

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 59 (1936-1937)
Heft: 243

Artikel: Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman
Autor: Gaganebin, Elie
Kapitel: V: Les deux premières glaciations
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-272483>

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: 13.01.2026

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

Un peu plus tard sans doute, puisqu'à une altitude légèrement supérieure, à l'autre bord de ce même glacier, ses eaux de fusion déversent sur le bassin de La Côte le produit délavé des moraines marginales. Mais c'est un peu auparavant, selon toute probabilité, qu'autour de sa langue terminale emplissant le Petit Lac, sous cette langue lorsqu'elle eut progressé, s'accumulaient les alluvions anciennes de la région génevoise.

En même temps qu'il avançait et dépassait Genève, le glacier du Rhône devait pénétrer aussi dans la vallée de la Broye, dans la dépression de la Venoge, et ses eaux de fusion déposaient les cailloutis d'Henniez, de Bioley-Orjulaz, de Cossonay. Puis, à mesure qu'il débordait sur le Jorat, ceux de Chapelle et de Thierrens. Lorsqu'il s'étendit jusqu'au delà de Soleure et jusqu'au confluent de l'Ain et du Rhône, il avait recouvert de sa moraine de fond toutes ces alluvions anciennes.

V. Les deux premières glaciations.

Nous sommes remontés dans le temps, à travers la phase de retrait des derniers grands glaciers, jusqu'au maximum de l'invasion wurmienne, puis jusqu'à la période d'érosion qui précéda le Riss. Est-il possible de pousser plus en arrière sans tomber dans les imaginations fantaisistes ?

On sait que dans la Suisse centrale, au pied des Alpes bavaaroises, Penck et Brückner ont reconnu quatre périodes glaciaires dont chacune est marquée par des dépôts distincts. Mais à l'W du massif du Napf (qui s'élève au NE de Thoune), on ne connaît aucun dépôt des deux premières glaciations, de Günz et de Mindel, ni dans le bassin de l'Aar, ni dans celui du Rhône¹. C'est donc à d'autres éléments d'information qu'il faut nous adresser, — aux anciennes surfaces topographiques, — avec d'autres méthodes, qui comportent une plus grande marge d'indétermination.

¹ Nous voulons dire aucun dépôt dont la date soit aujourd'hui nettement établie. Il est fort possible que certains lambeaux morainiques de haute altitude, dans le bassin du Rhône, proviennent de l'une des premières glaciations. Par exemple les restes de moraine rhodanienne indiqués par M. Lugeon sur sa *Carte géol. des Hautes-Alpes calcaires* (Carte spéciale n° 60, 1910) au NE de Sion, sous La Chaux, jusqu'à près de 2000 m. d'altitude. Ou certains blocs cristallins que nous avons observés sur les pentes du Chansot, au SE du sommet de Bellevue (Tréveneuse, Val d'Illiez) entre 1800 et 1850 m., ainsi que le gros bloc de grès carbonifère signalé par M. Lugeon au-dessous de Chansot, à Champ-Perrenaz, à 1620 m. (60, p. 104 et 105). Ou encore les étranges blocs de granite du Mont Blanc des environs de Morzine, en Chablais, dans la vallée de la Drance du Biot (60, p. 105), etc.

1. *Les bords de la cuvette du Léman.*

Nous avons dit qu'un des traits principaux de la morphologie lémanique est le grand plateau de Thollon, dont on voit de Lausanne le profil presque rectiligne descendre lentement de Lajoux vers la Drance (voir fig. 1, p. 341). Le Jorat lui correspond en face, mais avec beaucoup moins de régularité. Ces surfaces forment actuellement le bord de la cuvette du Léman, dans la partie amont du Grand Lac; elles évoquent donc un temps où cette cuvette, taillée entre elles, n'existant pas, où le sol s'étendait de Thollon au Chalet-à-Gobet sans dépression profonde.

A. — *Le niveau de la Burgfluh.*

Des restes analogues d'une ancienne topographie se retrouvent, à des altitudes semblables, en divers points de la lisière septentrionale des Alpes, et même de leur bord méridional, en Italie et au Tessin. Partout cette vieille surface arrive au débouché des vallées alpines vers l'altitude de 1000 m. Penck et Brückner avaient déjà signalé son importance, mais c'est M. P. Beck, recteur du collège de Thoune, qui eut le mérite d'en reconnaître la généralité et d'en préciser la signification (100, 121, 125). Il l'a nommée *niveau de la Burgfluh*, d'après un de ses fragments les plus remarquables dans les Alpes bernoises.

L'intérêt pour nous de cet ancien niveau topographique, c'est que dans la Suisse centrale il porte les dépôts de la première glaciation, les « aeltere Deckenschotter », ou « nappes de cailloutis des hauts plateaux » — ceux de l'Albis et de l'Uetliberg au-dessus du lac de Zurich, par exemple. Il a donc servi de plancher aux glaciers de Günz (de « Günzboden », comme dit P. Beck). Si son unité est réelle, il est probable que cette antique surface représente aussi chez nous l'état du sol à ce moment-là. Nous avons même de bonnes raisons pour croire que le glacier du Rhône s'y est étendu, et nous les exposerons dans la suite. Tous les dépôts de cette invasion günzienne ont disparu, mais il nous reste des fragments du terrain où elle s'est développée.

Certes l'érosion glaciaire et l'érosion fluviale, qui ont taillé dans cette surface topographique, ont aussi façonné et donc plus ou moins déformé les témoins qui en subsistent, certaines parties sont actuellement recouvertes de moraine ou d'alluvions: ce ne sont pas les détails qui pourront nous renseigner. Mais

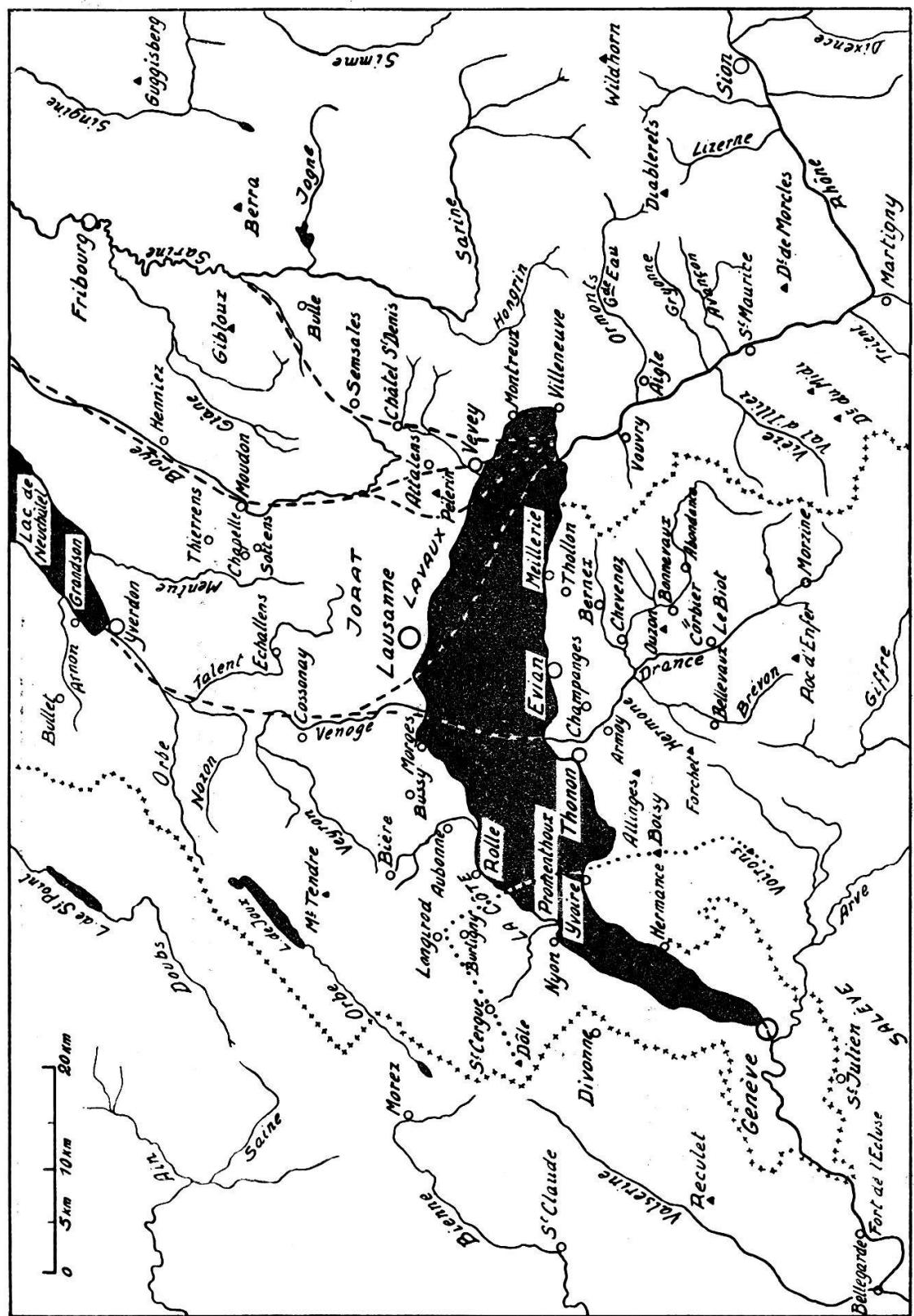


FIG. 6. — Cours pré-glaciaires probables du Rhône et de la Drance (traits interrompus) et ligne de partage des eaux (pointillée).

les grands traits, comme nous l'avons vu au commencement de cette étude, en sont encore distincts. Et puisque cette ancienne surface du « niveau de la Burgfluh » fut le plancher de la première glaciation, son établissement a précédé les invasions glaciaires, elle est l'œuvre de l'érosion fluviale. C'est donc la disposition du réseau fluvial avant la période glaciaire qu'elle va nous révéler.

B. — *La dépression de la Drance et de la Venoge.*

Ces deux dépressions, qui se font suite, sont un des caractères les mieux marqués de l'ancienne topographie. Elles évoquent un état où la Drance savoyarde continuait son cours vers le N, dans la dépression de la Venoge, par le Mormont et la plaine de l'Orbe, au-dessus des lacs de Neuchâtel et de Bienne encore inexistant, pour atteindre l'Aar et le Rhin.

M. Lugeon a prouvé en effet, dès 1897 (61, 63, 64) de la façon la plus claire, que la partie supérieure de la Venoge, avec le Veyron, se poursuivait autrefois par l'encoche de La Sarraz dans le cours du Nozon. C'est à une époque relativement récente que la haute Venoge a été détournée, capturée par l'érosion régressive d'un torrent tributaire de la cuvette lémanique. La basse Venoge coule donc actuellement en sens contraire de celui du premier occupant de la vallée.

Mais la dépression de la Venoge, avons-nous déjà remarqué, est beaucoup plus large que celle de la Drance. Entre Lausanne et Bussy, par exemple, elle mesure une douzaine de kilomètres. Son versant oriental, qui s'élève par saccades vers le Jorat, est en pente plus forte que son flanc occidental, qui monte de façon relativement douce et régulière vers le Jura. Ce versant oriental, d'autre part, se raccorde par une large courbe, bien manifeste, au bord de la cuvette lémanique, lequel suit une ligne presque droite, de Lausanne à Villeneuve, vers l'ESE. Ces traits ont été accusés sans doute par l'action des glaciers successifs, mais ils ont dû préexister dans le régime fluvial qui leur a préparé la voie.

Ces traits nous indiquent nettement que le Rhône devait rejoindre la Drance au NW de Lausanne, pour longer le pied du Jura vers le Rhin.

Quant au bassin du Petit Lac actuel, il était occupé par un affluent de l'Arve qui devait plus tard, grâce à la vigueur de son érosion régressive, capturer la Drance et le Rhône au profit de la Méditerranée et réaliser l'unification du bassin du Léman. L'Arve, en ce temps-là, traversant le défilé du

Fort de l'Ecluse, allait rejoindre la Saône qui se dirigeait vers le Sud.

Rütimeyer, en 1869 (35) supposait déjà que le Rhône avait dû couler autrefois vers le N, par l'emplacement du Mormont, gagner le Rhin en longeant le pied du Jura. Mais c'est M. Lugeon, dans la leçon d'ouverture de son cours de géographie physique, en 1897 (64), qui établit les grands traits du réseau fluvial préglaciaire et démontre la capture de la Drance rhénane par un affluent de l'Arve dont l'érosion était plus vigoureuse à cause de la proximité de la Méditerranée. E. Joukowsky, dans une série de travaux (98, 99, 104, 108, 116) confirma et précisa les idées de M. Lugeon, qui avaient été vigoureusement combattues par H. Schardt (83).

C. — *La ligne de partage des eaux.*

Avant la première invasion glaciaire, la ligne de partage entre les tributaires de la Méditerranée et de la mer du Nord, se trouvait donc au-dessus de la limite du Grand et du Petit Lac (voir fig. 6). Les lignes principales de la morphologie, de part et d'autre du Léman, manifestent encore aujourd'hui, de façon très nette, cet ancien état géographique : à l'W et au SW des dépressions de la Venoge et de la Drance, elles s'élèvent d'abord pour s'incliner plus loin dans la direction de Genève.

Sur le versant suisse, le profil de l'ancienne surface monte de la Venoge au Signal de Bougy (710 m. d'altitude) et continué par le signal de Châtel (772 m.), la Gillière (835 m.) jusqu'à la croupe du Saugey (897 m.) au NE de Burtigny, correspondant à celle de Champ Crouzaz (896,8 m.) au SE de Longirod¹. Puis l'antique surface redescend de façon manifeste vers Bassins (760 m.), coupée net par l'encoche récente du ravin de la Combaz, mais se poursuivant par Le Muids (700 m.) vers Givrins (570 m.). D'au-dessus de Givrins, un autre profil de la même surface continue à descendre jusqu'au-dessus de La Rippe. Par contre, plus en arrière et plus haut, le premier contrefort du Jura continue à monter vers le SW, d'au-dessus de Longirod vers St-Cergue (1050 m.) et le sommet de la Dôle (1680 m.).

En Savoie, la montée des principales lignes morphologiques au SW de la dépression de la Drance est encore plus nette; et là, contrairement à la Venoge, c'est le versant occidental de la dépression qui a la pente la plus forte. On suit ces lignes des chalets d'Her-

¹ Entre ces deux derniers points passe la vallée morte de Prévondavaux-Gimel (voir *Atlas topogr.*, feuille 433 Gimel) signalée par M. Lugeon (63) et interprétée par H. Schardt comme un ancien cours de la Serine «devenue momentanément tributaire de l'Aubonne» (83, p. 15). Elle semble être un tronçon du drainage périphérique du glacier wurmien, dans les premiers temps de son retrait.

mone (1222 m.)¹ jusqu'au Mont Forchet (1445 m.), soit 37 %, de la croupe au SW de Lyaud (802 m.) jusqu'à la croupe à l'E de Sassel (1257 m.), soit 35,5 %, puis le long de l'arête qui conduit au sommet des Voirons (1486 m.). Plus bas, la montée de la crête de la colline d'Allinges (769 m.), celle du Mont de Boisy (735 m.), sont aussi évidentes. Et dès ce dernier sommet, toute la topographie redescend du côté de Genève.

Ed. Brückner a soutenu fortement (85, p. 472, et 87), qu'à l'époque préglaciaire le Rhône devait s'écouler déjà vers Genève. Mais c'est qu'il prolonge la pente du plateau de Thollon au delà de la Drance, par la colline d'Allinges et le Mont de Boisy. Or ces deux dernières hauteurs appartiennent à deux coulisses différentes, à deux côtes distinctes de l'ancienne topographie; l'une et l'autre ont été, du reste, vigoureusement façonnées dans la suite par l'action des glacières. Pour n'avoir pas vu la remontée des grandes lignes morphologiques au SW de la Drance, toute la chronologie de Brückner, sur cette question de la morphologie préglaciaire du bassin lémanique, est faussée.

La ligne de partage des eaux, entre le bassin de l'Arve et celui de la Drance rhénane, devait donc faire un crochet vers le NE, du sommet de la Dôle à Longirod et au Saugey près Burtigny, pour passer ensuite vers le S, au-dessus du Mont de Boisy et rejoindre le sommet des Voirons. Ce crochet nous indique déjà une activité plus forte de l'érosion régressive pour l'affluent de l'Arve occupant le sillon du Petit Lac, que pour l'affluent de la Drance qui devait couler au-dessus de la partie occidentale du Grand Lac.

D'autres affluents de la Drance et du Rhône existaient sans doute dans la même région : l'un descendant de Bière et représentant quelqu'antique Veyron; un autre, en Savoie, creusant la dépression qui sépare le Mont de Boisy de la colline d'Allinge, un autre encore entre Allinge et le Mont d'Hermone. L'affluent principal de l'Arve avait aussi des collatéraux, suivant les cours actuels du Journon, de la haute Versoix, de la Seinaz et du Foron de Chêne-Bourg.

D. — *Les anciens cours du Rhône.*

Dans l'admirable leçon d'ouverture de son cours de géographie physique (64), M. Lugeon fait une autre hypothèse sur le cours préglaciaire du Rhône vers le Rhin. Il montre que la dépression d'Attalens, entre le Pélerin et le Vuarat, est une ancienne vallée, et dirigée dans le prolongement exact

¹ Ces altitudes sont données d'après la carte de l'Etat-major au 1:80.000, les stéréo-minutes de la nouvelle carte au 1:15.000 n'étant pas encore établies pour cette région.

de la vallée du Rhône en amont du Léman. C'est par là qu'a dû s'écouler le fleuve pour gagner la Broye et le lac de Morat. Il considère donc deux cours parallèles, celui du Rhône par la Broye, celui de la Drance par la Venoge et la Thièle, de part et d'autre du Jorat.

La direction de la vallée morte d'Attalens, suspendue au-dessus du lac, impose en effet cette conclusion. Mais L. von Sawicki (86) fit remarquer que la dépression d'Attalens était bien étroite pour prolonger la vallée du Rhône; et l'on n'échappe pas à cette objection. Il semble donc que la tranchée d'Attalens soit bien un ancien cours du Rhône, mais temporaire, et tôt abandonné.

L'altitude actuelle du seuil d'Attalens (750 à 800 m.) peut paraître trop faible pour correspondre au plateau de Thollon. Mais il faut considérer que cette ancienne vallée, étroite comme elle l'est, a dû subir le rabotement, l'affouillement de quatre glaciations successives, beaucoup plus fort que le large plateau de Thollon. Que leurs altitudes aient correspondu avant la première invasion glaciaire, c'est fort probable et nous sommes presque contraint de l'admettre par l'évidence de la direction, du prolongement rigoureux de la vallée du Rhône dans celle d'Attalens.

Mais la dépression d'Attalens n'est pas la seule, en face du débouché de la vallée du Rhône. Il est extrêmement probable (voir fig. 6) que ce fleuve a d'abord suivi le pied des Préalpes, au-dessus de Châtel-St-Denis et de Semsales, vers le cours actuel de la Sarine. Peut-être est-ce un bombement du plateau fribourgeois, en avant de l'arc préalpin, qui l'a rejeté sur Attalens et la Broye. Et c'est peut-être aussi un soulèvement différentiel du massif du Pélerin qui l'en a bien-tôt chassé, dans la dépression de Puidoux sans doute, entre le Pélerin et la Tour de Gourze, d'où il put continuer à suivre la vallée de la Broye.

L'analogie est en effet frappante entre la vallée morte d'Attalens, suspendue entre le lac et la Broye, et celle de Monnetier taillée dans le Salève (voir 72, p. 315-316). Comme l'Arve fut probablement déviée par un soulèvement de la montagne qui la força de contourner l'obstacle, il semble que c'est une surrection des conglomérats du Pélerin qui dut obliger le Rhône à passer par Puidoux.

Quoiqu'il en soit de ces vues hypothétiques, c'est sa capture par un affluent de la Drance rhénane qui doit avoir détourné le Rhône de la Broye vers la Venoge. Et que cette capture ait été réalisée avant la première glaciation, la pente du plateau de Thollon nous le prouve.

L'analyse de l'ancienne surface topographique du « niveau de la Burgfluh » nous montre donc le Rhône taillant sa vallée entre Villeneuve et Lausanne le long du bord actuel de la cuvette lémanique, et suivant la dépression de la Venoge pour gagner le pied du Jura. Il rejoignait, au NW de Lausanne, la Drance de Savoie, qui l'avait précédé dans cette direction. Un haut seuil molassique séparait ces tributaires du Rhin d'un affluent de l'Arve qui creusait activement le sillon du Petit Lac et allait bientôt capturer Drance et Rhône au profit de la Méditerranée.

Mais cette capture n'a pas dû s'accomplir avant la première glaciation.

2. *Les épaulements de la vallée du Rhône.*

Les deux premières invasions des glaciers, nous l'avons vu, n'ont laissé aucun dépôt dans le bassin lémanique. Et pourtant nous avons des raisons de croire qu'elles se sont aussi étendues sur notre contrée. Ces raisons, c'est dans la vallée du Rhône, en amont du lac, qu'il faut les chercher.

Si des hauteurs qui dominent Montreux, de Glion ou de Caux par exemple, on suit des yeux le profil du plateau de Thollon, on voit qu'il se prolonge dans la vallée du Rhône par une suite de replats et d'encoches taillés sur la pente du versant. Il en existe d'analogues, à des hauteurs correspondantes, sur le flanc droit. Ces replats, lorsqu'ils sont assez continus et nettement accusés, sont appelés *épaulements* ou *banquettes glaciaires*. Ils sont les restes d'anciens versants ou même d'anciens fonds de vallées occupées par les glaciers, du temps où le thalweg était bien au-dessus de son niveau actuel. Ces épaulements se retrouvent en partie dans les grandes vallées latérales, les Ormonts, le Val d'Illiez, etc.¹

Mais tous les replats de la pente ne sont pas des épaulements glaciaires, et c'est là que la question se complique. Certains sont des bancs de rochers plus résistants que les autres: ils déterminent des *terrasses de dénudation*. D'autres sont de simples moraines latérales, ou la surface de dépôts accumulés contre les flancs du glacier wurmien, comme la terrasse de Chesières et de Villars. D'autres encore marquent l'arrivée d'un glacier latéral, que le glacier du Rhône emplissant la vallée empêchait d'approfondir son lit: ce sont des *gra-*

¹ Une étude fort conscientieuse et perspicace des banquettes de la vallée de Bagnes (Valais) a été faite par Mlle A. Steiner (120). Mlle J. Pfender a consacré un intéressant article aux épaulements des Ormonts (93). Plus récemment, M. O. Hess a décrit et analysé ceux de la vallée du Trient (136).

dins de confluence. Certaines encoches taillées sur les arêtes qui séparent deux cours d'eau affluents, ne sont que l'effet du raccord de leurs versants, etc. Il faut donc soumettre chacun des replats du flanc de la vallée à une analyse critique, pour savoir au juste ce qu'il représente, avant de pouvoir reconstituer la situation des anciens thalwegs.

Or ce travail, on doit le dire, n'est pas encore fait, ou du moins pas encore achevé. Brückner, par exemple, qui tente une interprétation de ces épaulements (85, p. 566 et 567), tient la terrasse de Villars pour une surface préglaciaire, alors qu'elle est constituée par des dépôts wurmiens. Plus récemment, MM. F. Machatschek et W. Staub (113) ont consacré un important article aux banquettes de la vallée du Rhône; ils les ont analysées entre Gletsch et Martigny, mais plus en aval leur étude est restée incomplète. En outre, partant de la source de la vallée, leur façon de dater les niveaux superposés aboutit à des erreurs. Ils concluent, par exemple, que la banquette de Chouex, au S de Monthey, qu'ils suivent d'autre part à Glion et Blonay, est le niveau de l'interglaciaire Mindel-Riss. Or nous avons vu qu'à cette époque le fond de la vallée devait être plus bas qu'aujourd'hui: une telle contradiction condamne la méthode.

Il faut donc garder une grande prudence dans les affirmations, jusqu'à ce qu'une étude critique de ces épaulements soit faite¹. Pourtant, il est déjà possible d'indiquer quelques points de repère qui paraissent bien établis.

Deux niveaux de banquettes, l'un au-dessus de l'autre, se retrouvent sur les deux flancs de la vallée du Rhône. Il n'en subsiste que de pauvres restes, mais on peut tenter de les raccorder, en ne tenant aucun compte des cas encore douteux.

A. — *Niveau supérieur, sur le versant gauche.*

C'est celui du plateau de Thollon. Il se poursuit clairement au-dessus de St-Gingolph à Fritaz (1110 m.), puis (voir fig. 1, p. 341) dans l'encoche magnifique de Chalavornayres (1110 m.). En amont de Vouvry, un épaulement très net s'allonge suivant les replats de Chamosin (1030 m.), Torgon (1080 m.) et Revereulaz (1000 m.); mais cet épaulement se confond en partie avec les gradins de confluence des glaciers du Fosseau, de l'Avançon de Revereulaz, de la Greffe; il a donc été particulièrement raboté par les glaciers wurmiens

¹ La détermination de l'âge des épaulements, dans les vallées affluentes, est encore plus délicate que pour la vallée principale, car il faut compter avec les gradins de confluence; ils ont dû, à chaque glaciation, jouer un rôle, mais dont il est bien difficile d'évaluer l'importance. Nous n'abordons pas ce problème dans le présent article, comptant lui consacrer spécialement une étude prochaine.

et c'est pourquoi son altitude est inférieure à celle de Chalavornayres. On retrouve ce même niveau sur l'arête montant au SW de Massongex vers la Dent de Valerette, aux Giètes, vers 1200 m.; la forme de l'ancien versant y est admirablement conservée et dessine une auge glaciaire typique. Plus au S, les raccords nous paraissent encore problématiques.

B. — *Niveau supérieur, sur le versant droit.*

En face du plateau de Thollon, à l'altitude correspondante (130, p. 382), le replat de Caux (1060 m.) représente la partie inférieure du versant d'une auge glaciaire typique, arrondie en jambage d'U. Elle se poursuit probablement à Sonchaux (1100 m.). Peut-être sur l'arête au NW de Corbeyrier, le replat de Châtillon-de-la-Feuille (1046 m.) est-il un reste d'épaulement émoussé par le glacier wurmien. De même, sur l'arête au SE de Leysin, le replat des Combettes (1103 m.) semble un fragment de cette auge. Plus au S, les dépôts des glaciers latéraux wurmiens de la Grande-Eau, de la Gryonne, de l'Avançon, ont terriblement effacé les traces. Mais on retrouve la même banquette, au S de St-Maurice, magnifique, à Dailly (1250 m.). Elle semble se continuer par la Giète (1350 m.) au-dessus de Dorénaz, et par la Jeur Brûlée (1530 m.) sur l'éperon de Martigny. En ce dernier point, nous avons nettement un reste d'auge glaciaire.

C. — *Niveau inférieur, sur le versant gauche.*

Il n'en subsiste, à ma connaissance, que deux fragments, mais fort bien marqués. C'est la colline de Foge (720 m.) à l'W de Collombey, et au SW de Massongex l'épaulement du Champ Bernard, vers 720 m., sur l'arête montant aux Giètes.

D. — *Niveau inférieur, sur le versant droit.*

Comme, de l'épaulement supérieur, ce sont les restes de Caux, de Dailly et de la Jeur Brûlée qui sont les mieux conservés, le niveau inférieur est d'une netteté particulière à Glion (680 m.), à Savatan (720 m.) et aux Follaterres (1080 m.), sur l'éperon de Martigny. Entre les deux premiers points, il est probable que le replat de Glutières (vers 750 m.) au SE d'Ollon, est une partie du versant de cette auge, et possible que la croupe du Montet (670-690 m.) au N de Bex, représente un fragment de son fond. Au delà de Savatan,

le replat de Champex (1054 m.) sur Dorénaz semble appartenir à ce niveau.

En aval de Glion, il se peut que ce soit le même épaulement, fort altéré sans doute par le façonnement glaciaire, qui se marque à Chernex (590 m.), à Brent (580 m.), à Blonay (620 m.), à Chardonne (590 m.), à Chexbres (560 m.), et plus aval encore à Grandvaux (490 m.), Aran (480 m.), Montagny (473 m.), Savuit (465 m.), Bochat (440 m.) et Pully (430 m.). Plus loin, les moraines de retrait du dernier glacier empêchent complètement de le suivre.

E. — *Interprétation des banquettes glaciaires.*

Ces données très fragmentaires ne nous permettent pas de reconstituer la morphologie des anciennes vallées, mais elles nous assurent de leur existence. En certains endroits, la forme de leur versant est si bien conservée qu'on ne peut pas douter de sa signification: ce sont des restes d'auges glaciaires, analogues à celles qu'a produites le glacier wurmien dans de nombreuses vallées alpines où nous les voyons dans toute leur fraîcheur. Nos deux niveaux de banquettes sont les témoins de deux vallées antérieures, superposées, et de deux vallées glaciaires. L'érosion fluviale a d'abord approfondi, creusé, élargi ces vallées, mais ce sont les glaciers qui ont ensuite façonné leurs flancs.

Les glaciers de quelle époque ?

Pour le niveau supérieur, qui se raccorde nettement au plateau de Thollon, nous sommes ramenés à l'hypothèse du « niveau de la Burgfluh » de P. Beck, et elle semble bien trouver ici une confirmation: ce serait la vallée du glacier de Günz.

Quant au niveau inférieur des banquettes, nous sommes réduits à des conjectures. Mais nous savons que la vallée du Riss, à Genève et à Thonon, était plus profonde que la vallée wurmienne et que l'actuelle. Il y a donc beaucoup de chances pour qu'il en soit de même en amont de Villeneuve. La tentation est forte, par conséquent, de rapporter ce niveau inférieur à la glaciation de Mindel, celle qui déposa les « jüngere Deckenschotter », les « nappes de cailloutis des bas plateaux », en Suisse centrale.

Ainsi les quatre grandes glaciations de Penck et Brückner seraient représentées aussi dans le bassin du Léman: les deux premières par des formes topographiques seulement, vieilles surfaces et banquettes, les deux dernières par des dépôts. C'est

une hypothèse, et il serait impertinent d'être plus affirmatif aujourd'hui; mais nous verrons encore des phénomènes qui semblent confirmer ces déterminations.

Admettons, provisoirement, ce résultat. Admettons encore que le niveau inférieur de nos banquettes se poursuit réellement à travers Lavaux jusqu'à Pully (ce qui n'est pas prouvé). Et constatons que l'altitude du replat de Pully (430 m.) est exactement la même que celle de la Venoge à la gare de Cossonay: voilà qui est de grande conséquence. Car la Venoge, à Cossonay, occupe une vallée assez étroite, encaissée, certainement postérieure au détournement du cours d'eau vers la cuvette lémanique. Si donc le fond de la vallée du Rhône, lors de la glaciation de Mindel, était à la hauteur de Pully, c'est qu'à cette époque déjà la haute Venoge était capturée, et à plus forte raison la Drance et le Rhône, au profit de la Méditerranée.

Ceci nous permettrait, dans cette hypothèse, de dater un événement capital pour l'histoire du Léman: l'unification des bassins du Grand et du Petit Lac. Elle n'était pas accomplie à l'époque du « niveau de la Burgfluh », lors de la glaciation de Günz; elle semble être déjà réalisée au moment de la glaciation de Mindel; c'est donc entre les deux, pendant le premier interglaciaire, qu'elle a dû se produire.

De la superposition de nos deux niveaux de banquettes, nous avons conclu à deux glaciations différentes, les témoins de la plus jeune étant en contre-bas des premiers. C'est se fonder sur les *emboîtements*, dont nous critiquions la validité tout à l'heure (p. 353).

La question est complexe. Lorsqu'il s'agit de versants de vallées, taillés dans la roche, et superposés, il n'est pas douteux que le plus élevé soit le plus ancien. Si nous supposons, entre les deux, une phase d'érosion fluviale, c'est qu'il est peu probable qu'un glacier puisse approfondir son lit de 400 ou 500 m., tout au long d'une vallée. Un glacier façonne son auge, mais ne creuse ou ne surcreuse que sur certains segments de son parcours.

Lorsque dans une plaine d'alluvions fluviales nous voyons des terrasses bien distinctes en contre-bas les unes des autres, il est certain aussi qu'entre leur dépôt un temps d'érosion est intervenu. La pente qui les sépare, comme dans le cas des banquettes, a dû se créer.

Mais s'il s'agit de dépôts glaciaires ou dépendant du glacier, il n'en est plus de même: la glace est un solide, qui emplit un vide précédemment taillé dans la roche. Tant qu'elle existe, elle surélève, pour les affluents, le fond de la vallée. Et quand elle se met à fondre, les flancs de la dépression qu'elle occupait ne font que se découvrir. Un dépôt morainique ou alluvial formé, pendant la fusion

du glacier, au niveau de sa surface, s'il est en contre-bas d'un autre, sera plus récent, mais non pas séparé par une phase d'érosion. Pendant la crue du glacier, au contraire, un tel dépôt sera d'autant plus récent qu'il est plus élevé (voir p. 373, 375, 377).

3. Le soulèvement des Alpes.

Dans la Suisse centrale, où les dépôts des deux premières glaciations sont nettement distincts, on constate entre eux une notable différence d'altitude. Les cailloutis des bas plateaux, par exemple, près de Stein am Rhein, au Schienerberg, sont 110 m. au-dessous des cailloutis günziens; à Bâle, le décalage n'est que de 55 m. (125, p. 29). Il est donc certain qu'entre ces deux invasions glaciaires une longue période d'érosion est intervenue, pour abaisser le fond des vallées et les surfaces des plateaux.

Or cet approfondissement de la surface topographique ne peut pas être la conséquence d'un abaissement du niveau de la mer. Car il est prouvé maintenant (voir 126 et 140, p. 665 et 682) que les invasions glaciaires, pendant lesquelles une immense quantité d'eau était retenue à l'état solide sur les continents, ont provoqué une baisse du niveau océanique, tandis que ce niveau s'est relevé dans les périodes interglaciaires. Il faut donc supposer, en Suisse centrale, entre les glaciations de Günz et de Mindel, un soulèvement de l'ensemble du pays pour rendre compte du cycle d'érosion interglaciaire.

Dans la vallée du Rhône aussi, nous avons une différence d'altitude importante entre le niveau supérieur des banquettes glaciaires et le niveau inférieur. Et nous ne pouvons l'attribuer, de même, qu'à une surrection du massif alpin. En comparant de plus près les hauteurs de nos banquettes, nous trouverons des indications intéressantes sur le caractère de ce soulèvement.

Des indications seulement, car les banquettes ne sont pas strictement comparables entre elles pour l'altitude. Elles ne représentent pas le fond de la vallée glaciaire, mais des parties de ses flancs, qui seront d'autant plus élevés qu'ils s'écartent davantage de l'ancien thalweg. Lorsque les épaulements sont larges et assez continus, des deux côtés de la vallée, on peut tenter de prolonger leur profil pour obtenir l'altitude du thalweg, mais c'est toujours une extrapolation hypothétique. Dans notre vallée du Rhône, les banquettes sont beaucoup trop fragmentaires, leurs restes trop éloignés, pour qu'un tel essai offre quelque chance. Il vaut mieux s'en tenir à l'altitude des épaulements eux-mêmes, sachant d'avance que leur comparaison n'indiquera qu'un ordre de grandeur.

Considérons seulement les trois profils du versant droit où les banquettes semblent bien claires. Le tableau suivant indique leur altitude et leurs différences d'altitude. Nous ne donnons la pente de la vallée actuelle qu'à titre de référence et d'exemple.

	<i>Vallée actuelle</i>	<i>Banquette inférieure</i>			<i>Banquette supérieure</i>				
<i>Distan-</i> <i>ces</i> <i>km.</i>		<i>m.</i>	<i>Diffé-</i> <i>rences</i> <i>m.</i>		<i>m.</i>	<i>Diffé-</i> <i>rences</i> <i>m.</i>		<i>m.</i>	<i>Diffé-</i> <i>rences</i> <i>m.</i>
25	Montreux	375	305	Glion	680	380	Caux	1060	190
10	Lavey-les-Bains	420	45	Savatan	720	40	Dailly	1250	280
	Coude de Martigny	459	39	Follaterres	1080	360	Jeur brûlée	1530	470
		84	621		400	450			

Ce tableau montre que, lors du soulèvement des Alpes entre les deux niveaux de banquettes, la partie centrale de la chaîne est montée légèrement plus fort que la partie bordière. Cette partie centrale, en l'espèce, est le massif cristallin des Aiguilles Rouges, où sont taillées les encoches de Martigny. La différence est un peu plus accentuée dans le soulèvement qui suit la formation du niveau inférieur: l'ensemble des Préalpes et de l'Autochtone helvétique (où sont Dailly et Savatan) paraît s'être élevé presque de la même hauteur, tandis qu'entre Savatan et les Follaterres le décalage est passablement plus fort.

La dénivellation entre les deux étages d'épaulements, dans la vallée du Rhône, est plus considérable, mais du même ordre qu'entre les cailloutis des hauts et des bas plateaux dans la Suisse centrale: cela peut être considéré comme une vague confirmation de l'hypothèse qui rapporte le niveau supérieur au Günz, le niveau inférieur au Mindel.

La différence d'altitude entre le niveau inférieur et le plancher de la vallée actuelle, par contre, n'a aucune signification. Car ce plancher est fait d'alluvions récentes, dont on ignore l'épaisseur. Une seule tentative de mesures de résistivité électrique, entre Martigny et Vernayaz, permet de supposer que le fond rocheux y descend à plus de 300 m. de profondeur (voir 143). Cette unique indication est évidemment insuffisante. Elle montre cependant que la dénivellation entre le fond rocheux actuel et les épaulements inférieurs doit être beaucoup plus forte qu'entre les deux niveaux de banquettes. C'est-à-dire que le soulèvement des Alpes a dû être plus important après la deuxième glaciation qu'avant elle.

Ceci n'est pas pour nous étonner: nous savons déjà que les sondages des environs de Genève ont prouvé l'existence d'un réseau fluvial pré-rissien, taillé dans la roche en place, avec des thalwegs plus bas qu'aujourd'hui.

Or dans la Suisse centrale on arrive à des conclusions identiques (125, p. 30 et 138, III, p. 53). Partout où l'on peut distinguer assez clairement les formations du Mindel et du Riss, on constate entre elles l'effet d'une longue et intense période d'érosion, conséquence d'un soulèvement considérable du pays¹. Et voilà qui corrobore singulièrement l'hypothèse de l'âge mindélien des banquettes inférieures de la vallée du Rhône et confirme l'attribution au Riss de la moraine sous-jacente à l'alluvion ancienne, dans la région génevoise comme dans la gorge de la Drance.

Entre les glaciations de Riss et de Wurm, par contre, aucun soulèvement ne s'est produit: l'altitude du réseau fluvial pré-rissien le prouve. Et c'est pourquoi sans doute l'érosion s'est effectuée aux dépens de la couverture morainique dont les glaciers ont dû tapisser le pays, mais dont il ne subsiste que de rares lambeaux dans le fond des cuvettes et des vallées actuelles.

4. *L'origine du Léman.*

A l'époque du « niveau de la Burgfluh », immédiatement avant la glaciation de Günz, la cuvette lémanique n'existant pas. La vallée du Rhône, déjà détourné vers la dépression de la Venoge, préparait cependant la disposition du Grand Lac, et un affluent de l'Arve approfondissait la vallée où devait s'étendre le Petit Lac.

Comment ce réseau de vallées fluviales s'est-il transformé en un lac?

On a longtemps discuté sur la nature du phénomène géologique qui peut avoir créé le Léman (voir 107, p. 5-8 et 13-16).

¹ Penck et Brückner (85, p. 1162 et 1163) attribuent à cet interglaciaire Mindel-Riss une durée quatre fois plus longue qu'aux interglaciaires précédent et suivant, et douze fois plus longue qu'à la période post-glaciaire. Les recherches récentes n'ont fait que confirmer cette idée: l'époque entre les glaciations de Mindel et de Riss est « le long interglaciaire ».

Il est possible cependant que le dernier coup de scie de cette période d'érosion, dans la région génevoise, ait été provoqué non plus par le soulèvement du pays, mais par l'abaissement graduel du niveau de la mer à mesure que s'accroissaient les glaciers du Riss en progression. Au maximum de la glaciation rissienne, Daly (126, p. 48 et 182), tout compte fait, estime que la surface de l'océan devait être 90 m. au-dessous de son niveau actuel.

En 1864, le grand Lyell supposait que la dépression lémanique, comme celle des autres lacs subalpins, était due à un affaissement de l'ensemble des Alpes par rapport au plateau, consécutif à leur surrection. Albert Heim reprit et développa cette idée, l'appliquant surtout au lac de Zurich et Forel l'adopta pour expliquer l'origine du Léman. Cette opinion fit autorité pendant des années (voir 63, 64), jusqu'à la publication de l'ouvrage de Penck et Brückner. Ceux-ci remirent en honneur l'idée que A. C. Ramsay (31) et Tyndall (32) avaient lancée en 1862, à savoir que les lacs subalpins sont un effet du surcreusement glaciaire¹. Dès lors l'hypothèse d'un affaissement du massif alpin comme cause géologique des lacs, est généralement abandonnée (voir 138, III, p. 53, et 129). Pourtant quelques auteurs estiment encore (125, p. 33) qu'elle est nécessaire pour expliquer la profondeur de certains lacs subalpins.

En ce qui concerne le Léman, les traits généraux de sa morphologie, rappelés au début de cette étude, permettent de trancher la question sans équivoque, à notre avis. Les bords de la cuvette du Grand Lac passent d'une zone tectonique à l'autre, des Préalpes à la molasse subalpine et à la molasse tabulaire, sans aucune modification de leur tracé. L'arc dessiné par le Grand Lac ne longe nullement le front de l'arc préalpin du Chablais, et ne lui est même pas parallèle. La forme du Grand Lac est indépendante de la tectonique: ce n'est donc pas un phénomène tectonique qui l'a déterminé.

Une preuve qu'aucun affaissement différentiel des Préalpes n'est intervenu depuis le début du Quaternaire, c'est la correspondance remarquable, manifeste encore aujourd'hui, des divers fragments du « niveau de la Burgfluh » : correspondance entre le plateau de Thollon d'une part (lui-même indépendant des zones tectoniques) et d'autre part le Jorat, les banquettes de Caux, de Sonchaux, de Chalavornayres.

Quant au Petit Lac, il occupe une dépression synclinale, longitudinale, qui arrive à Genève entre deux plis du Jura (Salève et Reculet). Il ne peut donc être question d'y voir l'effet d'un affaissement des Alpes.

Ainsi pour le Léman, nous pouvons être certains que seuls des phénomènes d'érosion, fluviale et glaciaire, sont causes de sa naissance. La forme générale de la cuvette du Grand comme du Petit Lac est la conséquence de leur histoire — et c'est pourquoi les traits de leur morphologie permettent la reconstitution, avec plus ou moins d'exactitude et de certitude,

¹ Le surcreusement glaciaire est le creusement dont sont capables les glaciers *au-dessous* du niveau que pourrait atteindre, dans les mêmes conditions, l'érosion fluviale.

de leur passé. Nous avons déjà noté (p. 340) que la forme arquée, si frappante, du rivage nord du Grand Lac, est un héritage du « niveau de la Burgfluh »: c'est dans l'antique dépression de la Venoge, où coulait alors la Drance savoyarde, que le rivage actuel avance le plus loin vers le N; la ligne presque droite, WNW, entre Montreux et Lausanne marque le tracé de la vallée du Rhône qui venait joindre cette Drance rhénane; la direction convergente, SW-NE, entre le delta de la Promenthouse et Rolle, entre celui de l'Aubonne et Morges, est celle de l'affluent de la Drance qui descendait de la ligne de partage des eaux, au-dessus de l'entrée du Petit Lac actuel, avant d'être la première proie de la capture au profit de l'Arve.

Mais au cours du Quaternaire, bien d'autres influences ont contribué au façonnement de la cuvette lémanique, et il semble assuré que le surcreusement glaciaire y joua le rôle principal.

A quel moment la cuvette lémanique devint-elle vraiment un lac, c'est ce que nous ignorons. Il est probable que dès la glaciation de Günz le surcreusement se fit sentir dans le bassin du Grand Lac, devant le seuil molassique de la ligne de partage des eaux. Peut-être une nappe d'eau s'y établit-elle au retrait de ce premier glacier: c'est là pure supposition. Il semble, nous l'avons vu, qu'avant l'invasion de Mindel, la jonction du Rhône et de l'Arve se soit réalisée, mais aucun témoin ne subsiste des nappes lacustres qui ont peut-être existé après les deux premières glaciations.

VI. Les époques tertiaires.

La première invasion glaciaire marque le début, tout conventionnel, de l'*ère quaternaire*, celle où les premiers restes humains, aussi, nous sont connus. Mais c'est aux époques antérieures que s'est formée, par plissements successifs, la chaîne des Alpes et c'est avec elle que débute l'histoire du Rhône, si l'on veut remonter au delà des glaciations. Sitôt que les terrains plissés des Alpes eurent émergé de la mer, des cours d'eau, de vrais fleuves, commencèrent à s'écouler vers les dépressions voisines et à creuser les grandes vallées qui sillonnent actuellement, en tous sens, le pays.

En tous sens, mais pas en sens quelconque. Les sinuosités de nos rivières, qui semblent d'abord le type même du caprice, sont au contraire strictement déterminées: par la nature des roches qu'elles traversent ou qu'elles ont traversées