

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
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: 12.01.2026

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

Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman

PAR

Elie GAGNEBIN

Préface.

Cet article, rédigé pour le recueil commémoratif du quatrième centenaire de l'Université de Lausanne, devait être accessible au « public cultivé ». C'est une des raisons de sa longueur: le langage technique, qu'il fallait éviter le plus possible, étant surtout un moyen d'abrégé le discours.

On aurait pu, par contre, résumer davantage la description des faits sur lesquels se fonde notre essai de reconstitution du passé. Mais c'eût été lui enlever toute rigueur. Dans l'étude des formations glaciaires, si délicate, encore si tâtonnante, où l'erreur se glisse si subrepticement, une affirmation sommaire ne vaut rien. Il faut entrer dans les détails, préciser les constatations sur lesquelles on s'appuie. La géologie des terrains quaternaires, objet déjà d'innombrables écrits, souffre aujourd'hui d'une trop grande liberté d'imagination. Ici plus qu'en tout autre domaine, selon le mot de Poincaré: « l'hypothèse, c'est le fonds qui manque le moins ». Ce qui manque, ce sont les observations méticuleuses et une méthode impitoyablement critique. Beaucoup trop de « faits », cités partout, sont douteux. Ne recevoir pour vrais que ceux qui sont incontestables, suivant le précepte cartésien, ne se baser que sur les coupes claires, où les relations des terrains sont évidentes, c'est le besoin le plus urgent, à l'heure actuelle, de cette branche de la géologie.

Nous n'avons donc pas reculé devant les longueurs d'un exposé minutieux. Mais nous l'avons, le plus possible, imprimé en petits caractères, pour permettre au lecteur dont le souci n'est pas de vérifier nos données, de passer outre.

Dans quelques années, nous en sommes convaincu, plusieurs des conclusions qui nous semblent fermement établies paraîtront au contraire bien fragiles. Car l'imagination, la représentation par l'esprit des phénomènes dont nous ne voyons

plus que certains effets, jouera toujours un rôle capital dans ces sortes de recherches. L'important, c'est qu'elle puisse être contrôlée, rectifiée sans cesse par des observations plus précises, que jamais elle ne joue à vide.

« Les glaciations ? — nous disait un vénérable géologue français dont les travaux sont d'une qualité admirable — les glaciations ? moi aussi j'ai écrit là-dessus des sottises ! » Rabelais a lancé un mot qui convient particulièrement aux géologues : se riant des hommes qui rebâtissent en imagination le passé, il les nomme des *hypophètes*. Plus encore que les prophètes, les hypophètes doivent prévoir les démentis de l'avenir. Mais loin de les redouter, ils les appellent de leurs vœux.

C'est donc pour une ébauche de synthèse que nous donnons cet article, et pour rien d'autre. Mais au moment où l'on commémore un centenaire de l'Université de Lausanne, nous croyons utile de « faire le point », sur un sujet que les plus illustres professeurs de son Institut de géologie, Morlot, Renévier, Lugeon, ont si passionnément et si fructueusement étudié.

I. Introduction.

C'est dans la vallée du Rhône et le bassin du Léman qu'est née la *théorie glaciaire*, l'idée que les glaciers des Alpes se sont jadis considérablement étendus, réunis au pied de la chaîne en immenses coulées ; que les blocs de granite et de gneiss épars sur le Jura sont un apport de ces glaces mouvantes ; que le *terrain erratique*, truffé de cailloux alpins, si largement répandu sur le Plateau suisse, représente de véritables moraines.

Auparavant, les blocs erratiques du Jura, par exemple, posaient une énigme insoluble aux géologues. Pour les expliquer, Dolomieu (1750-1801) imaginait, entre les Alpes et le Jura, un plan incliné, établi sitôt après le soulèvement de ces chaînes et où les blocs auraient pu rouler. La plupart des savants croyaient à d'immenses courants d'eau descendus des Alpes et provoqués soit par le retrait subit de l'océan (H. B. de Saussure, 1, § 210, 1779)¹, soit par un gonflement extraordinaire de tous les torrents alpins (Léopold de Buch, 2, 1811), soit par la rupture de grands lacs (Arnold Escher de la Linth, 1819), soit par une fonte brusque des glaciers (Elie de Beaumont, 4, 1829). En 1839 encore, Charles Darwin attribuait le transport des blocs erratiques à des glaces flot-

¹ Les chiffres en italique renvoient à la liste bibliographique.

tantes ayant vogué sur une mer ou un lac qui aurait entouré les Alpes dès leur formation.

Aucune de ces hypothèses n'était satisfaisante. Mais la théorie glaciaire, proposée d'abord¹ par Venetz, ingénieur cantonal du Valais, en 1821 (6, 29, 30), admirablement développée par Jean de Charpentier en 1834 et 1840 (7, 8, 13), parut d'abord encore plus invraisemblable (voir 3, 5, 10). Il fallut que Louis Agassiz, alors professeur à Neuchâtel, vienne passer quelques mois auprès de Charpentier, directeur des Salines de Bex, pour se rendre compte lui-même des faits (9, 1837), il fallut qu'il entreprenne ses audacieuses études sur les glaciers de l'Aar et du bassin du Rhône (12, 1840), pour que son autorité universelle fasse enfin triompher cette idée.

C'est dans la région lémanique aussi que A. Morlot, professeur à l'Académie de Lausanne, démontra pour la première fois la multiplicité des invasions glaciaires alpines et l'existence de *périodes interglaciaires* (24, 26, 27, 28).

Dès lors d'innombrables observations ont confirmé la réalité, l'importance, la complexité de ces extensions glaciaires, non seulement sur toute la longueur des Alpes et le pourtour de la zone arctique, mais sur les chaînes montagneuses de tous les continents (voir 117).

Au début de ce siècle, les glaciations alpines ont fait l'objet d'une synthèse grandiose de la part d'Albert Penck et d'Edouard Brückner. Leur ouvrage classique (85) restera longtemps encore, sans doute, la base de toutes les recherches. Ces auteurs ont établi, particulièrement au pied des Alpes bavaroises et dans la Suisse centrale, la réalité de quatre grandes invasions glaciaires successives, séparées par des périodes interglaciaires. Ils les ont appelées, du nom d'affluents du Danube où leurs dépôts sont bien distincts, les glaciations de *Günz*, de *Mindel*, de *Riss* et de *Wurm*. Les témoins les plus manifestes sont naturellement ceux de la dernière invasion glaciaire, celle de *Wurm*. On peut suivre tout spécialement les étapes de la période de retrait où ces derniers grands glaciers, par fusion et par évaporation, diminuaient peu à peu. Penck et Brückner ont montré que cette période était marquée par trois temps d'arrêt principaux, de stationnement du front glaciaire ou

¹ Plusieurs simples montagnards avaient depuis longtemps la même idée, entr'autres J. Perraudin, de Lourtier, qui l'exposa à de Charpentier dès 1815 (voir 13, p. 241-243). John Playfair, d'Édimbourg, avait émis déjà cette hypothèse en 1815 aussi, mais sans y insister, et Goethe, dans l'édition de 1829 des *Wilhelm Meisters Wanderjahre*, la formule, en passant (13, p. 245-247).

même de récurrence: ce sont les stades de *Buhl*, de *Gschnitz* et de *Daun*. Ces termes sont courants aujourd'hui.

Antérieurement à la synthèse de Penck et Brückner, il faut signaler deux ouvrages d'importance pour l'étude de l'histoire géologique du Léman. Le premier est la belle monographie de F.-A. Forel (53, 1892), qui relate les résultats de toutes les recherches antérieures. Le second est la Leçon d'ouverture du cours de géographie physique professé à l'Université de Lausanne, par Maurice Lugeon (64, 1897). Notre maître y reconstitue, avec une perspicacité audacieuse, le régime hydrographique qui devait exister, dans la contrée lémanique, avant les invasions glaciaires. Les recherches plus récentes n'ont pu que confirmer les traits principaux de cette reconstitution, et nous verrons jusqu'à quel point il est actuellement possible de la préciser.

Après la publication du traité de Penck et Brückner, de nombreuses questions restaient encore en suspens. Il s'agissait de vérifier leurs données, les principes de ces auteurs et leurs conclusions, de préciser l'histoire de chaque bassin, d'établir des corrélations avec les contrées voisines. Pour notre territoire, les travaux de Baertschi (92), de Kilian et de Révil (97), de A. Jeannet (103), de Lagotala (110, 112), de F. Machatschek et W. Staub (113) ont contribué activement à cette révision. Une impulsion nouvelle a été donnée à ces recherches par les notes brèves mais substantielles de E. Joukowsky (104, 108, 116, 118), dont les principaux résultats, en ce qui concerne l'histoire du Léman, se trouvent exposés dans le bel ouvrage général de L.-W. Collet (107). Dès lors Ad. Jayet et E. Paréjas ont poursuivi l'étude détaillée des dépôts glaciaires de la région genevoise (115, 127, 128), tandis que J. Favre consacrait deux magnifiques monographies à l'histoire post-glaciaire du lac (111, 137). Il faut citer enfin la grande synthèse récemment tentée par Rudolf Staub, professeur à Zurich, sur la Morphologie des Alpes, depuis leur formation jusqu'aux invasions glaciaires (132). Nous en exposerons aussi et discuterons les principaux résultats, car l'histoire des glaciations de l'ère quaternaire implique, naturellement, la connaissance des principaux phénomènes qui les ont précédées, au cours de l'ère tertiaire.

Mais nous commencerons par remonter le temps, à partir des témoins les plus récents et les plus sûrs, et chercherons à reconstituer de proche en proche le passé de la région lémanique.

II. Traits généraux de la morphologie du Léman.

Pour retracer l'histoire du bassin lémanique, il importe d'avoir présents à l'esprit les traits généraux de sa morphologie. Ils paraissent évidents, mais l'étude des détails, qu'il est nécessaire de pousser jusqu'à une minutie extrême, avec le sens critique le plus méfiant, pour construire sur des bases solides, risque de les faire perdre de vue ¹.

Débutant à Villeneuve, à l'extrémité de la vallée transversale du Rhône, le Léman s'étale d'abord vers l'W, en une large surface elliptique, arquée vers le N: le *Grand Lac*. Puis, après l'étranglement marqué entre la Pointe de Promenthoux et celle d'Yvoire, une bande plus étroite, le *Petit Lac*, s'allonge à peu près vers le SW. Le Grand Lac s'étend sur trois régions tectoniques différentes: les *Préalpes*, la *Molasse subalpine*, aux couches plissées et chevauchantes, et la *Molasse tabulaire*, restée presque horizontale. Le bord sud du Grand Lac suit d'abord en gros — mais en gros seulement — le front de l'arc cha-blaisien des Préalpes, puis le coupe en angle aigu et pénètre sur le plateau molassique, sans que le tracé du rivage manifeste par la moindre déviation ce changement de zone tectonique. Il se produit quelque part à l'W de Meillerie, mais l'abondance des dépôts erratiques cachant la roche en place empêche d'en préciser le point. Le bord nord coupe franchement les plis préalpins, jusqu'à Montreux; entre Clarens et Lausanne, il est taillé dans la Molasse subalpine, comprenant le poudingue oligocène du Pélerin; puis, sans manifester non plus par une modification d'allure le passage d'une zone à l'autre, il continue à festonner dans la Molasse tabulaire. Le Petit Lac, au contraire, est nettement parallèle aux chaînes du Jura et suit dans son ensemble le grand synclinal molassique compris entre le Salève et le Reculet.

Ainsi, indépendance totale du Grand Lac, et fidélité remarquable du Petit Lac, à l'égard des dispositions tectoniques.

Vu des hauteurs de Lausanne, un trait frappant commande toute la morphologie du versant sud: c'est le long plateau qui s'abaisse, avec une régularité saisissante, d'amont en aval, jus-

¹ Voir cartes géologiques: ALB. HEIM, *Geol. Karte der Schweiz*, 1:500.000, II. Aufl., Berne 1911. — *Carte géol. de la Suisse* au 1:100.000, f. XVI, 2^e éd., 1899, et XVII, 1883. — *Carte géol. de la France* au 1:80.000, f. de Thonon, n° 150, par E. RENEVIER et M. LUGEON, 1894. — L. MORET, *Carte géol. de la Savoie* au 1:200.000, Chambéry 1929. Nous citerons aussi, dans la suite, diverses feuilles de l'*Atlas topographique suisse* (atlas Siegfried) au 1:25.000. — Sur notre fig. 6, p. 379, on trouvera la plupart des localités citées dans cet article.

que vers Thonon (fig. 1). Il s'amorce à Lajoux, au-dessus de Meillerie, à l'altitude¹ de 1020 m. (le niveau du lac étant à 375 m.), se poursuit par Thollon (950 m.), St-Paul (830 m.), Laringes (800 m.), jusqu'à la gorge de la Drance savoyarde, qui le tranche net à l'altitude de 700 m. environ. Examiné sur place, ce *plateau de Thollon*, comme l'a nommé Ed. Brückner (85, p. 472; 87, p. 388 et 389), se montre fort complexe et beaucoup moins plan qu'il n'apparaît de loin. Sa surface est constituée soit par la roche en place, soit par les dépôts de petits glaciers descendus des flancs de Mémise, et surtout par la moraine de fond wurmienne du glacier du Rhône. Son abaissement régulier de l'E à l'W, si évident à distance, n'en est que plus remarquable et significatif.

Mais plus loin vers l'W, ou plutôt vers le SW, au delà de Thonon, tout change. Les lignes principales de la morphologie remontent graduellement dans cette direction: le palier qui domine Lyaud et Orcier au pied du Mont d'Hermone, la colline d'Allinges, la croupe du Mont de Boisy. La gorge de la Drance correspond donc, en gros, à une dépression morphologique très générale; à partir d'elle, les lignes majeures, dès l'altitude de 600 m. environ, montent de part et d'autre, avec une inclinaison douce et régulière vers l'E, en pente plus forte vers le SW.

Une dépression toute pareille se marque au N du Grand Lac, presque en face de celle de la Drance, c'est celle de la Venoge. Le plateau du Jorat, essentiellement molassique, entre 800 et 900 m. d'altitude, correspond à peu près à celui de Thollon, mais sans que son profil présente une inclinaison régulière. Pourtant, en direction de la Venoge, toutes les lignes descendent, par saccades, pour remonter au delà, plus calmement, vers l'W ou le SW, jusqu'au pied du Jura. C'est cette dépression de la Venoge, beaucoup plus large que celle de la Drance, qui détermine en somme la ligne arquée du bord suisse du Grand Lac; c'est dans son axe, entre Lausanne et Morges, que le Léman s'avance le plus loin vers le N.

Le Grand Lac n'occupe donc que le fond d'une cuvette beaucoup plus vaste, dont les bords sont parfaitement nets en amont de Lausanne et de Thonon. Ces bords sont taillés au S dans le plateau de Thollon, au N dans le seuil du Jorat, qui

¹ Les altitudes, pour la Haute-Savoie, sont données d'après la nouvelle carte topographique au 1:15.000, à courbes de niveau, dont les feuilles ne sont pas encore publiées, mais dont le Service de la Carte géologique de la France nous a fort obligeamment communiqué les stéréo-minutes.

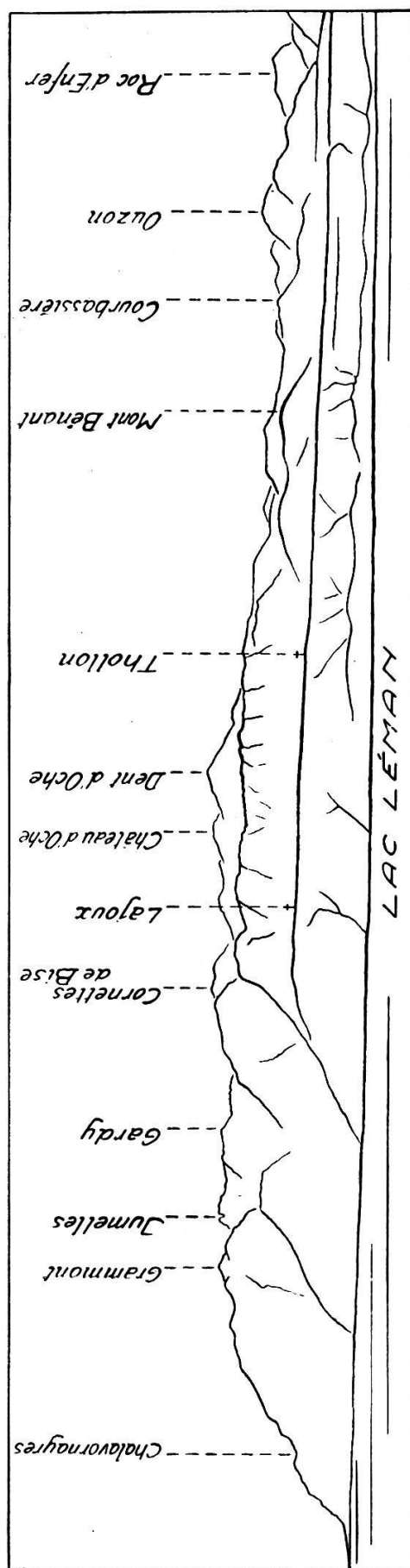


FIG. 1. — Profil du plateau de Thollon, vu du Signal sur Lausanne.

descendent vers l'W jusqu'aux grandes dépressions transversales de la Drance et de la Venoge.

Ces traits généraux rappelés et fixés — une promenade en bateau, un vol en avion suffisent à les reconnaître — il faut nous approcher davantage et entrer dans quelques détails. Nous commencerons par les dépôts glaciaires les plus récents, qui sont les mieux conservés.

III. La glaciation de Wurm.

1. *Les moraines de retrait.*

Nous avons vu que la diminution du dernier grand glacier ne s'est pas faite de façon continue; des temps d'arrêt, même des réavancées, sont venus l'interrompre. Le bord du glacier a stationné en certains endroits assez longtemps pour que s'y accumulent des moraines, latérales et frontales, sous forme de vallums ou de crêtes qui permettent de définir avec plus ou moins d'exactitude des *stades de retrait*. Il y eut une époque où le glacier du Rhône, après s'être étendu jusqu'au delà de Soleure et jusqu'à 20 km. de Lyon, ne couvrit plus que la cuvette lémanique et la surface comprise entre le Jura et le Jorat; il y eut un moment où il n'occupa que la vasque du Grand Lac, avec une pointe dans la dépression de la Venoge.

A. — *Le stade de Buhl.*

Le dernier stade de retrait de la région du Léman paraît marqué par les moraines de Noville et de Chessel, au SW de Villeneuve. Leurs vallums sont tellement submergés par les alluvions du Rhône qu'il n'y a qu'une vingtaine d'années qu'on les a réellement reconnus ¹ (95, p. 637).

Brückner estima cependant (85, p. 571) que là devait être le front du glacier du Rhône au *stade de Buhl*. A ce stade appartient, selon cet auteur, la belle moraine latérale de Monthey-Collombey, rive gauche de la vallée, puis celle de Vérossaz. Jeannet a montré d'autre part (95, p. 638 et carte 91) que sur le versant droit le vallum de Comberbou au NW d'Yvorne, celui de Plan d'Essert au N d'Aigle, devaient correspondre aux mêmes moraines frontales.

¹ A vrai dire, Venetz les avait déjà considérés comme des moraines (30, p. 20), mais plus tard Brückner (85, p. 571) les tint pour les restes d'un écroulement, selon l'opinion de E. Favre et H. Schardt (51, p. 274).

Note ajoutée pendant l'impression : Un examen tout récent de ces collines nous porte à croire qu'il ne s'agit ni d'un écroulement, ni de moraines rhodaniennes, mais des vallums frontaux d'un *glacier local*, provenant du cirque des Evouettes et descendu après le retrait du glacier du Rhône.

Si l'on peut admettre que le « stade de Buhl » de Penck et Brückner a bien une signification générale dans la chronologie du Quaternaire alpin, qu'il se marque dans la plupart des vallées (voir 138, III, p. 54), c'est juste avant lui que le glacier du Rhône s'est retiré du domaine lémanique. Car rien n'indique ici que ce stade de Buhl ait été précédé d'un retrait plus important, qu'il représente un retour en avant, une récurrence du glacier (138, III, p. 54): aucune formation « interstadaire » n'est connue en amont de Villeneuve.

B. — *Moraines antérieures au stade de Buhl.*

Les auteurs ne sont pas d'accord sur le nombre et l'importance des périodes de stationnement ayant précédé le stade de Buhl, lors du retrait du glacier wurmien du Rhône. Et cette question, qui peut sembler d'importance secondaire pour l'histoire géologique de notre contrée, prend un intérêt beaucoup plus général parce que des *méthodes d'interprétation* différentes y ont été appliquées, s'y sont affrontées, et qu'il s'agira d'en éprouver la valeur.

Depuis le maximum d'extension wurmien, marqué dans la vallée du Rhône, près de la confluence de l'Ain, par le magnifique amphithéâtre des moraines frontales de Grenay (voir 85, carte p. 640 et 140, carte p. 675), Brückner (85, p. 558-560 et carte p. 702) admettait trois principaux stationnements de retrait avant le stade de Buhl. L'un où le front du glacier arrivait près de Bellegarde, déposant les moraines de Léaz, et aussi la grande moraine du Mont de Sion au S de St-Julien; un second où l'extrémité du glacier se trouvait aux environs de Genève; au troisième, manifesté par la moraine sous-lacustre d'Yvoire (53, p. 140) le front glaciaire s'arrêtait à la limite du Petit et du Grand Lac. C'est à ce dernier stade que Brückner rapporte les moraines de La Côte, de Cossonay, de Lausanne et de Chexbres sur le versant nord, celles de Publier-Maxilly dans la région d'Evian-les-Bains. L. von Sawicki (86, p. 31), par contre, estime que les moraines de Lausanne représentent probablement un autre stade que la moraine d'Yvoire, stade auquel correspondrait la moraine de Monthey. Dans une réponse à Sawicki, Brückner (87, p. 394) maintient sa manière de voir.

Deux ans après, W. Kilian introduit une notion nouvelle (88, 1911). Il constate dans les environs de Bellegarde, par exemple, à l'W du défilé du Fort de l'Ecluse, des moraines à deux niveaux différents: celles de Léaz, qui marquent un stationnement de retrait du glacier wurmien, une quarantaine de

mètres au-dessus du Rhône et, en contre-bas, celles de Longeray, qui reposent sur des alluvions fluviales et lacustres. Il en infère qu'entre l'époque du dépôt des moraines de Léaz et l'époque de celles de Longeray, une période d'érosion est intervenue, où s'est approfondie la vallée, puis une période d'alluvionnement. Le glacier s'est donc retiré fort loin vers l'amont, laissant place à l'érosion fluviale, à l'établissement d'un lac, puis est revenu, précédé par des alluvions, pour déposer les moraines de Longeray. Ce retour du glacier, après un recul très prononcé et un creusement des vallées, Kilian l'a nommé la *récurrence néowurmienne*.

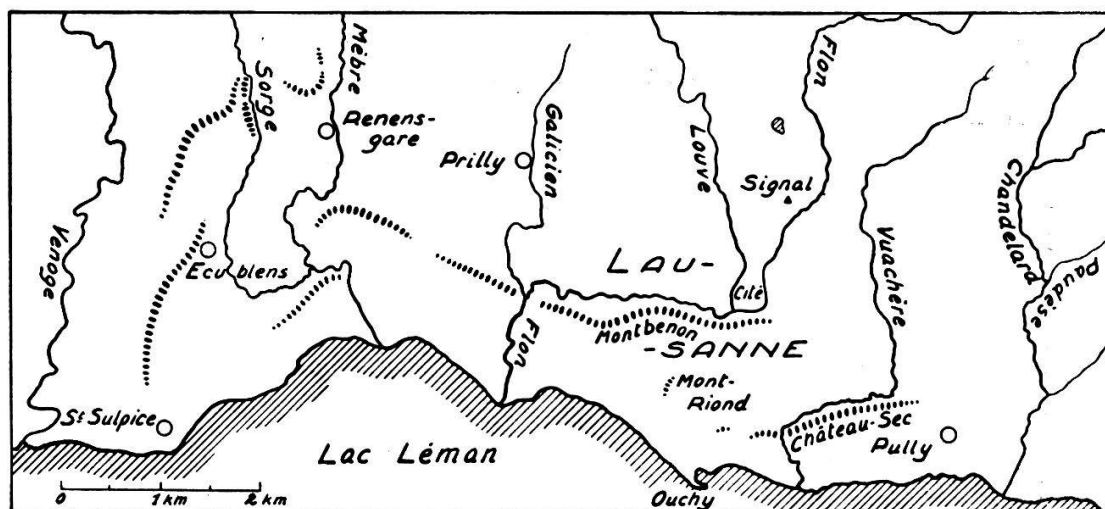


FIG. 2. — Les vallums morainiques des environs de Lausanne.

Le même raisonnement pouvait s'étendre à divers endroits de la région lémanique: à La Côte, à Thonon, à Evian (97, fasc. II et III) partout où l'on observe deux formations morainiques en contre-bas l'une de l'autre, *emboîtées* l'une dans l'autre. Nous verrons, par l'analyse d'exemples concrets, jusqu'à quel point cette notion d'emboîtement peut être interprétée de la sorte.

Mais considérons d'abord les moraines de retrait de la région lémanique, pour connaître l'allure de la régression du dernier glacier et fixer, si possible, des étapes de stationnement.

De Lausanne vers l'aval, nous trouvons toute une série de vallums morainiques se succédant et se relayant de la façon la plus capricieuse (fig. 2).

Dans les environs de Lausanne, les moraines jalonnent au moins trois positions successives du bord du glacier. En partant de la plus récente, nous avons d'abord celle de Château-Sec, Mont-Choisy, Ouchy, qui détourne vers l'W le cours de la Vuachère. Puis celle

de St-François, Montbenon, Montoie, qui fait dévier le cours du Flon; elle se poursuit par Malley et la Bourdonnette pour tourner brusquement au SW au bois de Caudray, près Chavannes, et s'arrêter là; 500 m. plus au S, un autre vallum évidemment du même complexe, partant de Dorigny, s'allonge vers le SW et vient s'effacer aux Pierrettes; la Mèbre s'adapte de façon curieuse à ces dispositions du relief. Un troisième complexe, tout voisin, part de St-Sulpice vers le N; un magnifique vallum s'élève jusqu'à Ecublens, où le relaie une moraine un peu plus externe, dirigée NNE d'abord, puis incurvée vers le NE et brusquement coudée vers le N. Là, un nouveau vallum interne s'y adjoint, légèrement arqué, sa concavité tournée vers l'E et suivie de près par la Sorge; et c'est sans doute la suite de ce vallum qui se dresse au-dessus de Renens-gare, dans la moraine d'Epenex-dessus (135). Elle est arquée aussi, mais plus fortement, et sa concavité s'ouvre vers le NW.

Les tournants brusques de ces vallums, de la direction longitudinale du glacier (WNW) à la transversale (N-S), ont pu faire croire que c'étaient là des moraines *frontales* marquant la place, à un certain stade de son retrait, de l'extrémité du glacier. Mais sur l'autre rive du Léman, à la même altitude, dans la région d'Evian, les vallums que l'on suit de Maxilly à Publier, en direction WSW, ne montrent pas la moindre déviation vers le N. Et les inflexions des moraines lausannoises, comparées à la largeur du lac, sont insignifiantes. Leur tracé dessine donc simplement le bord de *lobes latéraux* du glacier, et non pas son extrémité frontale.

A l'W de la Venoge, d'autres complexes morainiques, antérieurs à ceux de Lausanne, montrent des sinuosités analogues, des sinuosités de détail. On en voit de fort belles entre Denens et Lully, au NW de Morges; on en voit à l'W de St-Prex, au N de Prangins près Nyon, etc. Tandis que des vallums franchement latéraux s'allongent au pied de La Côte, près d'Etoy, d'Allaman, de Perroy, de Dully et de Gland.

Il est certain que les moraines de Lausanne sont plus récentes que celles de La Côte, qui sont probablement contemporaines du vallum frontal, sous-lacustre, d'Yvoire. Mais on ne peut parler ici de « stades » de retrait, c'est-à-dire de stationnement prolongé entre deux phases de fusion rapide de la glace. Car les moraines de La Côte sont fort voisines de celles de St-Prex et de Morges, qui se continuent par celles d'Echichens-Bremblens et de Romanel-Aclens. Celle d'Echichens est à 4 km. à peine de celle d'Ecublens, qui fait partie de l'ensemble lausannois. Et celui-ci représente, nous l'avons vu, trois positions successives du bord du glacier.

Il y eut donc un moment où le front du glacier était près d'Yvoire, avec un grand bras s'étendant vers le N dans la dépression de la Venoge, au delà de Cossonay, probablement jusqu'au pied du Mormont; c'est alors qu'ont dû se déposer

aussi, comme l'a noté Brückner, les moraines de Chexbres. Mais entre ce moment et celui des moraines de Lausanne, il s'est construit toute une série de vallums successifs, témoignant d'un retrait saccadé, mais graduel.

De même sur la presqu'île d'Yvoire (fig. 3), entre la moraine frontale immergée et les moraines latérales qui correspondraient au « stade de Genève » de Brückner, on trouve

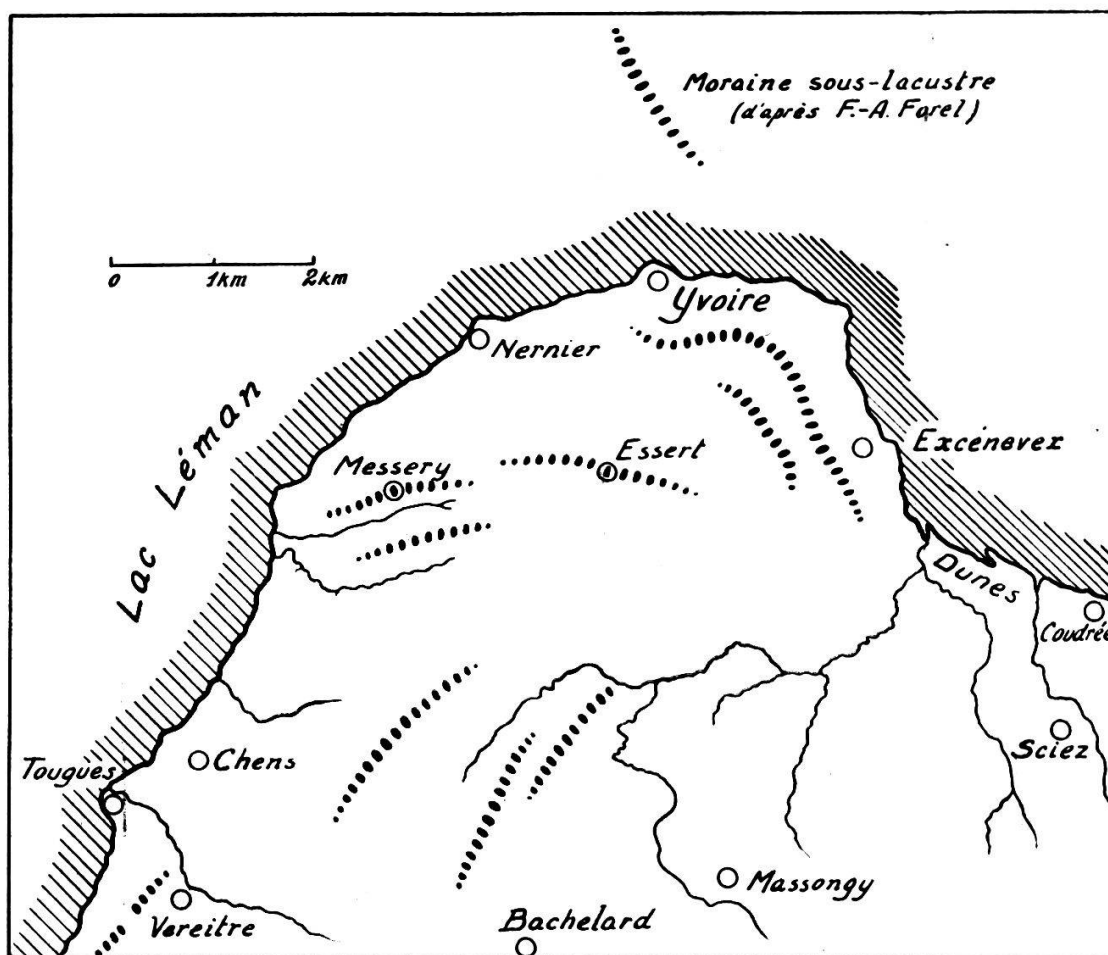


FIG. 3. — Les vallums morainiques de la presqu'île d'Yvoire.

quatre vallums, intermédiaires par leur position comme par leur direction, qui interdisent de considérer ces deux étapes du retrait comme des périodes de stationnement plus prolongé.

Ainsi l'étude détaillée des moraines récentes nous apprend que la fusion du dernier glacier, entre Genève et Lausanne en tous cas, s'est faite par petits à-coups, avec des arrêts suffisants pour l'accumulation de vallums marginaux, avec de petites réavancées sans doute, mais sans que l'on puisse distinguer une position plus durable que les autres. Il n'y a donc pas, antérieurement au stade de Buhl, un « stade de Genève »,

un « stade d'Yvoire », un « stade de Lausanne », comme le pensaient Brückner ou Sawicki, mais une dizaine ou une douzaine de lignes de retrait marquées par des remparts morainiques successifs, à peu près égaux et tout voisins les uns des autres.

Cette conclusion est corroborée de façon remarquable par l'examen des terrasses de graviers qui s'élèvent au-dessus de Thonon-les-Bains et qui vont nous permettre de trancher, en outre, la question de la « récurrence néowurmienne ».

2. Les terrasses de Thonon.

Le port de Thonon-les-Bains, Rive, est sur la moraine de fond, mais la ville est bâtie sur un large replat de cailloutis et de sable, à l'altitude de 435 m., soit 60 m. au-dessus du niveau du lac (fig. 4). Le contact des graviers sur l'argile morainique est indiqué par une belle source, utilisée pour un lavoir, au bord du chemin qui suit le funiculaire du port à la ville. Au NE de Thonon s'étale le vaste delta de la Drance, avec des terrasses marquant d'anciens niveaux du Léman, jusqu'à 30 m. au-dessus du niveau actuel. Le replat de la ville de Thonon est nettement supérieur à ces terrasses lacustres.

La *terrasse de Thonon* s'étend vers le SE jusqu'à la gare P. L. M. Immédiatement au delà du chemin de fer se dresse un talus de 15 à 20 m. de hauteur, surmonté par un nouveau replat, la *terrasse de Sur Crête* (altitude 455 m.). Presque horizontale, elle mesure environ 500 m. de largeur vers le SE. Puis un nouveau gradin se présente, d'une quinzaine de mètres de hauteur, précédant un replat qui s'étale au SW, vers la propriété de *Morillon* (altitude 475 m.). Le talus qui sépare cette terrasse de celle de Sur Crête est entamé par trois grandes gravières, en pleine activité, où l'on voit les couches alternantes de sable et de cailloutis disposées de la façon la plus irrégulière, avec des pendages de 15°, 20°, 25° au N, à l'W, au SW, au S, des stratifications entrecroisées et de nombreuses petites failles décalant les couches. Parmi les matériaux roulés, on remarque aussi de vrais blocs erratiques, émoussés, à peine façonnés, dont quelques-uns dépassent 1 m³.

En suivant la terrasse de Morillon vers le SW, on voit sa surface plane se creuser de grandes dépressions ovalaires, comme des *dolines*, ayant 10 à 15 m. de profondeur, 20 à 30 m. de diamètre, ou davantage. Dès la route nationale d'Annecy, cette terrasse est séparée de celle de Sur Crête par un vallum morainique en relief, dont la structure de moraine superficielle est bien manifeste dans la tranchée du chemin descendant sur Corzent. Ce vallum, dont la crête s'abaisse par places, est alors presque submergé par les cailloutis de la terrasse de Morillon.

Voyons maintenant cette même terrasse vers le NE, au delà du chemin qui monte de Sur Crête à l'Ermitage. On rencontre bientôt deux fort grandes dolines, accolées, séparées seulement par une mince arête de graviers. Ovalaires l'une et l'autre, à grands axes parallèles, dirigés vers l'ENE, de 150 à 200 m. de longueur. Celle du NW est un peu plus petite que l'autre; son fond est sec, constitué par des cailloutis; on le constate clairement, parce que son bord nord-est est égueulé, exploité en gravière au bord de la route qui monte de Thonon vers Armoy. Les couches y montrent la disposition caractéristique des deltas: sur des strates inclinées de 20° à 30° vers le SW ou l'WSW reposent des assises horizontales qui bientôt s'inclinent à leur tour comme les couches inférieures. Là aussi, de gros blocs erratiques se mêlent au gravier et au sable. La dépression voisine est remarquable: son petit axe mesure une centaine de m., ses versants sont fort inclinés et son fond plat est marécageux, couvert de roseaux, fait d'argile morainique; le flanc nord a 20 ou 25 m. de hauteur, le flanc sud environ 35 m., parce qu'il entame le gradin d'une terrasse supérieure.

C'est la *terrasse de Chessy* (altitude 490 m.). La route de Thonon vers Armoy, après un détour vers l'E, rejoint le chemin de Sur Crête à l'Ermitage juste au-dessus de son replat, fait de deux paliers décalés de 2-3 m. l'un par rapport à l'autre. Le palier supérieur s'enfonce en pointe vers le S entre deux hauts éperons, et aboutit à un marais bordant une colline morainique. Plus à l'W, cette terrasse est également creusée de nombreuses dolines et la structure de ses cailloutis (visible dans la carrière de Collonge, non loin de la route nationale d'Annecy) montre des stratifications entre-croisées remarquables, sous un toit de couches horizontales.

Suivons la grande route d'Armoy. A Chessy, elle contourne un éperon dont les flancs sont creusés de hautes gravières où les couches sont assez régulièrement inclinées au SW ou à l'W, de 15° à 30°. Le sommet de cet éperon est un long replat, coté 541 m., bien horizontal: la *terrasse des Promeneurs*. C'est donc la 5^{me} terrasse depuis Thonon. La route d'Armoy la laisse à sa gauche; après avoir entamé une pente de moraine, elle contourne une grande doline creusée dans les graviers, puis débouche sur la *terrasse de Planaise*, dont le bord domine la gorge de la Drance, à 580 m. d'altitude.

Cette terrasse a été remarquablement décrite, ainsi que les suivantes, et même photographiée, en 1902, par M. C. Jacob, actuellement professeur à la Sorbonne (76); c'était l'une de ses premières recherches géologiques. Nous y reviendrons, pour montrer à quel point peuvent différer les interprétations d'observations très semblables, lorsqu'il s'agit de phénomènes aussi complexes que les dépôts glaciaires. Et c'est parce que ces différences d'interprétation nous paraissent importantes pour le sujet qui nous occupe, que nous devons détailler la description de ces terrasses. M. Jacob a fort bien vu que celle de Planaise, dont les graviers subhorizontaux reposent sur la moraine dans le versant du ravin de la Drance, se prolonge au

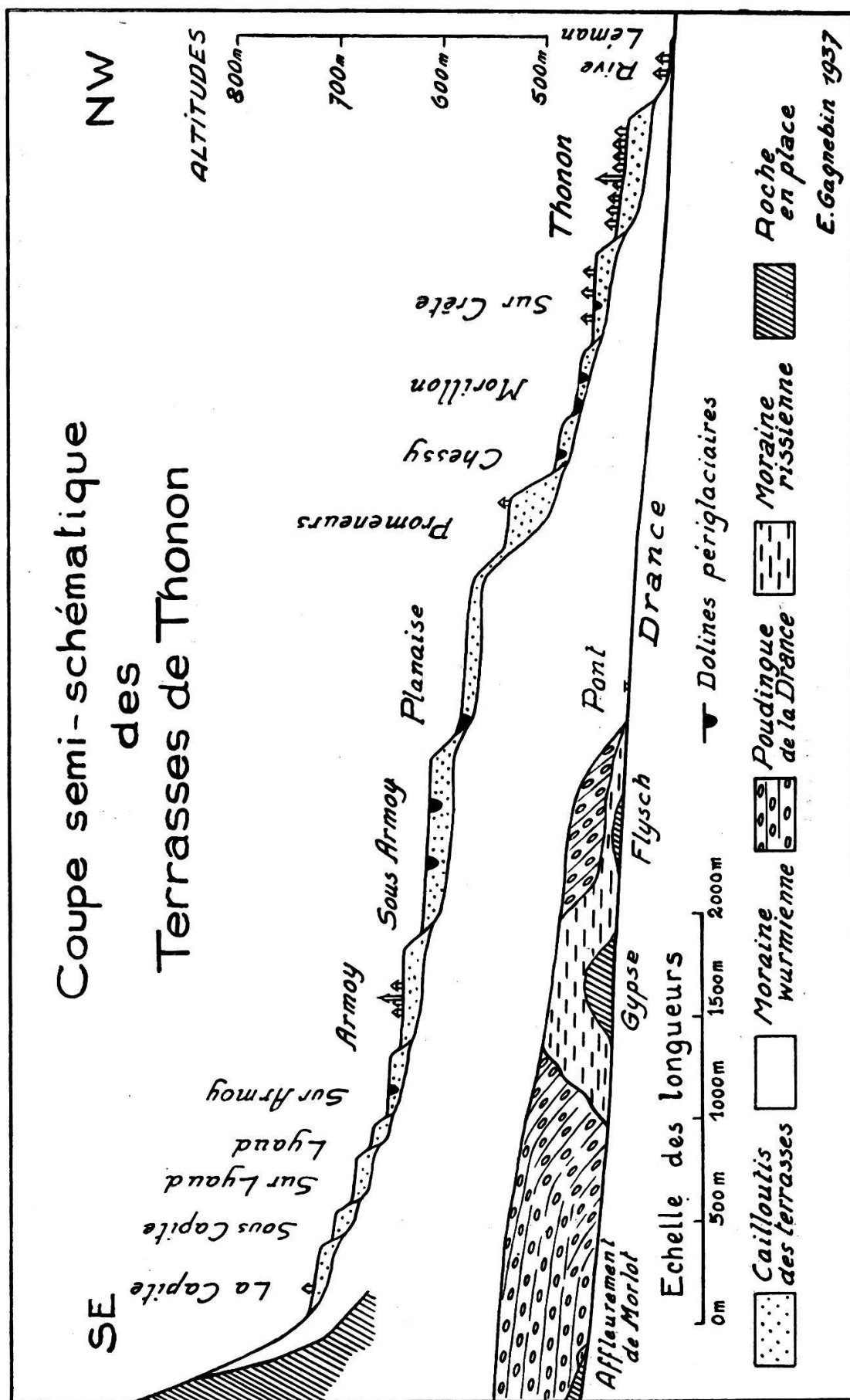


FIG. 4.

SW sur plus de 4 km., jusqu'au delà de la Chavanne, et se retrouve de l'autre côté de la Drance, à Chullien.

La route d'Armoy, qui montait vers l'E, tourne brusquement au S et passe devant une petite gravière, taillée dans le gradin de la terrasse suivante, avec des couches inclinées soit au N, soit à l'ESE, de 30°. Nous sommes bientôt sur son replat, coté 615, ici fort large (*terrasse de Sous Armoy*), et se continuant vers le SW par le plateau de Sur Lonnaz. Cette terrasse, bien plane au passage de la route, est aussi creusée de plusieurs grandes dolines. Un talus d'une régularité parfaite se présente ensuite, celui de la *terrasse d'Armoy* (altitude 640 m.); une éraillure au départ du chemin au NW du village, y montre des couches de sable et cailloutis inclinées au NW de 20°. Ce talus, à l'E de la route, tourne vers le SE, ce qui fait qu'une grande pointe de la terrasse au-dessous s'enfonce vers l'amont de la gorge de la Drance.

Nous pouvons abrégier, c'est toujours la même chose. Au S. d'Armoy, s'étend une nouvelle terrasse (*Sur Armoy*, altitude 650 m.) à surface bien plane. Puis la *terrasse de Lyaud*, moins régulière, à 670 m. environ. Au NE de ce village s'étend la terrasse très régulière de *Sur Lyaud* (690 m.), dont la route de Reyvroz met à vif le talus de sable et gravier en couches subhorizontales. Encore un talus, surmonté d'un replat peu large, mais nettement en terrasse (*Sous Capite*, 710 m.). Puis enfin un dernier talus, avec la belle surface plane portant les fermes de *La Capite* (hameau de la commune de Lyaud, altitude 730 m.). Au-dessus commence la pente du Mont d'Hermone, faite de moraine dans sa partie inférieure.

Cela fait donc, depuis Thonon, pas moins de 13 terrasses, bien individualisées, qui se succèdent aux altitudes de 435 m. (Thonon), 455 m. (*Sur Crête*), 475 m. (*Morillon*), 490 m. (*Chessy*), 540 m. (*Promeneurs*), 580 m. (*Planaise*), 615 m. (*Sous Armoy*), 640 m. (*Armoy*), 650 m. (*Sur Armoy*), 670 m. (*Lyaud*), 690 m. (*Sur Lyaud*), 710 m. (*Sous Capite*), et 730 m. (*Capite*).

Entre celles de *Planaise*, des *Promeneurs* et de *Chessy*, on remarquera que la différence d'altitude est un peu plus forte qu'entre les autres; et comme celle des *Promeneurs* n'est guère visible de la route ni des points de vue avoisinants, il semble qu'un gradin particulièrement élevé sépare les terrasses supérieures des inférieures. En réalité, la succession des dépôts de cailloutis est continue, d'une terrasse à l'autre, de Thonon à la *Capite*, sur une largeur (NW-SE) de 5600 m. environ.

Que représentent ces terrasses, comment se sont-elles formées, et comment les dépressions qui altèrent leur surface s'y sont-elles creusées ?

3. *Interprétation des terrasses de Thonon.*

Dans son opusculé de 1903 sur les terrains glaciaires de Thonon (76), M. C. Jacob distingue et sépare un complexe de terrasses inférieures (celles de Thonon et de Sur Crête), qu'il rattache aux « terrasses lacustres » postérieures au retrait du dernier glacier, d'un ensemble de terrasses supérieures (Planaise, Sous-Armoy, Armoy et Sur Armoy) formant ce qu'il appelle les « cônes de déjection de la Chavanne ». Les unes comme les autres sont des alluvions de la Drance, mais datant d'époques nettement différentes; elles reposent toutes sur de la moraine, mais sur deux moraines différentes: un « glaciaire élevé » sous les terrasses supérieures, un « glaciaire inférieur » sous les plus basses. La pente qui sépare les deux systèmes de terrasses est faite de terrain morainique exclusivement: c'est le socle de « glaciaire élevé » sous les cônes de la Chavanne. La succession des phénomènes est donc la suivante: 1^o dépôt de la moraine supérieure par un glacier; 2^o après le retrait de ce glacier, formation des cônes de déjection de la Chavanne par la Drance, à des niveaux de plus en plus bas à mesure que la rivière, entre les époques d'alluvionnement, creuse son lit; 3^o longue période d'érosion où s'est taillée la pente au-dessous du niveau de Planaise; 4^o retour d'un nouveau glacier, en contre-bas, déposant la moraine inférieure; 5^o après son retrait, alluvionnement de la Drance qui construit les terrasses inférieures, avec creusement du lit par saccades jusqu'au niveau actuel du lac.

Nous retrouvons donc ici le raisonnement basé sur l'*emboîtement* des moraines et des terrasses, d'après lequel, en 1911, W. Kilian introduisait la « récurrence néowurmienne ». A vrai dire, le « glaciaire inférieur » de Jacob n'est pas autre chose que le « Néowurmien » de Kilian (cf. 97).

Mais nous venons de voir qu'entre la terrasse de Sur Crête (première des « terrasses inférieures » de Jacob) et celle de Planaise (dernier des « cônes de la Chavanne »), s'intercalent les terrasses de Morillon, de Chessy et des Promeneurs, identiques aux autres par leur composition et leur structure¹: la succession des dépôts de graviers est bien continue — avec une certaine proportion de blocs erratiques. En outre, si l'on observe dans la vallée de la Drance le socle morainique de

¹ Si leur caractère de « terrasse », pour celles de Morillon et de Chessy, est moins net, c'est que leur surface est creusée d'un plus grand nombre de dolines.

ces cailloutis, on constate que c'est un seul et même dépôt glaciaire; on peut le suivre sans discontinuité depuis la hauteur de Thonon jusque sous la Capite.

Nous sommes donc amenés à voir, dans le matériel de ces terrasses, des dépôts formés dans un lac de barrage latéral, au bord du glacier en décrue graduelle. Les alluvions y arrivaient de tous côtés: principalement de la Drance¹, comme l'a fort bien remarqué C. Jacob, mais aussi des flancs du Mont d'Hermone (à Lyaud, à Charmois), et du glacier lui-même, qui formait le rivage nord-ouest de ce lac. Ceci explique l'inclinaison de certaines couches de gravier vers le S ou le SE, qui resterait incompréhensible sans cela. En un mot, ce sont des «alluvions glaciaires», comme l'avait reconnu, dès 1902, Th. Biéler (75), et même, dès 1867, Alphonse Favre (33, I, p. 81 à 84; voir aussi H. Douxami, 77 et 78).

Le décalage d'altitude entre les terrasses est bien le fait de l'abaissement du cours de la Drance, mais déterminé lui-même par l'abaissement de la surface du glacier en décrue. Et nous voyons ici que cet abaissement du glacier s'est produit par saccades, par petits à-coups suivis de périodes de stabilité relative, sans qu'on puisse distinguer un stade beaucoup plus important que les autres dans ces nombreuses étapes du retrait. C'est donc exactement ce que nous ont appris les moraines latérales.

Mais alors, au cours de cet abaissement graduel et saccadé de la surface glaciaire, entre 730 et 435 m. d'altitude, il n'y a plus de place pour un retrait total du glacier, une période d'érosion et une récurrence néowurmienne. Du reste, cette période spéciale d'érosion, inférée de l'emboîtement des dépôts, n'a plus sa raison d'être: une pente descendant du Mont d'Hermone jusqu'au-dessous du niveau du Léman, existait avant le retrait du glacier wurmien, puisque ce glacier l'a tapissée de sa moraine de fond. La pente du socle morainique soutenant les terrasses ne se créait pas, elle se découvrait seulement à mesure que la glace s'en retirait. Le ressaut plus accentué qui existe entre la terrasse de Planaise et celle de Chessy est une

¹ La dépression de la Drance, fort ancienne, et que le dépôt morainique du dernier glacier n'avait pas entièrement effacée, était particulièrement favorable à l'établissement d'un tel lac. D'autant plus qu'elle se prolongeait d'abord vers le SW, dans le creux séparant la colline d'Allinges et le Mt d'Hermone. Une langue de glacier a persisté assez longtemps dans ce creux: les moraines frontales de Draillant, dont la principale est fort épaisse, en sont une preuve. Les torrents descendant du Mt d'Hermone, la Drance elle-même, devaient activer la fusion du bord de cette langue de glace restée en retard, et entretenir une nappe d'eau dans cette échancrure du versant.

particularité du lit glaciaire lui-même, non pas l'effet d'une érosion postérieure au retrait du glacier. Seuls les cours de la Drance et de torrents voisins, déterminés par le niveau de base que représentait la surface du glacier ou du lac de barrage, s'enfonçaient vraiment par érosion au fur et à mesure de la décrue glaciaire.

Ainsi la récurrence néowurmienne, que l'on avait cru nécessaire de postuler pour rendre compte de l'emboîtement des dépôts glaciaires, n'a pas existé, n'a pas pu exister dans le bassin lémanique. Le glacier wurmien s'est simplement retiré, par à-coups successifs, de Grenay et de Bellegarde à Genève et à Villeneuve. Sans doute s'est-il produit pendant ce temps, comme dans l'histoire de tous les glaciers, d'innombrables petites réavancées, mais non pas un considérable retrait avec période d'érosion, suivie d'une nouvelle invasion des glaces.

Depuis plusieurs années, M. E. Joukowsky était arrivé à la même conclusion par l'étude de la contrée genevoise (104, 108, 118). L'étude des terrasses de Thonon confirme entièrement ses vues et leur apporte une preuve nouvelle. Ces confirmations, du reste, arrivent de toutes parts: récemment, dans le bassin de l'Isère où la réalité de la récurrence néowurmienne paraissait bien établie, un savant de Grenoble (133; voir aussi 140, p. 679 et 681) a montré qu'elle n'avait pas existé non plus¹.

On voit avec quelle prudence il convient d'interpréter l'emboîtement des dépôts glaciaires. L'exemple des terrasses de Thonon montre que des alluvions glaciaires peuvent se trouver en contrebas les unes des autres par simple abaissement de la surface du glacier en décrue, sans qu'une période d'érosion les sépare nécessairement. Ici encore, les judicieuses remarques de E. Joukowsky (118) ont précédé nos recherches, et celles-ci, menées indépendamment de celles-là, peuvent servir à leur confirmation. Nous tenterons (p. 388) dans la suite de tirer quelques conclusions plus générales, sur ce sujet, des exemples que nous aurons analysés.

4. Les « tines » ou dolines périglaciaires.

Restent à expliquer les singulières dépressions dont nous avons signalé quelques-unes au passage.

Disons d'abord qu'elles se rencontrent jusque sur la terrasse de Thonon, et jamais sur les « terrasses lacustres » qui

¹ Cet article était à l'impression lorsqu'ont paru, aux *C. R. de l'Acad. Sc. de Paris* (t. 204, p. 212 et 310, 18 et 25 janv. 1937) deux notes sur les dépôts glaciaires du Fort de l'Ecluse, de MM. M. GIGNOUX et F. BOURDIER, qui se rallient pleinement à l'interprétation de M. E. JOUKOWSKY.

sont postérieures à la disparition du dernier glacier. Elles sont localisées dans les dépôts de cailloutis et ne se trouvent jamais, ici, dans la moraine de fond. Elles sont fort nombreuses en certains endroits.

Nous en avons compté 4 sur la terrasse de Thonon, 2 à Sur Crête, 10 sur celle de Morillon, 11 sur celle de Chessy, 2 sur celle des Promeneurs, 7 sur celle de Planaise-la Chavanne, 7 à Sous Armoy, 14 sur la terrasse d'Armoy, 3 à Sur Armoy, 1 sur celle de Lyaud. Et certainement il a dû nous en échapper.

Ces dolines sont connues depuis longtemps. H. Douxami, qui le premier attira sur elles l'attention des géologues (77, 78, 81), en cherchait la cause dans la dissolution du gypse en profondeur. Le gypse apparaît en effet, en boutonnière, à la base des Préalpes médianes, dans la profonde vallée de la Drance, au-dessous d'Armoy (voir fig. 4) et plus en amont, au-dessous de l'Épine. En outre, dans certaines couches de la molasse oligocène, dans les cantons de Genève et de Vaud, on trouve localement de minces filonnets de gypse.

Ces filonnets molassiques sont à mettre hors de cause tout de suite: leur fusion ne pourrait jamais provoquer en surface de si nombreuses dépressions ayant jusqu'à 50, 100 ou même 200 m. de diamètre avec une profondeur de 20 à 30 m. Du reste, rien n'indique l'existence de cette molasse gypseuse dans le sous-sol de Thonon. Quant au gypse préalpin, il est séparé des cailloutis des terrasses, dans la vallée de la Drance, par au moins 170 m. d'épaisseur de moraine de fond, argileuse et imperméable. La dissolution du gypse, à cette profondeur, ne pourrait provoquer en surface des entonnoirs aussi rigoureusement localisés, aussi voisins, aussi indépendants les uns des autres. Sans doute cette épaisseur de moraine de fond séparatrice peut-elle être moindre en d'autres endroits; mais sous les belles dolines qu'on observe entre Armoy et Planaise, des deux côtés de la route, l'écran de moraine argileuse interposé entre le gypse et l'alluvion glaciaire dépasse en tous cas 200 m. Et que dire de celles de Thonon, de Sur Crête, de Morillon, qui sont séparées du gypse non seulement par de la moraine, mais par les schistes argileux du Flysch !

Ces dolines ne peuvent être dues, à notre avis¹, qu'à des

¹ Lorsque nous avons proposé cette explication, en 1933 (123), nous avons ajouté que MM. J. Favre, de Genève et J. Hug, de Zurich, avaient interprété ces dolines de la même manière, indépendamment l'un de l'autre et de nous; il nous avait incompréhensiblement échappé que Ed. Brückner déjà les signale comme effets de la fusion de blocs de glace morte (85, p. 558, les 3 dernières lignes de la page). D'autre part, MM. M. Gignoux et P. Combaz

paquets de glace détachés du glacier, de glace morte, recouverts par les alluvions, conservés ainsi pendant l'édification de la terrasse, puis fondus peu à peu en laissant un vide qui provoqua l'affaissement de la surface plane. De tels phénomènes sont bien connus au Danemark, dans l'Allemagne du Nord, les Alpes autrichiennes, la Suisse centrale, etc. Faute d'un mot français qui désigne ces dépressions si spéciales, nous avons proposé d'y appliquer le nom local de « tines ». Le terme de « dolines glaciaires » serait meilleur, s'il ne convenait également aux « moulins » qui se forment à la surface de certains glaciers (cf. 142). Peut-être *dolines péri-glaciaires* serait-elle l'expression la plus adéquate ?

5. *Le maximum d'extension du glacier wurmien.*

Nous n'avons parlé jusqu'ici que de la période de retrait du glacier wurmien dans la région lémanique; c'est l'époque dont les témoins sont les plus manifestes. Lors de son maximum d'extension, le dernier glacier du Rhône a de beaucoup dépassé le bassin du Léman. C'est à Wangen, au NE de Soleure, qu'il faut chercher les moraines frontales de sa branche nord, et c'est à 20 km. de Lyon, près de la confluence de l'Ain et du Rhône, à Grenay et à Lagnieu, qu'on trouve celles de sa branche sud (85, carte p. 702; voir aussi 122).

La partie de son front qui butait alors contre le Jura vaudois a laissé la belle moraine de Bullet, au flanc du Chasseron, à 1210 m. d'altitude (2, 13, 14, 43, etc.); mais au SW de l'Orbe, aucun vallum frontal ne jalonne, sur le versant jurassien, la limite extrême des glaces (85, p. 551). On en est donc réduit à des conjectures sur l'altitude de la surface glaciaire au-dessus du Petit Lac.

Au S du Léman, en Haute-Savoie, on ne trouve pas non plus de moraines latérales bien conservées du glacier wurmien à son maximum d'extension. Brückner estime (85, p. 554) que dans la région de Villeneuve et du Bouveret, la glace atteignait 1450 m. environ. Elle recouvrait certainement le Mont Bénant (1280 m.) au SW de Thollon, et tout le plateau de Thollon, pénétrait dans la vallée de la Drance d'Abondance jusqu'à Bonnevaux et s'élevait peut-être jusqu'au Col du Corbier (1240 m.) au S du Mont Ouzon (79). Le glacier du Rhône ne

ont reconnu, dès 1914, d'analogues cuvettes de glace morte entre Rossillon et Virieu dans le Jura méridional (94). Nous sommes d'autant plus étonné de voir M. Gignoux, dans la 2^e édition de son admirable traité de Géologie stratigraphique (1936) en revenir, pour les dolines de Thonon, à l'idée de Douxami, qui nous paraît vraiment insoutenable (140, p. 635, note 4).

semble pas avoir, à cette époque ¹, occupé la vallée de la Drance du Biot en amont du Jotty, mais poussait une langue du côté de Lullin, au SE du Mont d'Hermone. D'après Douxami (79), il n'aurait pas pénétré dans la dépression d'Habère-Poche.

Les vallées que n'envahissait pas le glacier du Rhône étaient partiellement remplies de glaciers locaux, dont la masse confluaient généralement avec celle du glacier principal.

6. La « phase de récurrence » des glaciers locaux.

Sitôt que le glacier du Rhône se mit à décroître, les glaciers locaux, gênés par lui jusque-là dans leur développement, commencèrent à s'étendre (voir J. de Charpentier, 13, p. 259). Leur front était beaucoup plus proche de leur bassin d'alimentation: l'élévation de température estivale qui faisait fondre l'extrémité du glacier rhodanien avait moins de temps pour agir sur leur glace. Dans le Jura, Venetz avait déjà signalé, en 1843 (19), ce phénomène. H. Schardt, qui l'étudia particulièrement (66, 67, 68), et qui du reste en exagéra fort l'extension, le nomma « phase de récurrence des glaciers jurassiens ».

Dans la région de St-Cergue, par exemple, un glacier jurassien, bloqué par le glacier du Rhône à son maximum, profita de la disparition de cet obstacle pour descendre jusqu'au-dessus de Gingins (voir 17, 18, puis 70). Ses moraines frontales sont admirablement conservées au Pontet (altitude 581 m.), au Château Blanc (575 m.), à la Gingine (voir *Atlas topogr.* f. 442 St-Cergue), et ses moraines de retrait des deux côtés du ravin de la Colline (ou Couline), en amont de Givrins — où elles reposent manifestement sur la moraine rhodanienne. Un autre glacier arrivait à l'W de Bière (altitude 730 m.), un autre à Montricher (750 m.), un autre encore au-dessus de L'Isle (740 m.) (voir carte géol. 134). Pour le glacier de St-Cergue, Brückner a calculé (85, p. 587 et 87, p. 394), que la limite des neiges persistantes devait être alors à 1285 m. d'altitude, soit environ 70 m. ou 75 m. seulement plus haut que lors du maximum wurmien ². Il en infère que le glacier

¹ A une époque antérieure, il est possible qu'il ait poussé beaucoup plus loin. M. Lugeon signale en effet, dans les environs de Morzine, des blocs de granite du Mont Blanc qui semblent avoir été déposés par le glacier du Rhône (60, p. 105).

² Brückner admet, d'après les travaux d'Aeberhardt (70) que ce glacier jurassien ne descendait que jusqu'à 700 m. d'altitude au S de St-Cergue ; or il arrivait certainement plus bas, jusqu'à 570 m. ou même 560 m. La conclusion de Brückner s'en trouve d'autant renforcée.

rhodanien ne devait pas avoir encore beaucoup diminué, que son front devait se trouver près d'Yvoire. La phase de récurrence est donc antérieure au stade de Buhl.

Sur le versant savoyard, nous avons constaté une récurrence analogue du glacier des Drances.

Entre Champanges et Thièze, au SW d'Evian, à l'altitude de 700 m., sur le « plateau de Thollon » recouvert ici d'un manteau continu de moraine de fond rhodanienne, une croupe en haut relief s'allonge en direction à peu près N-S. C'est un vallum morainique bien caractérisé, mais dont les matériaux sont exclusivement d'origine préalpine: Malm et Crétacé rouge des Préalpes médianes, Brèche du Chablais, etc. C'est évidemment une moraine latérale du glacier des Drances, témoignant d'une extension indépendante après que le glacier du Rhône lui ait cédé la place.

Comme au pied du Jura, il semble ici que cette récurrence a suivi de très près le départ du glacier rhodanien. Elle doit être à peu près contemporaine des terrasses que nous avons décrites au-dessus de Thonon. Nulle part, en effet, ces terrasses d'alluvions glaciaires ne sont recouvertes de moraine locale. Au N de Champanges, d'autre part, une file de moraines latérales du glacier du Rhône en retrait s'allonge, depuis St-Thomas, par Aux Granges jusqu'au-dessus de Marin, en direction WSW; ces vallums n'ont été ni dérangés ni recouverts par les dépôts du glacier des Drances.

Dans la partie orientale du plateau de Thollon, entre Thollon et Lajoux, tout un jeu de moraines frontales à matériel local, admirablement conservées (J. de Charpentier les connaissait déjà) montre que de petits glaciers se sont développés au pied de la paroi de Mémise, sans doute immédiatement après que le glacier du Rhône leur ait laissé le champ libre.

A St-Gingolph, on voit également des témoins d'une récurrence du glacier de la Morge (129). Plus en amont, la belle carte de A. Jeannet (91) en figure de semblables dans le bas des vallées de la Tinière et de la Grande-Eau.

La récurrence des glaciers locaux, dès le début du retrait du glacier du Rhône, est donc un phénomène tout à fait général dans le bassin du Léman.

IV. Le dernier interglaciaire et les moraines du Riss.

Lors de la glaciation wurmienne, le glacier du Rhône et ses affluents ont donc laissé dans le bassin lémanique de nombreuses marques de leur passage. Si les limites de l'extension du glacier rhodanien à son maximum ne peuvent être déterminées avec certitude, son retrait s'est manifesté par as-

sez de moraines et de terrasses latérales pour nous permettre de le suivre presque pas à pas, de Genève à Villeneuve.

Mais avant l'invasion wurmienne, dans quel état se trouvait la région lémanique? La cuvette du lac existait-elle déjà? Là-dessus les témoignages géologiques sont beaucoup moins nombreux et moins évidents. Les données de quatre régions différentes vont cependant nous permettre de serrer le problème autant que possible. Ce sont 1^o la gorge de la Drance de Savoie, au SE de Thonon; 2^o certains points du plateau vaudois; 3^o les escarpements de La Côte; 4^o les environs de Genève.

La première, que nous avons plus spécialement étudiée nous-même, et dont la complexité est particulièrement délicate à interpréter, doit être analysée avec quelques détails.

1. *La gorge de la Drance de Savoie.*

Les trois Drances, celle d'Abondance, celle du Biot et celle de Bellevaux (dite aussi le Brévon) se rejoignent dans la grande dépression de Bioge. Avant ce confluent, chacune de ces rivières est déjà fort encaissée et nous aurons aussi à y chercher des renseignements. Mais c'est surtout en aval de Bioge que la vallée de la Drance est remarquable. Sur quelque 8 km. de longueur, jusqu'à la pointe du grand delta qui s'étend à l'E de Thonon, c'est une gorge des plus pittoresques, d'une centaine de mètres de profondeur dans sa partie amont, de plus de 200 m. entre Armoy et Féterne.

Cette gorge est célèbre, à juste titre, depuis que L. A. Necker, en 1841 (15), en a reconnu l'intérêt. C'est là que Morlot put démontrer, pour la première fois d'une façon positive, la multiplicité des glaciations alpines (27); dès lors de nombreux observateurs l'ont étudiée: Alphonse et Ernest Favre (33, 41, 42), Rothpletz (45), Brückner (50), Forel (53), Schardt (59, 68), Lugeon (73), Jacob (76), Douxami (77, 78, 79), Kilian (97, 106), etc.; c'est une des plus remarquables coupes que l'on puisse voir.

Partant de Thonon, la route de Bioge (route nationale de Taninges et de Grenoble) longe d'abord le pied du gradin de la terrasse de Sur Crête, puis de celle de Morillon, jusqu'au départ de la route d'Armoy, à l'E de laquelle la terrasse de Thonon elle-même s'enfonce en pointe vers l'amont. Arrivée au bord de la vallée, la route nationale, descendant vers le SE, coupe les alluvions horizontales de cette terrasse et pénètre dans la moraine wurmienne sur laquelle ont glissé de gros paquets de cailloutis cimentés de la terrasse de Planaise. En face, le

versant droit taillé à vif montre admirablement la moraine wurmienne, surmontée aussi d'alluvions glaciaires ayant laissé choir des paquets disloqués. Cette moraine de fond, essentiellement argileuse, contient des parties sableuses, par places bien stratifiées et horizontales; près du Pont de la Douceur, de jolies pyramides y sont taillées. La Drance, sous ce pont, coule à l'altitude de 420 m.

A. — *Coupe au-dessous de Planaise.*

Prenons d'abord, une centaine de mètres après le pont, rive droite, la route qui monte vers Féterne; elle permet un coup d'œil d'ensemble sur le versant gauche (voir fig. 4, p. 349), où la disposition des dépôts est des plus manifestes¹:

Tout en haut, l'on aperçoit les graviers horizontaux de la terrasse de Planaise (altitude 580 m.) reposant sur la moraine de fond wurmienne, ici fort épaisse. En bas et plus en amont, apparaît sous cette moraine un escarpement de conglomérat stratifié: c'est le fameux « poudingue de la Drance ». Sous lui, on peut distinguer encore, à travers les arbres, une moraine inférieure.

Les couches du poudingue sont ici inclinées de 20° à 25° vers l'aval, et l'ensemble s'effile dans cette direction où la proportion de sable, par rapport au gravier, augmente. Au SE, l'escarpement a bien une trentaine de mètres d'épaisseur; au NW, où les bancs de conglomérat atteignent obliquement le lit de la rivière, ils n'ont pas plus de 10 m. d'épaisseur au total. La moraine qui les surmonte, toujours avec des traces de stratification horizontale, coupe obliquement les couches de poudingue, suivant une ligne qui monte vers l'amont, moins inclinée que leur pendage. A la base de l'escarpement, le repos du poudingue sur la moraine inférieure se fait suivant une ligne ondulée, qui descend encore plus doucement vers l'aval et que les couches viennent atteindre de biais. De près, la niche toute fraîche d'un petit éboulement permet d'observer le détail du phénomène.

On voit donc ici quatre dépôts différents et superposés :

4° La terrasse de Planaise, alluvion glaciaire du retrait wurmien.

3° La moraine de fond wurmienne.

2° Le poudingue de la Drance, alluvion interglaciaire ou « alluvion ancienne » aux couches inclinées vers l'aval.

1° Une moraine de fond plus ancienne encore, datant vraisemblablement de la glaciation de Riss.

¹ C'est de cette route que C. Jacob a photographié ce versant (76).

B. — *Coupe au-dessous d'Armoy.*

Plus en amont, sur la route de Bioge, à 4,5 km. de Thonon, là où l'on exploite le gypse au-dessous d'Armoy, la coupe est encore plus intéressante. Le gypse affleure au fond de la gorge et s'élève d'une trentaine de mètres au-dessus du thalweg (dont l'altitude est ici de 435 m.).

Sur la rive droite, où est la route, les travaux d'exploitation ont rendu le versant très accessible. Le gypse est recouvert d'une vingtaine de mètres de moraine argileuse, localement un peu sableuse, d'un gris bleu sombre, avec des blocs émoussés et striés. Sur elle, les cailloutis stratifiés et conglomérés de l'alluvion interglaciaire se dressent en paroi verticale d'une trentaine de mètres de hauteur. Au-dessus, c'est la masse de la moraine wurmienne, assez sableuse, avec des cailloux par places alignés horizontalement.

Le versant gauche, où mène un pont, montre une coupe différente (voir fig. 4). Le poudingue interglaciaire n'y existe pas et l'on ne voit, au-dessus du gypse, que de la moraine de fond mise à nu jusque vers le haut de la pente. Mais ce grand talus morainique est divisé en deux étages par une ligne très nette, sombre, horizontale, environ 50 m. au-dessus de la rivière. L'étage inférieur est bleu foncé, l'étage supérieur jaunâtre; et cette différence de couleur n'est pas un effet de l'altération superficielle, car la masse supérieure est épaisse de 150 m. environ. Du reste, la même différence de teinte caractérise, sur la rive droite, la moraine rissienne et la moraine wurmienne. En outre, c'est dans le prolongement de cet horizon que vient se placer, plus en aval, le sommet de l'escarpement de poudingue au-dessous de Planaise¹. Et quelque 500 m. en amont de l'exploitation de gypse, le poudingue reparait aussi sur le versant gauche, au même niveau, en paroi tout de suite fort épaisse.

L'absence de l'alluvion interglaciaire entre ces deux escarpements, sur le versant gauche, au-dessus du bombement de gypse, nous a d'abord singulièrement intrigué. Nous verrons qu'elle s'explique de la façon la plus simple.

C. — *L'affleurement de Morlot.*

Morlot n'a pas eu la chance de pouvoir observer cette belle coupe d'Armoy; sans doute, en 1857, l'exploitation du gypse

¹ Entre la coupe d'Armoy et celle de Planaise, des glissements de terrain et la végétation plus épaisse, empêchent d'observer clairement la superposition des dépôts.

ne l'avait-elle pas encore mise à nu. C'est presque 2 km. plus en amont, au delà du coude de la Drance dominé par un gros piton de poudingue dressé comme une tour, qu'il a découvert (27) un paquet de moraine inférieure — premier reste de la moraine rissienne signalé dans les Alpes — entre l'alluvion interglaciaire et la roche en place.

L'affleurement est sur la rive gauche, parfaitement visible encore aujourd'hui de la route qui suit la rive droite, une cinquantaine de mètres en aval de la borne kilométrique à 6,3 km. de Thonon. La roche en place apparaît ici sous le poudingue, en fortes couches horizontales de calcaire dolomitique, coupées obliquement par la surface, inclinée vers l'aval, qui les sépare de l'alluvion ancienne. Les bancs de poudingue sont aussi subhorizontaux. Entre deux apparaît une lentille de moraine de fond, de 10 à 15 m. de longueur sur 3 ou 4 m. d'épaisseur. Elle est tout isolée, déterminant une anfractuosité du versant, et surplombée par le conglomérat. Plus en amont, partout où l'on voit sa base, ce conglomérat repose sur la roche en place.

La découverte de Morlot fit sensation. Dix ans plus tard encore, Alphonse Favre en discute la portée (33, I, p. 78) et refuse d'y voir la preuve de deux périodes glaciaires différentes. Dix ans après, en 1877, il vient la contrôler sur place avec son neveu, Ernest Favre, et Sylvius Chavannes. Ernest Favre dessine un croquis de l'affleurement qui permet de le reconnaître aujourd'hui sans peine (41). C'est le seul point, remarque-t-il, où l'on trouve du glaciaire bien caractérisé sous le conglomérat. Est-ce le reste d'un dépôt plus étendu? « La coupe, qui est très nette, autorise bien à croire qu'il est en place »; mais comme c'est le seul fait de cette nature, on se demande s'il n'est pas accidentel « et si cette coupe qui paraît normale ne pourrait pas être expliquée par un phénomène de glissement ou autre, particulier à cette localité ». En 1879, en effet (42, I, p. 143-144), Alphonse Favre estime encore qu'il s'agit d'un éboulement de la moraine supérieure. Pourtant le poudingue surplombe de 2 ou 3 m. ce lambeau de moraine plus ancienne.

Il faut croire qu'en 1877 la coupe d'Armoy, sur la rive droite, n'était pas encore évidente. Avant 1881 cependant, Rothpletz a pu l'observer (45, p. 86-87). « Nous avons ici une coupe très claire, déclare-t-il, qui ne peut tromper sur les relations des terrains; nous la recommandons à tous ceux qui doutent encore d'une double époque glaciaire autour du Léman. L'affleurement est à trois quarts d'heure de Thonon, aisément

accessible, impossible à manquer, juste en amont d'une fraîche auberge ¹ ».

D. — *Disposition et composition du poudingue de la Drance.*

En 1886, Brückner décrivit en détail le poudingue de la Drance (50, p. 164-167). Il montra que ses couches, horizontales dans toute la partie amont de la gorge, s'inclinent vers l'aval à partir de l'affleurement de Morlot, les bancs inférieurs d'abord, puis les couches supérieures aussi. C'est donc une structure de delta, d'alluvion déposée dans un lac. Il en concluait à l'existence d'un Léman interglaciaire, dont le niveau aurait été de 130 m. à 150 m. plus haut qu'aujourd'hui, si ce n'est 200 m. Forel, qui vint contrôler cette observation, met en doute cette conséquence (53, p. 172): « Je n'ai pas vu dans cette localité, écrit-il, des faits aussi décisifs que ceux décrits par mon excellent collègue et ami de Berne; j'ai reconnu à la place indiquée une inclinaison des couches d'alluvion ancienne; mais elle m'a paru locale et je n'ai pas vu le développement étendu qu'exige l'hypothèse. »

A vrai dire, la structure en delta de l'alluvion interglaciaire est dérangée et compliquée par des dislocations. A l'affleurement de Morlot, les couches de poudingue sont encore horizontales, sauf les bancs tout à fait inférieurs, de matériel grossier, qui s'inclinent d'environ 15° à l'WNW. Sur les 300 m. qui suivent vers l'aval, on voit l'inclinaison augmenter peu à peu jusqu'à 25° et gagner graduellement des couches de plus en plus hautes, comme l'indique Brückner, les assises supérieures restant horizontales. Au bout de ces 300 m., la distinction est fort nette, au milieu de la paroi, entre le complexe horizontal et le complexe incliné vers l'WNW. Mais une centaine de mètres plus loin, au coude de la rivière, en face du piton qui le domine, les couches inférieures ne plongent plus que de 10° au NW et passent sans limite tranchée au complexe supérieur horizontal. Une centaine de mètres encore plus en aval, tous les bancs plon-

¹ Rothpletz commet ici une petite erreur qui pourrait justement faire manquer la coupe d'Armoy: il la situe sur « la route qui conduit de Thonon à Féterne », alors que c'est la route de Thonon à Bioge dont il s'agit. La route de Féterne monte au-dessus des alluvions interglaciaires et se tient dans la moraine wurmienne.

Il est assez curieux que les observations de Morlot, des Favres, de Rothpletz, de Brückner (50, p. 165-166), de Forel (53, p. 172), aient totalement échappé aux géologues français qui ont plus tard étudié la gorge de la Drance. Ni Douxami, ni Jacob, ni Kilian, ni Révil n'ont eu connaissance de la moraine antérieure au conglomérat interglaciaire, et tous ces auteurs le tiennent pour le plus ancien dépôt quaternaire de la région. On signale cette omission pour que l'on nous excuse d'avoir, en 1933, ignoré nous-même que Brückner, dans l'ouvrage le plus classique, avait formulé déjà l'explication juste des dolines périglaciaires de Thonon (voir p. 354, note 1).

gent au NW, de 35°; coupés par de grandes fissures verticales qui n'affectent en rien leur pendage; c'est sur le flanc sud d'un grand ravin latéral, toujours au versant gauche de la vallée. Sur le flanc nord de ce ravin, en face du départ du sentier pour la grotte aux Fées (qui s'ouvre dans une haute intercalation sableuse), les couches de poudingue, assez disloquées, plongent sur toute leur hauteur au SSE d'environ 30°, donc *vers l'amont*. Ce pendage reste à peu près le même, toujours compliqué par de fortes fissures, jusqu'en face de la borne kilométrique 5,3 de Thonon. Plus loin, peu avant que le poudingue disparaisse du versant gauche au-dessous d'Armoy, l'ensemble s'incline de nouveau au NW, d'environ 20°, avec de nombreuses irrégularités de détail.

Rive droite, plus en aval encore, sous l'éperon de Féterne, le pendage du poudingue est NNW, de 25° à peu près; dans le flanc nord du ravin descendant de Féterne, il est WSW, de 25° aussi, mais assez irrégulier. Enfin, sur le versant gauche de la vallée, en aval du gypse, au-dessous de Planaise, les couches de conglomérat plongent au NW, de 20° à 25°.

Ces variations ne sont pas toutes imputables à l'irrégularité de structure des deltas. Le pendage si net vers l'amont, entre l'exploitation de gypse et le coude de la vallée, est certainement l'effet d'une dislocation locale. Il ne semble pas que ce soit un simple glissement sur la pente du versant; peut-être un affaissement provoqué par la dissolution du gypse en profondeur?

De toutes façons, la structure en delta de la partie aval du poudingue interglaciaire est bien manifeste, et nous ne pouvons que donner raison à Brückner sur ce point. Quant à la conséquence qu'il en tirait, nous en discuterons plus loin.

Une autre constatation de Brückner est aussi importante: ce poudingue s'est déposé *entre les versants d'une ancienne vallée*, dont le cours suivait à peu près le même tracé que la Drance actuelle. Là aussi nos observations confirment celles de Brückner, en les précisant sur un point assez significatif.

Cette localisation du conglomérat dans un ancien chenal explique, d'abord, de façon très claire, sa brusque interruption au-dessous d'Armoy sur le versant gauche de la gorge: simplement la vallée actuelle s'est un peu écartée vers la gauche, en cet endroit, du tracé de la vallée interglaciaire. Le même phénomène se produit plus en amont, sur environ 2 km. de longueur, de part et d'autre du gypse de l'Épine, également sur le versant gauche de la gorge.

Quant à la *composition pétrographique* du poudingue interglaciaire, elle est fort remarquable: presque tous les éléments proviennent des Préalpes, et les éléments cristallins y sont rares. Morlot et Alphonse Favre (33, I, p. 79) l'avaient déjà noté.

Leurs successeurs ont surenchéri et volontiers affirmé (Douxami, 77, 78) qu'il ne s'en trouvait point. Brückner déclare (50, p. 164 et 165) qu'après de longues recherches il n'y a découvert qu'un seuil caillou de gneiss. En réalité, la fréquence des éléments cristallins varie suivant les endroits. D'une façon générale, il y en a plus vers l'aval qu'en amont. Entre Bioge et l'Epine, par exemple, ils sont tout à fait exceptionnels, tandis qu'au-dessous d'Armoy ou de Féterne, on peut estimer à 1 ou 2% la proportion des galets de gneiss, de micaschistes, de granites ou de prasinites (cf. 123, p. 188).

Le poudingue de la Drance est donc une alluvion interglaciaire, un dépôt des Drances déjà existantes, provenant des Préalpes du Chablais, entre les parois d'une ancienne vallée.

Cette vallée débouchait dans un lac, dont le niveau devait être à 485 m. ou 500 m. d'altitude environ. Mais ce lac, nous le verrons, ne pouvait pas être le Léman.

E. — *Caractères du chenal interglaciaire.*

Il est possible de préciser, jusqu'à un certain point, la forme, la largeur, la profondeur, de cette ancienne vallée enserrant aujourd'hui le poudingue de la Drance.

Et d'abord son *extension*: on peut la suivre en amont de Bioge, dans les trois rivières confluentes. Dans la Drance d'Abondance, jusqu'au-dessous de Chevenoz, où l'alluvion ancienne disparaît sous la moraine wurmienne¹. Dans la Drance du Biot, le poudingue existe jusqu'à la gorge du Jotty; dans le Brévon, jusqu'en amont de Vailly. Ainsi, les trois Drances existaient à la dernière époque interglaciaire, et se rejoignaient à Bioge comme aujourd'hui.

De cet ancien chenal, on ne voit généralement qu'une des berges à la fois, ce qui empêche de se rendre compte de sa *largeur*. Là où la vallée actuelle s'en écarte pour s'enfoncer dans la roche en place, on constate que les versants de l'ancien chenal sont assez abrupts — moins cependant, sauf exceptions,

¹ M. Lugeon (60) et Douxami (78) ont cru voir ici un passage latéral du poudingue à la moraine; cette erreur provient du fait que des paquets de moraine argileuse ont glissé, en maint endroit, sur les flancs de la vallée, et simulent à s'y méprendre des passages latéraux. Les mêmes auteurs signalent de tels passages près du Biot, mais il s'agit là de graviers locaux, déposés lors du retrait du dernier glacier. Enfin M. Lugeon (60, p. 103), assimile à l'alluvion ancienne les graviers de la terrasse de Morzine-Montriont-Essert Romand-Essert la Pierre. Mais ce sont des alluvions postglaciaires, déposées probablement dans un lac dû au barrage de la vallée par un éboulement. Les deux petites moraines en aval de la Plagne, invoquées par M. Lugeon, ne reposent pas sur ces graviers mais en sont, au contraire, entourées.

que ceux de la gorge actuelle; et puisque cette gorge est sur d'assez longs parcours entièrement taillée dans le poudingue, c'est donc qu'elle est plus étroite que l'ancien sillon.

Il est un endroit pourtant où l'on peut toucher presque vis-à-vis l'un de l'autre les deux versants interglaciaires. C'est dans la vallée de la Drance d'Abondance, près du confluent de l'Ugine qui arrive de Bernex, au SW de Chevenoz.

Il est donc possible de mesurer ici la largeur de l'ancienne vallée à la partie supérieure de ses versants. Elle est de 600 m. environ, c'est-à-dire tout à fait analogue à la largeur de la gorge actuelle en ce point.

La paroi gauche de l'ancien chenal est montrée par la Drance actuelle, dont le cours s'encaisse dans la roche en place (cours épigénique) sur environ 500 m., en amont du confluent. La paroi droite, c'est dans la vallée de l'Ugine qu'on la trouve, 400 m. au NE de son débouché dans la Drance. Là émergent le Trias et le Lias, aux couches très redressées, contre lesquels s'appuient les bancs horizontaux du conglomérat, surmontés par la moraine wurmienne. La pente de cet ancien versant est ici d'environ 30°.

La *profondeur* du chenal interglaciaire, dans les trois Drances en amont de Bioge, est plus grande que celle des gorges actuelles qui nulle part n'en atteignent le fond. Par contre, en aval de Bioge, il semble bien que sur certains segments la rivière récente ait creusé son lit plus bas que le vieux thalweg.

Là où la route nationale traverse la Drance, quelque 700 m. après l'entrée de la gorge, on voit de part et d'autre du pont les bancs horizontaux du poudingue reposer, en discordance magnifique, sur les calcaires dolomitiques du Trias fortement redressés, quelques mètres au-dessus du cours d'eau. Mais rien ne prouve qu'on soit ici dans l'axe de l'ancien chenal.

A vrai dire il n'y a qu'un seul endroit où l'on puisse en être presque sûr. C'est 1 km. plus en aval, au coude de la vallée, tout près du point où le poudingue s'interrompt sur le versant gauche. On le voit reposer aussi, des deux côtés de la rivière, sur le calcaire dolomitique. Mais ce contact est 5 ou 6 m. au-dessus de l'eau sur la rive gauche, tandis que sur la rive droite il est environ 10 m. au-dessus du courant. Or la rive gauche est ici toute proche du bord de l'ancien chenal, puisqu'elle en sort quelques mètres plus loin. Le thalweg actuel est, par conséquent, de 5 ou 6 m. plus profond, en cet endroit, que le thalweg interglaciaire.

Mais en aval de l'affleurement de Morlot, le poudingue descend de nouveau jusqu'au fil de la rivière et peut-être plus

bas, sur plus de 500 m. de longueur. Au-dessous d'Armoy, puisque la vallée actuelle s'écarte vers la gauche de l'ancien sillon, on ne peut savoir quelle était sa profondeur, ni jusqu'où le delta interglaciaire s'étendait vers le NE¹.

Un trait particulier de la vallée interglaciaire, qui ne se retrouve nullement dans la gorge actuelle, et même dans aucune gorge importante des Alpes, c'est qu'elle se divise parfois en *deux sillons jumelés* qui se rejoignent vers l'aval (123).

C'est le cas immédiatement au-dessous de Bioge (fig. 5). Les trois anciennes Drances, nous l'avons vu, se réunissaient déjà dans cette dépression: le poudingue affleurant au confluent du Brévon en est la preuve. Mais en aval de cette jonction, l'ancien chenal se divise en deux bras, séparés par une grande masse rocheuse où la rivière actuelle a creusé profondément sa gorge sur près de 700 m. de longueur. Les deux bras s'unissent au point où la route nationale traverse la rivière.

Un autre exemple est visible dans la gorge de la Drance du Biot, environ 1200 m. en amont de son confluent avec la Drance d'Abondance, au-dessous du Cruet. La rivière décrit là un méandre suivi par la route, taillé dans un éperon de roche en place qu'enserrent de part et d'autre les bancs de conglomérat.

¹ W. Kilian, en 1924 (106) pensait que le poudingue de la Drance s'étend, vers l'E, jusqu'à Evian-les-Bains, où il constituerait le réservoir alimentant les célèbres sources minérales de cette ville. Ce n'est pas impossible, mais fort peu probable.

Le captage de la source Cachat a saisi l'eau dans une épaisse couche de sable entièrement recouverte de moraine argileuse. C'est le seul captage sur lequel nous ayons des renseignements géologiques certains. Ce sable est-il l'équivalent de l'alluvion ancienne de la Drance, comme l'admet Kilian, représenterait-il l'extrémité du delta interglaciaire ? Rien ne permet de trancher nettement la question. Mais les diverses sources d'Evian, dont la composition chimique est très semblable, émergent à des altitudes assez différentes les unes des autres (source du Châtelet 380 m., source Cachat 395 m., source des Ducs de Savoie 425 m., source Eviana environ 600 m.). Ceci nous porterait à croire qu'elles proviennent de lentilles de sable ou de gravier intercalées à divers niveaux dans la moraine wurmienne, et non pas de formations interglaciaires.

Kilian avait d'abord (97, III, p. 130-135) considéré le poudingue de la Drance comme une alluvion de progression wurmienne, en adoptant pour la contrée de Thonon l'interprétation de C. Jacob (voir ci-dessus, p. 351). En 1924, reprenant l'étude de la région pour délimiter une large zone à protéger autour de la source Cachat, il reconnut la continuité de la moraine supérieure au poudingue de la Drance, du plateau de St-Paul jusqu'à Thonon. Et comme il tenait la moraine de Thonon pour « néowurmienne », il fit du poudingue un dépôt interstadiaire, entre wurmien et néowurmien, et de toute la couverture morainique du plateau de St-Paul une formation néowurmienne. Il n'y avait donc plus de moraine wurmienne — si ce n'est au-dessous de l'alluvion ancienne, mais nous avons vu (p. 362, note 1) que Kilian l'ignorait — et tout devenait néowurmien !

L'existence de ces sillons jumelés pose un problème assez troublant. On en connaît d'analogues dans plusieurs vallées alpines, mais ils sont comblés de moraine, sans doute de moraine wurmienne, et se présentent presque toujours sur des *verrous*, sortes de barres rocheuses qui ferment transversalement les vallées. Le premier exemple qui ait été signalé, à notre connaissance, est celui du Kirchet dans le Hasli, par M. Lugeon (71). De la multiplicité des sillons emplis de moraine, il concluait à la multiplicité des avancées glaciaires

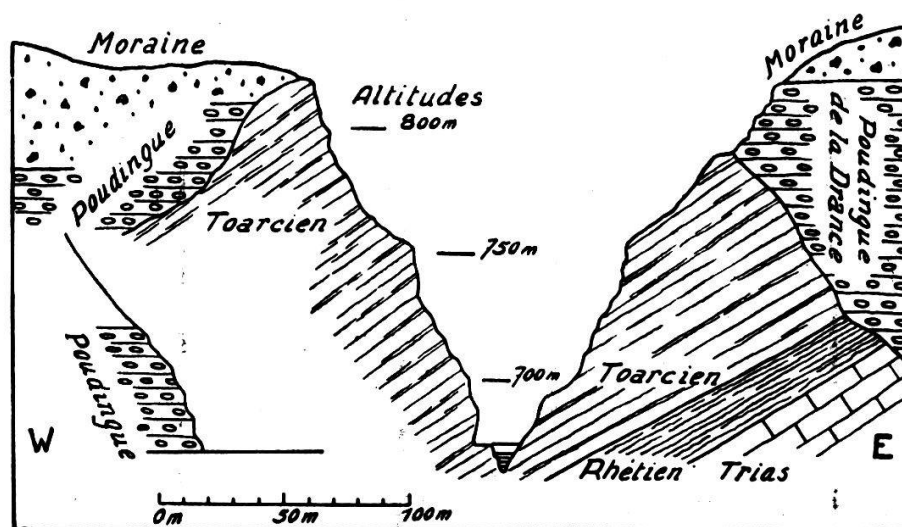


FIG. 5. — Coupe de la gorge épigénique de la Drance au Pont de Fer, en aval de Bioge.

(p. 32 et 33). Cela est fort compréhensible lorsqu'il s'agit d'un verrou, derrière lequel le front du glacier a dû stationner assez longtemps, avec de petits reculs, de petites avancées, multiples oscillations de faible amplitude qui s'observent sur tous les glaciers.

Ici, les deux sillons anciens sont l'un et l'autre comblés par de l'alluvion fluviale, bien stratifiée, en bancs subhorizontaux, dont l'unité de formation ne peut faire aucun doute. Il est donc certain que les deux sillons existaient, tous deux, avant le dépôt alluvial. Or puisqu'il y en a deux, il faut que l'un ait été comblé avant que l'autre ne se creuse. Et le premier ne peut avoir été comblé que par de la moraine rissienne.

Nous sommes donc amenés à conclure que l'ancien chenal enserrant le poudingue a été creusé deux fois au moins. Une première fois avant la glaciation de Riss, qui a dû l'emplir de moraine jusqu'au-dessus des éperons rocheux séparant aujourd'hui les deux sillons. Une seconde fois après la glaciation rissienne; les cours d'eau, déviant quelque peu de leurs an-

ciens tracés, ont alors taillé de petits segments épigéniques, tandis que les premiers sillons se vidaient, grâce au ruissellement sans doute, de leur moraine. Et c'est après que tous deux ont été libres, que l'alluvionnement a commencé.

Nous pouvons être certains que la seconde phase d'érosion est postérieure à la glaciation rissienne, puisque le chenal est taillé, au-dessous d'Armoy, dans la moraine inférieure. Le creusement n'a pu s'y accomplir qu'après le retrait du glacier qui déposa cette moraine.

Il faut avouer qu'une donnée reste étonnante: c'est la faible largeur du chenal post-rissien, s'il eut presque toute la période interglaciaire pour se creuser, et en majeure partie sur un sillon préexistant. Mais, d'une part, il n'est pas sûr que son approfondissement ait commencé sitôt après le retrait du glacier rissien¹; d'autre part, nous ne savons pas quelle épaisseur de moraine rissienne l'érosion eut à enlever avant d'atteindre la roche en place.

2. Conclusions sur la vallée de la Drance.

Les faits que nous venons d'analyser en détail nous permettent d'établir quelques conclusions sur une base solide.

Brückner, nous l'avons vu, ayant observé la structure en

¹ Alphonse Favre (33, I, p. 80) signale l'existence d'une couche de *lignite*, de 300 m. de longueur et de 1,50 m. environ d'épaisseur, qui fut exploitée « à une certaine hauteur, sur la rive gauche de la Dranse, et près d'Armoi... Il paraît être placé dans le terrain glaciaire. Ce lignite, qui a disparu, était un dépôt de bois fossile dont la matière végétale était peu altérée; on y trouvait des cônes de sapins noircis, mais très bien conservés ». Favre l'estime plus récent que celui du bois de la Bâtie (p. 81).

Nous n'avons pas encore retrouvé l'emplacement de ce lignite, mais la couleur foncée du mince horizon qui sépare, au-dessous d'Armoy, les masses morainiques wurmienne et rissienne nous a d'abord fait supposer qu'il se trouvait à ce niveau. C'eût été une indication précieuse, car le chenal contenant le poudingue s'est creusé à partir de cet horizon. Si, avant qu'il ne s'amorce, une couche de lignite interglaciaire s'était formée à cet endroit, son creusement n'aurait pu commencer sitôt après le retrait du glacier rissien.

Mais il semble bien que ce lignite soit post-wurmien ou tardi-wurmien. Un croquis d'Alphonse Favre (Atlas, Pl. II, fig. 7), bien que « grossier » de son propre aveu, le figure tout en haut du versant, franchement au-dessus du niveau de l'alluvion ancienne. En outre G. de Mortillet (25, p. 9 et 10), qui parle de ce lignite sans préciser le lieu de son gisement, le considère comme un produit d'accumulation torrentielle datant du retrait du dernier glacier rhodanien. La couche est « composée de troncs d'arbres et autres fragments végétaux, ajoute-t-il. Les bois sont encore à l'état ligneux et brûlent à peu près comme les bois de l'époque actuelle; mais comme cette couche de combustible est le résultat d'un charroi torrentiel, elle se trouve très mélangée de terre et de sable ». Ces indications font nettement supposer que ce « lignite » se trouvait dans la terrasse alluviale d'Armoy ou de Sur Armoy, qu'il s'est donc déposé, suivant l'idée de Mortillet, lors du retrait wurmien. Son exploitation a dû cesser entre 1848 et 1854.

delta du poudingue de la Drance dans sa partie aval, en inférait qu'un Léman interglaciaire avait existé, avec un niveau de 130 à 150 m. plus élevé que l'actuel, peut-être même de 200 m. Les recherches morphologiques de Baertschi (92) aboutissaient au même résultat.

Forel (53, p. 172 et 173) oppose à cette hypothèse que nulle part ailleurs on ne trouve trace de cet ancien Léman. Il lui semble plus probable que ce delta s'est formé dans un lac de barrage, au flanc du glacier du Rhône.

Pour trancher cette question, il faut d'abord préciser l'âge du poudingue de la Drance et choisir entre trois solutions: 1° ou bien c'est une alluvion de retrait du glacier rissien; 2° ou bien une formation franchement interglaciaire, arrivant dans un lac de niveau élevé, comme le pensait Brückner; 3° ou bien encore une alluvion de progression wurmienne, datant de l'époque où le glacier du Rhône, en croissance, barrait déjà le chenal ancien et déterminait un lac à son embouchure.

Brückner estimait (50, p. 166) que le creusement du chenal où s'est accumulée l'alluvion interglaciaire, avait précédé le dépôt de la moraine du Riss. Nous avons vu que c'était vrai en partie, mais pas au sens où l'entendait Brückner. Puisque sous Armoy ce chenal est taillé dans la moraine rissienne, il ne peut être que postérieur à son dépôt, et même à l'abandon de cet endroit par le glacier rissien. Voilà qui exclut la première solution¹.

Pour la seconde, l'objection de Forel n'est pas sans valeur: un Léman pré-wurmien dont le niveau se serait élevé à 500 m. d'altitude aurait sans doute laissé d'autres traces de sa présence, et l'on n'en connaît point. Mais ce n'est qu'un argument négatif. M. E. Joukowsky nous en fournit un autre, et des plus positifs: si un Léman pré-wurmien a réellement existé, ce qui est probable, l'altitude de son émissaire à Genève ne pouvait être que de très peu supérieure à 360 m., cote de la base des marnes à lignites interglaciaires au pont Butin (98, 99, 104). L'hypothèse de Brückner et de Baertschi est en contradiction avec les résultats des sondages exécutés dans la région de Genève.

¹ C'est pourtant celle que nous avons proposée en 1933 (123). Nous croyions alors à l'existence d'une période d'érosion entre le dépôt du poudingue de la Drance et celui de la moraine wurmienne. Mais les signes de cette érosion se sont révélés ou fallacieux, ou presque insignifiants et fort localisés, tels que le frottement du glacier wurmien lui-même, sur le poudingue, a pu les produire. Nous n'avions pas envisagé non plus toutes les conséquences de nos observations sur la coupe d'Armoy, sur les sillons jumelés de l'ancien chenal: nous y voyions l'effet de la présence peu antérieure d'un glacier dans le bassin de la Drance.

Il ne subsiste que la troisième solution, qui semble être la bonne: le poudingue de la Drance est une alluvion de progression wurmienne, arrivant dans un lac de barrage latéral du glacier du Rhône¹. L'altitude de la surface du glacier devait être un peu supérieure à 485 m. au débouché de l'ancien chenal, et les glaciers locaux des trois Drances étaient encore dans le haut des vallées.

3. Dépôts interglaciaires du Plateau vaudois.

A l'E de la vallée de la Drance, on ne voit plus nulle part, en Haute-Savoie, d'alluvions interglaciaires. Par contre, on les connaît en divers points du plateau vaudois.

Citons, au bord de la cuvette lémanique, les graviers des Cases, 5 km. à l'ENE de Lausanne. Ils reposent sur la molasse, à l'altitude de 770 m., et sont recouverts de moraine wurmienne.

Beaucoup plus au N, au versant droit de la vallée de la Broye, citons les alluvions anciennes d'Henniez, sur la molasse également, à 520 m. On les connaît à Chapelle sur Moudon (760 m.) et près de Thierrens (760 m.), grâce à des captages qui vont y chercher l'eau sous la moraine wurmienne. Près de Sottens, H. Lagotala en a décrit quelques affleurements (110), mais il est douteux qu'ils soient recouverts de moraine. On exploite des graviers interglaciaires à Bioley-Orjulaz, 4 km. au SW d'Echallens; ils sont accotés ici au flanc d'une butte molassique et tapissés, sur leur tranche occidentale comme sur leur surface, par la moraine de fond wurmienne. Des sondages faits en 1929 ont montré qu'une couche marneuse s'intercale dans ces cailloutis et qu'ils recouvrent, à l'altitude de 566 m., une marne limoneuse enrobant des galets roulés. Il ne semble pas que ce soit de la moraine rissienne, mais un dépôt d'alluvion plus argileux. On a trouvé, dans les cailloutis, une dent de *Rhinoceros tichorhinus* (135, p. 7)².

Environ 4 km. à l'WNW de Cossonay, une ancienne exploitation a mis à jour, à Prévondavaux, des graviers interglaciaires recouverts de moraine wurmienne (voir W. Custer, 114, p. 37, Carte géol. 134 et notice explicative). Des cap-

¹ C'est la solution que paraît aussi préférer M. M. Gignoux dans la 2^e édition de son traité de Géologie stratigraphique (140, p. 679). Elle n'explique pas le pendage des poudingues vers l'amont, au SE de la coupe d'Armoey (cf. ci-dessus, p. 363), car les éléments du conglomérat n'y semblent pas d'une autre provenance que ceux des couches inclinées vers l'aval.

² M. A. Bersier, qui poursuit ses recherches sur le Plateau molassique vaudois, doute que la masse argileuse recouvrant les cailloutis des Cases, de Chapelle, même de Bioley-Orjulaz, soit bien de la moraine de fond. Il y verrait plutôt des limons post-glaciaires. La question est à l'étude.

tages d'eau par puits filtrants en ont atteint la base, à 555 m. d'altitude; ils paraissent reposer directement sur la molasse¹.

C'est aussi par un captage qu'on connaît leur existence à Dizy, 2,5 km. au NNW de Cossonay, à 575 m. d'altitude.

Sur le plateau vaudois, les alluvions interglaciaires sont donc assez répandues; mais généralement couvertes de moraine wurmienne, on ne les voit affleurer qu'en de rares endroits. Ce sont du reste des dépôts localisés, discontinus, dont l'altitude varie de 520 m. à 770 m. Ils sont bien stratifiés, en couches subhorizontales partout où nous avons pu les observer. Leur épaisseur ne dépasse guère 25 à 30 m. et en chaque point où l'on atteint leur base, ils reposent sur la molasse.

Il est probable que ces cailloutis proviennent tous de la progression wurmienne, du temps où le glacier du Rhône, débordant la cuvette lémanique, s'avancait vers le N et le NE, entre les Préalpes et le Jura. Mais il est possible qu'une partie d'entre eux date du retrait rissien ou de la phase franchement interglaciaire. Rien ne permet d'en décider. La seule formation connue, parmi les dépôts préwurmien, qui témoigne d'un climat tempéré, est le lignite découvert à Grandson, en 1894, par une galerie de captage (voir l'étude de A. Jeannet, 103, avec bibliographie). Trois couches de lignite, intercalées dans de la marne, reposent sur de l'argile à blocs, qui serait donc de la moraine rissienne, à l'altitude de 470 m. La marne à lignite mesure environ 5 m. d'épaisseur; elle est recouverte de 12 à 15 m. de gravier sur lequel est plaquée la moraine du Wurm. Si le lignite est franchement interglaciaire, les cailloutis qui le surmontent semblent dater, ici aussi, de la progression du glacier wurmien.

4. *Le conglomérat de La Côte.*

Dans le long escarpement qui domine le vignoble de La Côte apparaît, sous la moraine wurmienne, un dépôt de cailloutis cimenté en conglomérat, nettement stratifié, aux couches subhorizontales. Il repose directement sur la molasse. On le suit sur 10 km., depuis les hauteurs de Bougy jusque dans les vallées de la Serine et de la Combaz, à l'W de Begnins.

Au-dessus de Bougy, d'après la carte fort précisée de A. Jeannet (103, p. 515), sa base est à 620 m. d'altitude et son épaisseur d'une trentaine de mètres. Là, Jeannet l'a vu coupé obliquement, vers le

¹ D'après les communications de M. C. Glapey, ingénieur, qui a dirigé l'exécution de ces puits filtrants, c'est probablement par erreur que W. Custer indique de la moraine de fond entre ces cailloutis et la molasse.

NE, par la moraine wurmienne qui contient elle-même des couches de graviers et des lits d'argile charbonneuse, tourbeuse, découverts par Morlot (27, 28; voir aussi 58 et 103, avec une bibliographie très complète). Au-dessus de Luins, la base du conglomérat est à 560 m. et son épaisseur d'une soixantaine de mètres. Au confluent de la Combaz et de la Serine, il recouvre la molasse à 520 m. et sa limite supérieure est vers 570 m. d'altitude. Dans le ravin de la Serine, on le suit vers l'amont sur plus de 1 km. Vers le SW, il disparaît sous la moraine wurmienne dans la vallée de la Combaz, et l'on ne sait jusqu'où il s'étend. La pente, d'amont en aval, est bien manifeste. Brückner (85, p. 563) l'estime, entre Bougy et Begnins, de 7 à 8 ‰ à sa surface supérieure et Jeannet mesure 7,8 ‰ à sa base.

La composition pétrographique de ce conglomérat est très remarquable, précisément inverse de celle du poudingue de la Drance: les galets y sont presque exclusivement de provenance alpine, valaisanne, et l'on n'y trouve que très peu d'éléments jurassiens¹. La disposition des graviers est très variable: il y a des zones de gros blocs et des intercalations sableuses.

Comme le poudingue de la Drance, plus encore peut-être, le conglomérat de La Côte a donné lieu à d'innombrables discussions. Necker, qui le reconnut le premier, l'assimilait (15) à son « alluvion ancienne » de Genève. Schardt, en 1895 (59), le tient aussi pour contemporain du poudingue de la Drance et des graviers interglaciaires genevois, et les considère tous trois comme des alluvions de retrait du glacier rissien. En 1908 par contre (83, p. 12), il affirme que ces dépôts proviennent des deux premières glaciations. Aeberhardt (74) conclut de la constitution pétrographique du conglomérat de La Côte qu'il s'est déposé avant que le Jura ne se plisse et que la cuvette du Léman ne soit creusée. Brückner (85, p. 563 à 566) l'estime plus jeune que le poudingue de la Drance, qu'il date de la période franchement interglaciaire entre Riss et Wurm; l'alluvion de La Côte, comme celle de Genève, serait de progression wurmienne.

Puis viennent les années où l'on attribue une grande importance, pour déterminer l'âge des dépôts glaciaires, aux différences d'altitudes, aux « emboîtements ». Une alluvion déposée à 520 ou 620 m. d'altitude ne peut dater de la même époque que celle de Genève, dont la base est proche du niveau du Léman; une phase d'érosion a dû se produire entre deux. Kilian et Révil (97, III, p. 127-135) distinguent donc nette-

¹ Schardt (59) et Aeberhardt (74), prétendent même qu'on n'en trouve aucun; mais avec quelque patience on arrive à en reconnaître. De même, il existe des cailloux de gabbro, d'euphotide et de gneiss d'Arolla, contrairement à l'affirmation d'Aeberhardt.

ment, d'une part les poudingues de La Côte et de la Drance, qui seraient de progression wurmienne, et d'autre part l'alluvion ancienne de Genève, de progression néowurmienne¹. Pour Jeannet, en 1923 (103), la moraine qui tapisse le versant au-dessous du conglomérat de La Côte est évidemment plus récente que celle qui recouvre le conglomérat. Joukowsky lui-même, en 1923 (104), alors qu'il rejetait déjà l'hypothèse d'une récurrence néowurmienne, se trouve contraint par la raison des « emboîtements » à séparer l'alluvion ancienne de Genève, qui serait de progression wurmienne, du conglomérat de La Côte, considéré alors comme contemporain des « Deckenschotter », c'est-à-dire de l'une des deux premières glaciations (Günz ou Mindel).

Quelques années plus tard (1931, 118), le même auteur montrait la fragilité d'un tel raisonnement. Un glacier dont le front serait à Genève ou en aval de Genève peut fort bien avoir son flanc droit, à La Côte, à 500 ou 600 m. d'altitude, au bord de la cuvette rocheuse, préexistante, du Léman, et y faire déposer par ses eaux de fonte des alluvions épaisses. Il est donc très possible que le conglomérat de La Côte soit contemporain des cailloutis génevois, ou même un peu plus jeune. Il date probablement, comme eux, de la phase de progression du glacier wurmien.

La différence de composition pétrographique entre le poudingue de la Drance et le conglomérat de La Côte répond à une différence de gisement et de dépôt. Le premier, nous l'avons vu, est une alluvion fluviale, cantonnée dans une vallée débouchant dans un lac de barrage. Le second est, au contraire, localisé sur un plateau molassique, s'abaissant régulièrement vers le SW, mais dominant au NE la vallée de l'Aubonne. D. Aubert a prouvé récemment (139) que cette vallée suivait une dépression beaucoup plus large, taillée dans la molasse avant la glaciation wurmienne en tout cas. On n'y connaît pas d'alluvion ancienne. Un lobe important du glacier en croissance devait occuper cette dépression, tandis que son bord latéral s'appuyait sur l'escarpement molassique de La Côte; et c'est dans l'espace intermédiaire que les eaux s'écoulant de la surface de la glace ont accumulé le dépôt du conglomérat.

¹ C'est encore l'opinion de W. Kilian en 1923 (105). On sait qu'en 1924 (106), il attribue le poudingue de la Drance lui-même à la progression néowurmienne (cf. ci-dessus, p. 366, note 1). Mais il ne se prononce pas, dans ce dernier travail, sur l'âge du conglomérat de La Côte.

5. *Les formations pré-wurmiennes de la région genevoise.*

C'est dans les environs de Genève, et particulièrement au bois de la Bâtie, près du confluent de l'Arve, que « l'alluvion ancienne » fut d'abord étudiée par L. A. Necker (15, p. 227-374), par Alphonse Favre (33, I, p. 87-89; 42, I, p. 82-98 et II, *passim*), par Ernest Favre (39), etc.¹. Necker déjà découvrit immédiatement au-dessous des cailloutis alluviaux une couche de marne à lignite, avec des limnées et des planorbes. Dans les graviers, Ch. Lory (38, p. 723), puis Ernest Favre (39) signalèrent des intercalations de moraine. En 1878 on trouva dans ces mêmes graviers une défense de Mammouth (42, II, p. 78 et 79; cf 135, p. 4). On considère donc les marnes à lignites comme franchement interglaciaires, et les cailloutis qui les recouvrent comme une alluvion fluvio-glaciaire de progression wurmienne.

Les sondages faits au pont Butin ont en effet révélé à M. E. Joukowsky (98, 99, 104, 108) que sous la marne à lignite se trouve de la moraine rissienne, localisée dans un sillon taillé dans la molasse. Or le fond de cet ancien chenal est notablement plus bas que le thalweg actuel du Rhône (à moins de 344 m. d'altitude au pont Butin, où le Rhône coule à 371 ou 372 m. et 320 m. environ à Chancy où l'altitude du Rhône est de 344 m.). D'autres sondages (108) ont montré, dans la région genevoise, tout un réseau de ces vallées pré-rissiennes, au-dessous du niveau des cours d'eau récents. Dès lors, Joukowsky a découvert un bombement de moraine rissienne, au bord du Rhône, en pleine ville de Genève².

Les cailloutis fluvio-glaciaires du bois de la Bâtie se suivent tout le long du Rhône, vers l'aval, jusqu'au défilé du Fort de l'Ecluse; les marnes à lignite, sous eux, sont visibles au bord du fleuve près de Cartigny.

Dans la gorge même du Fort de l'Ecluse, Renevier et Schardt ont découvert (voir 97, II, p. 97-103) des argiles lacustres à 330 m. d'altitude, sous les graviers. Au delà du défilé, on retrouve les mêmes alluvions fluvio-glaciaires, reposant partout où l'on voit leur base sur la roche en place, sans interposition de moraine rissienne. Elles se suivent par Léaz, l'ancienne vallée de Clarafond (83, 101, 102) et les Usses, à Seyssel et plus loin vers l'aval (voir note 1 de la p. 353).

¹ Cf. aussi Delebecque (57), Schardt (59, 68, 83), Aeberhardt (74), Brückner (85, p. 561-563), Kilian et Révil (97, III, p. 127-129), Jeannet (103).

² Communication orale de M. E. Joukowsky; il nous a fait voir cette moraine en 1934.

En amont de Genève, les alluvions anciennes sont connues aux environs d'Hermance sur la rive gauche du lac, entre moraines rissienne et wurmienne (115); elles sont probablement séparées de celles de Genève par la butte molassique de Pressy-Cologny. Sur le versant occidental du lac on peut les observer à Richelien, au bord de la Versoix, entre 400 et 410 m. d'altitude (128, p. 319). On les a constatées par des captages d'eau potable, sous la moraine wurmienne, dans le haut du village de Commugny, à 420 m., puis au-dessus de Founex, à 425 m. Ad. Jayet estime que ces trois gisements alignés se trouvent dans un sillon différent de celui du lac, séparé de lui par une croupe molassique faisant suite au coteau de Chambésy. E. Joukowsky relate (108), en outre, qu'à Divonne-les-Bains, les graviers fluvio-glaciaires ont été atteints aussi par un captage; ce serait un troisième sillon parallèle, séparé du second par les affleurements de molasse du coteau de Bossy.

Le conglomérat de La Côte rejoint-il l'alluvion ancienne de Divonne, ou celle de Founex, par-dessous la couverture de moraine wurmienne? C'est possible, mais rien jusqu'ici n'autorise à en décider. Peut-être des sondages pourront-ils nous l'apprendre. Il semble cependant, vu leur différence d'altitude, que ces dépôts doivent être d'âge quelque peu différent. S'ils représentent des alluvions de progression glaciaire, les graviers de Founex-Commugny doivent être un peu antérieurs au conglomérat de La Côte, à l'encontre de la théorie des « emboîtements ».

6. *La cuvette lémanique avant les dernières glaciations.*

Les faits que nous venons de rappeler ou de décrire nous permettent de reconstituer partiellement, en imagination mais sur des bases bien établies, l'état de la cuvette du Léman avant les deux dernières invasions du glacier du Rhône.

Nous savons qu'avant la glaciation rissienne déjà, cette cuvette existait, taillée dans la roche en place. Nous en touchons le bord dans la vallée de la Drance, au-dessous d'Armoy et à l'affleurement de Morlot; les sondages de Genève nous révèlent son cours émissaire, au thalweg plus profond que l'actuel. Cela ne prouve pas, bien entendu, que la cuvette lémanique elle-même était plus profonde qu'aujourd'hui, que le surcreusement des glaciers du Riss et du Wurm ait été nul. Mais la forme générale de ce bassin ne devait pas être très différente de celle que dessinent les affleurements actuels de la roche en place. La vaste dépression du Grand Lac et le sillon

du Petit Lac étaient certainement déjà réunis, et la plupart des vallées suivaient le tracé que nous leur voyons, avec une profondeur plus grande. Ce que nous ne savons pas, c'est s'il existait un lac dans la cuvette du Léman, à l'époque pré-rissienne. S'il existait, ce qui est assez probable, son niveau était de 30 m. au moins plus bas que la nappe actuelle.

Le glacier rissien du Rhône envahit peu à peu le bassin, le déborda, franchit le Jura, s'étendit jusqu'à Lons-le-Saunier et jusqu'à Lyon (85, carte p. 702). D'après Brückner, la glace s'élevait à 1580 m. dans la région de Villeneuve et du Bouveret, à 1450 m. au flanc du Chasseron. La moraine rissienne n'existe plus aujourd'hui que dans le fond de la cuvette lémanique et de son émissaire: les alluvions anciennes du plateau vaudois — sauf celles de Grandson —, le conglomérat de La Côte; une grande partie des cailloutis en aval du lac, reposent directement sur la roche en place. Mais les sillons jumelés de l'ancien chenal de la Drance nous ont conduit à voir que cette moraine devait s'être étendue bien davantage, comblant en partie le réseau des vallées préexistantes.

Le retrait des glaciers rissiens fut en effet suivi d'une nouvelle phase érosive, qui n'approfondit pas les sillons anciens mais les débroya presque entièrement de leur matériel morainique. L'ancien chenal de la Drance fut ainsi dégagé et s'enfonça, vers l'aval, dans la moraine rissienne. Nous ne savons pas au juste à quelle altitude il débouchait dans la cuvette lémanique d'alors, puisqu'au-dessous d'Armoy nous ne voyons que la partie supérieure de son versant gauche. Mais d'après sa profondeur relativement faible en amont de l'Epine, nous pouvons imaginer que son embouchure n'était pas beaucoup au-dessous du niveau du lac actuel. Ceci donne une assez grande probabilité à l'existence d'un Léman interglaciaire, dont la surface devait être d'une dizaine de mètres plus bas qu'aujourd'hui. Ce lac ne devait pas dépasser Genève, puisqu'au bois de la Bâtie et au pont Butin, on trouve des couches de lignite discontinues et d'épaisseur variable, dépôts de petits étangs séparés les uns des autres (98).

Il est probable que ce lac interglaciaire fut partiellement envahi d'alluvions, mais rien ne prouve qu'il en ait été comblé. C'est surtout lors de l'avancée des glaciers wurmiens que l'alluvionnement, à leur front, sur leurs bords, sous leur masse même (98) prit une ampleur considérable. Le barrage de l'ancien chenal savoyard, par le glacier du Rhône, avec un étang latéral, provoque le dépôt du poudingue de la Drance.

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 genevoise.

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 bava-
roises, 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'Illicz) 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'existait 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 gүнzienne 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

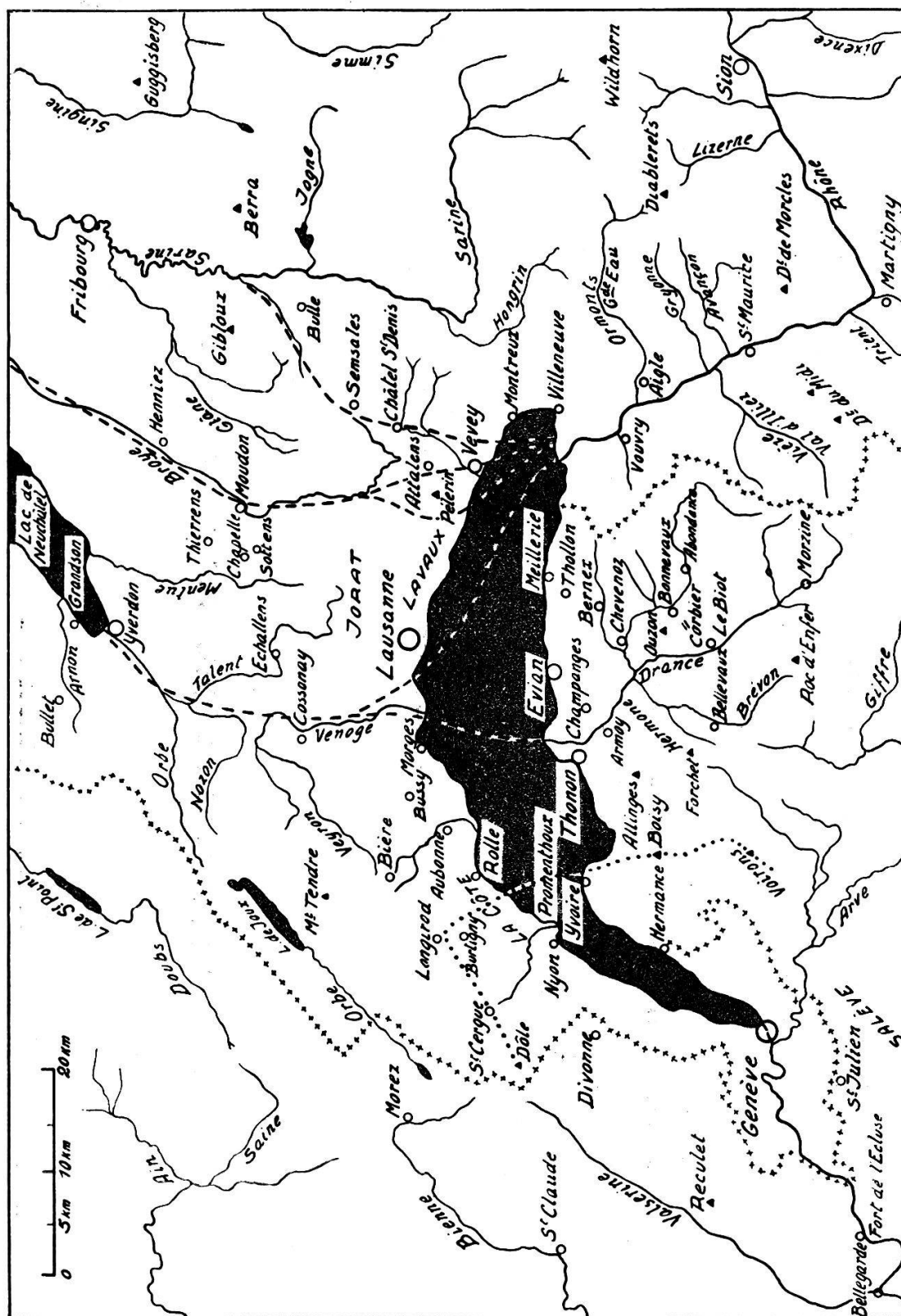


FIG. 6. — Cours pré-glaciaires probables du Rhône et de la Drance (traits interrompus) et ligne de partage des eaux (pointillée).

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 inexistants, 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 démontra 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 Crousaz (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 Saxel (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 glaciers. 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 quelque 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 Juron, 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 bientôt 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 consciencieuse 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 Chala-vornayres. 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 critiquons 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 gүнziens; 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 Gүнz 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.

Vallée actuelle				Banquette inférieure			Banquette supérieure		
Dis- tances km.	Diffé- rences			Différences			Diffé- rences		
	m.	m.	m.	m.	m.	m.	m.	m.	m.
25	Montreux	375	305	Glion	680	380	Caux	1060	190
		45			40				
10	Lavey-les-Bains	420	300	Savatan	720	550	Dailly	1250	280
		39			360				
	Coude de Martigny	459	621	Follaterres	1080	450	Jeur brûlée	1530	280
		84			400			470	

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 genevoise 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'existait pas. La vallée du Rhône, déjà détournée 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 genevoise, 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

lorsque leur tracé s'est établi; par la disposition de ces roches, l'architecture des grands plis, par les soulèvements qui ont continué de se produire, etc. C'est toute une histoire, et des plus compliquées. Car le bassin de chaque cours d'eau est en équilibre toujours instable avec celui des voisins, et les particularités de l'un ont sur les autres un retentissement multiple. Si l'un des fleuves est plus actif dans son érosion, de par sa pente plus forte ou son débit plus grand, son bassin s'étendra, ses affluents iront couper des rivières voisines et en capturer la partie supérieure, comme nous l'avons vu pour la Drance et le Rhône aux premières périodes glaciaires.

La reconstitution de cette histoire est encore loin d'être satisfaisante. Chaque géologue alpin s'y essaie, avec plus ou moins de bonheur, dans la région qu'il étudie. Certains épisodes sont connus, certaines lois très générales à peu près établies.

Dans la leçon d'ouverture de son cours de géographie physique, en 1897 (64), M. Lugeon a raconté de façon saisissante quelques-unes des aventures de l'Isère et du Rhône (voir aussi 71, 72). E. Argand, dans quelques notes brèves et lumineuses (84, 89, 90), a montré quels avaient dû être les débuts du système hydrographique à la naissance des Alpes Occidentales, et comment certains de ces traits primitifs se marquent encore aujourd'hui. Mais la première tentative d'une vue générale et synthétique de l'histoire du réseau fluvial pendant les diverses phases de la formation des Alpes, est toute récente: c'est en 1934 que M. Rudolf Staub, professeur à Zurich, a publié le magistral ouvrage (132) qui restera le fondement des recherches ultérieures.

1. *L'Eocène* ¹.

Au début des temps tertiaires, ni les Alpes ni le Jura n'existaient. Toute la région lémanique, et jusqu'au bassin de Paris vers le NW, jusqu'au delà du Mont Blanc vers le SE, était une surface continentale, au sol calcaire, sous un climat méditerranéen, — assez analogue à ce que nous voyons aujourd'hui en Syrie et en Palestine. La mer, la Méditerranée d'alors, était plus au S et il s'y déposait des sédiments qui constituent aujourd'hui une partie de nos Préalpes.

Dès le milieu de cette époque ² des mouvements du sol, précurseurs du plissement des Alpes, firent avancer la mer vers le NW, par-dessus ce qui forme les massifs du Mont Blanc et de l'Aar. Jusqu'où s'étendit-elle, nous ne le savons

¹ Rappelons qu'on divise l'ère tertiaire en 4 époques : *Eocène*, *Oligocène*, *Miocène*, *Pliocène*. Entre les deux dernières s'intercale le *Pontien*, qu'on peut rattacher à l'une ou à l'autre.

² Au Lutétien et au Priabonien.

pas au juste. Les Préalpes, le Plateau molassique nous cachent son rivage. Nous en voyons les traces jusqu'au NW de Montthey, près de Muraz, et dans les Alpes françaises jusque près d'Annecy, — tandis qu'au Salève et au Mormont, où les mêmes terrains reparaissent, nous pouvons constater qu'elle n'est pas arrivée.

2. *L'Oligocène.*

C'est à l'époque suivante, à l'Oligocène, que s'est produit le premier grand événement de la naissance des Alpes. La tranchée que nous offre la vallée du Rhône, entre St-Maurice et Muraz, avec le Val d'Illiez, est un des rares points où nous puissions le saisir sur le vif. D'abord tout a basculé: la région méridionale, celle des Alpes pennines, où régnait la mer, s'est soulevée — résultante des plissements profonds qui s'accomplissaient sous sa carapace — et les flots furent rejetés de part et d'autre, au S et au N, dans ce qui fut dès lors les « bassins molassiques ». Au N, cette mer alla s'étaler jusqu'à Bâle, et par le fossé alsacien rejoignit celle qui régnait sur l'Allemagne septentrionale.

Au Val d'Illiez, nous sommes précisément dans l'axe du mouvement de bascule: les dépôts de la mer alpine, qui s'approfondissait au S, passent insensiblement à ceux de la mer molassique, qui s'étendait au N. Mais cette mer molassique, très peu profonde, se réduisit bientôt en lagunes saumâtres, puis en lacs.

Pendant ce temps les Préalpes, dont les terrains s'étaient formés au SE du Mont Blanc, franchissant ce massif, vinrent lentement déferler sur ce premier tapis de molasse, jusque dans la région de Clarens. Immédiatement, un fleuve s'y établit, sur l'emplacement même de la grande vallée actuelle, à la jonction des deux arcs préalpins: c'est le premier vestige du Rhône. Il déposait un puissant delta dans la grande nappe d'eau saumâtre ou lacustre qui couvrait le plateau — delta dont les poudingues constituent le Pélerin, le Mont Vuarat, et dont les derniers bancs vers le N arrivent jusque près de Semsales.

La composition de ce poudingue montre que le premier Rhône taillait sa vallée dans les nappes préalpines, notamment dans une nappe supérieure qui a presque disparu, dont il ne reste plus que quelques lambeaux¹. Jusqu'où le fleuve remontait-il dans l'intérieur de la chaîne, c'est ce que nous ne

¹ La nappe de la Simme.

savons pas car nous ignorons jusqu'où, vers le SE, s'étendaient alors les Préalpes ¹.

3. *Le Miocène.*

Depuis le commencement du Miocène, dès l'Aquitanién, on ne sait pas ce qu'est devenu le Rhône primitif.

Un grand lac régnait alors sur le plateau, et les débris des Alpes s'y déposaient pour former la *molasse de Lausanne*. Lac peu profond, mais dont le plancher s'affaissait graduellement; sur ses rivages et ses îles poussaient divers palmiers, des séquoias, des camphriers, des acacias, des peupliers, des érables. Des tapirs, des rhinocéros, de petits cerfs pas plus gros que des lièvres et dépourvus de cornes, y habitaient sous un climat analogue à celui de la Virginie actuelle. Mais dans ce lac on ne connaît, au SW de l'Aar, aucun delta. Peut-être celui du Pélerin a-t-il continué à se bâtir et la partie supérieure en a-t-elle disparu. Peut-être aussi les Préalpes s'étaient un peu affaissées, ou leur relief était-il usé, et le fleuve ne charriait-il plus que des sables. Nous l'ignorons.

Ce que nous savons, c'est que bientôt la mer revint succéder à ce lac. Elle arrivait à la fois du Languedoc et de Vienne, s'avancant le long du bord des Alpes. Elle avait déjà poussé quelques brèves incursions dans notre contrée pendant le dépôt de la molasse de Lausanne, comme l'ont montré récemment les patientes recherches de M. A. Bersier (141). Elle noya bientôt le plateau suisse et une bonne partie de ce qui

¹ R. Staub imagine (132, Pl. VIII), que le delta du Pélerin s'étendait vers le SE jusqu'au-dessus de St-Maurice, où se serait trouvée sa pointe amont, et que le fleuve lui-même remontait dans les vallées d'Entremont et de Bagnes. Cette dernière supposition est assez plausible, mais la première est fort peu vraisemblable.

Dans sa magnifique synthèse de l'histoire morphologique des Alpes, R. Staub abuse d'un raisonnement contre lequel il importe de mettre en garde. Considérant (p. 72) que l'Aar, à l'aval du Hasli, a longtemps coulé par le Brunig, à la fin du Miocène, il émet la supposition que le delta du Napf commençait alors en ce point et que l'Aar suivait tantôt l'un de ses bords, tantôt l'autre. C'est une façon d'expliquer la divergence si curieuse des deux thalwegs, l'un vers le NE par le Brunig, l'autre vers l'W et le SW par le lac de Brienz. Supposition très ingénieuse, mais pure supposition. R. Staub la formule, du reste, de manière très prudente et tout hypothétique.

Mais dans la suite, il la considère soudain comme une vérité établie. Et chaque fois que se présentent deux vallées divergentes plus ou moins voisines, il y voit la preuve de l'existence d'un delta dont chacune de ces vallées représenterait un bord. S'il prétend que le delta du Pélerin montait jusqu'à St-Maurice, c'est uniquement pour expliquer la divergence entre la Drance d'Abondance et l'Hongrin (!) Du fait que l'Arve et le Giffre coulent vers l'W tandis que le Val d'Illiez se dirige au NE, il postule sans autre qu'au Miocène un immense delta avait envahi tout le Chablais, et que la forme arquée du Léman épouse la courbure frontale de son bord aval. Une telle hypothèse n'a d'autre fondement que ce raisonnement abusif érigé en principe.

devint plus tard le Jura. Peu après de nouveaux deltas s'y édifièrent, d'énormes accumulations comme celle du Napf, qui s'étend vers le N jusqu'à Zofingue. Preuve d'importantes surrections dans le massif alpin. Mais nous ne connaissons toujours pas de delta dans la région lémanique; du reste, une grande partie de cette molasse marine a été enlevée par la suite: on ne peut donc conclure que le Rhône n'existait plus.

R. Staub suppose qu'il avait changé de place. Le soulèvement des massifs du Mont Blanc et de l'Aar, qui débute sans doute à l'Aquitarien, laissait entre les deux une grande dépression où se trouvent maintenant le Wildhorn et le Wildstrubel. Au S, c'est aussi dans une dépression longitudinale des plis que repose la masse de la Dent Blanche. Un nouveau Rhône se serait établi dans cet ensellement, venant de la Dent Blanche à travers le Rawyl pour déposer dans la plaine fribourgeoise le delta qui forme aujourd'hui le Gibloux et le Guggisberg. Des affluents de gauche et de droite lui arrivaient, l'un de Brigue et du Binnental, un autre de Saxon et du Val Ferret, rejoint par celui de Martigny et du col de Balme, qui remontait jusqu'au SW de Chamonix. Ces deux affluents de gauche avaient d'abord capturé le cours supérieur du premier Rhône, du Rhône oligocène, que Staub suppose s'être étendu jusque dans les Vals de Bagnes et d'Entremont.

C'est que le soulèvement du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, du massif de l'Aar, avait déterminé des vallées longitudinales, premières ébauches du grand sillon valaisan. Ces massifs continuant à s'élever, le Rhône du Rawyl fut séparé de sa tête, et peut-être un grand lac vint-il emplir le sillon valaisan. En même temps, l'ancien Rhône oligocène, rétabli dans la dépression transversale des Préalpes entre Villeneuve et Bex¹, intensifiait son érosion régressive, se mettait à scier sa vallée entre la Dent de Morcles et la Dent du Midi, et finit par capturer toutes les eaux du Valais.

Vers la fin de cette époque, la mer s'était de nouveau retirée du plateau suisse, remplacée par de grands lacs où s'accumulait la *molasse d'eau douce supérieure*. S'ils s'étendaient jusqu'à la région lémanique, leurs dépôts ne s'y sont pas conservés: on n'en connaît point au SW de l'Emmental. Nous n'avons de nouveau plus de renseignements sur le Rhône; mais certainement il existait, et se jetait dans un de ces lacs.

¹ C'est donc l'opinion de R. Staub; pour notre part, nous ne pensons pas que ce premier Rhône ait changé de place à l'Aquitarien: il a dû subsister, bien qu'aucun reste de delta ne manifeste sa présence au Miocène.

4. *Le Pontien et le Pliocène.*

C'est au Pontien que le Jura commença de se plisser, sous l'effet d'une dernière forte poussée alpine. Le pays dans son ensemble s'était surélevé et même les grands lacs molassiques n'existaient plus. Les rivières sortant des Alpes se frayaient un chemin sur le plateau asséché.

La barrière du Jura, dès qu'elle fut dressée, semble avoir imposé sa direction à toutes ces rivières et en avoir conduit les eaux vers le NE, vers le Danube. La Drance de Savoie, le Rhône, qui coulaient vers le N, la Sarine, l'Aar, la Reuss, la Linth, le Rhin, les voici tous tributaire de cet immense fleuve dont ils forment la tête (voir 121, p. 343, 125, p. 27, 132, p. 74 et 173). Sans doute aussi les premiers cours d'eau jurassiens, issus du Val de Joux, du Val de Travers, du Val de St-Imier, et le Doubs lui-même, suivaient-ils cette direction.

Mais il y avait un ancêtre de la Wutach, qui coulait entre ce Jura tout neuf et la vieille Forêt-Noire, se dirigeait vers la trouée de Belfort et continuait par la Saône dans la vallée de l'actuel Rhône méditerranéen. Comme sa pente était plus forte que celle du Danube, P. Beck suppose que cette Wutach se mit à capturer successivement l'Aar (où débouchaient la Drance et le Rhône), la Reuss, la Linth, la Toess et la Thur, pour les entraîner vers l'W et le S. Seul le Rhin saint-gallois restait encore fidèle au Danube. Cette supposition repose sur une base fort positive: entre Bâle et Belfort en effet, de vastes plateaux sont formés d'alluvions très anciennes, du Pliocène supérieur probablement (voir 131), appelés « cailloutis du Sundgau ». Or, à côté d'éléments originaires des Vosges et du Jura, ces cailloutis contiennent une forte proportion de galets d'origine alpine.

Le Rhin alsacien n'existait donc pas encore. C'est un peu plus tard en effet, mais avant la première glaciation, qu'un affaissement du fossé d'Alsace, ainsi qu'un soulèvement de la trouée de Belfort, détourna ces rivières de la Méditerranée et les lança vers la Hollande, où régnait la mer. Et ce n'est que beaucoup plus tard encore, après la seconde glaciation peut-être, que le Rhin saint-gallois aurait abandonné le bassin du Danube et rejoint ce réseau de la Wutach qui l'entraîna vers le Nord (voir 124).

Ainsi, au cours de l'époque pliocène, après le retrait du dernier grand lac molassique et avant la première glaciation, nos rivières alpines, et le Rhône et la Drance savoyarde avec elles, auraient été tributaires d'abord du Danube, puis de la

Saône, puis du Rhin allemand, transférés d'un bassin à l'autre au gré des plissements, des captures et des failles.

Beck admet (121, p. 343) que c'est avant la capture de l'Aar par la Wutach que la Drance savoyarde et le Rhône furent détournés de leurs cours vers le N, par un affluent de l'Arve. Et Staub (132, p. 173) semble aussi considérer ce changement de direction comme fort ancien, bien antérieur à la première glaciation. Il l'attribue essentiellement à la surélévation du plateau fribourgeois et vaudois sous une poussée des Alpes pennines. Peut-être l'un et l'autre sont-ils influencés par l'opinion de Brückner que nous avons réfutée (voir p. 382).

Que se passait-il cependant à l'intérieur de nos Alpes romandes ? Hélas, ici de nouveau notre ignorance est profonde. On constate l'existence de très anciennes surfaces, plus hautes que le « niveau de la Burgfluh », vers l'altitude de 1500 à 1600 m. au bord de la chaîne. Elles doivent dater du Miocène supérieur ou du Pliocène. Elles nous montrent que les Alpes étaient beaucoup moins élevées qu'aujourd'hui. De très larges vallées y circulaient, séparant des chaînons éloignés; des cotaux en pente douce, aux inflexions légères, accédaient à ces hauteurs. Mais de cette ancienne surface, que Beck a nommée « niveau de la Simmenfluh » (100), les témoins sont si morcelés, isolés, localisés, qu'on a grand'peine à établir leur raccord, à reconstituer le cours des rivières. De nombreuses captures ont dû, là aussi, modifier considérablement le réseau hydrographique, détourner des affluents: l'histoire n'en peut pas encore être tracée.

Mais nous savons qu'avant la première invasion glaciaire, un soulèvement des Alpes est venu rajeunir cette topographie mûre ou sénile. Les cours d'eau se sont encaissés, ont repris une nouvelle vigueur d'érosion, et le résultat de ce cycle fut la surface du « niveau de la Burgfluh », sur laquelle la première glaciation devait s'étendre.

Nous avons ainsi rejoint, en descendant à travers les époques tertiaires, le début du Quaternaire où nous étions d'abord si laborieusement remontés, de glaciation en glaciation. En guise de résumé, nous pouvons maintenant continuer à descendre, forts des constatations établies, feignant d'admettre les hypothèses proposées, et revoir brièvement les différentes phases de l'ère quaternaire dans le bassin du Léman.

VII. Esquisse de l'histoire du Léman.

1. *La glaciation de Günz.*

Au seuil de l'ère quaternaire, le Léman n'existait pas. A la place du Grand Lac s'étendait un plateau où débouchaient des Alpes deux rivières principales. L'une était la Drance de Savoie, qui s'écoulait vers le N par la dépression de la Venoge, gagnait le pied du Jura et le suivait pour se jeter dans l'Aar. Elle était rejointe au NW de Lausanne par l'autre, le Rhône, qui longeait le bord du Pélerin et de la Tour de Gourze. Il avait été capturé, peu auparavant, par un affluent de cette Drance.

A une époque antérieure, en effet, le Rhône avait probablement suivi le front des Préalpes, par Châtel-St-Denis, et rejoint l'Aar par la vallée de la Sarine. Puis un gondolement du plateau fribourgeois, peut-être, l'avait rejeté dans la vallée de la Broye, à travers la dépression d'Attalens. Mais bientôt, le massif du Pélerin se soulevant lui-même, le Rhône avait dû le contourner par Puidoux. C'est dans cette situation sans doute que l'affluent de la Drance de Savoie était venu le capturer.

L'Aar, gonflé de ces gros tributaires, s'unissait depuis longtemps à la Reuss et à la Limmat pour alimenter le réseau de la Wutach qui se dirigeait vers Bâle, d'où elle s'était déjà tournée vers la mer du Nord. Mais le Rhin saint-gallois appartenait encore au Danube.

La limite des bassins du Nord et de la Méditerranée s'élevait au-dessus de l'entrée du Petit Lac, dont le sillon s'approfondissait grâce à un affluent de l'Arve. L'Arve elle-même rejoignait la Saône à Lyon pour couler vers le Sud.

Le plateau que nous décrivons était évidemment, alors, à une altitude fort inférieure à celle de ses restes actuels, car le pays s'est soulevé à deux reprises depuis cette époque.

Telle était la région lorsque pour la première fois les glaciers alpins commencèrent à croître, à se réunir, à déboucher sur le plateau où ils s'étalèrent. Les restes de banquettes du niveau supérieur nous montrent nettement l'action du glacier du Rhône dans sa vallée transversale, et la largeur de cette vallée d'alors. Mais en dehors des Alpes, dans le bassin lémanique, aucun vestige ne subsiste de cette glaciation.

Jusqu'où s'est-elle étendue ? nous n'en savons rien. Dans la Suisse centrale, le glacier gүнziën a quelque peu dépassé l'aire occupée plus tard par celui du Wurm (125, p. 29).

Mais on ne peut raisonner ici par analogie et mieux vaut constater simplement notre ignorance. Ce glacier devait en tout cas atteindre le seuil de Boisy-Burtigny, qui séparait les bassins hydrographiques. Mais s'il le franchissait pour rejoindre le glacier de l'Arve, nous ne saurions le dire.

Il ne serait pas étonnant que ce premier grand glacier du Rhône, uni à celui de la Drance de Savoie, ait commencé déjà, à l'E du seuil de Boisy, à surcreuser la cuvette du Grand Lac.

2. *La glaciation de Mindel.*

Après le retrait du glacier gūnzien, le pays entier, et particulièrement les Alpes, ont recommencé à se surélever lentement, donnant une nouvelle activité à l'érosion fluviale. C'est, à vrai dire, tout ce que nous savons de cette première période interglaciaire dans notre contrée.

On peut conjecturer que c'est au cours de cette phase érosive que l'affluent de l'Arve qui occupait le Petit Lac, ayant tranché le col de Boisy-Burtigny, vint ravir la Drance et le Rhône. Peut-être le départ du glacier de Gūnz avait-il fait place, à l'E de ce col, à un lac où se jetaient les deux rivières, ce qui aurait facilité leur détournement au profit de la Méditerranée.

Quant à la glaciation de Mindel, nous n'en connaissons pas plus que sur celle de Gūnz : seules les banquettes du niveau inférieur, dans la vallée du Rhône, témoignent de sa réalité.

Dans la Suisse orientale, entre Zurich et le lac de Constance, on peut constater que les moraines mindéliennes ont légèrement dépassé celles de Gūnz (125, p. 30). Dans le bassin du Rhône, nous n'en pouvons vraiment rien soupçonner. On a cru quelque temps que les moraines les plus externes de la région lyonnaise appartenaient à la glaciation de Mindel. Mais les recherches plus récentes (voir 140, p. 673-677, avec la bibliographie) ont fait renoncer à cette opinion.

3. *La glaciation de Riss.*

Le « long interglaciaire » qui suivit la décrue des glaciers mindéliens, ne se traduit dans notre région que par l'approfondissement considérable du réseau hydrographique. Nous avons vu qu'il était la conséquence d'une nouvelle surrection du pays, plus marquée dans les massifs cristallins centraux que dans les Préalpes. La chaîne alpine acquit alors sa hauteur actuelle et ne bougea plus guère depuis.

La communication des bassins du Grand et du Petit Lac se fit plus large et plus profonde. Les vallées tributaires de la cuvette lémanique enfoncèrent leur lit dans la roche en place — après sans doute que l'érosion et le ruissellement aient enlevé tous les dépôts des deux premiers glaciers.

Un lac a-t-il pu exister, pendant cette longue période érosive, à la place du Léman ? La profondeur acquise par le surcreusement des glaciers mindéliens fut-elle dépassée par l'enfoncement du réseau fluvial ? Un calcul approximatif pourra répondre un jour, peut-être, à cette question, lorsque les données seront plus nombreuses et plus sûres. Pour le moment, nous n'en savons rien. De ce Léman éventuel, il ne nous reste aucun vestige.

Mais sur le pays alentour, nous pouvons nous faire une idée de son aspect, de son relief, à la fin de cet interglaciaire, en supprimant par l'imagination toute la couverture morainique et alluviale qui revêt aujourd'hui la roche en place. Cette ossature révèle à peu près l'état de la contrée avant la glaciation de Riss, puisque ses propres dépôts ont pour la plupart disparu avant le Wurm, et que l'ensemble hydrographique ne s'est pas approfondi davantage depuis lors. Les rivières principales avaient déjà leur tracé actuel ; la capture de la haute Venoge était accomplie dès l'époque de Mindel, probablement. Seule, peut-être, la capture des hautes Veveyses, qu'a signalée aussi M. Lugeon (64) et qui paraît toute récente, ne s'était pas encore réalisée.

Autour des Alpes Occidentales, les observations concordent pour démontrer que la glaciation de Riss fut, de toutes, la plus étendue. C'est « la grande glaciation », comme l'interglaciaire précédent était « le long interglaciaire ». Le glacier du Rhône (voir 85, Pl. p. 702) franchit largement le faite du Jura, et déborda jusqu'à Lons-le-Saunier. Vers le SW, il dépassait Lyon, atteignait le bord du Massif Central.

Chose curieuse, cet immense glacier a laissé peu de dépôts ; c'est presque uniquement par la distribution des gros blocs erratiques, abandonnés lors de la fonte, que l'on peut jalonner les limites de son extension, et sa moraine de fond est aujourd'hui localisée aux creux des tranchées et des cuvettes. On en a conclu (121, p. 368 et 125, p. 33) que la glaciation de Riss avait été de relativement courte durée. Mais nous avons trouvé, dans les sillons jumelés de l'ancien chenal de la Drance (voir p. 267 et 376), de bonnes raisons pour nous méfier de cette inférence. C'est peut-être à l'érosion qui s'est exercée pendant la longue période interglaciaire sui-

vante, sans aucun soulèvement du pays, qu'est imputable la disparition presque complète des dépôts rissiens. Quant aux moraines superficielles qui manquent au pourtour de son aire, il ne serait pas étonnant qu'elles se soient dispersées, faute de hauteurs qui les alimentent, pendant la traversée du Jura.

On admet aussi assez communément (voir 138, III, p. 53) que, dans les Alpes Occidentales, le maximum d'extension du Riss fut précédé par une importante invasion « pré-rissienne » des glaces. La région lémanique n'offre aucun document là-dessus.

Il est, par contre, fort probable que l'action de surcreusement de cet immense glacier rissien, a puissamment contribué à approfondir la cuvette lémanique.

4. *La glaciation de Wurm.*

L'invasion des glaciers wurmiens a revêtu le bassin du Léman d'une couverture morainique si étendue, qu'elle cache aujourd'hui la plupart des vestiges qui pourraient subsister de l'interglaciaire antérieur. Ils n'apparaissent qu'en quelques coupes privilégiées, et presque toujours, encore, ce sont des alluvions de la progression wurmienne. Il n'y a guère que les marnes à lignite de la contrée genevoise, et celles de Grandson, qui soient franchement interglaciaires. Elles ne révèlent pas grand'chose du climat de cette époque. On y a trouvé aux environs de Genève, des restes de hêtres, de chênes et de sapins. A Voglans, près Chambéry, dans de belles couches de lignites exploitées, il semble qu'ait existé du buis, mais c'est douteux (140, p. 670 et 681). Ces arbres sont l'indice d'une température analogue à la nôtre. Peut-être fut-elle un peu plus haute.

Epoque d'érosion surtout, nous l'avons dit, mais sans aucun soulèvement de la contrée; l'érosion s'y manifeste donc bien plus par déblaiement et dénudation, que par approfondissement des cours d'eau.

Il serait fort étonnant que la cuvette lémanique n'ait pas contenu de lac pendant cette période. Nous pouvons nous le figurer, avec un niveau légèrement plus bas que de nos jours, s'étendant peut-être d'abord jusqu'au verrou de St-Maurice et peu à peu, comme aujourd'hui, envahi par les alluvions.

Alors se produisit la glaciation wurmienne. On se représente ces étés graduellement plus froids, ces saisons plus humides, et lentement, précédés de grandes nappes d'alluvions, les fronts des glaciers qui progressent. Celui du Rhône envahit la cuvette du Léman, jusque vers 500 m. d'altitude,

avant que ceux de Savoie ne le rejoignent — et c'est le dépôt, dans un lac de barrage latéral et dans les vallées afférentes, du futur poudingue de la Drance. Tôt après, sur son autre bord, c'est le conglomérat de La Côte. Déjà peut-être son extrémité couvrait la région genevoise. Puis c'est l'encerclement du Jorat bientôt lui-même submergé. Tout le pays alors est couvert de glace, jusqu'à 1200 m. au flanc du Chasseron, jusque vers 1450 m. au bord des Préalpes.

Combien de temps a duré ce maximum d'extension glaciaire, nous ne le savons pas. Mais nous avons pu suivre la période de décrue, avec ses à-coups et ses arrêts, marqués de vallums morainiques et de terrasses latérales.

M. Jules Favre a retracé récemment, dans deux monographies magnifiques (111 et 137), l'histoire de la renaissance de la faune lacustre après le retrait des glaces. Il y eut une époque où le glacier flottait sur l'eau de fusion, accumulée sous lui dans la cuvette lémanique; son niveau était d'une cinquantaine de mètres plus haut qu'aujourd'hui: c'était le temps de la terrasse de Thonon. Il se déposait par places des « argiles glacio-lacustres », où l'on distingue les couches formées en hiver et en été; on n'y trouve encore aucun organisme. Lorsque la glace a quitté le Petit Lac, on voit apparaître dans les sédiments plus calcaires, d'abord des diatomées, puis des cladocères et des copépodes, puis des ostracodes, mais pas un seul mollusque.

A mesure que le glacier se retire, le niveau du lac descend. Au stade de Buhl, dont les moraines frontales devaient être près de Villeneuve, la surface du lac est une trentaine de mètres au-dessus du niveau actuel. Des deltas s'y déposent à l'embouchure des rivières, deltas qui apparaissent en « terrasses lacustres » maintenant, et qu'à le premier remarquées Morlot. Dans celle « de 30 m. », on a trouvé des restes de mammoth et de renne, toujours pas de mollusques.

Assez brusquement, le niveau du lac s'abaisse de 20 m., sans doute par quelque débâcle au défilé du Fort de l'Ecluse.

Et c'est dans la nouvelle terrasse qui se construit à ce niveau, la « terrasse de 10 m. », que les mollusques font leur apparition. Les glaciers ont entièrement disparu du fond de la vallée du Rhône, ils n'occupent plus que les hauteurs des vallées latérales. C'est l'époque du Magdalénien, où les grands artistes de Dordogne et des Pyrénées découvrent la peinture et décorent leurs grottes de si merveilleuse façon.

A l'époque néolithique, enfin, le Léman a déjà son niveau actuel, un aspect semblable, une faune presque identique à

celle de nos jours. Les invasions glaciaires sont, jusqu'à nouvel ordre, finies. Ici s'arrête la méthode géologique: elle passe la main à l'histoire.

Ouvrages cités.

1. — 1779. — H. B. DE SAUSSURE: Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. — T. I, XXXVI + 540 p., 8 Pl. Neuchâtel, in 4^o.
2. — 1811. — L. VON BUCH: Ueber die Ursachen der Verbreitung grosser Alpengeschiebe. — *Abhandl. der physikal. Klasse der Königlich-Preussischen Akad. der Wissensch. in Berlin aus den Jahren 1804-1811*, p. 161-186, 1 carte, in 4^o, Berlin 1815. Reprod. in *Leonhard's Taschenbuch für die gesammte Mineralogie*, 12. Jahrg., II, p. 458-501, Frankfurt am Main 1818.
3. — 1827. — J. A. DE LUC: Mémoire sur le phénomène des grandes pierres primitives alpines, distribuées par groupes dans le bassin du lac de Genève et dans la vallée de l'Arve; et en particulier des groupes qui sont entièrement composés de granite, suivi de conjectures sur la cause qui les a ainsi distribués. — *Mém. Soc. Phys. et hist. nat. de Genève*, t. III, 2^e partie, p. 139-200, 1 Pl. (carte).
4. — 1829. — J. B. ELIE DE BEAUMONT: Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. (Mém. lu à l'Acad. des Sciences, Paris, le 22 juin 1829.) — *Annales des Sc. nat.*, Paris, t. XVIII et XIX, 1829-1830.
5. — 1832. — J. A. DE LUC: Mémoire sur plusieurs espèces de roches éparses dans le bassin de Genève et en particulier sur les cailloux calcaires et de grès. — *Mém. Soc. phys. et hist. nat. de Genève*, t. V, p. 89-118.
6. — 1833. — I. VENETZ: Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. — Rédigé en 1821. — *Denkschr. der allgem. schweizer. Ges. für die gesammten Naturwissensch.*, Bd. I, 2^e Abt. Zürich 1833, p. 1-38.
7. — 1835. — J. DE CHARPENTIER: Annonce d'un des principaux resultats des recherches de Mr. Venetz, ingénieur des Ponts et chaussées du Canton du Vallais, sur l'état actuel et passé de Glaciers du Vallais. — *Verhandl. der allgem. schweiz. Ges. für die gesammten Naturwissensch. in ihrer 19. Jahresversam. zu Luzern*, den 28-30. Juli 1834, Luzern 1835, p. 23-24. *Biblioth. universelle des sciences, belles-lettres et arts*, t. 58, p. 427-428, Genève, 1835.

8. — 1835. — J. DE CHARPENTIER: Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse. — *Annales des Mines*, 3^e sér., t. 8, p. 219-236, Paris, 1835 (texte du mémoire lu à Lucerne).
9. — 1837. — L. AGASSIZ: Discours prononcé à l'ouverture des séances de la Soc. helvétique des Sc. nat., à Neuchâtel, le 24 juillet 1837, par L. Agassiz, président. — *Actes de la Soc. helvét. des Sc. nat.* réunie à Neuchâtel, 22^e session, 1837, p. I-XXXII.
10. — 1837. — J. A. DE LUC: Examen de la cause probable à laquelle M. J. de Charpentier attribue le transport des blocs erratiques de la Suisse. — *Actes de la Soc. helvét. des Sc. nat.* réunie à Neuchâtel, 22^e session, p. 29-38.
11. — 1837. — W. SCHIMPER: Ueber die Eiszeit. — Auszug aus dem Briefe an Dr. Agassiz, Praesident der Gesellschaft. *Actes de la Soc. helvét. Sc. nat.* réunie à Neuchâtel, 22^e session, p. 38-51.
12. — 1840. — L. AGASSIZ: Etudes sur les glaciers. — 1 vol. de 346 p. avec un atlas de 32 Pl. de L. Agassiz, A. Guyot et E. Desor, Neuchâtel.
13. — 1841. — J. DE CHARPENTIER: Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. — 1 vol. X + 363 p., 9 Pl., Lausanne.
14. — 1841. — A. GUYOT: Sur la distribution du terrain erratique dans le Jura. — *Verhandl. schweizer. naturf. Ges.*, 26. Versam., Zürich, p. 71-72.
15. — 1841. — L. A. NECKER: Etudes géologiques dans les Alpes. — 1 vol. XXXI + 492 p., 5 Pl., Paris.
16. — 1842. — A. GUYOT: Nouvelles observations sur la dissémination du terrain erratique dans le grand bassin de la Suisse-Basse et sur les flancs du Jura. — *Verhandl. schweiz. naturf. Ges.*, 27. Versam., Altdorf, p. 132-145.
17. — 1843. — CH. LARDY: Moraines jurassiennes au-dessus de Gingins. — *Actes Soc. helvét. Sc. nat.*, 28^e session, Lausanne, p. 76.
18. — 1843. — A. GUYOT: Moraines de glaciers jurassiens. — *Actes Soc. helvét. Sc. nat.*, 28^e session, Lausanne, p. 76-78.
19. — 1843. — I. VENETZ: Glaciers du Jura. — *Actes Soc. helvét. Sc. nat.*, 28^e session, Lausanne, p. 78.
20. — 1844. — R. BLANCHET: Terrain erratique alluvien du bassin du Léman et de la vallée du Rhône de Lyon à la mer. — 1 vol. XII + 36 p., 1 carte, Lausanne.
21. — 1845. — A. GUYOT: Sur la distribution des espèces de roches dans le bassin erratique du Rhône. — *Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel*, t. I, p. 477-506, 1847.
22. — 1852. — E. DESOR: Mémoire sur les phénomènes erratiques de la Suisse comparés à ceux du nord de l'Europe et

- de l'Amérique. — *Actes Soc. helvét. Sc. nat.*, 37^e session, Sion, p. 90-113.
23. — 1853. — TH. ZOLLIKOFER: Etudes géologiques des environs de Lausanne. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 3, p. 204-210.
24. — 1854. — A. MORLOT: Ueber die quaternären Gebilde des Rhonegebietes. — *Verhandl. schweiz. naturf. Ges.*, St-Gallen, p. 161-164.
25. — 1854. — G. DE MORTILLET: Note sur les combustibles minéraux de la Savoie. — Publié par l'Association florimontane d'Anneci (Savoie). 1 brochure de 22 p.
26. — 1855. — A. MORLOT: Note sur la subdivision du terrain quaternaire en Suisse. — *Archives des Sc. phys. et nat.*, *Bibl. univ. de Genève*, mai 1855, t. 29, p. 33-50, 1 Pl.
27. — 1858. — A. MORLOT: Sur le terrain quaternaire du bassin du Léman. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 6, p. 101-108.
28. — 1858. — A. MORLOT: Ueber die quartären Gebilde des Rhonegebietes. — *Verhandl. schweiz. naturf. Ges.*, 43. Versam., Bern, p. 144-150.
29. — 1859. — I. VENETZ: Note sur le glacier diluvien de la vallée du Rhône. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 6, p. 129-130.
30. — 1861. — I. VENETZ: Mémoire sur l'extension des anciens glaciers, renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables. (Ouvrage posthume rédigé en 1857 et 1858.) — *Nouv. Mém. Soc. helvét. Sc. nat.*, Bd. XVIII, Zürich 1861, p. 1-23.
31. — 1862. — A. C. RAMSAY: On the Glacial Origine of certain Lakes in Switzerland, the Black Forest, Great Britain, Sweden, North America, and elsewhere. — *Quarterly Journal of the geol. Soc.*, London, vol. XVIII, p. 185-204, Pl. VIII.
32. — 1862. — T. TYNDALL: On the conformation of the Alps. — *Philos. Magazine*, London, vol. XXIV, p. 169-173.
33. — 1867. — A. FAVRE: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc. — 3 vol. de XIX + 464 p., 437 p., 587 p., avec un Atlas de 32 Pl. Paris et Genève.
34. — 1869. — A. JACCARD: Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. — *Mat. Carte géol. Suisse*, 6^e livr., VIII + 342 p., 8 Pl. et 7^e livr., Supplément, 79 p., 4 Pl. (1870).
35. — 1869. — L. RÜTIMEYER: Ueber Thal- und See-Bildung. — Schweighauserische Verlag, Bâle, 1 vol. VII + 144 p. (avec 1 carte de la Suisse). Publié d'abord (la même année) en plus grand format, comme « Festschrift » des 50 ans d'activité de Peter Merian dans la Soc.

des Sc. nat. de Bâle, chez Carl Schultz, imprimeur de l'Université.

36. — 1873. — A. FAVRE: Le renne et l'alluvion des terrasses en Suisse. (Liste des débris de renne trouvés en Suisse.) — *C. R. de la 5^e session, à Bologne, en 1871, du Congrès internat. d'anthropologie et d'archéol. préhistoriques*, p. 339-340, Bologne.
37. — 1875. — E. DESOR: Le paysage morainique, son origine glaciaire, et ses rapports avec les formations pliocènes d'Italie. — 1 vol. XI + 94 p., 2 cartes, Paris et Neuchâtel.
38. — 1875. — CH. LORY: Compte rendu des observations faites sur les Alluvions anciennes et les dépôts glaciaires du Bois de la Bâtie. — *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, t. III, p. 723-727.
39. — 1877. — E. FAVRE: Quelques remarques sur l'origine de l'alluvion ancienne. — *Archives des Sc. phys. et nat. Genève*, 2^e pér., t. 58, p. 18-27, Pl. II.
40. — 1877. — E. RENEVIER: Notice sur les blocs erratiques de Monthey (Valais) devenus la propriété de la Société vaudoise des Sciences naturelles. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 15, p. 105-116, Pl. VII.
41. — 1878. — E. FAVRE: Deux époques glaciaires. — *Revue géol. suisse pour l'année 1877*, in *Arch. des Sc. phys. et nat. Genève*, 2^e pér., t. 61, p. 212-213.
42. — 1879. — A. FAVRE: Description géologique du Canton de Genève, pour servir à l'explication de la carte géologique du même auteur. — 2 vol., XIX + 292 p., 153 p., Pl. I-VIII, Genève 1880 (extrait du *Bull. de la Classe d'Agriculture de la Soc. des Arts de Genève*, 1879).
43. — 1879. — E. RENEVIER: Partie culminante de l'ancienne moraine frontale du glacier du Rhône sur les flancs du Jura. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 16, p. 21-26.
44. — 1879-1880. — A. FALSAN et E. CHANTRE: Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. — 2 vol., XXVII + 622 p et 572 p., Lyon (extrait des *Annales de la Soc. d'agriculture, hist. nat. et arts utiles de Lyon*, 4^e sér., t. VII et X, 5^e sér., t. I).
45. — 1881. — A. ROTHPLETZ: Das Diluvium um Paris und seine Stellung im Pleistocän. — *Neue Denkschr. der allgem. schweizer. Ges. für die gesamten Naturwiss.*, Bd. 28, 132 p., 3 Pl. Zürich 1883.
46. — 1884. — A. FAVRE: Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc, 1:250.000, publiée par la *Com. géol. de la Soc. helvét. Sc. nat.*
47. — 1884. — A. FAVRE: La Carte du phénomène erratique et des

- anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. — *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 3^e pér., t. 12, p. 395-412 et 597-598.
48. — 1885. — ALB. HEIM: Handbuch der Gletscherkunde. — 1 vol. XVI + 560 p., 2 Pl., 1 carte. *Bibl. geograph. Handbücher* von F. Ratzel, Stuttgart.
49. — 1885. — A. JACCARD: Essai sur les phénomènes erratiques en Suisse pendant la phase quaternaire, avec une carte réduite. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 20, p. 381-388, Pl. XII.
50. — 1886. — E. BRÜCKNER: Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. *Geographische Abhandlungen*, Bd. I, Heft 1, V + 183 p., 2 Pl. et 2 cartes, Wien.
51. — 1887. — E. FAVRE et H. SCHARDT: Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi. — *Mat. Carte géol. Suisse*, 22^e livr., XX + 636 p., Atlas de 18 Pl.
52. — 1889. — H. SCHARDT: Etude géologique sur quelques dépôts quaternaires fossilifères du Canton de Vaud. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 25, p. 79-98 et 227, 2 Pl.
53. — 1892. — F.-A. FOREL: Le Léman. — Monographie limnologique. Tome I, XIII + 543 p., Lausanne.
54. — 1892. — A. JACCARD: Contributions à l'étude du terrain erratique dans le Jura. — *Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel*, t. 20, p. 124-145.
55. — 1892. — L. DU PASQUIER: Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. — *Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel*, t. 20, p. 32-43 et p. 165.
56. — 1894. — A. PENCK, E. BRÜCKNER et L. DU PASQUIER: Le système glaciaire des Alpes. — Guide publié à l'occasion du congrès géologique international, 6^e session à Zurich en 1894. *Bull. Soc. Sc. nat. de Neuchâtel*, t. 20, p. 70-151.
57. — 1895. — A. DELEBECQUE: Sur l'âge des alluvions anciennes du Bois de la Bâtie, de Bougy et de la Dranse et leurs relations avec le lac de Genève. — *Archives Sc. phys. et nat. Genève*, 3^e pér., t. 33, p. 98-101.
58. — 1895. — P. JACCARD et J. AMANN: Débris végétaux des lignites interglaciaires de Grandson et de Bougy. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 31, Proc.-verb., p. XV-XVI.
59. — 1895. — H. SCHARDT: Les « Alluvions anciennes » du bassin du Léman. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 31, Proc.-verb., p. XVI-XVII.
60. — 1896. — M. LUGEON: La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). — *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. VII, n^o 49, p. 1-310, Pl. I-VIII.

61. — 1897. — M. LUGEON: Le Rhône suisse, tributaire du Rhin. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, tome 124, p. 106-109, 11 janvier 1897.
62. — 1897. — M. LUGEON: La loi de formation des vallées transversales des Alpes occidentales. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 124, 5 avril 1897.
63. — 1897. — M. LUGEON: Topographie vaudoise. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 33, Proc.-verb., p. VIII, et *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 4^e pér., t. 3.
64. — 1897. — M. LUGEON: Leçon d'ouverture du cours de géographie physique professé à l'Université de Lausanne. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 33, p. 49-78, Pl. I-III.
65. — 1898. — A. FAVRE: Texte explicatif de la Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. — *Mat. Carte géol. Suisse*, 28^e livr., IV + 77 p.
66. — 1898. — H. SCHARDT: Ueber die Recurrenzphase der Jura-gletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. V, p. 511-513.
67. — 1898. — H. SCHARDT: La récurrence des glaciers jurassiens après le retrait du glacier du Rhône. — *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 4^e pér., t. 6, p. 492-494.
68. — 1899. — E. RENEVIER et H. SCHARDT: Notice explicative de la feuille XVI (2^e éd.) au 1: 100 000. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. VI, p. 81-111.
69. — 1900. — A. BALTZER: Beiträge zur Kenntniss des diluvialen Rhonegletschers. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. VI, p. 378-391.
70. — 1901. — B. AEBERHARDT: Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. VII, p. 103-119, Pl. I (Carte du phénomène erratique des environs de Gingins (Nyon), au 1: 25 000).
71. — 1901. — M. LUGEON: Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 37, p. 423-451, Pl. I-VIII. *Bull. Labor. géol. Lausanne*, n^o 2.
72. — 1901. — M. LUGEON: Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. — *Annales de Géographie*, vol. X, p. 295-317 et 401-428, Pl. 30-32 et 37-38.
73. — 1901. — M. LUGEON: Réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France à Lausanne et dans le Chablais, du mardi 3 sept. au mercredi 11 sept. 1901. — *Bull. Soc. géol. France* (4), t. I, p. 677-720.
74. — 1902. — B. AEBERHARDT: Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. VII, p. 271-286.

75. — 1902. — TH. BIÉLER: Relation du Léman avec le lac de Neuchâtel. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 38, Proc.-verb., p. LXIII, et *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 4^e pér., t. 15, p. 89-91.
76. — 1903. — C. JACOB: Note sur les terrains de transport des environs de Thonon-les-Bains (Hte-Savoie). — *Annales de l'Univ. de Grenoble*, t. 16, 1904, n° 2, p. 281-291 et *Trav. Labor. géol. Grenoble*, t. 7, 1902-1903, p. 116-126.
77. — 1904. — H. DOUXAMI: Observations géologiques aux environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). — *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 138, p. 395-398, 8 février 1904.
78. — 1904. — H. DOUXAMI: Révision des feuilles de Thonon et Annecy. Sur la géologie des environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). — *C. R. des Collab. pr la camp. de 1903*. — *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XV, n° 98, p. 96-101.
79. — 1905. — H. DOUXAMI: Révision des feuilles d'Annecy et de Thonon. — *C. R. des Collab. pr la camp. de 1904*. — *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XVI, n° 105, p. 113-116.
80. — 1906. — W. KILIAN: Réflexions sur l'érosion glaciaire et sur la formation des terrasses. — *Assoc. française pr l'avanc. des Sc.*, 1906, p. 1206-1214.
81. — 1907. — H. DOUXAMI: Révision des feuilles de Thonon et Annecy. — *C. R. des Collab. pr la camp. de 1906* — *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XVII, n° 115, p. 134-138.
82. — 1908. — H. SCHARDT: La Pierre des Marmettes et la grande Moraine de Blocs de Monthey (Valais). — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. X, p. 555-566, Pl. I-VII.
83. — 1908. — H. SCHARDT: Dérivations glaciaires de cours d'eau dans la Suisse occidentale et le Jura français. — *C. R. congrès internat. de géographie, Genève 1908*, p. 1-16.
84. — 1909. — E. ARGAND: Une vallée tectonique: la Doire Baltée en aval d'Aoste. — *Revue de Géographie annuelle*, t. 3, p. 381-391, Paris.
85. — 1909. — A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 vol., XVI + 1200 p., Leipzig.
86. — 1909. — L. VON SAWICKI: Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Rhein-Rhone-Wasserscheide. — *Zeitsch. der Ges. für Erdkunde*, Berlin, Jahrg. 1909, p. 1-32, Pl. I.
87. — 1909. — ED. BRÜCKNER: Zur Frage der Entwicklung der Rhein-Rhone-Wasserscheide. — *Zeitsch. der Ges. für Erdkunde*, Berlin, Jahrg. 1909, p. 387-395.
88. — 1911. — W. KILIAN: Sur « les seuils de débordement » glaciaires et sur une phase importante dans la succession

- des oscillations glaciaires dans les Alpes françaises.
— *Bull. Soc. géol. France* (4), t. XI, p. 33-38.
89. — 1912. — E. ARGAND: Sur le drainage des Alpes Occidentales et les influences tectoniques. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 48, Proc.-verb., p. XXVIII-XXXII.
90. — 1912. — E. ARGAND: Le faite structural et le faite topographique des Alpes Occidentales. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 48, Proc.-verb., p. XXXVI-XL.
91. — 1912. — A. JEANNET: Carte géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes, au 1: 25 000. — *Mat. Carte géol. Suisse*, carte spéciale n° 68.
92. — 1913. — E. BAERTSCHI: Das westschweizerische Mittelland. — *Nouv. Mém. Soc. helvét. Sc. nat.*, vol. XLVII, Mém. 2, p. 151-309.
93. — 1913. — J. PFENDER: La Grande Eau. Essai d'application des méthodes glaciologiques à l'étude d'une vallée alpine du type gréso-schisteux. — *Mém. présenté à la Fac. des Sc. de Paris, pour l'obtention du diplôme d'études sup.*, n° 152, 1 br. de 23 p.
94. — 1914. — M. GIGNOUX et P. COMBAZ: Sur l'histoire des dernières glaciations rhodaniennes dans le bassin de Belley. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 158, p. 1536-1539, 25 mai 1914.
95. — 1916. — A. JEANNET: Une date de chronologie quaternaire: la station préhistorique du Scé près de Villeneuve. — *Vierteljahrschrift der Nat. Ges. in Zürich*, Jahrg. 61, p. 634-643.
96. — 1917. — ALB. HEIM: Geologie der Schweiz. — Bd. I, B. Das Diluvium, p. 197-440, Leipzig.
97. — 1917-1918. — W. KILIAN et J. RÉVIL: Etudes sur la période pleistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du bassin du Rhône. — *Annales de l'Univ. de Grenoble*, t. 19, 20 et 21, 3 fasc., formant 164 p.
98. — 1920. — E. JOUKOWSKY: Topographie et géologie du bassin du Petit Lac, partie occidentale du bassin du Léman. — *Le Globe*, Genève, t. 49, p. 15-31. 1 carte au 1: 300 000.
99. — 1920. — E. JOUKOWSKY: La formation du Petit Lac (Léman). — *C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève*, vol. 37 n° 2, p. 39-41.
100. — 1921. — P. BECK: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. 16, n° 2, p. 139-176.
101. — 1921. — M. LUGEON et J. VILLEMAGNE: Sur un ancien lit glaciaire du Rhône entre Léaz et le Pont-Rouge des Us-ses (Haute-Savoie). — *C. R. Sc. Paris*, t. 172, p. 109, 10 janvier 1921.
102. — 1921. — M. LUGEON: Evaluation approximative d'un temps géologique. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 54, p. 79-80.
103. — 1923. — A. JEANNET: Les charbons feuilletés de la Suisse oc-

- cidentale. — in: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. *Beiträge zur Geol. der Schweiz*, Geotechnische Serie, VIII. Lief. p. 500-526.
104. — 1923. — E. JOUKOWSKY: L'âge des dépôts glaciaires du plateau genevois. — *C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève*, vol. 40, n° 2, p. 49-52.
105. — 1923. — W. KILIAN: Sur les dépôts glaciaires des environs de Genève. — *C. R. somm. séances Soc. géol. France*, p. 179-180.
106. — 1924. — W. KILIAN: Les dépôts fluvio-glaciaires de la rive méridionale du lac Léman, et leur régime hydrologique (Evian, Amphion, Thonon). — *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 179, p. 114, 24 nov. 1924.
107. — 1925. — L.-W. COLLET: Les lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leur destin. *Eléments d'hydro-géologie*. — 1 vol. XII + 320 p., Doin, Paris.
108. — 1925. — E. JOUKOWSKY: A propos de la formation du Petit Lac (rectifications et faits nouveaux). — *Le Globe*, Genève, t. 64, p. 1-5.
109. — 1926. — H. FOURNIER: Etude sur les Eaux minérales ou réputées telles du Département de la Haute-Savoie. — *Thèse de la Fac. des Sc. de Lyon*. Lyon, impr. Bascou, 1 vol., 179 p., 1 carte.
110. — 1926. — H. LAGOTALA: La stratigraphie du Quaternaire, à propos de la chronologie du Quaternaire en Suisse. — *C. R. du XIII^e Congrès géol. internat., Bruxelles 1922*, p. 1497-1500.
111. — 1927. — J. FAVRE: Les mollusques post-glaciaires et actuels du bassin de Genève. — *Mém. Soc. Phys. et hist. nat. Genève*, vol. 40, fasc. 3, p. 171-434, Pl. 14-27.
112. — 1927. — H. LAGOTALA: Contribution à l'étude des dépôts quaternaires du bassin du Lac de Genève. — *Livre jubilaire du 50^e anniversaire de la Soc. géol. de Belgique*, t. II, p. 123-139. Liège.
113. — 1927. — F. MACHATSCHKE und W. STAUB: Morphologische Untersuchungen in Wallis. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. 20, p. 335-379, Pl. IX.
114. — 1928. — W. CUSTER: Etude géologique du Pied du Jura vaudois. — *Mat. Carte géol. Suisse*, nouv. série, 59^e livr., 1 vol. V + 72 p., 2 Pl.
115. — 1929. — A. JAYET: Sur la présence de terrains glaciaires anciens et interglaciaires dans la partie nord du canton de Genève. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. 22, p. 91-93.
116. — 1929. — E. JOUKOWSKY: La formation du Léman. — *Troisième Congrès du Rhône*, Genève, p. 212-216, avec une carte hypsométrique du bassin du Léman.
117. — 1929. — P. WOLDSTEDT: Das Eiszeitalter, Grundlinien einer

- Geologie des Diluviums. — 1 vol. 421 p. Enke, Stuttgart.
118. — 1931. — E. JOUKOWSKY: Sur quelques postulats de la glaciologie quaternaire. — *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 5^e pér., vol. 13, p. 109-120.
119. — 1931. — R. PERRET: L'Evolution morphologique du Faucigny. — 1 vol., 176 p., 11 Pl. dont une Carte morphologique du Faucigny, au 1: 200 000, Paris.
120. — 1931. — A. STEINER: Etude des banquettes glaciaires de la Vallée de Bagnes (Valais). — *Mém. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 3, n° 8, p. 273-311, 7 Pl. — *Bull. Labor. géol. Lausanne*, n° 48.
121. — 1933. — P. BECK: Ueber das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. 26, p. 335-437, Pl. XIII et XIV.
122. — 1933. — G. DENIZOT: Observations sur la glaciation quaternaire et les terrasses de la région lyonnaise. — *Bull. Soc. géol. France* (5), t. III, p. 555-582.
123. — 1933. — E. GAGNEBIN: Les terrains quaternaires des environs de Thonon (Haute-Savoie). — *Eclog. geol. Helvet.*, vol. 26, p. 187-191.
124. — 1933. — A. PHILIPPSON: Der Rhein als Naturerscheinung. — *Geogr. Zeitschr.*, 39. Jahrg., 1-2. Heft, Leipzig und Berlin.
125. — 1934. — P. BECK: Das Quartär. — *Guide géol. de la Suisse*, Introd. générale C, fasc. I, p. 26-41.
126. — 1934. — R. A. DALY: The Changing World of the Ice Age — 1 vol. XXI + 271 p., Yale University Press, New Haven.
127. — 1934. — ED. PARÉJAS: Environs de Genève, excursion A. — *Guide géol. de la Suisse*, Exc. n° 1, fasc. V, p. 313-318.
128. — 1934. — AD. JAYET: Environs de Genève, excursion B. — *Guide géol. de la Suisse*, Exc. n° 1, fasc. V, p. 318 et 319.
129. — 1934. — M. LUGEON: Le lac Léman. — *Guide géol. de la Suisse*, Exc. n° 4, fasc. V, p. 332-335.
130. — 1934. — E. GAGNEBIN: Montreux-Rochers de Naye. — *Guide géol. de la Suisse*, Exc. n° 11, fasc. VI, p. 382-386.
131. — 1934. — D. SCHNEEGANS: Notice explicative de la feuille de Ferrette. — *Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, Strasbourg, 1 br. de 10 p.
132. — 1934. — R. STAUB: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. — *Mém. Soc. helvét. Sc. nat.*, vol. 69, mém. 1, VI + 183 p., Pl. I-VIII.
133. — 1935. — F. BOURDIER: Stratigraphie des alluvions quaternaires anté-wurmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 201, p. 977, 18 novembre.
134. — 1935. — W. CUSTER et D. AUBERT: Feuilles 300-303, Mont-la-

- Ville-Cossonay. *Atlas géol. Suisse au 1 : 25 000*, n° 5, avec une Notice explicative, p. 1-6.
135. — 1935. — E. GAGNEBIN: Ossements de Mammouth trouvés dans la moraine de Renens, près Lausanne, et recensement des restes de Mammouths connus dans la région lémanique. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 58, p. 385-391. — *Bull. Labor. géol. Lausanne*, n° 54, p. 1-7.
136. — 1935. — O. HESS: Die Oberflächenformen des Trienttales (Wallis). — Inaug. Dissert., Zürich, 99 p., 5 Pl.
137. — 1935. — J. FAVRE: Histoire malacologique du lac de Genève. — *Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève*, vol. 41, fasc. 3, p. 295-414, Pl. 13.
138. — 1935-1936. — F. MACHATSCHKE: Die Literatur zur alpinen Eiszeitforschung. — *Zeitschrift für Gletscherkunde*. I. Teil: 1908-1919, Bd. XXIII, p. 1-34, 1935. — II. Teil: 1920-1927, Bd. XXIII, p. 1-56, 1935. — III. Teil: 1928-1935, Bd. XXIV, p. 1-68, 1936.
139. — 1936. — D. AUBERT: Les terrains quaternaires de la vallée de l'Aubonne. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 59, p. 93-100, 1 Pl. — *Bull. Labor. géol. Lausanne*, n° 55.
140. — 1936. — M. GIGNOUX: Géologie stratigraphique, 2^e édition. — 1 vol. VII + 709 p., Masson, Paris.
141. — 1936. — A. BERSIER: La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise. — *C. R. somm. séances Soc. géol. France*, p. 111-114.
142. — 1936. — A. RENAUD: Les entonnoirs du glacier de Gorner. — *Mém. Soc. helvét. Sc. nat.*, vol. 71, Mém. 1. p. 1-27.
143. — 1937. — M. LUGEON: Notice explicative de la feuille 485, Saxon-Morcles, de l'*Atlas géol. de la Suisse au 1 : 25 000* (n° 10, 1937).

Table des matières.

PRÉFACE	335
I. INTRODUCTION	336
II. TRAITS GÉNÉRAUX DE LA MORPHOLOGIE DU LÉMAN	338
III. LA GLACIATION DE WURM	342
1. Les moraines de retrait	342
A. — Le stade de Buhl	342
B. — Moraines antérieures au stade de Buhl	343
2. Les terrasses de Thonon	347
3. Interprétation des terrasses de Thonon	351
4. Les « tines » ou dolines périglaciaires	353
5. Le maximum d'extension du glacier wurmien	355
6. La « phase de récurrence » des glaciers locaux	356

IV. LE DERNIER INTERGLACIAIRE ET LES MORAINES DU RISS	357
1. La gorge de la Drance de Savoie	358
A. — Coupe au-dessous de Planaise	359
B. — Coupe au-dessous d'Armoy	360
C. — L'affleurement de Morlot	360
D. — Disposition et composition du poudingue de la Drance	362
E. — Caractères du chenal interglaciaire	364
2. Conclusions sur la vallée de la Drance	368
3. Dépôts interglaciaires du Plateau vaudois	370
4. Le conglomérat de La Côte	371
5. Les formations pré-wurmiennes de la région genevoise	374
6. La cuvette lémanique avant les dernières glaciations	375
V. LES DEUX PREMIÈRES GLACIATIONS	377
1. Les bords de la cuvette du Léman	378
A. — Le niveau de la Burgfluh	378
B. — La dépression de la Drance et de la Venoge	380
C. — La ligne de partage des eaux	381
D. — Les anciens cours du Rhône	382
2. Les épaulements de la vallée du Rhône	384
A. — Niveau supérieur, sur le versant gauche	385
B. — Niveau supérieur, sur le versant droit	386
C. — Niveau inférieur, sur le versant gauche	386
D. — Niveau inférieur, sur le versant droit	386
E. — Interprétation des banquettes glaciaires	387
3. Le soulèvement des Alpes	389
4. L'origine du Léman	391
VI. LES ÉPOQUES TERTIAIRES	393
1. L'Eocène	394
2. L'Oligocène	395
3. Le Miocène	396
4. Le Pontien et le Pliocène	398
VII. ESQUISSE DE L'HISTOIRE DU LÉMAN	400
1. La glaciation de Günz	400
2. La glaciation de Mindel	401
3. La glaciation de Riss	401
4. La glaciation de Wurm	403
BIBLIOGRAPHIE	405