'action érosive des bassins voisins.

§ 47. Bilan des pertes hydrographiques du Rhône pendant le pléistocène.

Aussi cette solution définitive de la question ne rentre point dans le programme de mes études actuelles et la question ne sera résolue que par des études qui suivront. Je ne puis pourtant pas passer sous silence le bilan des pertes hydrographiques du Rhône.

Le bassin du Rhône a été fortement tronqué, principalement dans sa partie supérieure (Sud-Est) en faveur du Tessin et surtout de la Toce, où le col du Simplon correspond au II^e niveau des terrasses du Rhône ; de même dans la partie inférieure (Nord-Ouest), en faveur de la Sarine, où toute une série de cols correspond au III^e ni-

veau. Ces pertes ont été peu sensibles du côté de la Dranse, du Chablais, et de la Doire Baltée d'une part, et du Simmental de l'autre. Comme les cols correspondants (Grand Saint-Bernard et Rawil) correspondent à la terrasse préglaciaire IV, cette capture peut dater de l'époque préglaciaire. Les traces de ces grandes captures n'ont pas disparu jusqu'à nos jours. On les voit dans les réseaux fluviaux, et ces phénomènes morphologiques ont même exercé une influence sur l'homme et ses institutions politiques.

Comme l'Avançon dans le fossé tendre de la zone des cols, le Tessin et la Toce, à la partie supérieure de leurs bassins, ont développé un système de vallées longitudinales dans les anciens cycles d'érosion pléistocènes et travaillé dans une zone de schistes lustrés ; ces vallées se dirigent vers les cols de Nüfenen, du Geisspfad et de l'Albrun, qui appartiennent aux terrasses du réseau du Rhône, niveau III ; cependant le bassin supérieur de la Diveria au-dessus du coude de Gondo possède un réseau fluvial presque parallèle à la vallée de Gamseki (voir la direction du Val Varia et surtout de celui de Laquin) et dirigé vers le Rhône par la large porte du Simplon. La frontière politique s'écarte de la ligne de faîte et embrasse presque tout le bassin de la Diveria jusqu'à Gondo, par où s'est enfoncé le torrent vainqueur pour la conquête du bassin du Rhône.

Les traces de transformations sont encore plus évidentes au contact avec le bassin de la Sarine. La Tourneresse et l'Hongrin coulent sur un arc courbé deux fois ; l'arc supérieur ouvert vers le Sud-Ouest est dirigé vers les cols de la ligne de faîte entre la Sarine d'un côté, le Rhône et le lac Léman de l'autre ; les arcs inférieurs s'ouvrant vers le côté Nord-Est débutent par une brèche d'érosion à travers des bancs puissants du Malm. Le parcours de la Sarine a le même caractère.

§ 48. Problème de l'appartenance du Rhône au bassin du Rhin pendant le pléistocène est mise en doute.

Les études de terrasses anciennes du bassin du Rhône ont conduit à un nouveau problème; le phénomène de capture auquel a été soumis le bassin du Rhône, après le troisième cycle d'érosion pléistocène, au contact de la Toce et de la Sarine. Ici s'ouvre un nouveau point de vue dans le problème du développement hydrographique du Rhin et du Rhône. Dans les éléments de ce problème, posé il y a 40 ans par Rütimayer¹ et dernièrement développé par Lugeon² et Sawicki³ figurent l'hypothèse de la confluence du Rhône avec le Rhin pendant le pliocène (Lugeon), voire même pendant le pleistocène (Sawicki). L'état des choses tel que je l'ai présenté comporte encore une vraisemblance qu'il ne faut pas laisser échapper. Le Rhône, pendant une certaine partie de l'époque glaciaire, n'a rien acquis, mais a beaucoup perdu au profit du Rhin. Je mentionne maintenant la conquête exécutée par la Sarine supérieure et remarque que pendant mes études sur le terrain du plateau suisse j'ai eu plusieurs fois l'occasion d'observer que vers l'ouest également, dans le bassin de la Broye, le Rhône a été plusieurs fois décapité⁴.

Je me suis beaucoup écarté du problème que je me suis posé au début, mais je crois que la thèse qui a formé le sujet de cette discussion peut être considérée comme étant suffisamment expliquée et le problème correspondant résolu.

Dans tout le bassin du Rhône, les quatre niveaux de li-

¹ Rütimayer. *Tal- und Seebildung*. 1869. p. 74 sqq.

² Lugeon. *Le Rhône suisse tributaire du Rhin*. C. R. Ac. Sc. Paris. 1897. T. 124, p. 106.

³ Sawicki. *Zur Entwicklungsgeschichte der Rhein-Rhone-Wasserscheide*. Z. d. Ges. f. Erdkunde. 1909, p. 7 sqq.

⁴ Romer : *Sur les zones morphologiques de la Suisse occidentale*. C. R. Ac. Sc. Paris. 1909. 5 juillet.

sières longitudinales et les terrasses transversales, en nombre égal qui leur correspondent se sont conservés intacts au point de vue hypsométrique. Le Rhône a été soumis pendant l'époque glaciaire aux quatre cycles d'érosion.

§ 49. *Conservation des formes du terrain sous la couverture des glaciers ; la conservation du paysage, dit glaciaire, en fournit la preuve.*

En se basant sur cette thèse, on peut formuler certaines conclusions fondamentales sur la question de la morphogenèse des vallées du bassin du Rhône. Tous les gradins, ceux qui se dressent au-dessus des confluents, ou à l'intérieur de la vallée ont un caractère commun : une terrasse hypsométriquement intacte qu'ils coupent ; les niveaux des terrasses correspondent hypsométriquement aux conditions primitives. L'absence de changements hypsométriques montre le manque d'influence des facteurs d'érosion, qui transforment non seulement les dimensions absolues mais aussi relatives. Les mouvements tectoniques dont la vraisemblance s'impose à chaque pas pendant le pléistocène embrassent des blocs entiers du terrain et changent avant tout les relations de hauteur absolue, touchant à un degré moindre aux hauteurs relatives ; mais ces dernières conséquences ne sont pas exclues et nous les étudierons dans le chapitre suivant.

En comprenant de la sorte la stabilité des formes des terrasses, la seule différence entre les gradins de confluence et les gradins hors de confluence, c'est que ces derniers ont reculé en amont par érosion régressive. Ainsi s'explique le fait que la majorité des petits affluents ont des confluences suspendues, parce que leurs faibles eaux n'étaient pas en état de produire une forte érosion régressive. Les torrents plus puissants ont combattu avec succès,

pendant un certain temps, contre les effets du soulèvement, lequel a marqué le début d'un nouveau cycle d'érosion ; ils ont adapté leur pente, dans le cours inférieur, jusqu'au niveau du fleuve principal. Ils ont déplacé le gradin vers l'amont assez loin pour que celui-ci, à l'arrivée de la nouvelle période glaciaire, fût recouvert par la glace sous laquelle il est conservé. Que la glace conserve les gradins et les terrasses, qui donnent une empreinte si caractéristique aux formes de la surface des glaciers contemporains, celles-ci le prouvent suffisamment. Mais, avant toute chose, les nombreuses terrasses découvertes qui rentrent exactement dans le niveau d'anciennes terrasses du Rhône, sont une preuve incontestable de leur absolue immobilité, et cela bien que les puissantes masses glaciaires des nombreuses phases des quatre périodes aient frotté contre leur surface.

La théorie de la conservation sous la couverture des glaciers n'est pas nouvelle. Mais généralement cette théorie a été la conséquence de considérations physiques spéculatives, basées sur quelques points de départ expérimentaux. Ainsi par exemple la théorie d'Oldham¹ aux côtés de laquelle on pourrait citer plusieurs théories, qui ont abouti à des conclusions contraires ; il suffira de citer les travaux de Blümcke et de Finsterwalder² ; d'autres théories ont été basées quelquefois sur des observations détaillées plus ou moins nombreuses qui témoignaient contre l'érosion glaciaire ; par ex. les fameux travaux de Heim³ et de Rütimayer⁴, et ceux de Garwood dans les derniers temps. Il y a eu aussi des théories qui n'étaient que

¹ Oldham : *On the modulus of cohesion of ice. Philos. Magaz.* 1879. II. p. 240 sqq.

² Blümcke u. Finsterwalder. *Zur Frage der Gletschererosion. Sitzber. Akad. München. Mat. phys. Kl.* 1890. XV. p. 435 sqq.

³ Heim. *Mechanismus der Gebirgsbildung.* 1878. I Bd. p. 248 sqq.

⁴ Rütimayer. *Tal- und Seebildung.* 1869. p. 39.

des essais spéculatifs basés sur certaines conjectures tectoniques, par exemple les idées de Studer et Desor, et dans les derniers temps celles de Schardt et de Kilian. J'ai cité tous ces travaux dans l'introduction de mes études.

Le problème de la conservation des formes par les glaciers m'est apparu au cours de mon travail en partant du fait constaté que dans tout le bassin du Rhône, des débris de vallées, provenant de tous les cycles d'érosion pléistocènes et datant même de l'époque préglaciaire, se sont conservés jusqu'à nos jours. Si l'état des choses tel que je l'ai présenté se maintient en dépit de la critique scientifique, le rôle de l'érosion glaciaire dans l'axe de la vallée cesse d'entrer en ligne de compte pour les théories morphogénétiques.

*§ 50. Le rôle morphogénétique des glaciers,
quoique important, est seulement indirect*

Par contre l'influence médiate de la glaciation sur la morphologie des vallées alpines n'est plus sujette au doute. Depuis les études de Brunhes¹ ses idées sur le rôle des eaux sous-glaciaires dans la formation des vallées et des formes dites glaciaires gagnent de plus en plus de terrain. L'opinion de Brunhes a été adoptée par de Lapparent² dans son fameux manuel et le remarquable représentant de l'école autrichienne parmi les géographes français, de Martonne³, prend aussi en considération la théorie de l'érosion sous-glaciaire par les eaux.

J'ai déjà mentionné au commencement de ce travail

¹ Les travaux de Brunhes sont cités plus haut, voir p. 69 ; je cite encore sa dernière publication : Le processus du creusement glaciaire. *C. R. des travaux du IX^e Congr. intern.* Genève. T. I. p. 338 sqq.

² de Lapparent : *Leçons de géographie phys.* III^e éd. 1907. p. 216.

³ Martonne : *Traité de géographie phys.* 1909. p. 629.

quelle a été l'influence des idées et des études de Brunhes sur mon point de vue personnel. Je suis arrivé, grâce à ce savant, à la conviction que le paysage glaciaire est avant tout la conséquence de la transformation du travail des eaux courantes sous l'influence de la glaciation. Mais en même temps je me suis rendu exactement compte que la clef de ce problème morphologique se trouve, depuis les études de Brunhes, non pas dans la forme de la vallée glaciaire, ni dans la sculpture de son fond ou de ses versants, c'est-à-dire non pas le long du profil transversal, mais le long du profil longitudinal. Les gradins qui interrompent le profil longitudinal ne peuvent s'expliquer par aucune action érosive.

Cette étude a confirmé les hypothèses que j'ai émises sous forme de programme¹ des travaux, auxquels j'ai consacré six mois d'études dans les Alpes, et dont la première conséquence est le résultat que je répète ici encore une fois, parce que je lui attribue une importance de premier ordre. Dans chaque vallée du bassin du Rhône se trouvent 4 terrasses et autant de gradins; ce sont les vestiges de 4 niveaux de dénudation, qui s'abaissent sous l'influence de 4 cycles d'érosion de l'époque glaciaire. Et de même que le profil transversal des vallées glaciaires, dû cependant en majeure partie aux eaux courantes, dont le travail a cependant été modifié par la glaciation, le profil longitudinal dû à une cause tectonique aurait été détruit sous l'influence de l'érosion fluviatile, si l'action conservatrice de l'époque glaciaire n'était pas entrée en jeu. Même dans le cas actuel l'influence indirecte des glaciers dans la formation du paysage alpin joue un rôle très important.

¹ Romer. Kilka uwag o genezie krajobrazu lodowcowego. (Einiges über die glaziale Landschaft und deren Entstehung.) *Kosmos*, 1909. p. 239 sqq. résumé allemand, p. 259 sqq.

V. Isobases quaternaires du bassin du Rhône. Essai sur la genèse de l'époque glaciaire alpine.

§ 51. *Les anciens profils longitudinaux comme témoins des mouvements épeirogéniques.*

Les études de Gilbert¹ sur les terrasses courbées du lac Bonneville ont établi dans la science l'idée des mouvements épeirogéniques ou continentaux en opposition aux plissements. La conception des mouvements continentaux² était connue depuis longtemps, et même nommée ainsi par Studer, déjà dans la première moitié du XIX^e siècle. Le problème de Gilbert consiste avant tout dans l'application d'une nouvelle méthode morphologique de recherches sur les mouvements lents de l'écorce, méthode dont le point de départ n'est pas l'horizontalité primitive des couches, mais la relation hypsométrique des formes d'érosion et d'accumulation avec la courbe d'équilibre normale. L'application presque exclusive de cette méthode par la nouvelle école géographique a donné plusieurs résultats tout à fait inattendus au point de vue des recherches géologiques contemporaines³.

¹. Gilbert : Lake Bonneville. *U. S. Geol. Surv. Monogr.* N° 1. 1890 ; Chamberlin and Salisbury : *Geology* I p. 537.

². Studer : *Lehrbuch der phys. Geographie*. Bern, Chur, Leipzig 1844-47. v- T. II, p. 191 et T. I. p. 369, où sont développées les idées sur les mouvements continentaux, basées sur les formes des terrasses marines ; p. 353, où l'on trouve l'idée de pénéplaine ; p. 361 sur la périodicité de l'érosion ; en un mot Studer est le père oublié de la morphologie moderne.

³. Dollfuss. Relation entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. *Ann. de Géogr.* 1900. p. 313 s. 413 s. Dans cet ouvrage Dollfuss a créé une méthode géologique ingénieuse pour la recherche des mouvements épeirogéniques, mais qui cependant ne peut pas être appliquée aux études sur les mouvements pléistocènes. Les principes de la méthode de Dollfuss ont déjà été formulés par de Lapparent. Voir Mém. de la Carte géol. de France 1879.

La question de savoir si les mouvements pléistocènes se sont propagés sur le plateau suisse et ont pénétré dans l'intérieur des vallées alpines était décisive pour la théorie du surcreusement glaciaire. Les études sur le plateau ont donné des résultats négatifs pour la théorie du surcreusement, et ont rendu probable la dislocation récente de l'avant-pays alpin.

En suivant les formes du surcreusement des vallées alpines et en étudiant leurs rapports morphométriques nous avons souvent trouvé des symptômes et des traces de mouvements tectoniques dans l'intérieur des Alpes. Mais c'est seulement une reconstruction des vieux profils longitudinaux des vallées alpines qui peut permettre d'affirmer ou de nier l'existence de mouvements tectoniques sur ce territoire.

Brückner¹ attribue la même importance aux profils pré-glaciaires longitudinaux des vallées alpines, à la reconstruction desquelles il consacre un chapitre de son œuvre. J'ai déjà démontré (§ 38) qu'on ne peut pas avoir confiance dans la méthode d'utilisation des matériaux hypsométriques des terrasses, dont s'est servi Brückner pour la reconstruction des profils. Les talwegs de Brückner situés de 100 à 400 m. au-dessous du niveau des terrasses observées devraient être tout à fait hypothétiques, d'autant plus que d'après ces données la courbe d'érosion du Rhône préglaciaire devrait avoir, sur un parcours de 50 km. une pente de $3\frac{1}{2}\%$. L'erreur probable de reconstruction ne dépasse-t-elle pas de beaucoup les dimensions hypsométriques des formes ? J'ajoute que les matériaux de Brückner manquent d'uniformité et ne peuvent, pour la plupart, pas être contrôlés. Hess a également exprimé une opinion semblable sur la reconstruction des vallées préglaciaires par Brückner.

¹ Penck-Brückner Ic. p. 603-48, v. 566 sqq.

§ 52. *Anciens profils longitudinaux du Rhône*
d'après Hess.

Les matériaux de Hess, dont la grande valeur a été démontrée dans le chapitre précédent, forment la base de mes conclusions que voici. Tout d'abord, cependant, je désirerais faire quelques remarques sur l'essai de reconstruction des profils longitudinaux du Rhône quaternaire par Hess. Le matériel de Hess, sans doute, n'a pas d'égal dans la littérature, autant pour l'étendue que pour la valeur scientifique. Personne n'est plus que lui qualifié pour ces études de reconstruction. Pourtant on constate dans tout son ouvrage une certaine réserve ou plutôt une certaine timidité devant les conséquences de ces conclusions. Hess, qui a tracé 108 profils transversaux n'a pas même essayé de reconstruire en graphique un profil longitudinal. Mais il y a plus. Hess soutient que toutes ses observations rendent improbable l'évolution des vallées jusqu'au profil d'équilibre, ce qu'affirme Brückner. Il affirme même que l'irrégularité des anciens profils longitudinaux devient une règle, qu'il ne sait pas expliquer et dont pourtant il ne tire pas de conséquences². Enfin la table II³ de son ouvrage illustre par des chiffres les profils longitudinaux du Rhône. C'est ici qu'on voit le mieux l'aversion de Hess pour les profils courbés. Tout d'abord il diminue les irrégularités réelles de la pente en divisant la vallée du Rhône en sections moins caractéristiques ; puis, où les pentes lui semblent trop grandes ou trop petites, il déplace les limites des sections et les situe arbitrairement plus haut ou plus bas pour éviter les résultats qui semblent l'effrayer. Il suffit de constater que sur 53 positions qui servent à reconstruire les anciennes vallées du Rhône (I-IV, rive droite et gauche de la vallée), 26

¹ Hess : Alte Talböden. Z. f. Gletscherkunde II. p. 329.

² Hess, loc. p. 330.

³ Hess, loc. p. 360.

n'ont pas été calculées d'après les points finaux. Entre les positions ainsi modifiées il y a 2 sections horizontales et 3 sections avec contre-pente (vallée préglaciaire Mühlbach-Brig, rive gauche; vallée du Günz, de Reckingen à Mühlbach, rive droite; vallée du Riss, de Brigue à Raron, rive droite).

§ 54. Contrôle graphique des matériaux de Hess.

Je me rends très bien compte des difficultés et des incertitudes que présente la reconstruction des formes anciennes des vallées; pourtant une critique méthodique, appliquée à ces doutes, en définit l'importance et la valeur; on peut en tenir compte, on ne doit jamais reculer devant eux. Dans ce cas, la valeur des matériaux est décisive. Toute mon expérience parle donc en faveur des matériaux de Hess. Pour m'assurer encore une fois de leur valeur, j'ai exécuté 11 profils transversaux (12 % des matériaux de Hess) d'après l'atlas Siegfried. J'ai choisi, pour mes profils, des lignes caractéristiques du relief et je trouve remarquable que dans 10 cas mes lignes sont identiques à celles de Hess (n°s 9, 14, 17, 23, 24, 28, 33, 38, 40, 41); dans un cas seulement j'ai pris une ligne rapprochée de la ligne n° 5 de Hess. Cette conformité ne laisse pas de doute quant à la valeur des matériaux choisis. Les formes de mes profils de contrôle sont pour la plupart tout à fait identiques à celles de Hess; les petites différences dans quelques cas sont causées par une certaine divergence des lignes. Cependant le profil n° 23 ne ressemble pas au profil analogue de Hess, ce qu'on peut attribuer peut-être à une faute typographique¹.

¹ Le contrôle des fautes typographiques dans les chiffres des matériaux de Hess, quoique désirable, est impossible, non seulement parce que les profils transversaux de Hess sont réduits photographiquement et pour la plupart illisibles, mais aussi probablement, à cause d'une déformation de perspective qui diminue la conformité des chiffres aux graphiques (voir les profils n°s 13 et 61).

Je dois ajouter qu'en général presque tous mes profils montrent des lisières plus nombreuses que les profils de Hess ; enfin ce savant reconnaît, en y insistant, qu'il ne lui était pas possible de ne paralléliser partout que quatre paires de lisières, de profil en profil. Les autres étaient donc des courbures locales du versant. Les petites erreurs des matériaux de Hess n'en peuvent pas diminuer la valeur, surtout après les résultats positifs, exposés au chapitre précédent, et que j'ai obtenus en prenant pour base justement ces matériaux.

§ 55. *Essai de reconstruction des anciens profils longitudinaux des réseaux du Rhône.*

En cherchant à reconstruire la vallée du Rhône dans ses quatre phases pléistocènes, j'ai déjà d'avance renoncé à la restitution des talwegs du Rhône, idée qui servait de guide à Brückner et qui n'était pas non plus étrangère à Hess. Elle a été la cause de fautes nombreuses, qui résultent non seulement de l'abaissement arbitraire du niveau des terrasses, mais aussi de la supposition tout à fait fausse que ce qui est l'axe actuel de la vallée du Rhône est resté à la même place depuis les temps préglaciaires. La largeur moyenne de la vallée préglaciaire était, à en juger d'après ce qui en reste, de plus de 10 km. ; la vallée contemporaine n'en a pas même 2. Peut-on donc, en présence d'une telle différence de largeur, supposer une stabilité de la position et de la direction de l'axe ? Selon moi, il n'y a que la méthode comparative, uniforme et exacte qui soit admissible quand il s'agit de reconstruction, et je pense que seuls les niveaux de terrasses observés peuvent être employés comme matériaux de reconstruction. Toutes les lisières observées par Hess ont été rapportées par moi à un axe de coordonnées et, en admettant que la lisière la plus basse (observée sur la rive droite ou gauche) corres-

pond au reste le plus proche de l'axe, j'ai relié toutes les basses lisières des quatre niveaux ; j'ai alors obtenu quatre lignes que je considère comme des profils longitudinaux du Rhône préglaciaire (S) et des Rhônes du Günz (G), du Mindel (M) et du Riss (R). La Pl. I représente les profils ainsi construits, ainsi que le profil actuel du Rhône, qui peut être considéré comme le fond préglaciaire du Würm, modifié par l'accumulation contemporaine. J'ajoute encore, en manière de commentaire, que les chiffres indiqués au-dessous des profils longitudinaux du Rhône représentent les numéros des profils transversaux de Hess. Ces lignes fortement incurvées ont une régularité frappante. Les plus fortes anomalies des profils longitudinaux apparaissent entre les points 12 et 17 du profil, c'est-à-dire entre Mühlibach et Brigue, puis entre les points 22 et 26 entre Turtmann et Sierre, et enfin entre les points 35 et 40, de Martigny à St-Maurice. N'est-il pas frappant que les anomalies plus fortes de toutes les terrasses pléistocènes, des plus anciennes aux plus récentes apparaissent aux points, où la vallée actuelle présente les plus grandes ruptures de pente. Bien que l'analogie des sections inférieures ne soit pas complète, la ressemblance de la section supérieure (entre les profils n°s 12 et 17) dans tous les niveaux pléistocènes est si parfaite qu'on doit lui attribuer la plus grande importance. Voici des chiffres qui illustrent les indices communs des vallées du Rhône.

SECTION DU PROFIL	PENTE DE LA VALLÉE DU RHÔNE				
	Actuelle	Riss	Mindel	Günz	Préglaciaire
N° 4-12 Oberwald-Mühlibach .	13.2	13.2	2.4	6.3	2.4
N° 12-17 Mühlibach-Brigue .	25.3	24.9	27.0	15.7	13.5
N° 17-22 Brigue-Turtmann .	1.9	4.4	3.3	4.4	3.9
N° 22-26 Turtmann-Sierre .	6.7	9.2	9.2	10.8	7.6
N° 26-35 Sierre-Martigny .	1.2	1.2	1.9	6.7	2.7
N° 35-40 Martigny-Saint-Maurice	4.0	4.0	8.9	8.2	16.3

Le dessin (fig. 6) à petite échelle exprime ces rapports graphiquement. On peut expliquer ce phénomène exclusivement par des mouvements de l'écorce terrestre, mouvements qui ont conservé leur direction commune et leur intensité jusque dans les temps récents. La forme de la vallée préglaciaire du Rhône, telle qu'elle a été conservée dans les restes de terrasses, ne peut pas être le produit de l'érosion fluviatile, ni de l'érosion glaciaire ; cela n'a pas

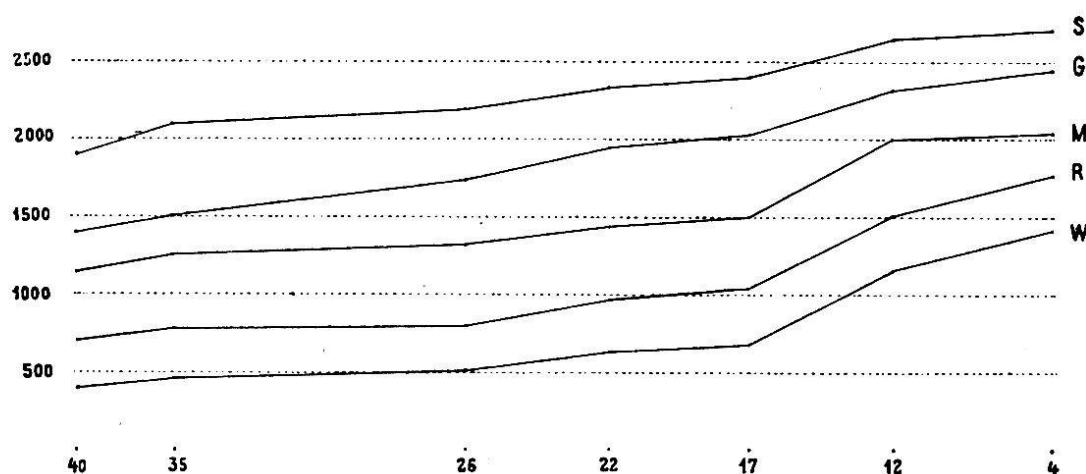


FIG. 6. — Profils anciens longitudinaux (simplifiés) du Rhône.
1 : 4,000,000 longueur, 1 : 200,000 (hauteur).

besoin d'être prouvé. Je ne vois pas de points douteux dans cette synthèse et la reconstruction des profils longitudinaux des quatre cycles d'érosion pléistocènes pour les principales vallées secondaires (v. Pl. II) prouve que tout le bassin du Rhône a été sujet aux mouvements de cette époque. Au premier coup d'œil on voit, sur les graphiques, que les principaux traits du relief, si caractéristiques de ce pays et qui sont devenus la base de la théorie du surcreusement, résultent de mouvements de l'écorce et sont un phénomène tectonique.

La ressemblance des courbes, quoique souvent très grande, ne va jamais assez loin pour que les surfaces des niveaux particuliers soient parallèles. Les irrégularités des profils, si frappantes dans la vallée du Rhône, sont aussi

plus ou moins fréquentes dans les vallées secondaires. Deux facteurs peuvent jouer un rôle ici. D'abord les erreurs locales dans les matériaux de Hess. Cette supposition, pourtant, m'a paru peu vraisemblable. Au contraire, je pense que les résultats si inattendus et pourtant si parfaits d'une reconstruction basée sur ces matériaux sont une preuve nouvelle et éloquente de la valeur du travail de Hess. Je suppose donc que ces irrégularités des profils correspondent exactement à la réalité.

*§ 56. Les différences de niveaux des terrasses
sur les deux bords de la vallée ne sont pas en rapport
avec sa largeur.*

Le fait que les terrasses, fragments d'anciens niveaux fluviatiles, se trouvent à des hauteurs différentes, est si commun, qu'il ne peut pas résulter d'une observation fautive ou d'une confusion de niveaux différents, mais doit être un symptôme de surfaces courbées et un effet de mouvements de l'écorce. Un trait intéressant de la distribution des irrégularités des niveaux a été déjà remarqué par Hess. Ce savant a reconnu que les différences de niveaux des terrasses augmentent avec leur âge et explique ce fait par l'élargissement des vallées. C'est-à-dire que l'espace entre les rebords conservés de terrasse devient de plus en plus grand avec l'âge. Quoique le fait même reste incontestable, je ne puis pas me rattacher à l'explication donnée par Hess. D'après la carte de Hess j'ai calculé pour la vallée du Rhône la distance des rebords des quatre niveaux pléistocènes et voici quelles sont les distances moyennes : 9,5 km. pour la I^e (supérieure), 6,8 km. pour la II^e, 4,9 km. pour les III^e et 2,5 km. pour la IV^e terrasse (inférieure). Ces relations (100 : 70 : 50 : 25) peuvent être appliquées aussi aux fonds anciens des vallées secondaires. Le tableau suivant montre les relations entre la largeur

de la vallée et les différences de niveaux des terrasses sur les deux bords de la vallée.

NIVEAU	I	II	III	IV
Largeur de la vallée	100	70	50	25 %
Nombre d'observations de hauteurs discordantes	61	60	53	50 %
Différences moyennes de hauteur	109	102	86	85 m

Ces chiffres montrent que ni la fréquence des niveaux discordants, ni la différence de leurs hauteurs ne s'accordent avec la largeur grandissante des vallées. La largeur de la vallée, depuis la première jusqu'à la dernière phase glaciaire, a diminué de 75 % ; cependant la fréquence des niveaux discordants et les différences de leurs hauteurs diminuent, en même temps, de 20 % seulement. Outre cela on voit, sur ce tableau que Hess supposait l'existence de vallées, dont le fond aurait eu des différences moyennes de hauteur de plus de 100 mètres. Il est vrai que sous ce rapport, Hess n'est pas allé aussi loin que Brückner ; lui aussi, cependant, s'est servi de formes qui n'existent pas dans la nature. Je ne connais pas de fonds de vallées dont les différences de hauteur surpassent 20 à 30 m. ; les monticules isolés ou les bosses peuvent avoir une hauteur plus grande, mais ils appartiennent toujours à un autre niveau plus ancien et à un autre cycle d'érosion. D'appreciables différences de hauteur dans les fonds des vallées ou leurs restes peuvent naître seulement sous l'influence de mouvements de l'écorce.¹ La règle de Hess, qui ne tient pas compte de ce processus, ne peut pas être prise en considération.

¹ W. M. Davis : *Practical exercises in physical geography*. New-York 1908. p. 47. Voir le profil Q'-M'.

*§ 57. Différences de hauteur sur les deux bords
des anciens niveaux dans les vallées longitudinales et
transversales.*

Il existe cependant encore une autre relation entre l'irrégularité des niveaux de terrasses et la structure des Alpes en général. Nous constaterons cette relation après avoir comparé les terrasses des vallées transversales avec celles des vallées longitudinales. Au nombre des vallées transversales, je compte celle du Rhône en aval de Martigny, celles de la Viège, de Turtmann, de la Navigenze, d'Hérens et d'Hérémence, de Bagnes et d'Entremont ; au nombre des vallées longitudinales, celle du Rhône jusqu'à Martigny, celles de la Lonza, de Ferret, du Durnand, de Forclaz, du Trient et d'Illiez.

Niveaux	I	II	III	IV	moyenne
Nombre des observa- tions de hauteurs dis- cordantes	vallées longit. 72	60	67	62 %	66 %
	» transv. 51	59	42	38 %	48 %
Différence moyenne de hauteur	vallées longit. 416	406	95	70 m.	98 m.
	» transv. 98	98	75	106 m.	94 m.

Dans ces différents types de vallées les contrastes dans le développement des terrasses sont si distincts, qu'il est difficile ne pas supposer une corrélation génétique entre la forme d'une terrasse et sa position morphologique. Les discordances du niveau des terrasses sur les deux côtés de la vallée longitudinale sont fréquentes (66 %); dans les vallées transversales elles sont fortuites (48 %). Une relation exacte entre la largeur d'une vallée et la fréquence du phénomène n'existe pas. D'autres relations existent entre les différences de hauteur des terrasses. Il est vrai que la différence moyenne des hauteurs est la même dans les vallées longitudinales et transversales; cependant l'influence de la largeur d'une vallée, si distincte dans les vallées longitudinales, n'existe pas dans les transversales. C'est donc tout

de contraire de ce qu'on voit dans les relations de fréquence.

On peut donner une explication génétique de ces faits si on admet, ce qui est assez vraisemblable, que les mouvements pleistocènes s'accomplissaient, comme presque toutes les dislocations, normalement à la direction des couches. L'intensité du mouvement était donc habituellement variable sur les deux bords d'une vallée longitudinale. Sur les deux côtés d'une vallée transversale elle était constante ; pour la même raison la dénivellation tectonique grandissait avec la largeur des vallées longitudinales, et ne changeait pas dans les vallées transversales, parce que là les différences de dislocation y étaient produites exclusivement par l'influence d'ondulations transversales. L'universalité de mouvements de largeur et de hauteur différentes, et de l'assymétrie des ondes devait causer non seulement des différences hypsométriques, mais toute une série de formes comme les terrasses courbées et inclinées vers les bords de la vallée (en sens transversal). Ce phénomène est fréquent non seulement dans les parties rentrantes des versants, où les glacialistes admettent un creusement glaciaire, mais aussi sur les versants uniformes et même sur les crêtes avancées et les bastions isolés. Toutes les feuilles de l'Atlas Siegfried peuvent en fournir des exemples.

N'ayant pas à ma disposition de matériaux hypsométriques, qui me rendraient possibles des études spéciales sur la forme d'une surface disloquée, je me bornerai à sa reconstruction au moyen de profils longitudinaux, après quoi j'essayerai de tracer les isobases, au sens de De Geer¹.

¹ De Geer, *Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden*. Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C, № 161, 1896. v. ref. Geinitz dans N. Jb. f. Geol., Min., Paläont. 1899, I., p. 118 et s.

*§ 58. Quelques exemples de l'origine tectonique
des différences de hauteur sur les deux bords des terrasses.*

Comme point de départ je choisis deux vallées: celles de Ferret et d'Entremont (vallée du Grand-St-Bernard). Tous les facteurs d'érosion dans ces bassins ont plus ou moins la même valeur. Il est vrai que le bassin de la vallée du Grand-Saint-Bernard dépasse un peu en hauteur moyenne celui du Val Ferret; ce dernier cependant est mieux exposé aux influences climatiques d'érosion, ce que prouve la plus grande surface relative des glaciers (voir tableau I) et le coefficient d'érosion glaciaire plus élevé dans cette vallée (voir tableau II). En l'état actuel les pentes des deux vallées sont tout à fait identiques, le développement du profil longitudinal ne diffère que par de petits détails et le gradin de confluence du Val Ferret est très faiblement marqué, comme le prouve la pente de ce gradin. Le développement de ces deux vallées a pourtant suivi une marche entièrement différente.

Distance de la confluence				Différence du creusement Ferret-Entremont		
	0.2	4.0	9.0 km.	0.2	4.0	9.0 km
S. val Entremont : G. Ferret : M. Ferret : R. Ferret : All.	S. — 400 G. — 200 M. — 250 R. — 150 All. 0	+ 300 + 130 + 100 + 30 + 70	+ 125 m. + 80 m. + 150 m. + 80 m. + 50 m.	— 100 — 50 — 100 — 150	— 170 — 30 — 70 + 40	— 45 + 70 — 70 — 30

Ces chiffres sont tirés des profils longitudinaux (voir Pl. II); ils représentent les relations hydrographiques suivantes. Depuis les temps préglaciaires jusqu'au Mindel la vallée du Grand-Saint-Bernard coulait à 300 m. plus haut que le Val Ferret. Près de la confluence de ces vallées, la vallée du Grand-St-Bernard s'est enfoncée de centaines de mètres, de telle sorte que le val Ferret a formé en fin de compte un rapide et puissant gradin, ayant jusqu'à 250 mètres de hauteur. Il faut dire encore, que la vallée du

Grand-Saint-Bernard acquérait cette grande prépondérance du creusement à l'endroit où elle devenait transversale, tandis que le val Ferret coulait toujours en sens longitudinal. Il n'existe pas non plus de relation entre les pentes préglaciaires et la grandeur du creusement jusqu'à l'époque actuelle.

	Distance de la confluence	0.2	4.0	9.0 km.
Val Ferret	Somme du creusement en ces points	1350	1475	1475 m.
	Pente de la vallée préglaciaire en aval et entre ces points	23	21	70 %
Val du Grand-St. Bernard	Somme du creusement en ces points	1250	1475	1225 m.
	Pente de la vallée préglaciaire en aval et entre ces points	15	128	35 %

Plus contraire encore aux lois de l'érosion normale est le fait qu'un même fleuve exécute un creusement plus fort dans une époque glaciaire et plus faible dans une autre ou inversement.

Il n'existe pas dans le bassin du Rhône des vallées aussi équivalentes l'une à l'autre que celles du Grand-Saint-Bernard et de Ferret. Jusqu'à un certain point on peut comparer la vallée d'Entremont avec celle de Bagnes, comme vallées correspondantes. La comparaison entre la vallée, beaucoup plus puissante, de la Viège de Saint-Nicolas et celle de Saas, et de la vallée d'Hérens avec celle d'Hérémence est aussi instructive.

	Distance de la confluence				Différence de creusement St. Nicolas-Saas.
	5 km.	10 km.	15 km.	20 km.	
	Différence de niveaux des vallées de Saas et de St-Nicolas :				
S.	+ 0	- 130	+ 200	+ 250 m.	+ 100 + 350 - 40 + 70 m.
G.	+ 100	+ 120	+ 290	+ 320 m.	+ 140 + 200 - 40 - 220 m.
M.	+ 240	+ 420	+ 450	+ 100 m.	- 90 - 220 - 40 + 20 m.
R.	+ 150	+ 200	+ 140	+ 120 m.	- 50 + 50 + 130 + 200 m.
All.	+ 100	+ 250	+ 270	+ 320 m.	

	Distance de la confluence			Différence de creusement Hérens-Hérémence		
	3 km.	8 km.	11 km.	3 km.	8 km.	11 km.
Différence de niv. eaux des vallées d'Hérens et d'Hérémence	S.	+ 30	+ 30	- 50	{ 0	0 + 50 m
	G.	+ 30	+ 30	0	+ 100	+ 20 + 50 m
	M.	+ 130	+ 50	+ 50	+ 220	+ 300 + 300 m
	R.	+ 350	+ 350	+ 350	+ 80	+ 150 + 150 m
	All.	+ 430	+ 500	+ 500		

	Distance de la confluence			Différence de creusement Bagnes-Entremont		
	3 km.	10 km.	15 km.	3 km.	10 km.	15 km.
Différence de niv. eaux des vallées d'Entremont et de Bagnes	S.	0 + 180	+ 50	{ - 120 - 100 - 30 m		
	G.	- 120 + 80	+ 20	+ 100 - 30		0 m
	M.	- 20 + 50	+ 20	- 20 + 80		50 m
	R.	- 40 + 130	- 30	+ 40 + 10		+ 80 m
	All.	0 + 140	+ 50			

Je n'ai pas l'intention d'entrer dans le détail des processus exprimés par ces chiffres ; je devrais répéter trop souvent qu'ils sont en désaccord complet avec la marche normale de l'érosion. Je voudrais seulement attirer l'attention des lecteurs sur les traits les plus frappants. Pendant les temps préglaciaires, l'époque glaciaire de Günz et jusqu'à un certain point pendant l'époque de Mindel on peut remarquer une certaine conformité et un parallélisme entre les vallées d'Hérens et d'Hérémence ; les deux vallées s'enfoncent fortement, mais presque également. Après l'époque de Mindel, pendant les époques de Riss et Würm les relations changent tout à coup. L'Hérémence, qui jusqu'alors avançait presque d'accord avec les eaux de la Borgne d'Hérens, reste maintenant en arrière et suspendue à une hauteur de 300 et enfin de 500 m. et se joint à la Borgne d'Hérens par un gradin de cette hauteur. Dans le travail des vallées de Saas et de Saint-Nicolas on peut remarquer d'autres anomalies. La prépondérance de Saint-Nicolas sur Saas est complète, pourtant c'est seulement pendant les périodes glaciaires (Günz) et IV (Würm) que son creusement est plus puissant. Pendant la II^e époque, comme sous l'influence d'un

mouvement de bascule d'une plus forte élévation dans la vallée de Saas supérieure, celle-ci développe en amont une action plus intense que St-Nicolas, tandis que pendant la III^e période la vallée plus faible de Saas obtient presque sur toute la ligne de meilleurs résultats de creusement que celle de St-Nicolas. Dans les vallées de Bagnes et d'Entremont les différences de creusement restent insignifiantes pendant tous les cycles d'érosion, mais ce qui est caractéristique des ondulations tectoniques, ces différences changent de signe. Après une période de prépondérance des mouvements et de l'érosion en vient une de stagnation.

§ 59. Plus un niveau est ancien, plus il est affecté par les dislocations.

Non seulement tous les processus et toutes les relations indiquées ici sont en désaccord avec les lois connues de l'érosion fluviatile normale et avec toutes les théories de l'érosion glaciaire, mais la configuration même des courbes d'érosion ne peut être primitive. Car si nous avons au moins l'hypothèse de l'érosion glaciaire pour expliquer les vallées des périodes de Günz, de Mindel, de Riss et de Würm, il n'y a aucun moyen d'expliquer le désaccord entre la courbe préglaciaire la plus élevée (S) et le type normal de la courbe d'érosion.

Bien qu'il soit impossible de définir les grandeurs des déformations dans le sens horizontal, on peut pourtant, en additionnant les intervalles entre les profils à pente anormale, obtenir une image au moins relative de la déformation de chaque vallée pendant les différents cycles pléistocènes. En procédant de cette manière j'ai pu constater que 52 % de la longueur des profils préglaciaires, 57 % de la longueur des profils du Günz, 49 % des profils du Mindel, 51 % des profils du Riss et 38 % de profils actuels ne s'accordent pas avec l'allure normale des

courbes d'érosion. En comparant les formes des profils S et G, M et R, enfin All (W), on trouve que la déformation diminue en descendant, dans la proportion de 55 : 50 : 38. Une telle relation peut seulement être le résultat de dislocations durant toute la période pléistocène. Sous l'influence de ces mouvements d'intensité et de direction différentes, les formes des montagnes dénudées jusqu'à l'état de maturité au moins et les profils des vallées pré-glaciaires évoluées jusqu'à l'état de sénilité ont été brisés et infléchis. Les profils d'érosion des cycles suivants sont, dans leur caractère et dans leur forme, le produit de deux forces : l'érosion et les mouvements. Mais eux non plus n'ont pas été conservés jusqu'à nos jours, ils ont plutôt subi une déformation due à des mouvements postérieurs, accompagnant chaque période glaciaire.

§ 60. Coïncidence de l'axe des mouvements avec les talwegs.

Tout ce que nous avons dit jusqu'ici prouve qu'il s'agissait des mouvements ondulatoires changeant souvent de direction, d'intensité et d'amplitude verticale. Malgré tout, les anciens niveaux supérieurs de la vallée du Rhône n'indiquent pas réellement la somme des effets du mouvement. Nous voilà donc en face de la possibilité que c'était surtout la vallée qui était affectée par les mouvements les plus intenses, c'est la cause pour laquelle les vallées plus larges des cycles anciens n'entraient pas dans l'aire de l'élévation principale des cycles plus récents. On n'a jamais pris en considération la possibilité de mouvements liés jusqu'à un certain point avec les lignes de vallées. On a même reculé devant cette possibilité. Je suppose qu'une telle conception du paysage glaciaire n'était pas étrangère à l'explorateur du Léman, F.-A. Forel, lequel comme Lyell et ensuite Heim cherchait dans les mouvements de l'écorce

la cause de l'évolution du paysage alpin. Au cours d'une excursion alpine des étudiants de la Sorbonne, Forel a exprimé des idées hardies sur la genèse du Léman. Je n'ai pas seulement en vue le fait que Forel, comme aussi Heim, admet des tassements. La pierre d'achoppement de leur hypothèse était la nécessité d'admettre que les vallées suspendues au-dessus du lac limitent l'aire en mouvement de celui-ci. « On n'ose point aller jusque-là ! » telle est la conclusion du compte-rendu de l'excursion¹. Quant à moi, j'ai été conduit jusque-là justement par ces vallées suspendues, qui expriment la différence d'intensité des mouvements entre le Talweg et les versants et sont une manifestation de l'asymétrie des plis et des bombements.

§ 61. *Les isobases du bassin du Rhône.*
Mouvements longitudinaux et transversaux.

Les matériaux de Hess peuvent servir à la reconstruction des isobases pléistocènes. La méthode est très simple. La différence de hauteur des terrasses S-G, G-M, M-R, R-All (W) nous donne pour chaque profil l'écart qui s'est produit, pendant chacun de ces intervalles, dans le niveau de dénudation. Ces chiffres, placés aux endroits correspondants de la carte, ont servi à la reconstruction des isobases pour chacune des quatre périodes glaciaires (v. Pl. III).

Je me rends compte du fait que la base d'une telle reconstruction est assez pauvre, non pas tant à cause du petit nombre des points (1 point pour 30 km²) qu'en raison de leur situation géographique dans la zone des vallées. Il ne faut pas oublier cependant que le bassin du Rhône est très étroit (sa largeur moyenne est de 40 km.). En omettant les plus grands des bassins secondaires, dont les

¹ De Lacler : *De Lausanne à Zermatt*. Ann. de Géogr. 1903, p. 425.

points forment des réseaux spéciaux, la largeur du bassin du Rhône n'atteint même pas 20 km., ce qui augmente la valeur des matériaux de Hess pour la reconstruction des isobases. Les vallées du Mindel et du Günz ayant 7 et 10 km. de largeur, et la vallée préglaciaire étant encore plus large, il n'y a que les isobases de l'époque Mindel-Riss et surtout de l'époque Riss-Würm qui soient fondées sur un matériel inégalement distribué dans le bassin.

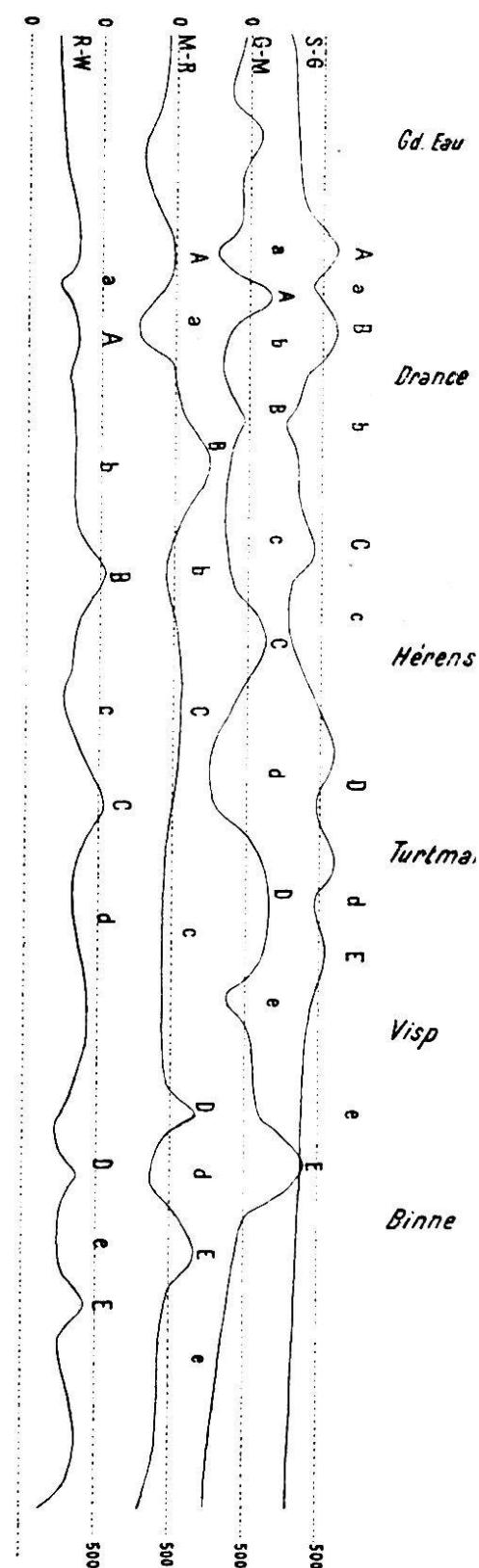
Pourtant ce matériel suffit pour la reconstruction des dislocations, qui est graphiquement logique, et théoriquement très remarquable. Le graphique des isobases peut nous servir à tirer les conclusions suivantes sur la tectonique pléistocène dans le bassin du Rhône. Pendant chaque période glaciaire, ou mieux pendant chaque période interglaciaire, la surface du bassin, en se courbant, formait un grand pli, dont l'anticinal suivait le talweg du Rhône. Pendant la troisième et la quatrième période glaciaire (Riss et Würm) ce pli s'est courbé de nouveau et s'est divisé en deux zones anticlinales, dont l'une se trouvait dans la vallée du Rhône, tandis que l'autre, parallèle à la première, se trouvait dans la région de culmination des Alpes Pennines. La vaste zone synclinale qui sépare les zones anticlinales coupait durant la période de Riss et de Würm la partie moyenne des bassins de la Dranse, de la Borgne, de la Navigenze et de la Viège. La grandeur et l'extension territoriale des élévations dans les talwegs anticlinaux n'était pas la même aux diverses périodes glaciaires. Pour le démontrer, le mieux est de tracer des profils d'élévation dans le talweg du Rhône, ce que représente la fig. 7. L'axe longitudinal d'élévation représente alors une série d'ondes transversales, séparées l'une de l'autre par des creux. Si l'on admet que l'impulsion principale venait du Sud, en formant dans le talweg du Rhône un puissant anticinal, les impulsions des mouvements transversaux au contraire venaient du bord des Alpes et du Léman. Les

faites des ondes de la première période glaciaire, marqués sur le profil A, B, C, D, E, se propageaient dans les périodes suivantes vers l'est et atteignaient de proche en proche les régions les plus élevées du bassin et du talweg du Rhône, tandis que de nouvelles ondes venaient d'en bas, du Léman. Le résultat de ce mouvement progressif d'ondulation transversale, c'est qu'en un point donné le faîte d'onde d'une certaine période était remplacé, pendant la période suivante, par un creux, phénomène qui se répétait sans cesse et qui est déjà reconnu comme un trait caractéristique des mouvements épeirogéniques.

§ 62. *Les cycles de mouvements épeirogéniques ; leur continuité.*

Les cartes d'isobases nous rendent possible jusqu'à un certain point la connaissance plus détaillée de la succession des phases de ces mouvements pléistocènes. La quatrième et dernière phase (R-All) nous montre deux axes anticlinaux longitudinaux mal développés, tandis que les traces de l'ondulation transversale y sont plus distinctes. Dans la phase III (M-R) l'ondulation longitudinale est mieux développée et la transversale l'est moins. Dans la

FIG. 7. — Profils des ondulations tectoniques dans le talweg du Rhône, 1 : 1,000,000.



phase II (G-M) le plissement longitudinal et le plissement transversal ne sont ni l'une ni l'autre dominants. Les isobases de cette phase forment une quantité de bombements, qui sont comme le résultat définitif de deux mouvements avançant en sens contraire et se croisant en conséquence. Dans la phase I (S-G) l'influence des mouvements transversaux est dominante. Tout cela prouve que les mouvements tectoniques forment des cycles qui de leur côté se divisent en plusieurs phases. Les phases connues des mouvements pléistocènes semblent ne pas appartenir à un seul cycle de mouvements, mais à plusieurs. Le stade III semble être le premier d'un cycle nouveau ; le stade II est probablement le dernier du cycle précédent. Si cette interprétation est juste, les mouvements tectoniques de ce type débutent par une courbure de la masse alpine en larges plis longitudinaux. Dans les stades suivants les plis de l'axe d'élévation alpine (Alpes valaisannes) se sont propagés vers le talweg du Rhône, où ils ont atteint leur plus grande intensité. Le mouvement transversal dans les stades suivants commence à dominer et dissèque enfin les plis longitudinaux en une foule de bombements.

Au moyen de cette analyse des phases du mouvement j'ai seulement voulu rendre vraisemblables deux thèses : 1^o les mouvements de l'écorce sont continuels et perpétuels ; 2^o les mouvements pléistocènes de l'écorce ne sont pas une caractéristique de cette période ; au contraire, les premières phases connues de mouvements pléistocènes sont la suite de mouvements dont il faut chercher l'origine dans les périodes géologiques plus anciennes.

La théorie de Heim et de son école, qui explique la genèse des lacs marginaux par un mouvement de tassement isostatique des Alpes, traite seulement d'une seule phase de mouvements pléistocènes, tandis que la continuité du phénomène lui échappe entièrement. Les objections opposées¹

¹ Brückner. *La morphologie du plateau molassique et du Jura suisse*. Arch. des sc. phys. et nat. Genève 1902, T. XIV, p. 475-77.

jusqu'ici aux théories tectoniques, et qui prouvent la non-concordance chronologique entre la cause pertubatrice de l'isostasie et la compensation subséquente, sont fondées exclusivement sur le manque de continuité des mouvements dans la théorie de Heim. Ces objections théoriques sont maintenant très affaiblies et seront même entièrement levées, si mes conclusions relatives à la continuité des mouvements sont acceptées.

§ 63. Dimensions des mouvements et durée relative des périodes glaciaires.

Les cartes d'isobases sont un matériel utile pour calculer la grandeur des mouvements pendant les quatre périodes glaciaires. Les surfaces obtenues par la mesure planimétrique de chaque isobase étant portée en ordonnées et leurs hauteurs en abscisses, ont servi à tracer des courbes qui par analogie peuvent être appelées « courbes isobasographiques ». Au moyen de ces lignes on a calculé les valeurs du soulèvement moyen du bassin du Rhône. Celui-ci était beaucoup plus grand dans le talweg du Rhône ; on peut en calculer la valeur en s'appuyant sur les profils de la fig. 7. Admettant, ce qui ne répond pas exactement à la réalité, que ce soulèvement plus grand, occupait une zone aussi large que la vallée du Rhône, on peut calculer aussi les dimensions de l'élévation du bassin au-delà de la vallée. Voici les résultats de ces calculs :

PÉRIODE	Préglaïciale jusqu'à la période interglaciaire Günz-Windel	Windel jusqu'à la période intergl. Mindel-Riss	Riss jusqu'à la période intergl. Riss-Wurm	Würm-Alluvium
Soulèvement				
du bassin entier A	336	351	356	348 m.
de la vallée B	422	462	475	335 m.
du bassin en dehors de la vallée C	306	326	338	317 m.
Différence de soulèvement . . B-C	116	136	137	18 m.
Différences territoriales de soulèvement. D	350	650	500	350 m.

Bien que l'amplitude¹ territoriale de soulèvement (D) de la table ci-dessus ait été pendant la II^{me} période glaciaire presque deux fois plus grande que pendant la I^{re} et IV^{me}, les valeurs moyennes du soulèvement ainsi que celles de l'érosion due à ce rajeunissement tectonique étaient, ce qui est plus important encore et tout-à-fait inattendu, égales pendant chaque période glaciaire. Les colonnes A et C du tableau précédent prouvent ces relations. Le soulèvement moyen qui accompagnait chaque période glaciaire atteignait à peu près 350 m. Quand une nouvelle période de soulèvement survenait, une nouvelle phase d'érosion commençait. Le Rhône et ses confluents s'enfonçaient dans le fond en voie de bombement et la profondeur de cette érosion est un indice de la puissance du soulèvement. Il suit de ce processus que nous ne pouvons pas mesurer la grandeur même du soulèvement, mais seulement la profondeur de l'érosion causée par celui-ci. Cette érosion a atteint pendant chaque période glaciaire à peu près 350 m. S'il y a une relation constante entre la durée géologique et la grandeur de l'érosion, nous devons admettre que la durée de chaque période glaciaire et de la période interglaciaire correspondante, prises ensemble, était à peu près la même chaque fois; c'est du moins ce qui semble avoir eu lieu si on considère les grandeurs de l'érosion pléistocène dans le bassin du Rhône. Il est vrai que la classification chronologique de Penck² se rapporte à des intervalles différents et plus petits du temps pléistocène; elle s'appuie cependant avant tout sur les traces constatées dans la région des dépôts fluvioglaciaires et d'érosion interglaciaire du plateau subalpin. Les conclu-

¹ Les grandes variations du soulèvement pendant la période précédant l'interglaciaire Mindel-Riss ont été peut-être la cause de grands changements hydrographiques dans le bassin du Rhône, accomplis après la formation du deuxième niveau.

² Penck-Brückner I. c. p. 1161-69.

sions de Penck diffèrent entièrement des miennes, mais de ce désaccord peuvent résulter seulement deux thèses : 1^o il est douteux qu'on puisse, d'après l'état de cimentation et de décomposition, ou même d'après l'épaisseur d'un cailloutis, juger de la durée des époques géologiques², et 2^o la thèse, beaucoup plus sûre, que l'évolution tectonique et morphologique des Alpes et de leur avant-pays s'effectuait pendant le pléistocène dans des directions différentes, et probablement même opposées.

On peut remarquer cette diversité de direction non seulement entre les Alpes et leur avant-pays, mais aussi dans la région alpine elle-même. Ici le contraste entre le talweg du Rhône et ceux du reste de son bassin est remarquable. Le soulèvement, en dehors de la vallée principale, ne dépasse pas 325 m. pour aucune période glaciaire, tandis que la zone de la vallée du Rhône s'élevait en même temps de 450 m.¹ J'ai d'abord eu certains doutes quant à l'interprétation de ces différences. J'ai pensé que la valeur plus grande de l'érosion dans la vallée principale devait être attribuée non pas au soulèvement mais à la puissance plus grande du Rhône dont l'érosion se conformait plus parfaitement à la grandeur des mouvements. Cette supposition est très vraisemblable. Cependant — quoique je ne considère point cette question comme résolue — il y a beaucoup d'indices que l'érosion de toutes les eaux courantes, quelle qu'ait été sa valeur s'est conformée partout

¹ Pour expliquer la durée de la période interglaciaire Mindel-Riss, Penck relève le développement des terrasses de cette période, terrasses qui ont été continues premièrement par Brückner dans la vallée du Rhône. Cependant cet argument manque de force, car la formation des niveaux de vallées doit être considérée comme prouvée non seulement pour cette période, mais pour toutes les autres périodes glaciaires. La théorie de Hess a même été, au dernier moment, acceptée par le professeur E. Brückner. Voir Compte-Rendu de l'exursion du Congrès de Genève. C. R. des travaux du Congrès. Genève 1909 (distribué le 22 XII 1909, p. 217).

² Les valeurs moyennes ont été calculées au moyen des chiffres afférents aux trois premières périodes glaciaires.

aux niveaux de dénudation des cycles nouveaux et a seulement développé une érosion régressive proportionnée à la force plus ou moins grande du torrent. Je considère le fait que le maximum d'érosion se trouve toujours dans la région des sources comme la principale preuve que la grandeur de l'érosion exprime la totalité du soulèvement. Comme exemple je cite le maximum d'érosion dans les hauts bassins de la Viège de Saint-Nicolas pendant l'époque II, le maximum dans la région des sources de la Borgne d'Hérens à l'époque IV. La fréquence de l'érosion maximum dans le cours moyen des rivières parle aussi en faveur de l'hypothèse que les périodes de rajeunissement ont duré assez longtemps pour permettre à l'érosion de s'accommoder au soulèvement, au moins dans quelques parties du cours de ces rivières. Enfin j'avoue sincèrement que cette partie du problème des mouvements pléistocènes ne me paraît pas tout-à-fait claire.

§ 64. Le tassement des Alpes succède aux phases glaciaires.

Il reste encore à expliquer un des caractères de la tectonique pléistocène. La grandeur de l'érosion du Rhône, ou celle des mouvements dans son talweg a été, pendant les trois premières périodes glaciaires, de 420 à 475 m., pendant la IV^e période de 335 m. seulement. Cette différence serait-elle réelle? L'étonnante ressemblance dans la grandeur du soulèvement hors de la vallée principale (306-338 m.) qui ne diminue pas pendant la IV^e période, fait naître des doutes sérieux à ce sujet. La différence de soulèvement entre la vallée principale et les régions en dehors d'elle était toujours d'environ 125 m.; pendant la IV^e période elle disparaît presque entièrement. Ces relations deviennent claires et compréhensibles, si on considère que l'érosion du Rhône pendant la IV^e période a été déterminée au

moyen de la différence de hauteur entre le niveau actuel de la vallée et la plus basse de ses terrasses. Le niveau actuel de la vallée du Rhône est cependant situé beaucoup plus haut que le fond rocheux jusqu'où s'est étendue pendant la IV^e période l'érosion du Rhône ; les chiffres et les relations indiquées plus haut montrent un comblement très étendu de la vallée actuelle du Rhône. D'après ces chiffres la grandeur de ce comblement est de 118 ou 112 m. d'après la colonne B, aussi bien que d'après la colonne B-C. L'épaisseur du terrain alluvial du Rhône, cependant, est encore plus grande¹, car les calculs faits d'après le tableau précédent ne donnent pas une idée de l'épaisseur totale du terrain alluvial, mais seulement la différence entre cette épaisseur et celle de l'alluvion des affluents.

§ 65. Le dépérissement de l'érosion comme indice du tassement.

Ce n'est pas seulement la vallée du Rhône, encore rajeunie pendant la dernière période glaciaire sous l'influence de mouvements et déprimée de 4 à 500 m. dans le fond de la vallée du Riss, qui a été comblée par ses alluvions, épaisses de 150 m. environ, ce sont aussi tous ses affluents, si impétueux et tapageurs, qui montrent la même impuissance. Il ne faut pas accepter la suggestion qu'exerce sur l'ouïe un torrent alpin. Alors seulement nous verrons à chaque pas que les eaux actuelles, si bruyantes, ne peuvent pas ébrécher ni changer le paysage de notre temps. L'existence des polis glaciaires jusqu'à 5 m. au-dessus du

¹ Ce résultat est tout à fait d'accord avec l'opinion des géologues en cette matière. On évalue généralement l'épaisseur du terrain alluvial dans la vallée du Rhône, en aval de Sion, à 100-200 m. Voir Hess. *Alte Talböden im Rhone gebiet.* Z. f. Gletscherkunde II, p. 336.

plan d'eau, dans la gorge du Trient¹ parle aussi bien contre le creusement glaciaire qu'en faveur de la stagnation complète du travail des eaux alpines actuelles. Cette stagnation a envahi un torrent volumineux, alimenté par un glacier puissant, et très chargé de sable, puisqu'il draîne un terrain de granit. Et ce torrent atteint dans la gorge même une pente de 65 %. Il ne s'agit pas non plus d'un exemple isolé mais d'un phénomène fréquent. Les nouvelles cartes géologiques très détaillées de la Suisse illustrent très bien l'accumulation dans les vallées alpines. Il faut citer ici comme le plus parfait travail de ce genre la carte d'Argand, qui a une valeur de premier ordre pour la solution des problèmes de la structure en nappes et qui considère en même temps avec une grande sollicitude les formes et les produits du pléistocène et de l'alluvion. Les grandes vallées d'Arolla, de Zinal et de la Viège de Saint-Nicolas, bien qu'ayant des pentes considérables, ne montrent presque pas de rochers dans le talweg. C'est seulement dans les hautes régions des vallées, au front même des glaciers, qu'on voit à côté et au-dessous les sédiments glaciaires et les roches moutonnées qui donnent un paysage resté presque intact depuis la retraite finale des glaciers. Mais cette fraîcheur des formes glaciaires est encore plus frappante en aval des bassins terminaux des dernières phases pléistocènes. Le poli est parfaitement conservé dans les gneiss de Casanna, qui par leurs formes intactes, hardies et jeunes de paysage glaciaire contrastent vivement avec la vallée de la Viège, ensevelie sous les alluvions et si sénile que son profil longitudinal dépend des cônes d'éboulis, qui frangent chaque couloir étroit dans la paroi de gneiss. Le rôle d'obstacle joué par ces cônes d'éboulis dans les vallées alpines mesure l'impuissance des eaux courantes. Il y a encore une forme plus sénile de vallée, qui

¹ F. Brunhes. *Le travail des eaux courantes*. Mém. de la Soc. des Sc. Nat. Fribourg. 1902, II, no 4, p. 195.

apparaît dans les régions des gneiss chloriteux et de la série chlorito-séricitique d'Arolla, dans les euphotides, dans les calcaires et dans les schistes calcaires cristallins. La décomposition plus facile et la plus grande incohérence de ces rochers accroissent non seulement le rôle morphologique des cônes d'éboulis et des écroulements, mais l'ennoyage des pentes par les produits de décomposition. Cet ennoyage, qui s'étend sur des pentes surpassant 30° prouve aussi l'impuissance de toutes les forces de dénudation. Parmi les régions qui illustrent la stagnation de l'érosion contemporaine dans les Alpes, la vallée de Chamonix est une des premières. Sa largeur qu'elle doit au processus d'accumulation, commun à beaucoup de vallées alpines pourrait, jusqu'à un certain point, être expliquée par la puissante barrière de Servoz, qui ferme la vallée en aval. Cependant la forme des pentes de la vallée est sous maints rapports un phénomène morphologique inexpliqué. La structure géologique des deux versants de la vallée est identique : à droite, dans la masse des Aiguilles Rouges, et à gauche dans la masse du Mont-Blanc apparaît une série continue de gneiss d'injection et d'amphibolites ; ce n'est qu'à une hauteur surpassant 2500 m. que le gneiss est remplacé sur le versant gauche par l'indestructible protogine, dans la région de laquelle se sont développées les « Grandes Aiguilles » de la chaîne du Mont-Blanc. Les couloirs d'aiguilles occupèrent les champs de névé précipiteux d'où s'écoulent trois petits glaciers : ceux des Pèlerins, de Blaitière et des Nantillons. Un triple système d'eaux glaciaires impétueuses s'écoule sur le versant gauche de la vallée de Chamonix. Le versant des Aiguilles Rouges dépourvu de glaciers ne possède pas d'eaux courantes permanentes. Si j'ajoute que les deux versants, le droit¹ et le gauche ont une pente presque identique, légè-

¹ J'ai calculé que pour la zone des pentes entre les courbes de niveau de 1200 et de 1800 m. la pente droite a $32 \frac{1}{2}^\circ$, la pente gauche $34 \frac{1}{2}^\circ$.

rement plus forte pour le versant du Mont-Blanc, je pense que j'aurai cité tous les facteurs qui ont une influence sur le développement et l'importance de l'érosion. L'état réel de l'érosion ne s'accorde cependant pas avec les conclusions que nous pourrions tirer de l'état des facteurs d'érosion. Car non seulement la morphologie des versants montre une absence frappante d'érosion sur les pentes de la vallée de Chamonix, mais une observation même superficielle peut nous convaincre que les pentes du Mont-Blanc sont beaucoup plus pauvres en traces d'érosion que celles des Aiguilles Rouges. J'ai contrôlé ces observations au moyen de mesures sur la carte de H. et J. Vallot². Comme mesure de l'érosion j'ai choisi le développement des courbes de niveau d'une partie des versants droit et gauche, dans la zone entre la vallée des Bossons et la Mer de Glace. Puisque sur cet espace de 6 km. la direction des deux masses, Mont-Blanc et Aiguilles Rouges, est presque rectiligne, j'ai exprimé le développement des courbes de niveau par la relation de leur longueur réelle à la longueur du versant, c'est-à-dire 6 km. La table suivante illustre ces relations :

Développement des courbes de niveau .	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800 m.
Pente du Mont-Blanc .	1.07	1.08	1.09	1.10	1.12	1.16	1.18
Pente des Aiguilles Rouges	1.07	1.15	1.25	1.32	1.34	1.32	1.37

La prépondérance du creusement dans les pentes sèches des Aiguilles Rouges est distincte et d'autant plus frappante. Avant de chercher la cause de cette prépondérance de l'érosion sur les pentes sèches, je dois d'abord insister sur le dépérissement remarquable de celle-ci sur les deux pentes de la vallée de Chamonix. Je ne connais pas dans la littérature d'études comparatives sur le développement des courbes de niveau, comme mesure de fonctions éro-

² Environ de Chamonix 1 : 20000. 1907.

sives ; dans les Carpathes, j'ai fait un grand nombre de mesures de ce genre et j'en ai publié une partie¹. Il est vrai, que dans ces travaux j'ai exprimé le développement des isohypsés par la relation entre leur longueur et la circonférence du cercle équivalent à la surface donnée, limitée par une courbe de niveau ; je pense cependant que ces valeurs peuvent aussi être comparées avec celles trouvées dans la vallée de Chamonix. La morphométrie des sept groupes dans les Carpathes orientales donne pour le développement des isohypsés les résultats suivants.

La longueur des
isohypsés était : 1-2 2-3 3-4 4-5 5-6 6-7 7-8 > 8 fois plus grande que la plus
petite périphérie, c'est-à-dire
Nombre d'observ. 3 9 16 22 19 15 6 3 la périphérie du cercle.

Il est certain qu'on ne doit pas, par suite du manque de matériaux comparatifs morphométriques traitant des Alpes, se laisse entraîner à des conclusions trop hardies ; cependant l'immense prépondérance du travail effectif de l'érosion dans les Carpathes, au rebours des Alpes, semble être certaine. Cette prépondérance du travail d'érosion dans les Carpathes se fait dans les montagnes de hauteur modérée, avec des conditions climatiques beaucoup plus défavorables (quantité des précipitations atmosphériques, température et ses oscillations, insolation, force des vents) et sur des pentes beaucoup moins raides que celles des Alpes.

L'idée de la stagnation complète de l'érosion contemporaine des eaux alpines, résultant d'abord exclusivement d'impressions² acquises au cours des observations, a été confirmée par l'analyse de celles-ci et est devenue enfin une partie de la théorie sur les mouvements pléistocènes des Alpes, dont elle est d'ailleurs la conséquence. L'ana-

¹ Romer. Proba morsometrycznej analizy grzbiétów gorskich Karpat Wschodnich (Morphometrische Studien über ostkarpatische Gebirgsformen). *Kosmos* 1909. p. 678 sqq. (en polonais, avec un résumé allemand).

² Romer. Sur les zones morphologiques de la Suisse occidentale. *C. R. de l'Ac. des Sciences*. 5 juillet 1909.

lyse des isobases prouve que les vallées du réseau du Rhône, dans la dernière période de Würm étaient déjà creusées à 150 m. plus bas qu'aujourd'hui, et que c'est seulement par suite d'un abaissement épeirogénique postérieur que le travail d'érosion a été arrêté et remplacé par une accumulation énergique. Il est vrai que là aussi il y a matière à douter. C'est d'abord la question de savoir si l'accumulation dans les vallées alpines n'était pas la conséquence d'un soulèvement de l'avant-pays, d'une rétention des eaux, qui formaient ensuite des lacs, ce qui avait pour résultat un affaiblissement de la pente des eaux courantes, tributaires de ces lacs. Ce sont des problèmes que j'examinerai dans mes travaux ultérieurs traitant de la genèse des formes de l'avant-pays alpin en Suisse occidentale. Pour le moment je veux seulement insister sur le fait que les mouvements auxquels est due l'élévation de l'avant-pays alpin, quoique très jeunes, ont pourtant des valeurs beaucoup plus petites que celles du tassement des Alpes en bloc. Il suffit de citer les deux niveaux de la surface préglaciaire dans l'intérieur de la vallée du Rhône, par exemple près de Saint-Maurice d'un côté, et près de Vevey sur le Léman de l'autre ; je n'ai aucun doute qu'à Vevey la surface préglaciaire ne se rencontre avec le sommet du Mont-Pélerin, comme l'assure Brückner. L'opinion de Hess que nous avons affaire au niveau de Mindel est difficile à accepter, parce qu'il est impossible d'expliquer, dans le bassin du Léman, le dépérissement entier des niveaux G et S, qui pourtant se sont si nettement développés dans toutes les vallées depuis les sources jusqu'à la confluence. Il est clair maintenant que la même flexure caractéristique qui apparaît dans le profil longitudinal de la vallée actuelle du Rhône en aval de Saint-Maurice, flexure modifiée par l'accumulation, existe plus fortement accentué dans les surfaces préglaciaires et dans les autres niveaux anciens de vallées de Saint-Maurice jusqu'au lac. Le tasse-

ment dans la région du lac l'emporte sûrement sur l'influence du barrage, dû à une surélévation en aval du lac. La stagnation de l'érosion causée par une élévation du niveau de dénudation du lac, n'aurait pas pu du reste pénétrer jusqu'à l'intérieur des vallées alpines et causer un phénomène général, comme l'accumulation l'est en fait.

Le comblement des vallées est causé par un tassement et un abaissement continual de toute la sculpture du paysage alpin. Bien que le tassement des vallées puisse expliquer l'accumulation, je ne vois pas comment un abaissement en bloc pourrait produire un déperissement de l'érosion là où les conditions lui sont favorables. J'ai posé ainsi cette question, non seulement parce que la stagnation de l'érosion est accompagnée de phénomènes explicables seulement par un tassement en bloc de tout le paysage, mais aussi parce que je suppose l'existence d'une corrélation avec des mouvements épeirogéniques; le soulèvement augmente l'érosion, ce qui est un processus connu depuis longtemps; les tassements en bloc par conséquent affaiblissent et arrêtent l'érosion.

§ 66. Antagonisme entre les directions des mouvements dans les Alpes et dans leur avant-pays.

En même temps que le pays alpin se tasse, son avant-pays est perturbé par des ondulations. J'ai constaté l'existence de ces mouvements dans les bassins de la Singine, de la Sarine et de la Broye et j'ai publié une courte note¹ sur ce sujet. Peu de temps après j'ai eu l'occasion d'observer et d'examiner des mouvements analogues dans la région de la molasse subalpine en Savoie. Il existe donc un certain antagonisme de mouvements entre les Alpes et

¹ Romer. L'instabilité du Plateau suisse dans les temps post-glaciaires. *C. R. de l'Ac. des Sciences.* 19 juillet 1909.

leur avant-pays. A une période glaciaire succède un abaissement avec accumulation dans les Alpes, une élévation avec érosion dans l'avant-pays. Pendant et probablement aussi immédiatement avant les périodes glaciaires des soulèvements ont lieu dans les Alpes, tandis que l'avant-pays est sujet à une accumulation intense; il y a donc vraisemblablement un tassement simultané de l'avant-pays¹. Ce changement de direction des mouvements s'accomplissait toutes les fois que les glaces entraient dans le pays alpin.

§ 67. Les cycles d'érosion pléistocènes ne sont pas dus aux mouvements eustatiques.

Les dimensions de ces mouvements dans la région des Alpes nous sont connues. Les Alpes se soulèvent avant et pendant chaque période glaciaire de 350 m. en moyenne, et s'abaissent après chaque période glaciaire; après la dernière elles s'enfoncent de 150 m. Il n'y a aucun doute que ces mouvements sont dus à l'écorce terrestre. Ce ne sont pas des mouvements relatifs ayant leur source dans les déplacements eustatiques du niveau marin. Aux oscillations eustatiques de la Méditerranée pendant le pléistocène on peut attribuer tout au plus 55 m.² Les grands mouve-

¹ Dans les derniers temps une nouvelle interprétation des alluvions du plateau suisse s'est créée. Considérées jusqu'à maintenant par Penck et Brückner comme fluvioglaciaires, elles ont été reconnues par Aeberhardt comme produits alluviaux interglaciaires (*Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Ecl. geol. Helvetiae 1908. T. X. p. 15-28*). Les opinions d'Aeberhardt ont été soumises par Nussbaum à une critique très sévère (*Über die Schotter im Seeland. Mitt. naturf. Ges. Bern. f. d. J. 1907, 1908. p. 169-197*). (Voir aussi Nussbaum. *Die Täler der Schweizeralpen. Mitt. d. alp. Museums, Bern. n° 3. 1900. p. 52,*) Comme j'ai en cette matière mes propres opinions, et comme mes matériaux hypsométriques n'ont pas encore été calculés, ce n'est que dans mes études suivantes que je pourrai revenir à ce problème et donner mon opinion là-dessus.

² M. de Lamothe. Notes sur les relations stratigraphiques entre les anciennes lignes de rivage de la côte algérienne et de la côte niçoise. *Bull. Soc. géol. France 1904. S. 4. T. IV. p. 14-38.*

B. Depéret. Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France. 1906. S. 4. T. IV. p. 207-30.*

ments périodiques de l'écorce avaient une influence non seulement sur le développement des cycles géographiques du pays alpin, mais ils ont dû aussi être la cause des oscillations périodiques du climat. Ces oscillations du climat, résultant des mouvements de l'écorce sont-elles suffisantes pour expliquer l'invasion des glaces pendant le pléistocène? Voilà un problème qu'il faudrait résoudre et qui devrait provoquer une revision des données d'observations existantes. J'appelle l'attention des lecteurs sur quelques faits et théories qui me sont connus.

§ 68. L'universalité d'une époque glaciaire synchronique n'est pas établie.

Selon Brücker l'époque glaciaire pléistocène était un phénomène commun à toute la terre ; c'était une période d'abaissement général de température (3 à 4°)¹. Cette opinion est entièrement partagée par Penck.² Cette hypothèse a été combattue récemment par Eckhardt³. Mais la situation géographique des traces de l'époque glaciaire s'oppose aux idées de Penck et Brückner avec plus de force encore que les déductions théoriques d'Eckhardt. Le fait que la Sibérie entière n'a pas subi cette phase de glaciation continentale,⁵ que les plaines de l'Alaska⁴ arctique, situées sur le continent où le développement de la calotte glaciaire a été le plus puissant, n'ont jamais été couvertes de glace, enfin le faible développement de la glaciation pléistocène dans l'Amérique du Sud⁶ ne permet pas d'admettre dans

¹ Brückner. *Klimaschwankungen seit 700*. Wien 1890. p. 308.

² Penck-Brückner. I. c. p. 1146; Penck. *Das eiszeitliche Klima der Alpen*. C. R. des travaux du IX^e Congrès intern. de géogr. Genève. T. I. p. 336.

³ W. Eckhardt. *Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit und historischen Gegenwart*. Braunschweig 1909. p. 88-119.

⁴ O. Nordenskjöld. *Die Polarwelt*. Leipzig-Berlin 1909. p. 171.

⁵ Chamberlin and Salisbury. *Geology*. New-York 1906 T. III. p. 333.

⁶ O. Nordenskjöld, I. c. p. 110.

l'histoire de notre globe la possibilité d'une phase froide commune à toute la terre.

L'universalité du phénomène ne peut donc pas former la base d'une théorie sur l'époque glaciaire.

§ 69. Le déplacement des pôles n'explique pas non plus la distribution des phénomènes de l'époque glaciaire.

La situation géographique des indices de l'époque glaciaire prouve cependant que le centre principal de glaciation entoure la partie nord de l'Atlantique. Ce fait, en connexion avec le fort développement des glaciers antipodes en Australie et en Nouvelle-Zélande a conduit W. M. Davis¹ à sa théorie de l'époque glaciaire, fondée sur l'hypothèse d'oscillations de l'axe terrestre ; la situation du pôle Nord entre le Groenland et le Spitzberg (70° N, 20° W) correspondrait selon lui à la phase de glaciation pléistocène maximum. L'idée de Davis, d'abord sans influence, a dans ces derniers temps, séduit quantité d'explorateurs surtout scandinaves. Il suffit de citer Hansen et Pjetursson,² qui est le principal représentant des recherches géologiques en Islande ; enfin Eckhardt a non seulement accepté l'idée de Davis, mais l'a développée et prise pour base unique de la théorie de l'époque glaciaire. Cependant les oscillations de l'axe terrestre, pour ne rien dire des objections de principe d'ordre géophysique, n'expliquent pas non plus la situation de certaines traces de l'époque glaciaire. Ce qui infirme entièrement cette hypothèse c'est l'existence, constatée par tous les voyageurs et explorateurs, d'une époque glaciaire dans les pays antarctiques. Même les régions les plus ensevelies sous les glaces mon-

¹ W. M. Davis. *A speculation in topographic climatology.* Amer. Meteor. Journ. 1896. T. 42. p. 372-81.

² Pjetursson v. *Geol. Centralblatt* 1906. T. VIII. № 1523.

trent des traces d'un développement antérieur encore plus grand. D'après l'hypothèse de Davis-Eckhardt le pôle sud se serait pourtant trouvé près de la côte Nord de la Terre Victoria. L'Antarctide occidentale et la Terre de Graham auraient été repoussés dans des latitudes si basses que les contrastes de développement des glaciers pléistocènes, constatés sur l'hémisphère Nord (Europe et Amérique d'une part, Sibérie et Alaska de l'autre) devraient apparaître dans l'Antarctide avec la même force. Cependant l'Antarctide occidentale a eu aussi son époque glaciaire, dont les traces puissantes ont été si bien décrites par Arctowski¹ et Nordenskjöld².

La glaciation pléistocène de la Patagonie rend également impossible un déplacement des pôles selon la théorie de Davis-Eckhardt. D'après cette hypothèse la Patagonie se serait trouvée comprise entre les parallèles 30° et 40°, et si les indices de l'époque glaciaire de ces pays parlent contre l'uniformité de la phase froide pléistocénienne, ils parlent aussi contre un tel changement de la situation du pôle, qui pourrait expliquer en même temps l'intensité de la glaciation dans les pays atlantiques, et la période pluviale dans l'Afrique du Nord.

Le déplacement des pôles ne peut donc pas non plus servir de base à la théorie de l'époque glaciaire. Le zélé représentant de cette théorie, W. Eckhardt, en a vu les défauts et les faiblesses. Dans un grand nombre de territoires où la végétation ou les traces de glaciation ne s'accordent pas avec l'hypothèse d'un déplacement géographique, Eckhardt, à l'exemple de J. Walther admet une hauteur plus grande des montagnes au pléistocène ; il suppose donc des soulèvements pléistocènes ou bien de fortes flexures déprimant l'écorce après cette époque. Au moyen de ces cen-

¹ Arctowski. *Les glaciers actuels et les vestiges de leur ancienne extension.* Résultats du voyage de la Belgica. Vol. V. Anvers 1908. p. 59 et suiv.

² Nordenskjöld. *Antarctic. Zwei Jahre am Südpol.* T. II. 217 et suiv.

tres locaux de glaciation, d'origine tectonique, Eckhardt veut éliminer les défauts de sa théorie de l'époque glaciaire.

§ 70. Les phases glaciaires sont probablement un phénomène local, dû à des dislocations locales.

Il est remarquable que Eckhardt et les autres partisans de la théorie, considérant le déplacement de l'axe terrestre comme la cause de l'époque glaciaire, ont fait la part large aux mouvements pléistocènes. Ainsi, outre une riche littérature sur les mouvements pléistocènes de la Scandinavie, nous avons maintenant de nouvelles observations sur ceux de l'Islande,¹ de toute l'Amérique du Nord et de l'archipel arctique.²

En passant en revue toutes les questions polaires rassemblées et comparées par Nordenskjöld³ on voit tout d'abord un paysage qui, il y a peu de temps a subi une phase de glaciation encore plus forte que celle d'aujourd'hui, jointe à de grands changements de niveau, à de grandes dislocations tectoniques. Et voilà que la pensée synthétique se dirige vers l'idée de Lyell,⁴ qui le premier a cherché à établir une relation causale entre les mouvements de l'écorce et le phénomène de l'époque glaciaire. L'objection que l'hypothèse de Lyell ne peut pas expliquer

¹ Pjetursson: Om Islands Geologi. 1905. Voir *Geol. Centralblatt* 1907. IX. № 3511.

² Chamberlin and Salisbury. Geology. New-York 1906 T. III.p. 450, Chamberlin. Phys. geography of the pleistocene. *Journ. of Geol.* Chicago 1909. p. 589 sqq.

³ Nordenskjöld. *Die Polarwelt*. 1909.

⁴ Lyell en se basant, il est vrai, sur des idées de Charpentier et de Morlot, a déjà admis dans la première moitié du XIX^e siècle, une corrélation entre la glaciation et le soulèvement des montagnes. Il a mis en rapport la disparition des glaciers avec des phénomènes d'affaissement du terrain. Il a expliqué le paysage glaciaire par la conservation des formes tectoniques sous la protection des glaciers (Lyell. *Das Alter des Menschengeschlechtes*. Deutsche Uebersetzung aus der III. Auflage 1864. p. 210-51).

toutes les époques glaciaires¹ n'a pas une importance considérable déjà pour la raison qu'il nous manque aujourd'hui tout motif de paralléliser les phénomènes de la dernière époque glaciaire avec les phases glaciaires des temps paléozoïques. Il y a même certains indices, pas tout à fait sûrs, cependant, que les époques glaciaires paléozoïques ont été affirmées en vertu d'une fausse interprétation des faits observés.² Ce qui est certain, c'est que la théorie de l'époque glaciaire sera parfaitement à la hauteur des exigences de la science, quand elle saura expliquer suffisamment les relations et les phénomènes du pléistocène lui-même.

Des perspectives nouvelles sur les phénomènes pléistocènes nous ont été ouvertes par les travaux de Tyrell et de Pjetursson, qui ne me sont connus que par de courtes mentions dans l'ouvrage de Nordenskjöld³. Voici les idées que ces explorateurs ont essayé d'introduire dans la science. Tyrell a constaté que les trois centres de glaciation connus en Amérique n'ont pas travaillé en même temps. Les glaciers les plus anciens sont ceux des Cordillères; la calotte glaciaire qui sort du centre de la baie de Hudson est plus jeune, et celle glaciaire du Labrador plus jeune encore. En Amérique, le régime glaciaire se déplaçait de l'Est à l'Ouest. Le Groenland, situé près de la côte orientale du continent, possède aujourd'hui encore son inlandis. Les études de Pjetursson donnent des résultats semblables. Pjetursson a non seulement trouvé en Islande, un nombre de phases glaciaires plus grand que celui attribué à l'Europe, mais de plus constaté l'invasion du climat et des phénomènes polaires à l'époque de l'épanchement des basaltes les plus anciens, généralement attribués au miocène.

¹ Chamberlin and Salisbury. *Geology* T. III. p. 426.

² Basedow. Ueber den tektonischen Ursprung der sog. kambrischen Eiszeit Süd-Australiens. *Z. d. deutschen geol. Ges.* 1909. Bd. 61 p. 354-79.

³ O. Nordenskjöld. l. c. p. 33, 159.

Il y a quelques années, dans mes conversations avec M. Limanowski¹ j'ai entendu pour la première fois émettre l'idée que la glaciation de l'Europe du Nord n'est pas synchronique des phases glaciaires des Carpathes. Les recherches entreprises pour obtenir une confirmation de cette idée, si subversive alors, ne m'ont pas fourni de résultats tout à fait satisfaisants ; elles ont pourtant prouvé que la glaciation locale des Carpathes orientales a été causée par un soulèvement local,² qu'elle est donc un phénomène sans rapport avec la chronologie du pléistocène.

Par suite de l'indépendance chronologique des glaciations locales, leur dépendance vis-à-vis des mouvements tectoniques apparaît avec de plus en plus de netteté et de généralité comme la cause des époques glaciaires. Celles-ci doivent être considérées comme des preuves d'une évolution locale, et non pas d'une évolution commune à toute la surface terrestre.

§ 71. Influence de l'érosion sur le climat des montagnes.

J'ai constaté, dans le bassin du Rhône, quatre cycles de soulèvement qui correspondent aux quatre invasions des glaces : les périodes interglaciaires étaient accompagnées par un abaissement des montagnes en bloc. Un soulèvement moyen de 350 m. correspond à un abaissement de température de 2°, mais comme ce soulèvement était très irrégulier et que sa hauteur variait de 200 à 900 m. l'influence climatique de ces mouvements sur le développement des glaciers était probablement plus grande. Le soulèvement achevé, quand les montagnes commençaient à se

¹ Limanowski a énoncé cette idée dans ses études siciliennes. Voir sur la tectonique des monts Péloritains. *Bull. Soc. Vaudoise Sc.Nat. Lausanne* 1909. Vol. 45. N° 165. p. 24.

² Romer. *Das Vorherrschen der Talfragmente in der Morphologie der Gebirgsrücken*. IX^e Congrès intern. de géographie. Genève 1908. II, p. 1195.

tasser, l'invasion des glaciers cessait. L'abaissement en masse, à en juger par analogie avec les temps actuels n'a pas été plus grand que 150 m. pendant chaque période interglaciaire, et la température ne s'est pas relevée de plus d'un degré ; mais l'érosion et la dénudation, augmentés par le soulèvement, ont approfondi et élargi les vallées, et modelé de hautes et sveltes pointes dans ces masses puissantes. Les cols et les vallées ainsi élargis et approfondis, ont ouvert un passage à l'air chaud, dont l'importance était probablement plus grande que celle de l'abaissement des Alpes en bloc. Il est très remarquable que cette relation entre l'érosion et le climat a été connue depuis longtemps dans des montagnes où les mouvements épeirogéniques ainsi que l'érosion ont été beaucoup plus puissants que dans les Alpes. Tous les explorateurs de l'Himalaya, A. Schlagintweit et Godwin Austen surtout, ont constaté que l'Indus coulait autrefois à des niveaux beaucoup plus élevés que maintenant. Tous deux s'accordent à évaluer la profondeur de l'érosion la plus récente à 3-4000 pieds, et Schlagintweit en tire les conclusions suivantes : « The decrease of glaciers as observed by us must be due to some general change in the climate of the surrounding country, and I think, that we have numerous observations to show that this change of climate is due in a great measure to the great excavation of the Tibetan and Himalayan valleys by the action of the rivers. »¹

Je suis tout à fait de cet avis. L'histoire des époques glaciaires, c'est l'histoire des mouvements épeirogéniques locaux. Les 4 périodes glaciaires correspondent aux quatre cycles de mouvements pléistocènes des Alpes ; dans les Carpates orientales j'ai pu constater trois cycles de mouvements plus jeunes que les cycles de la pénéplaine du

¹ *Journ. Asiat. Soc. of Bengal* Vol. XXVI. 1857. Cité par Burrard and Hayden : *A sketch of the geography and geology of the Himalaya Mountains and Tibet.* Calcutta. 1907. Part III. p. 173.

miocène supérieur. De ces trois cycles, seul le dernier a entraîné une glaciation. Les classifications du pléistocène, si nombreuses et si différentes pour les divers pays ou chaînes de montagnes, n'expriment-elles pas d'une manière éloquente la localisation topographique de l'époque glaciaire ? Ce sont des questions auxquelles je voudrais bien répondre affirmativement et qui sont dignes en tout cas de recherches futures.

VI. Appendice.

§ 72. Relation entre les anomalies de gravitation et les mouvements quaternaires du bassin du Rhône.

Pendant la rédaction de ce travail ont paru deux publications d'une si grande importance pour les problèmes examinés ici, qu'il me paraît nécessaire de terminer par quelques remarques sur ces travaux.

Il s'agit ici surtout du mémoire de Niethammer¹ sur les anomalies de la gravité dans la partie occidentale de la Suisse. Ce mémoire basé sur les mesures effectuées pendant les dernières années dans le bassin supérieur du Rhône, a fait connaître des résultats nouveaux. D'après les observations faites jusqu'ici le défaut de masse (réduit au niveau de la mer) se trouve dans les Alpes, au Nord des altitudes les plus hautes.² Des relations semblables existent dans les Carpates, à en juger d'après l'unique profil de gravité mesuré sur la ligne Léopol-Munkacs.³

¹ Th. Niethammer. *Schwerebestimmungen der Schweizerischen geodätischen Kommission*. Sep. Abdr. a. d. Verh. d. Schweiz. nf. Ges. 91. Jahres-Vers. Glarus 1908. Bd. I.

² Messerschmidt. *Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche*. Braunschweig 1908. p. 135.

³ Sterneck. Relative Schweremessungen, ausgeführt im J. 1893. *Mit. k. u. k. milit. geogr. Ges.* 1893. Bd. XIII. p. 294.

Dans le bassin supérieur du Rhône, les plus grandes anomalies négatives de la gravité semblent être complètement indépendantes de la position des masses montagneuses; elles suivent au contraire le talweg de la vallée principale, puis à partir du coude du Rhône près de Martigny, elles s'incurvent vers le Sud-Est. le long du val d'Entremont, dans la direction du col du Grand-Saint-Bernard. Niethammer incline donc à admettre que la distribution des anomalies de la gravité s'accorde avec celle des masses montagneuses. Les maxima absolus des défauts de masse apparaissent près de Stalden, au confluent des vallées de la Viège, ainsi qu'au sud de Martigny, et sont par conséquent enserrés entre les plus fortes saillies montagneuses, les massifs de l'Aare et du Mont Rose dans un cas, et les massifs du Mont Blanc et du Grand-Paradis dans l'autre.

Tout ceci montre pourtant que la compensation, suivant la théorie de Pratt n'est pas complète dans le bassin du Rhône, ni pour l'intensité, ni pour la coïncidence des centres du défaut de masse avec les élévations maximales au-dessus du niveau marin. Cherchant à s'appuyer sur les théories modernes de la tectonique alpine, Niethammer suppose que la ligne actuelle du maximum de défaut de masse s'accorde avec le maximum primitif d'élévation. Il veut voir celui-ci dans la zone des racines de certaines nappes au voisinage du talweg du Rhône, zone qui s'incurve de la même manière que les courbes du défaut de masse entre Martigny et le col du Grand-Saint-Bernard.

Nous voilà donc de nouveau devant un problème qui met en rapport génétique des causes et des effets si éloignés dans le temps. Je suis bien d'avis que les anomalies de la gravité sont l'expression retardée de certains phénomènes tectoniques déjà accomplis, mais il m'est difficile d'admettre que ce retard soit aussi grand. En comparant la carte des anomalies de gravité de Niethammer avec mes reconstructions d'isobases il est facile de constater de gran-

des analogies entre ces graphiques. Bien que les reconstructions d'isobases donnent un tableau plus compliqué, le maximum des surélévations pléistocènes, cependant, coïncident topographiquement avec le plus grand défaut de masse dans la vallée du Rhône. Toutes les isobases, excepté celles de la II^e époque, montrent un maximum d'élévation bien développé à la confluence des deux Vièges près de Stalden ; quelques-unes montrent aussi un excès d'élévation au voisinage du val Ferret ou du val d'Entremont. En admettant que les anomalies de gravité expriment avec un certain retard la somme des mouvements

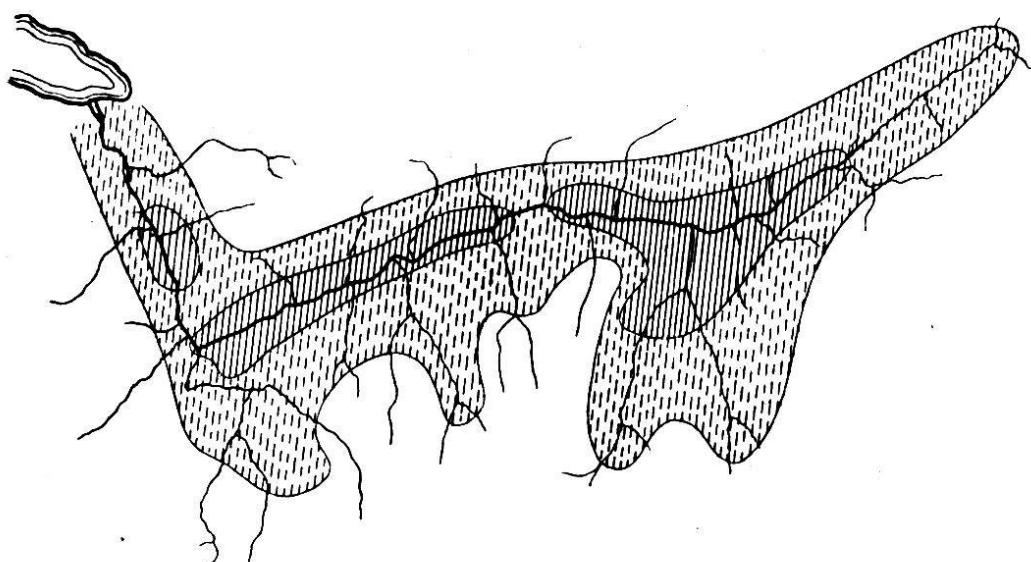


FIG. 8. — Les isobases du bassin du Rhône pour la période allant du Pré-glaïciaire au Riss. Grandeur du soulèvement : blanc, moins de 1000 m. ; grisé en traits discontinus, de 1000 à 1300 m.; plus de 1300 m.: traits continus.

tectoniques, j'ai calculé les isobases qui expriment le soulèvement du bassin du Rhône depuis l'époque préglaciaire jusqu'à la fin de la période de Riss inclusivement. J'exclus la dernière période glaciaire, non seulement à cause de l'influence hypothétique du retard, mais surtout à cause de la puissante accumulation contemporaine, qui a voilé jusqu'à un certain point les dimensions du soulèvement le plus jeune. La fig. 8 montre une grande ressemblance avec le dessin de Niethammer. Ne serait-il pas plus juste

de mettre les anomalies contemporaines de la gravité en rapport génétique avec les dislocations les plus jeunes, que de les lier à des phénomènes tectoniques aussi anciens que la formation des nappes alpines ? L'accord entre les isobases de toute l'époque glaciaire et les lignes d'anomalies de la gravité existe non seulement dans l'allure des courbes, mais les dimensions mêmes des anomalies sont presque identiques. Le soulèvement du bassin du Rhône pendant le pléistocène varie, d'après mes isobases, de 750 à 1400 1500 m. environ, et il est parfaitement égal au défaut intérieur de masse, constaté par Niethammer, défaut qui dans les régions des hauts sommets s'abaisse à moins de 1000 m. et qui, dans la vallée du Rhône, et près de Stalden, est d'environ 1300-1450 m. Malgré la grande coïncidence de ces phénomènes, en distribution géographique et en intensité, je suis loin de proclamer comme sûre la corrélation génétique entre eux.

§ 73. Les idées de Martonne sur le développement du paysage glaciaire.

Depuis les travaux de Niethammer qui, par une voie complètement inattendue, ont donné un appui si fort et si efficace aux idées sur la genèse tectonique de la morphologie alpine, le célèbre géographe français E. de Martonne, professeur à l'Université de Lyon, communique au dernier moment quantité d'idées et d'observations qui entrent dans la sphère de mes recherches. Ses idées sont en rapport si direct avec mon hypothèse, que malgré le caractère préliminaire de cette publication, je dois m'expliquer à ce sujet.

Dans ses nombreux travaux morphologiques sur les Carpates Méridionales, E. de Martonne s'est placé exactement au point de vue de l'école autrichienne, et s'y est maintenu dans ses dernières recherches morphologiques

sur les Alpes du Dauphiné¹ et dans son parfait traité, dont le dernier fascicule, exposant entre autres choses la glaciologie, a paru en novembre 1909.²

Mais, en décembre 1909 et janvier 1910, paraissent trois notes dans les C. R.³ de l'Ac. qui confirment quelques-unes des opinions antérieures de de Martonne, et introduisent dans la science un nouveau point de vue.

Ce que je trouve de plus important dans les notes de de Martonne, c'est une observation qui est devenue le sujet de mes recherches. De Martonne constate, comme je l'ai fait moi-même, que les ruptures de pentes dans les vallées glaciaires se trouvent toujours aux mêmes endroits que les gradins, et que les bassins sont emboîtés les uns dans les autres. Cependant les conclusions de M. de Martonne ne sont pas tout à fait en accord avec les miennes.

Pour M. de Martonne la morphologie actuelle du paysage alpin est un héritage morphologique des temps reculés, et présente une forme accentuée du paysage alpin préglaciaire. Le paysage préglaciaire n'était pas du tout sénile, comme le veut Penck ; de Martonne suppose au contraire qu'il était relativement jeune, « avec des vallées à profil longitudinal discontinu et à profil transversal plus ou moins large. » L'invasion pléistocène des glaciers et leur travail n'ont pas pu changer les bases morphologiques du paysage. L'exagération de la puissance de l'érosion glaciaire est donc, d'après les dernières idées de M. de Martonne une impossibilité mécanique aussi frappante que la négation absolue de cette force morphogénétique. Pour établir cette thèse de Martonne développe la théorie mécanique suivante sur l'érosion glaciaire.

¹ E. de Martonne et A. Cholley. Excursion géographique dans les Alpes du Dauphiné. Soc. de Géogr. de Lyon. 2^e série. T. I. 1909. p. 201 sqq.

² E. de Martonne. Traité de Géogr. phys. Paris 1909. p. 607 sqq.

³ C. R. de l'Ac. 1909 du 27. Déc. 1910, du 10 janv. et du 24 févr.

Son point de départ est la formule du frottement exercé par le glacier sur son lit

$$F = gv \cos \alpha Ph A$$

« Le frottement dépend de la vitesse (v) et de la pression de la glace, qui, assimilée à une pression hydrostatique, varie comme le cosinus de la pente superficielle ($\cos \alpha$), le périmètre du lit (P) et la profondeur (h). » Le coefficient A exprime l'adhérence du glacier sur son lit. Quant à la vitesse du mouvement des glaciers, de Martonne ne lui attribue pas une trop grande importance, vu que les oscillations sont peu remarquables et restent « entre 10 et 80 mètres par an. » Il attribue pourtant un grand rôle au changement de pente, qui est décisif, vu qu'il oscille entre 5 et 50 %. Appuyé sur cette base, de Martonne arrive à la conclusion que « ... les lieux d'érosion maximum ne peuvent donc coïncider avec les plus grandes pentes... les lieux de frottement maximum doivent être en amont et en aval des ruptures de pentes ». D'autres conclusions impressionnantes suivent d'elles-mêmes de ce principe. Les ruptures de pentes du réseau fluvial préglaciaire restant en général intactes malgré l'érosion glaciaire, ont donc été augmentées par l'érosion pendant l'élargissement des vallées préglaciaires. Ces élargissements, par opposition aux vallées secondaires faiblement ou pas du tout érodées, se sont transformés en bassins de surcreusement, où sont venus se jeter en cascades les torrents suspendus au-dessus d'eux. Les bassins torrentiels fermés par des étranglements ont été transformés en cirques glaciaires. Toutes les formes du paysage glaciaire trouvent une explication dans le principe que le glacier perd toute sa force d'érosion dans les lieux où il parcourt des vallées à forte pente. Un point reste obscur cependant; c'est la formation des bassins terminaux. Ces bassins terminaux, qui, récemment encore, ont été proclamés par de Martonne comme preu-

ves évidentes de l'érosion glaciaire,¹ sont maintenant « dûs en partie à la diminution de l'érosion sous la langue terminale du glacier, en partie à l'augmentation de l'érosion, qui devait déterminer les variations du profil longitudinal et de la section transversale du lit, au débouché des grands glaciers quaternaires sur le Vorland alpin. » Cette explication des lacs marginaux alpins semblait ne pas satisfaire de Martonne lui-même, d'autant plus que d'après ses principes mécaniques l'érosion glaciaire, qui doit se développer en raison inverse de la pente du glacier, devient en tous cas nulle aux deux extrémités de celui-ci. M. de Martonne appelle donc à son secours le principe tectonique de Heim, avec la restriction pourtant que ces mouvements pouvaient seulement coïncider à l'époque précédant la période glaciaire.

La revue historique du problème de la morphologie glaciaire éveille mes soupçons que l'hypothèse de de Martonne est née comme tant d'autres idées, du dogme de la stabilité tectonique pendant le pléistocène.

J'essayerai d'éclairer les principes de de Martonne. Son principe morphologique est basé sur la supposition que le réseau des vallées alpines était déjà, dans le temps préglaciaire relativement jeune, les vallées riches en ruptures de pentes et les élargissements suivis par des étranglements. Cette hypothèse s'appuie sur la coïncidence topographique du développement irrégulier des vallées dans tous les niveaux pléistocènes. Cette coïncidence, comme je l'ai démontré précédemment, n'est qu'apparente. Les différences de développement morphologique pendant les diverses périodes glaciaires ont donc servi à la reconstruction des isobases, qui prouvent évidemment que le paysage actuel n'est pas l'héritage d'une morphologie préglaciaire, mais, au contraire, que cette dernière est le produit de mouvements

¹ E. de Martonne. *Traité de géogr. phys.* 1909. p. 611

tectoniques postérieurs aux mouvements qui ont affecté toutes les Alpes durant le pléistocène entier. L'immense largeur des vallées préglaciaires dans l'intérieur des Alpes d'une part, la position culminante des anciennes couvertures fluvioglaciaires dans le Vorland de l'autre, parlent d'elles-mêmes avec une telle force contre le principe de Martonne, que sa thèse ne peut pas être considérée sans des arguments spéciaux, qui cependant n'ont pas encore été publiés par l'auteur.

Sur le principe mécanique de M. de Martonne on peut faire les remarques suivantes.

La formule même, $F = gv \cdot \cos \alpha \cdot hA$, accepté par de Martonne, n'est que la formule connue du frottement qu'exerce un solide glissant sur sa base. Cette formule peut être considérée comme équivalent à l'expression du travail exécuté par un fluide, laquelle, d'après Pascal est de la forme de

$$F = \frac{g v h A}{\cos \alpha}.$$

Supposant avec de Martonne une densité uniforme du glacier, j'ai négligé, dans cette formule, tant le coefficient ρ , qui exprime la densité du corps glissant, que le coefficient P (périmètre), afin d'exprimer le travail exécuté sur l'unité de surface du lit glaciaire en projection horizontale. Laquelle des deux formules est la mieux justifiée? Nous n'en savons rien, car nous ne connaissons pas la valeur des facteurs. Il est vrai que nous possédons une théorie qui semble bien s'adapter à beaucoup de phénomènes de la vie physique d'un glacier. C'est la théorie du mouvement «stationnaire» des glaciers, développée presque simultanément par H. F. Reid¹ et Finsterwalder.² D'après cette

¹ Reid. The mechanics of glaciers. *Jour. of. Geology*. Chicago. 1896. p. 912 sqq.

² Finsterwalder. Der Vernagtgletscher, seine Geschichte und seine Vermessung i. d. J. 1888 u. 1889. Wiss. Ergb. z. Zeitschr. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver. 1897. 112 S.

théorie, dans chaque profil transversal d'un glacier coule toujours la même quantité de glace, par conséquent

$Ph v \cos a = c$ (constante). Donc

$$hv = \frac{c}{P \cos a}$$

En substituant cette valeur dans les formules exprimant le travail, on obtient :

$$F = \frac{cg A}{P} \quad \text{pour un solide}$$

et

$$F = \frac{cg A}{P \cos^2 a} \quad \text{pour un fluide.}$$

Dans chacun de ces cas la valeur de P (périmètre) est décisive pour la force hypothétique d'érosion glaciaire. La dernière s'accroît quand P diminue; donc les étranglements des vallées devraient être les points de plus forte érosion glaciaire.

L'opinion de M. de Martonne sur l'insignifiance de la vitesse et l'importance de la pente est un malentendu, ce qui peut être démontré non seulement par les anciennes et intéressantes expériences de Hopkins¹ ou par les observations détaillées de J. Vallot,² mais aussi par un simple calcul. La pente des glaciers varie, il est vrai, de 5 à 50 %, mais à ces grandes variations de pente répondent des différences insignifiantes de 1 à 0.9 pour $\cos a$. Quelque restreinte que soit notre connaissance de la mécanique des glaciers, ce qui est sûr, c'est qu'on ne peut tirer aucune conclusion du principe de M. de Martonne³.

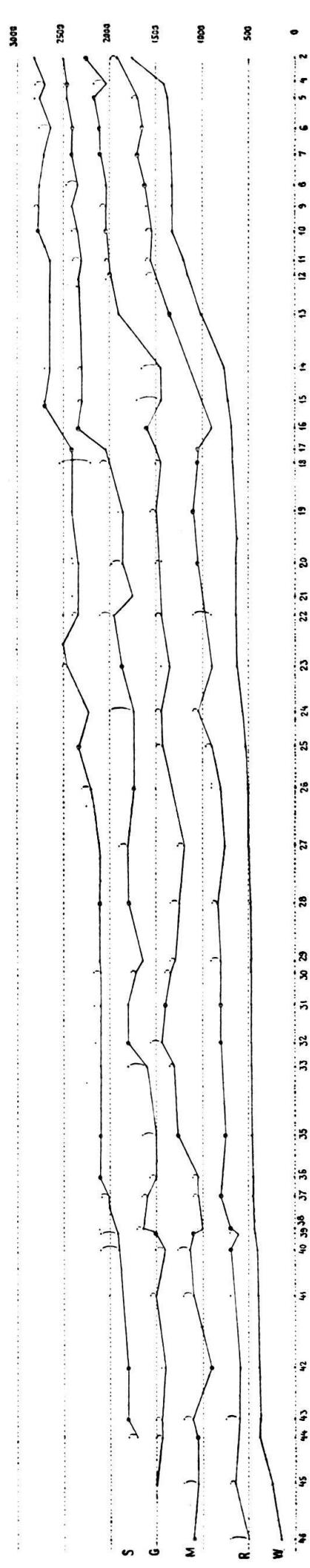
LÉOPOL, avril 1910

¹ Hopkins. On the mechanism of glace motion. *Phil. Magazine.* 1845 T. 26. p. 3 sqq.

² Cité dans Hess. *Gletscherkunde.* 1904. p. 140.

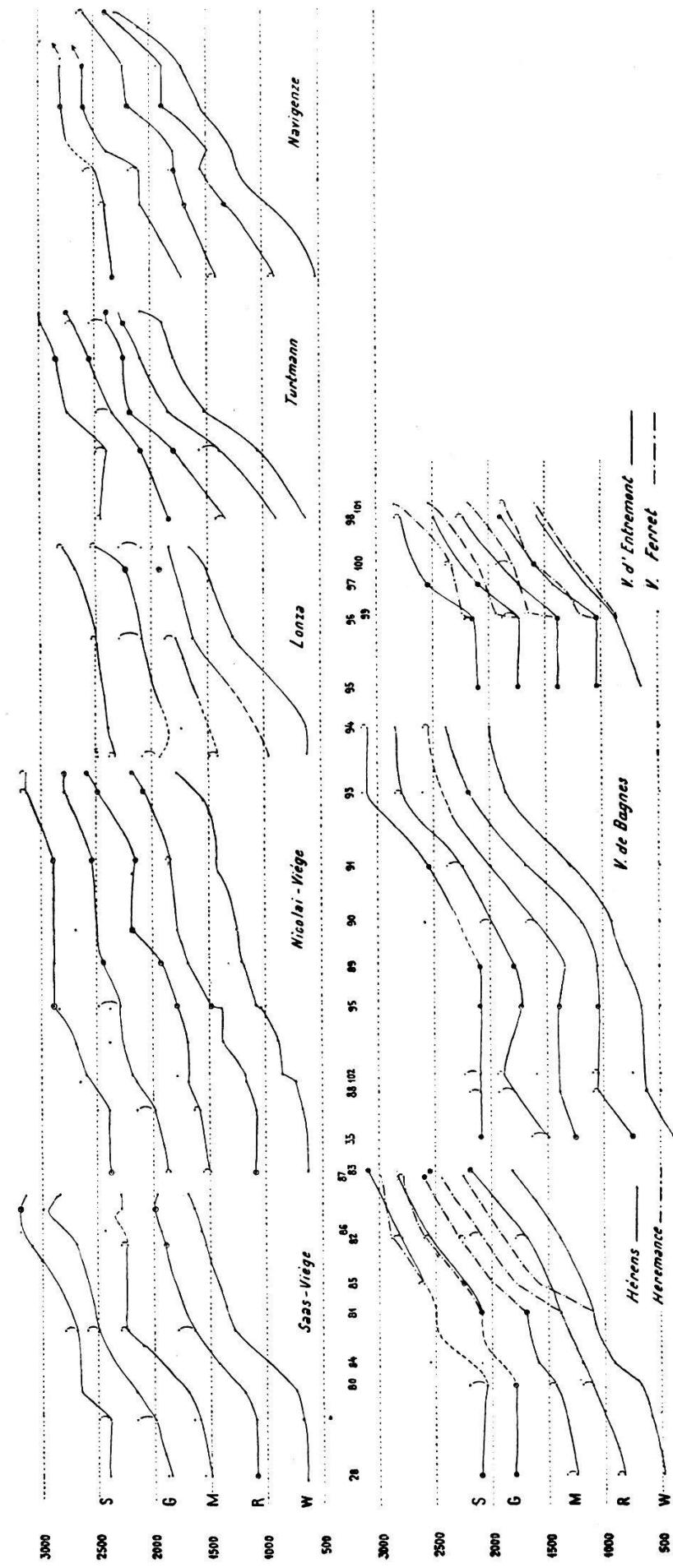
³ Mes remarques sur le point de vue mécanique de M. de Martonne sont développées d'après une discussion avec M. Smoluchowski, professeur de physique à l'Université de Léopol.





Pl. I. — Les anciens profils longitudinaux du Rhône 1 : 2,000,000 (longueur); 1 : 200,000 (hauteur); S = préglaciaire; G = Günz; M = Mindel; R = Riss; W = (Wurm) Actuel.

Petits cercles = observations concordantes sur les deux bords; observations discordantes = réunies par crochets.



Pl. II. — Les profils longitudinaux anciens des vallées secondaires. 1 : 2,000,000 (longueur); 1 : 200,000 (hauteur).



Pl. III. -- Les isobases quaternaires du bassin du Rhône.

I. Avant la période interglaciaire G/M.
II. Avant la période interglaciaire M/R.

III. Avant la période interglaciaire R/W.
IV. Pendant le Würm 1 : 1,400,000