Zeitschrift: Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 13 (1963)
Heft: 3

Artikel: Le Quaternaire des Dranses : étude géologique des sédiments quaternaires de la feuille Thonon au 1:50000 de la Carte géologique de France
Autor: Burri, Marcel
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-258310

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: 10.12.2025

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

Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles

N° 82 1963 Vol. 13, Fasc. 3

Le Quaternaire des Dranses *

ETUDE GÉOLOGIQUE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES
DE LA FEUILLE THONON AU 1 : 50 000 DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE FRANCE

PAR

MARCEL BURRI

INTRODUCTION

L'étude du Quaternaire de la feuille Thonon a été entreprise au cours de l'été 1958, dans le cadre d'une étude générale de cette feuille. Pendant dix ans, M. le professeur H. BADOUX, de Lausanne, et ses élèves, ont poursuivi la cartographie de la partie montagneuse de cette région. Il restait à entreprendre l'étude de l'avant-pays, essentiellement recouvert de sédiments quaternaires.

L'essai de synthèse que je présente ici tient donc compte d'un certain nombre d'observations qui m'ont été fournies par les travaux de diplôme inédits des étudiants lausannois. Mais c'est du professeur BADOUX que j'ai reçu la plus grande aide : après m'avoir introduit à ce travail, il n'a cessé de suivre mes recherches avec une attention soutenue, m'apportant ses suggestions et ses critiques judicieuses. En cours de travail, j'ai eu maintes occasions de constater que les problèmes du Quaternaire intéressaient de nombreuses personnes et j'ai retiré grand profit de discussions avec MM. A. BERSIER, N. OULIANOFF, D. AUBERT, P. VILLARET, qui professent à l'Université de Lausanne, W. NABHOLZ, A. GANSSER et R. TRUMPY en compagnie desquels j'ai eu l'occasion de visiter de nombreux affleurements morainiques et fluvioglaciaires de Suisse alémanique. Mes camarades de travail n'ont jamais manqué l'occasion de me fournir leurs propres observations ni de discuter les miennes ; je pense particulièrement à MM. R. CHESSEX, J. P. VERNET, Ch. MERCANTON et surtout M. WEIDMANN qui m'a fréquemment accompagné sur le terrain et a entrepris des analyses palynologiques sur les rares sédiments qui s'y prêtaient. Que tous trouvent ici l'expression de ma très vive reconnaissance.

TOPOGRAPHIE

La feuille Thonon-Chatel de la Carte de France au 1 : 50 000 (feuille XXXV-XXXVI-28) couvre la partie aval du réseau des Dranses et la côte sud du lac

* Leçon inaugurale prononcée à l'Université de Lausanne, le 10 janvier 1961.

Léman entre Thonon et l'embouchure du Rhône. Morphologiquement, cette région comporte deux zones séparées par une diagonale qui traverse la feuille du SW au NE :

— au SE de cette ligne s'étend un pays montagneux aux vallées profondément encaissées ; trois rivières principales y coulent : la Dranse d'Abondance, la Dranse de Morzine et le Brévon (ou Dranse de Bellevaux) ; dans toute cette région, la roche en place affleure sur plus des deux tiers de la superficie ;

— au NE de cette ligne, au contraire, nous avons affaire à un vaste plateau doucement incliné vers l'agglomération de Thonon et dont le seul accident topographique important est la profonde gorge taillée par la Dranse résultant de la confluence des trois rivières mentionnées ci-dessus ; la roche en place n'affleure presque pas, cachée sous les formations quaternaires.

HISTORIQUE

Le magnifique travail de E. GAGNEBIN (1937), *Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman*, nous dispensera d'une revue détaillée des travaux concernant cette région. En effet, toute l'histoire des publications, des idées, des hypothèses y est faite dans le détail et nous y renvoyons le lecteur.

Rappelons seulement que c'est dans la vallée des Dranses que A. MORLOT (1858) découvrit et prouva la pluralité des glaciations. Le site devint classique et de nombreux géologues y passèrent, donnant des descriptions partielles. Citons les plus importants : A. FAVRE (1867), Ch. JACOB (1903), H. DOUXAMI (1904, 1907), A. PENCK et E. BRUCKNER (1909), W. KILIAN (1924).

Mais il faut attendre 1937 et le travail de E. GAGNEBIN pour avoir une description complète et détaillée des phénomènes glaciaires de la Haute-Savoie. Sa description est accompagnée d'une carte géologique au 1 : 80 000 (feuille Thonon, n° 150 ; 1945). Nous aurons à revenir souvent à la description de E. GAGNEBIN, qui nous servira de base et de référence.

Depuis 1937, il n'y a pas eu de travaux importants si ce n'est la thèse de J. BECKER (1952) et une courte note de G. LEMÉE et F. BOURDIER (1950), deux travaux paléobotaniques très intéressants pour le géologue.

STRATIGRAPHIE

E. GAGNEBIN (1937) était arrivé à la conclusion que les traces des quatre glaciations définies par A. PENCK et E. BRUCKNER (1909) se retrouvaient dans le bassin lémanique : les deux premières sous forme de surfaces d'érosion, les deux dernières sous forme de dépôts morainiques. Si nous ne pouvons le suivre dans toutes ses conclusions, nous utiliserons cependant pour cet exposé les mêmes têtes de chapitre que lui : les attributions d'âge qu'il a faites nous paraissent pertinentes.

1. LES PREMIÈRES GLACIATIONS

La théorie des quatre glaciations telle qu'elle avait été bâtie par A. PENCK et E. BRUCKNER (1909) a subi certaines modifications ces dernières années, à

la suite des travaux effectués dans le nord de l'Europe, particulièrement en Hollande et en Pologne (voir à ce sujet P. WOLDSTEDT, 1958). Des auteurs de plus en plus nombreux s'accordent à reconnaître l'existence de deux glaciations, ou du moins périodes froides, avant le Günz, première glaciation de A. PENCK et E. BRUCKNER. Sous l'influence de ces recherches, les traces de ces deux périodes froides ont été cherchées, et trouvées, sur le versant nord des Alpes : la glaciation du Danube (B. EBERL, 1928) et la plus ancienne ou glaciation de la Biber (I. SCHAEFER, 1956).

Dans la région lémanique, il faut reconnaître que nous ignorons tout de la période qui s'étend du début du Quaternaire à l'Interglaciaire qui précède le Riss. E. GAGNEBIN (1937) a essayé de retrouver les traces des premières glaciations dans les banquettes d'érosion glaciaire qui s'étagent sur les versants de la vallée du Rhône. Des travaux détaillés appliquant cette méthode (A. STEINER, 1931) ont montré qu'il était pratiquement impossible de tirer des conclusions valables de l'étude des banquettes glaciaires.

Au-dessus d'Evian s'étend un vaste plateau, que nous appellerons le plateau de Vinzier, doucement incliné vers Thonon et qui se prolonge vers l'amont par un replat taillé à flanc de coteau, sous les rochers de Mémise : le plateau de Thollon. Ces deux plateaux sont en prolongement l'un de l'autre et ils forment un des traits caractéristiques de la région, surtout vue de la rive suisse du Léman. E. GAGNEBIN (1937) considérait ce plateau comme une surface d'érosion. Il l'assimilait au « niveau de la Burgfluh » défini par P. BECK (1933). Cette surface est considérée comme celle sur laquelle le glacier günzien s'est avancé. Or, ni le plateau de Vinzier ni celui de Thollon ne sont des surfaces d'érosion. Ce sont en fait des surfaces complexes qui résultent de l'érosion et de l'accumulation de divers sédiments morainiques d'âge relativement récent.

2. L'INTERGLACIAIRE PRÉRISSIEN

L'interglaciaire prérissien est généralement considéré comme une très longue période au cours de laquelle l'érosion est très active. Il semble que les Dranses y coulaient à un niveau inférieur à l'actuel : la rivière n'a pas encore débarrassé le sillon prérissien des sédiments plus jeunes qui le comblent en partie. Le réseau hydrographique prérissien a la même configuration que le réseau actuel.

On peut se poser des questions sur l'origine de ce réseau. Quelles sont ses relations avec les lignes tectoniques générales ? Pourquoi cette confluence des trois Dranses en un même point ? Autant de questions auxquelles il est difficile de répondre vu notre ignorance du début des temps quaternaires. Au moment le plus reculé où nous sommes capables de dessiner ce réseau, il a déjà sa forme actuelle. La direction des plis est SW-NE. Les rivières principales semblent donc avoir des tracés quelconques par rapport à cette direction générale : la Dranse de Morzine est presque perpendiculaire aux plis ; le Brévon leur est parallèle ; la Dranse d'Abondance a un tracé sinueux, par place oblique sur les plis, par place perpendiculaire. Il y a quelques vallées secondaires, telles

celles de l'Eau-Noire et du Darbon qui sont des vallées synclinales, parallèles aux plis.

Ces vallées synclinales sont-elles très anciennes et représentent-elles les restes d'un premier réseau à écoulement vers le SW ? A dire vrai, elles n'en donnent pas l'impression : elles sont extrêmement encaissées et, de ce fait, semblent plus jeunes que la vallée principale de la Dranse d'Abondance où elles débouchent.

E. GAGNEBIN (1937) considère la vallée de la Dranse comme très ancienne : elle était un affluent du Rhône qui s'écoulait, par la dépression de la Venoge, vers le Rhin (M. LUGEON, 1897). L'encaissement actuel de la vallée serait dû à une surélévation générale du pays qui aurait duré jusqu'à la glaciation rissienne. La vallée serait surimposée. A défaut d'autres preuves, cette hypothèse reste une des meilleures.

3. LA GLACIATION RISSIENNE

Des restes morainiques d'une ancienne glaciation ont été attribués à la glaciation rissienne. Ces moraines se trouvent toutes posées sur la roche en place et sous le Conglomérat des Dranses.

Le premier affleurement fut décrit par A. MORLOT (1858) qui prouva par là la pluralité des glaciations. Cet affleurement se trouve sur la rive gauche de la Dranse, en face du grand piton qui domine la route, à 6,2 km en amont de Thonon. La roche en place affleure au niveau de la rivière et la moraine détermine un petit abri sous roche dominé par le Conglomérat des Dranses. L'affleurement est le plus souvent masqué par des blocs éboulés de la paroi conglomératique.

E. GAGNEBIN (1937, p. 360) donne une description détaillée d'affleurements de moraine au front d'une exploitation de Gypse, au-dessous d'Armoy. L'exploitation a été abandonnée depuis de nombreuses années et une végétation basse et touffue masque la plus grande partie de ces affleurements. Sur la rive droite, il est encore aisé d'observer cette moraine, dans la niche d'arrachement d'un grand glissement de terrain actuellement stabilisé. La couche morainique repose sur le Gypse ; elle est épaisse de 10 m. Il s'agit d'une moraine de fond, bleue, argileuse, contenant de nombreux blocs striés. Le matériel cristallin et métamorphique constitue le 30 % des galets et les éléments issus de la nappe de la Brèche y sont très rares. Il n'y a aucune trace de stratification, ce qui n'est pas le cas à 20 m de là seulement, dans l'ancienne carrière de Gypse. Sur la rive gauche, où conduit un pont métallique, E. GAGNEBIN signale également de la moraine rissienne. Nous avons de bonnes raisons de penser que cette moraine est plus jeune.

Un nouvel affleurement a été signalé par G. BOTTERON (1955), dans le Brévon, 500 m en amont de sa confluence avec la Dranse. On ne peut atteindre l'affleurement qu'en traversant la rivière, profonde de 1 m. Sur la rive gauche, la cornieule du Trias arrive à l'affleurement, 1 m au-dessus du niveau de l'eau.

La paroi de Conglomérat des Dranses débute en encorbellement, 2 m plus haut. Sous le surplomb affleure une formation peu typique, riche en gravier et en sable, pourtant plus argileuse que le Conglomérat. Il pourrait s'agir d'une moraine de fond rissienne. Le même auteur a signalé un très petit affleurement, plus facile à atteindre, situé sur la route de Bioge au Jotty, au km 2,1 de Bioge, en face de la borne. Le Conglomérat repose à moitié sur la roche en place, à moitié sur une moraine contenant des éléments rhodaniens.

Signalons un dernier affleurement qui occupe la même position stratigraphique. Il est situé sur la rive droite de la Dranse d'Abondance, et la route le traverse, 500 m en amont du pont sur l'Ugine. La roche en place n'affleure pas et sous le Conglomérat des Dranses se trouve une masse épaisse de quelque 20 m constituée presque exclusivement de blocs de Malm. Il ne s'agit donc pas d'une moraine typique, mais probablement d'un éboulement. Il est évident que cet éboulement aurait pu se produire soit lors du Riss, soit lors de l'interglaciaire qui le précède ou qui le suit.

En plus de ces affleurements dont l'âge est déduit de leur position stratigraphique, il est certain que de nombreux placages morainiques des versants datent du Riss. Ici, les preuves font défaut et nous reviendrons ultérieurement sur cette question.

4. L'INTERGLACIAIRE RISS/WÜRM

Malgré une attention toute particulière, notre recherche de sédiments interglaciaires Riss/Würm est restée infructueuse. Là où manque la moraine rissienne, le Conglomérat des Dranses repose directement sur la roche en place.

La seule chose que nous sachions de cette période, c'est que l'érosion y fut intense. Les rivières creusent un chenal dans lequel va se déposer le Conglomérat des Dranses. E. GAGNEBIN (1937, p. 364 et sq.) a longuement discuté la forme et la profondeur du chenal et nous n'avons rien à ajouter à son analyse. Le chenal est en moyenne plus profond que la vallée actuelle et il est un peu plus large qu'elle. En de rares endroits, la vallée actuelle est épigénique, ce qui permet de préciser localement la largeur de l'ancienne vallée.

Il est peu douteux qu'à cette époque la dépression lémanique existait. La région actuellement occupée par le vaste plateau de Vinzier devait être plus basse que maintenant. Nous n'avons aucune idée de sa forme. Tout ce que nous savons, c'est que la roche en place affleure un peu à l'W de Vinzier, à 900 m d'altitude et que la base des Conglomérats, sur la rive du lac, doit être voisine du niveau de l'eau.

5. LES GLACIATIONS WÜRMIENNES

a) Le Conglomérat des Dranses

Le Conglomérat des Dranses est une assise qui peut dépasser 100 m d'épaisseur, stratifiée, montrant des graviers et quelques bancs de sable. Nous ne reviendrons pas sur les nombreuses descriptions qui en ont été faites : elles ont

toutes été discutées par E. GAGNEBIN (1937). Les caractéristiques principales sont les suivantes :

1. La formation se présente sous la forme d'une alluvion fluviatile dans toute la partie amont des vallées, soit jusqu'à 5 km en amont de Thonon. Les couches sont horizontales. A partir de là, elles commencent à s'incliner vers l'aval : la formation prend un caractère deltaïque. Dans certains cas cependant, les couches sont inclinées vers l'amont. Des tassements — il y a de nombreuses failles dans cette formation — expliquent quelques-unes de ces exceptions.

2. La taille moyenne des éléments est décroissante de bas en haut. Cette décroissance ne se fait pas de manière régulière, puisque l'on a affaire à un complexe de graviers et de sables. Mais les sables sont plus abondants vers le haut. Dans la vallée du Brévon, à 700 m d'altitude, la série se termine par une assise d'argiles stratifiées épaisse de 12 m.

3. Observés dans le détail, les bancs montrent généralement un granuloclassement normal. A la base des bancs de sable, il y a parfois des galets mous et il est souvent possible de retrouver la couche argileuse, pas totalement érodée, qui leur a donné naissance. Mais dès que les graviers apparaissent dans les sables, les galets mous disparaissent.

4. Les éléments du Conglomérat sont surtout d'origine locale. Des statistiques portant sur plusieurs centaines de galets montrent cependant que les éléments cristallins ne sont pas absents. Leur proportion diminue d'aval en amont. Dans la partie amont, la composition est sensiblement la même que celle de l'alluvion actuelle de la Dranse. Le tableau suivant résume les résultats de ces recherches :

	R. sédim. banales	N. de la Brèche	Granite, gneiss
Torrent	70 %	—	30 %
Gypserie Armoy	70 %	10 %	20 %
7 km amont Thonon	90 %	8 %	2 %
Pont de Fer	95 %	3 %	2 %
Dranse Morzine, confluent	81 %	18 %	1 %
Dranse Morzine, plus en amont	98 %	2 %	—
Centrale de Bioge	75 %	25 %	—
Confluent Dranse-Ugine	70 %	29 %	1 %

Et, à titre de comparaison, voici la composition de l'alluvion actuelle de la Dranse :

Confluent Dranse-Ugine	81 %	17 %	2 %

5. Parmi les éléments cristallins, dans la partie aval, il y a lieu de faire une distinction. Celle-ci ressort particulièrement bien de l'étude du gisement de la carrière de Gypse de « sous Armoy ». Ce gisement se trouve à la rencontre de deux bancs, l'un incliné vers l'amont, l'autre incliné vers l'aval. Tous deux sont situés tout à la base de la série conglomératique. Deux sortes de galets

cristallins se rencontrent là : les uns sont assez abondants, frais, anguleux ou peu émoussés, les autres sont beaucoup plus rares, arrondis et fortement altérés.

6. Le Conglomérat s'est déposé entre les versants d'une ancienne vallée comme l'a montré l'analyse pertinente de E. GAGNEBIN (1937). Le creusement de la vallée date de l'interglaciaire Riss/Würm. Le Conglomérat ne se trouve cependant pas localisé dans ce sillon : il existe également sous le plateau de Vinzier. La surface supérieure de la formation est même probablement à l'origine de ce plateau. Un large affleurement du toit de la série, avec ses graviers, ses sables et ses argiles à la partie tout à fait supérieure, se trouve dans la vallée du Maravant, à 730 m d'altitude. Sur la rive du Léman, le Conglomérat se retrouve à Torrent, au débouché du ruisseau de Coppy. La formation est ici surtout sableuse, avec des niveaux de graviers bien roulés, où les éléments granitiques sont abondants (voir tableau ci-dessus). La base du Conglomérat n'est pas visible ici, son toit monte de 400 à 440 m. Par ailleurs, les sources Cachat, à Evian, sont captées dans le Conglomérat. La description de W. KILIAN (1924) qui a suivi certains travaux de captage, ne laisse aucun doute à ce sujet. Il est étonnant que E. GAGNEBIN n'ait pas admis ce point de vue.

7. Nous savons donc que le Conglomérat se dépose sur une surface irrégulière dont nous connaissons l'altitude en quelques points des vallées, mais dont nous ignorons la forme sous le plateau de Vinzier. Qu'en est-il de sa surface supérieure ? Elle est également irrégulière, le glacier qui a passé par-dessus l'ayant ravinée en de nombreux endroits. Les altitudes de la surface supérieure que l'on mesure dans la coupe de la vallée de la Dranse sont le plus souvent dépourvues de signification : elles sont faussées par le glissement de la moraine

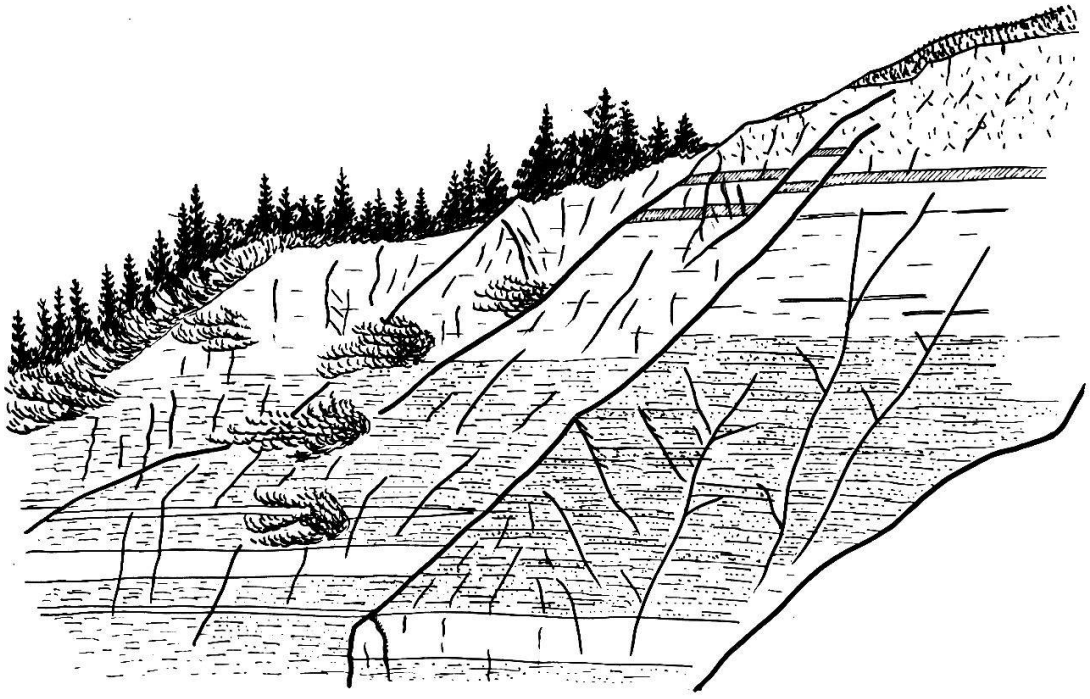


Fig. 1. — Couches argileuses au sommet du Conglomérat des Dranses, rive droite, SE de Féterne, à 700 m d'altitude.

supérieure dans la pente de la vallée, comme l'atteste la morphologie. Les seuls points auxquels on puisse se fier sont ceux où les argiles sommitales sont conservées, soit dans la vallée du Maravant et dans celle du Brévon : le toit de la formation se situerait à 740 m. Sur la rive droite de la Dranse, au S de Féterne, les argiles arrivent à 700 m environ (fig. 1).

Les conclusions que nous tirerons de cette description vont dans le même sens que celles de E. GAGNEBIN (1937) : le Conglomérat des Dranses est une alluvion de progression du glacier würmien. Tout confirme cette hypothèse : le glacier du Rhône forme barrage et détermine un lac, surélevant progressivement le niveau de base des rivières. Celles-ci se mettent à alluvionner. Dans l'intérieur des vallées, c'est un sédiment fluviatile qui se dépose. Il est essentiellement constitué de matériel local et de quelques fragments cristallins remaniés des moraines rissiennes. Vers l'aval, dans le lac, la sédimentation fluviale fait place à une sédimentation deltaïque. Les atterrissements ne proviennent pas que de la vallée de la Dranse, mais également des moraines du glacier en progression. Ainsi s'expliquent les couches inclinées vers l'amont. Ainsi s'explique également le fait que, tout à l'aval, le Conglomérat contienne davantage de matériel rhodanien, dont des galets de granite peu usés et non altérés. Sur les bords même du glacier, comme à Torrent, le matériel cristallin forme le 30 % du tout, proportion qu'il atteint aussi dans les moraines rhodaniennes. Vers la fin de la sédimentation, le processus d'accumulation semble se ralentir. La rivière ne coule plus dans une vallée bien délimitée, mais sur une plaine d'alluvions où elle devait divaguer. Les coupes que l'on observe dans la zone sableuse, vers le toit de la formation, rappellent les coupes de la Molasse, telles celles décrites par A. BERSIER (1958) à Rovéréaz. Rien n'y manque : granoclassement, galets mous, bancs lenticulaires, « cyclothèmes » incomplets. Lors de la sédimentation de la Molasse, le continent s'enfonçait par rapport au niveau constant de la mer ; ici, c'est l'inverse : le niveau de l'eau monte parce que le glacier qui forme barrage est en progression. Avec le temps, l'enneigement du pays va devenir permanent ; les apports détritiques deviennent moins abondants et les éléments plus fins : des graviers, on passe progressivement aux sables, puis aux argiles sédimentées dans un lac. Le glacier, continuant sa progression, va recouvrir ses propres alluvions.

b) Les moraines du Würm I

Cette moraine n'est connue avec certitude qu'en un seul point, dans la basse vallée de la Dranse. Sur la rive gauche de la rivière, près du pont de la Douceur, de nombreuses éraillures entretiennent des coupes fraîches dans un versant couvert d'une végétation très dense. Toutes ces coupes montrent, au-dessus du Conglomérat, une moraine épaisse de 30 à 40 m. Dans l'éraillure qui arrive 50 m en aval du pont, cette moraine est des plus banales : argilo-sableuse à galets presque tous striés et dont le 30 % sont cristallins. Plus en amont, cette assise se montre complexe. A titre d'exemple, voici la coupe

observable en amont du pont de la Douceur ; de haut en bas (coupe n° 3 de la fig. 4) :

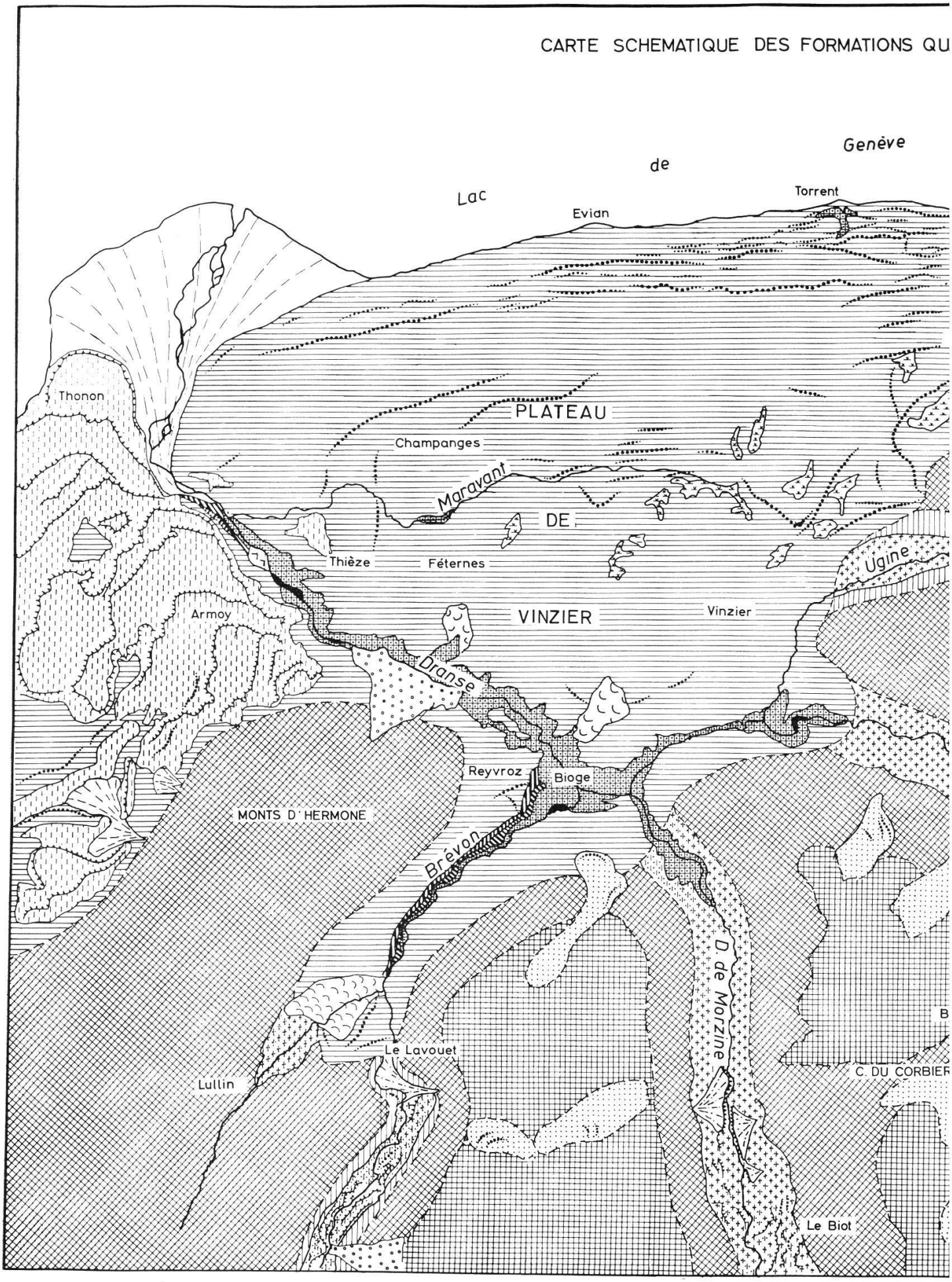
7. Sables considérés comme interstadiaires.
6. Moraine banale à éléments cristallins, 20 m.
5. Une zone de 5 m couverte de végétation ; moraine probable.
4. Argiles stratifiées grises, 4 m.
3. Alluvions peu typiques, probablement sous-glaciaires, 5 m.
2. Moraine argileuse à galets striés, éléments locaux dominants, 10 m.
1. Conglomérat des Dranses.

Plus en amont encore, nous arrivons dans l'ancienne exploitation de gypse (coupe n° 4 de la fig. 4). Sur la rive gauche toujours, le Conglomérat fait défaut et la moraine repose directement sur le Trias. E. GAGNEBIN (1937) pensait que cette moraine était rissienne ; or, elle rappelle davantage notre moraine du Würm I dans le prolongement de laquelle elle se trouve. Epaisse d'une quarantaine de mètres, elle est d'une teinte jaunâtre. A la base, les galets sont remaniés, arrondis, bien triés. Puis vient un niveau peu épais d'argiles stratifiées jaunes, surmontées de moraine sableuse et stratifiée. L'âge de cette moraine reste douteux faute du Conglomérat.

Dans le reste de la basse vallée de la Dranse, la couverture végétale est trop dense pour permettre de distinguer cette première moraine des plus jeunes (coupe n° 5 de la fig. 4). Il faudra aller jusque dans le grand cirque d'érosion sous Reyvroz pour retrouver une moraine dans la même position stratigraphique (coupe n° 6 de la fig. 4). Elle repose directement sur le Conglomérat dont elle se distingue à peine. Mais les galets striés y sont abondants. Les éléments d'origine locale dominent nettement. L'assise est épaisse de 10 m : elle forme une petite paroi, au haut du cirque qui permet de la suivre dans le paysage et de constater sa continuité.

Il semble que ce soit encore la même formation qui se retrouve plus en amont, dans la vallée du Brévon (coupe n° 7 de la fig. 4). Au-dessus du pont de la route Vailly-La Vernaz, le Conglomérat des Dranses se termine par une assise argileuse épaisse de 12 m. Sur les couches argileuses, un dernier banc graveleux peut être facilement confondu avec un niveau du Conglomérat (fig. 2). Mais sa stratification est peu visible, ses galets moins arrondis, son matériel plus mélangé. Cependant, les galets striés manquent. Peut-être s'agit-il d'une moraine remaniée appartenant à ce Würm I. Plus en amont encore, les conditions d'affleurement deviennent très mauvaises. En aval du Pont 705, dans les versants de la rivière toujours moins encaissée, sur la roche en place, 5 m de matériel terreux, mal trié, à blocs arrondis dont les plus gros atteignent 0,50 m, d'origine locale, représentent probablement encore un affleurement de cette moraine. Il est peu probable que le Conglomérat, à cette altitude et si en amont, présente une granulométrie pareille.

Lors de la deuxième glaciation würmienne, il semble que le glacier du Rhône fut relativement restreint. Aussi faut-il rattacher à la première glaciation


CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QU
Genève
de
Lac
Torrent
Evian
Thonon
PLATEAU
Champanges
Maravant
DE
Thièze
Féternes
Ugine
VINZIER
Vinzier
Armoy
Dranse
Reyvroz
Bioge
MONTS D'HERMONE
Brévon
D. de Morzine
Le Lavouet
Lullin
C. DU CORBIER
Le Biot

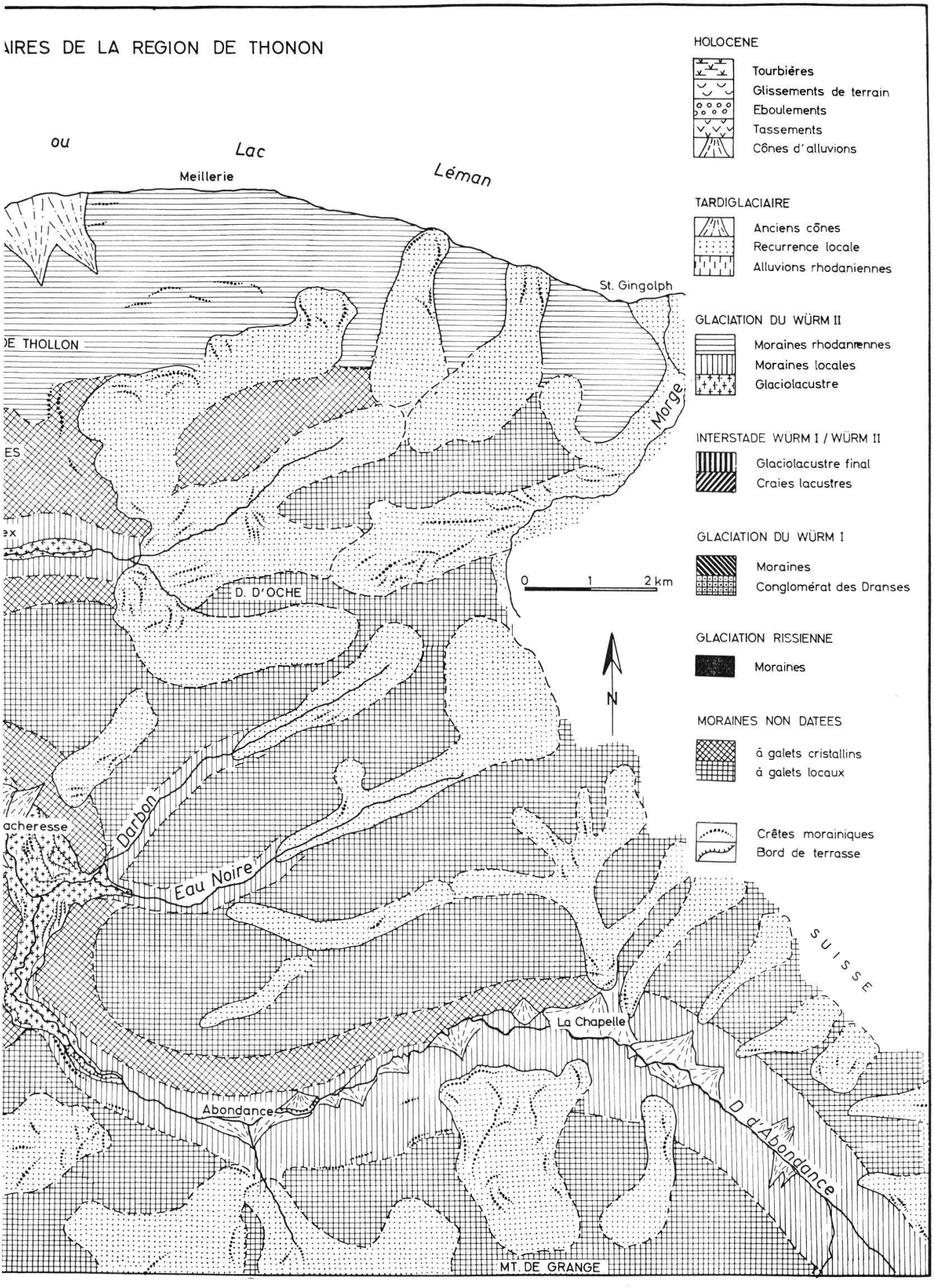

AIRES DE LA REGION DE THONON
ou
Lac
Léman
Meillerie
St. Gingolph
DE THOLLON
Morge
D. D'OCHE
Darbon
Eau Noire
acheresse
La Chapelle
SUISSE
Abondance
D. d'Abondance
MT. DE GRANGE
0 1 2 km
N
HOLOCENE
Tourbières
Glissements de terrain
Eboulements
Tassements
Cônes d'alluvions
TARDIGLACIAIRE
Anciens cônes
Recurrence locale
Alluvions rhodaniennes
GLACIATION DU WÜRM II
Moraines rhodaniennes
Moraines locales
Glaciolacustre
INTERSTADE WÜRM I / WÜRM II
Glaciolacustre final
Craies lacustres
GLACIATION DU WÜRM I
Moraines
Conglomérat des Dranses
GLACIATION RISSIENNE
Moraines
MORAINES NON DATEES
à galets cristallins
à galets locaux
Crêtes morainiques
Bord de terrasse

Fig. 2. — Assise conglomératique d'origine morainique reposant sur les argiles du toit du Conglomérat des Dranses, vallée du Brévon.

les moraines qui tapissent les versants des vallées, au-dessus de 900 m d'altitude. Naturellement, ces placages peuvent être rissiens : il n'y a pas de critère de différenciation. E. GAGNEBIN (1937) pensait que le glacier rhodanien du Würm remontait les vallées, jusqu'à Bonnevaux, passait le col du Corbier (1240 m), jusqu'au Jotty et jusqu'à Lullin. Or, il faut abandonner l'idée qu'un glacier de vallée principale remonte dans les vallées latérales. N. OULIANOFF (1958) a

démontré la chose à propos du lac de Märjelen, au bord du glacier d'Aletsch. Il faut chercher ailleurs l'origine des blocs cristallins répandus dans les vallées.

Quelques remarques s'imposent à leur sujet :

— ils sont relativement rares ;

— l'altitude à laquelle ils se trouvent est peu significative : ils ont été remaniés soit par les eaux de ruissellement, soit par des glaciers postérieurs ; parmi tous ces blocs, il faut donc choisir les plus élevés et ceux qui se trouvent sur des arêtes ;

— une étude spéciale concernant cette répartition n'a pas été entreprise, faute de temps ; les renseignements fournis par les travaux de diplôme sont relativement incomplets, les géologues ne notant la position que des seuls blocs volumineux ; il faudrait tenir également compte de la partie fine des moraines.

Ceci dit, voyons quelle est la répartition des blocs d'amont en aval. Au bord du Léman, près de la frontière suisse, les pentes sont extrêmement raides et les moraines ont été entièrement érodées. A. FAVRE (1867) signale des blocs de granite à 1025 m. Mais le glacier est monté bien plus haut, puisque dans la dépression qui se trouve derrière les rochers de Mémise, du matériel rhodanien se trouve jusqu'à 1550 m (H. BADOUX, communication verbale). Dans le vallon de Bernex, la limite supérieure du matériel cristallin est à 1300 m (A. FAVRE, 1867 ; G. SAVARY, 1957). Sur les versants de la Montagne des Trables, le granite monte également jusqu'à 1300 m (G. DESCOEUDRES, 1958). Pénétrons dans la vallée d'Abondance : sur la rive droite, divers auteurs signalent du matériel cristallin. Dans la vallée des Bœufs, il est à 1300 m, et à 1100 m dans le vallon de Taverole (J. NORBERT, 1951), à 1000 m dans le Nant de Darbon, et 950 m dans la vallée de l'Eau Noire (B. TAGINI, 1951). De nouveau les versants deviennent très raides et les moraines sont érodées. A. FAVRE (1867) signale un morceau de gneiss près du village de Cercle, au fond de la vallée. Toujours près de la rivière, quelques blocs gisent à côté de l'église d'Abondance. Plus en amont, sur le chemin de Chevenne, un bloc de gneiss chloriteux à grain fin se trouve à 1127 m (M. DE TREY, 1951). A notre connaissance, il s'agit du bloc rhodanien le plus amont. Sur la rive gauche de la vallée d'Abondance, aucun élément cristallin n'est signalé entre Abondance et Bonnevaux. Sur les versants du massif qui se trouve entre les Dranses d'Abondance, de Morzine et le col du Corbier, on trouve du matériel cristallin jusqu'à 1250 m (R. HORWITZ, 1953). Il s'en trouve donc au col du Corbier lui-même (E. GAGNEBIN, 1937 ; J. FRUTIGER, 1953). F. WITSCHARD (1958) a trouvé du granite en face de Saint-Jean-d'Aulph, à 916 m. Sur la rive droite de la vallée de Morzine, ce matériel est assez abondant : il arrive à 1050 m dans le ravin des Fontaines au-dessus des Esserts (A. ESCHER, 1953) et à 1250 m dans la région de la Vernaz (G. BOTTERON, 1955). Passons à la vallée du Brévon. Le matériel cristallin se trouve à 1100 m près du chalet du Plateray (G. FICHTER, 1958) et, au-dessus de Bellevaux, à 1150 m le long du chemin des Nants (M. GODEL, 1959). Par

ailleurs, nous savons que le glacier du Rhône a franchi l'obstacle des Monts d'Hermone qui sont recouverts de moraine (PH. DE BOISSIEUX, 1956). Un gros bloc de granite se trouve même près de la chapelle des Monts d'Hermone, à 1327 m (A. FAVRE, 1867).

Enfin il faut ajouter, pour compléter cette énumération, que les divers auteurs cités signalent presque tous, au-dessus des moraines à matériel cristallin, des moraines contenant du matériel issu de la Nappe de la Brèche. Cette dernière affleure dans la partie amont des Dranses d'Abondance et de Morzine. Seuls des glaciers locaux ont pu disséminer son matériel dans les vallées inférieures des Dranses. Les données concernant l'altitude maximale des blocs de Brèche sont encore plus imprécises que celles concernant les éléments rhodaniens. Le seul chiffre précis que nous possédions est l'altitude de 1400 m, au col de Nicodex où se trouvent de tels blocs (R. HORWITZ, 1953). Ailleurs, cette limite semble se tenir quelque 200 m au-dessus de la limite des moraines à éléments rhodaniens.

Il est extrêmement difficile de dégager une loi de répartition de ces chiffres disparates. Une chose est certaine : le glacier rhodanien n'a pas pu remonter les vallées pour déposer des blocs aussi en amont que ceux d'Abondance ou de Saint-Jean-d'Aulph. Mais le glacier du Rhône a très bien pu diffluer par le Pas-de-Morgins (1370 m) pour pénétrer dans la vallée d'Abondance. De même le glacier de l'Arve aurait passé le col des Gets (1163 m) et envahi la vallée de Morzine.

A quel moment ont pu se produire ces diffluences ? C'est au Riss que le glacier a eu son extension maximale et c'est à cette époque qu'il dut avoir sa plus forte épaisseur dans nos régions. Prenons, à titre d'hypothèse, les points les plus hauts : Mémise 1550 m, col de Nicodex, 1400 m, chapelle des Monts d'Hermone, 1327 m. La pente du glacier serait alors de 2 % entre Mémise et Nicodex et de 1 % de Nicodex à Hermone. Ce sont là des cotes minimales : il faut bien supposer une épaisseur qui amène le glacier à 1700 m au-dessus du lac. Le matériel rhodanien pénètre par le Pas-de-Morgins et s'étend sur la rive droite de la Dranse d'Abondance. Il n'y en a point sur la rive gauche jusqu'à Bonnevaux où arrive, par le col du Corbier, le glacier de la vallée de Morzine, riche en matériel granitique originaire du bassin de l'Arve. Cette hypothèse explique en outre le fait que les moraines rissiennes, sous le Conglomérat des Dranses, soient riches en matériel cristallin, même si elles sont situées aussi en amont que le Jotty (G. BOTTERON, 1955).

Il est difficile de savoir si cette diffluence s'est répétée lors du Würm I. On sait que le glacier était de moindre extension puisque ses moraines frontales sont en arrière des moraines frontales rissiennes. On ne connaît pas de moraines latérales qui puissent donner une indication. L'altitude à laquelle le matériel rhodanien commence à être abondant, au débouché de la vallée d'Abondance, est 1300 m. Le glacier du Rhône aurait alors été repoussé vers le Léman par le glacier latéral des Dranses. H. JÄCKLI, avec qui j'ai eu récemment une très intéressante discussion à propos de sa magnifique carte du glacier würmien,

pense que des diffluences se sont produites au Würm par le Pas-de-Morgins et le col des Gets. Ce résultat est d'autant plus intéressant qu'il ignorait tout de nos recherches en Chablais.

Nous insistons sur la valeur très hypothétique de ces explications. Les réavancées postérieures des glaciers locaux ont fortement oblitéré les données d'un problème déjà fort complexe et ce n'est probablement pas dans cette région très accidentée que l'on trouvera sa solution.

c) Les sédiments interstadiaires Würm I / Würm II

Les sédiments interstadiaires sont visibles actuellement dans une seule coupe. Celle-ci est située dans l'éraillure qui débouche 40 m en aval du pont de la Douceur, soit sur la rive gauche de la Dranse, 1 km en amont de Thonon (coupe n° 2 de la fig. 4). La succession est la suivante, de haut en bas :

4. Moraine du Würm II.
3. Argiles grises, stratifiées, à délits de craies lacustres à Characées contenant d'abondants débris de coquilles écrasées de petits Gastéropodes turriculés et des fragments de feuilles et de bois : 5 m.
2. Ces sédiments passent vers le bas à des argiles rubanées qui sont pures sur les 4 m supérieurs, mais riches en petits galets sur les 4 m de la base.
1. Les argiles stratifiées passent progressivement à une moraine argilo-sableuse à blocs striés qui est attribuée au Würm I.

La prochaine éraillure vers l'amont ne montre plus, entre les deux moraines, que 5 m de sables à stratifications entrecroisées, dont certains niveaux contiennent des galets arrondis et non striés. Cette couche pourrait être une formation sous-glaciaire, mais comme elle est voisine des sédiments interstadiaires et à la même altitude, dans la même position stratigraphique, nous l'attribuons à l'interstadiaire (coupe n° 3 de la fig. 4).

Dans l'ancienne exploitation de Gypse, les deux moraines sont superposées sans sédiments interstadiaires (coupe n° 4 de la fig. 4).

Sur la rive droite de la Dranse, les sédiments interstadiaires affleurent le long du chemin qui monte de la route de Féterne à la ferme de Cutle, à 500 m d'altitude. Au-dessus de la moraine du Würm I, bien visible le long de la route, une couche d'argiles sableuses montre une stratification bien nette. A la base de la couche, les petits galets sont fréquents ; ils disparaissent vers le haut, où la sédimentation devient plus calcaire. Les fragments de Mollusques sont rares. Mais nous sommes ici dans une pente boisée dont la partie superficielle est peut-être glissée et, le long de ce chemin, les relations entre les diverses formations sont difficiles à préciser.

Les deux affleurements montrent la même chose : un passage progressif de la moraine aux sédiments lacustres. Il s'agissait d'un lac dans une dépression morainique où se déposent d'abord des argiles impures, puis des marnes et des craies lacustres. C'est alors que la faune apparaît.

MM. P. VILLARET et M. WEIDMANN ont eu la gentillesse d'analyser le contenu sporo-pollinique de ces sédiments. Juste au toit de la couche d'argiles stratifiées, l'échantillon (n° 1) s'est montré extrêmement pauvre, alors que, 2 m plus haut dans la série, l'établissement d'un spectre satisfaisant a été possible (n° 2) :

Contenu sporo-pollinique	N° 1	N° 2
Pollens d'arbres comptés . .	15	108
Pinus	33,3 %	48,1 %
Betula	53,3 %	42,5 %
Alnus	13,3 %	9,2 %
Corylus	6,6 %	17,6 %
Artemisia	40,0 %	69,4 %
Gramineae	146,6 %	136,0 %
Helianthemum	26,7 %	15,7 %
Caryophyllaceae	6,6 %	0,9 %
Composées tubuliflores . . .	6,6 %	6,5 %
Alisma	6,6 %	8,3 %
Chenopodiaceae	—	16,6 %
Cyperaceae	—	0,9 %
Rubiaceae	—	5,6 %
Rosaceae	—	1,9 %
Botrychium	—	2,8 %
Filicales	—	7,4 %
Varia	66,6 %	162,8 %
Pediastrum	6,6 %	18,5 %

Remarque : L'état de conservation des grains est bon et il ne semble pas que l'on puisse suspecter une contamination. Dans les deux échantillons, il y a une forte proportion (non notée ci-dessus) de grains très corrodés, inaperturés, avec une très légère microponctuation, et qui pourraient éventuellement se rapporter à *Juniperus* ou à *Potamogeton*.

Ce spectre confirme les données de la stratigraphie et les précise. Le climat est tardi-glaciaire. Les Graminées sont abondantes et il devait y avoir quelques bouquets de Pins et de Bouleaux. La présence de plantes aquatiques indique que le dépôt s'est effectué dans un lac. Ce lac est situé dans l'axe de la vallée actuelle et il faut bien supposer que la Dranse passait ailleurs.

Le haut de la couche interstadiaire a été érodé par le glacier suivant. Nous savons cependant que la végétation eut un assez beau développement lors de cet interstadiaire. Une couche de lignite avait déjà été signalée par A. FAVRE (1867, p. 80 et pl. I, fig. 7) en ces termes :

« Pendant un certain temps on a exploité à une certaine hauteur, sur la rive gauche de la Dranse, et près d'Armoy, une couche de lignite... 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. La couche avait environ 1,5 m d'épaisseur et 300 m de longueur. »

E. GAGNEBIN (1937) qui ne put observer cette couche de lignite, pensa qu'il s'agissait de sédiments tardi-glaciaires.

A la faveur d'un glissement de terrain, cette couche était à nouveau visible en 1945. Par bonheur, G. LEMÉE et F. BOURDIER (1950) prélevèrent des échantillons et publièrent une analyse pollinique. Leur description stratigraphique ne laisse aucun doute : le glaciaire est estimé à 100 m ; il contient à mi-hauteur une couche de 30 m d'argiles sableuses à galets striés (?) ; au tiers inférieur de cette couche, se trouve un niveau de tourbe terreuse épais de 0,50 à 1 m. Visible en 1945, il avait de nouveau disparu en 1947. Toutes les recherches entreprises ces deux dernières années pour le retrouver sont restées sans succès.

L'analyse pollinique a permis de reconnaître trois phases :

— une première à dominance d'*Epicea* accompagné de rares feuillus ;

— une deuxième à *Pinus* dominant, mais avec une assez grande quantité de *Quercus* et *Corylus* et des pollens herbacés ;

— une dernière à *Picea* dominant à nouveau, à l'exclusion des feuillus.

Les auteurs attribuèrent cette formation à un interstade würmien (G. LEMÉE, 1952), interprétation qui fut reprise par la suite (R. F. FLINT, 1958). Notre recherche confirme tout à fait leur point de vue.

d) Le complexe du Würm II

Avec le Würm II, nous abordons l'étude de la dernière invasion de la région par le glacier du Rhône. Les traces de cette glaciation ont conservé une fraîcheur que n'avaient pas les moraines précédentes et, par là même, il est possible de tracer le film des événements avec davantage de précision.

Les premiers glaciers qui arrivent sont les glaciers locaux. Ils n'ont cependant qu'un développement relativement restreint. Malheureusement, leurs moraines frontales ne sont pas conservées. Le glacier de la vallée d'Abondance construit plusieurs moraines latérales encore visibles sur la rive gauche de la vallée. Les belles crêtes morainiques de l'Enquernaz, au-dessus du village d'Abondance, à 1400 m, appartiennent vraisemblablement à cette glaciation (R. CHESSEX, 1959). Plus à l'aval, on trouve des vallums plus ou moins bien marqués dans la région de La Plagne à 900 m, en Plan Drouzin également à 900 m, puis près de la chambre d'équilibre de l'Usine électrique, en face de Centfontaines, à 850 m. Tous ces vallums montrent de nombreux blocs de Brèche qui jonchent leur surface. Dans la région de Vacheresse, au débouché des vallées du Darbon et de l'Eau Noire, la topographie est extrêmement complexe : il y a là une série de terrasses lacustres dont nous aurons à reparler. Mais, en dessous de ces terrasses, une série de petites crêtes parallèles à la vallée s'allongent vers 800 m. Le matériel qui constitue ces crêtes n'est pas morainique : la plupart des galets sont arrondis. Nous les interprétons cependant comme des moraines locales, soit sous-lacustres, soit remaniées postérieurement à leur dépôt.

Une topographie identique se retrouve dans les principales vallées, à la même altitude. Dans la vallée de Morzine, ce sont les terrasses et les vallums morainiques du Biot, à 830 m, et dans le Brévon, la région sise juste en aval du Borgel, rive droite, à 830 m également. Les glaciers locaux seraient donc tous descendus à peu près à la même altitude. Sur les versants des vallées, les dépressions durent se remplir de neige. Dans les vallées secondaires de quelque importance, de petits glaciers locaux prennent naissance (fig. 5, III). Quelquefois, leurs moraines frontales sont conservées : celles du glacier du Darbon, à 900 m, sont encore bien visibles (B. TAGINI, 1951).

Pendant ce temps, le glacier du Rhône progresse. Il va barrer les vallées, comme il l'avait déjà fait lors du Würm I, et déterminer un lac assez important. Dans ce lac, se déposent des quantités importantes d'argile et de sable. Il semble que le glacier ait stationné assez longtemps en dessous de la cote 700 (coupes nos 6 et 7 de la fig. 4). C'est l'époque où se déposent les masses d'argiles stratifiées de la région de Bioge-Reyvroz. L'affleurement le plus spectaculaire est celui qui se trouve tout au sommet du cirque d'érosion de Reyvroz. Les argiles y ont une épaisseur de 10 m. Elles sont irrégulièrement stratifiées, les délits d'argile étant séparés par de très fines couches de sable. Certains niveaux contiennent de nombreux gravillons de la taille de 1 mm, émoussés et d'origine locale. Ils proviennent sans doute des glaciers locaux dont les fronts arrivaient alors dans le lac : les icebergs ont pu transporter les plus gros d'entre eux qui ont la taille d'un œuf de poule.

Lors de son maximum d'extension, le glacier du Rhône avance sur ces argiles sur lesquelles il abandonne une moraine peu épaisse et riche en éléments cristallins (coupes nos 6 et 7 de la fig. 4). A ce moment, le glacier devait arriver presque au sommet du Mont Bénant où il construit une moraine latérale à 1200 m. De là il passe dans la région de la Bennaz, puis dans la basse vallée de l'Ugine où il abandonne des masses de moraines impressionnantes. Il s'appuyait ensuite sur la rive gauche de la Dranse, dans la région de Pombourg, passait peut-être dans la dépression de la Vernaz et allait construire un arc morainique frontal juste en aval du Lavouet, à 750 m d'altitude. Il faut bien noter qu'il ne remonte pas la vallée du Brévon, mais glisse sur une surface argileuse horizontale. On retrouve encore ses traces dans la région de Reyvroz ; il contournait ensuite les Monts d'Hermone et glissait à leur pied, au NW, suivant la cote 700 m (fig. 5, IV).

Au fur et à mesure de sa progression, le glacier repousse les lacs des Dranses vers l'amont et leur niveau s'élève :

— Dans la vallée de l'Ugine se crée la plaine des Faverges, en aval de Bernex. Des argiles se déposent, actuellement visibles dans la rivière. Ces argiles ont été recouvertes par une nappe de graviers représentant une sorte de cône très surbaissé : la surface actuelle de la plaine est légèrement inclinée vers l'aval et un peu bombée. Il n'y a pas de traces de plage permettant de fixer le niveau du lac qui devait être de 900 m.

— C'est dans la vallée d'Abondance que les dépôts lacustres sont particulièrement visibles et faciles à étudier. La rivière coule actuellement sur des argiles rubanées, de la Solitude au verrou de Feu Courbe où la vallée est épigénique. Tout le plateau où sont construits les villages de Fion, des Granges et d'Ecotex est un remplissage lacustre. Les glissements de terrain sont abondants sur les bords de la rivière et il est assez rare que l'on puisse observer la stratification des argiles. Nous avons cependant eu l'occasion de voir cette stratification dans des niches d'arrachement en de nombreux endroits. Dans les glissements de la Solitude, par exemple, les argiles stratifiées montent jusqu'à 840 m.

Alors que la stratification était fine dans la partie médiane du lac, sur les bords, des sédiments plus grossiers s'accumulaient. Dans la région de Vacheresse, ils sont disposés en terrasses qui attestent des niveaux décroissants du lac : les trois terrasses du Villard sont à 890 m, 870 m et 850 m. Plus haut encore, à l'entrée de la vallée du Nant de Darbon, une disposition analogue se retrouve, mais les terrasses sont irrégulières et il s'agit probablement d'arcs morainiques frontaux du glacier local (B. TAGINI, 1951). Les moraines passeraient aux sédiments lacustres par un cône de transition court et fortement incliné. Une gravière y est ouverte, au bord de la route, montrant une stratification inclinée et des galets encore peu émoussés et tous d'origine locale.

Le même système de terrasses et de moraines locales se retrouve en dessus de Centfontaines. En amont du Pont 803, sur la rive gauche, des conglomérats cimentés et à stratification inclinée sont un faciès côtier du lac qui est probablement à l'origine de la brusque rupture de pente sous Bonnevaux. La terrasse la plus en amont est celle de Plan Drouzin qui s'étend jusqu'au village de Cercle, soit à l'altitude de 900 m. C'est là la cote maximale du lac. En cet endroit, les berges de la rivière montrent des argiles et des sables assez grossiers inclinés d'une dizaine de degrés vers l'aval. De la surface de la terrasse de Plan Drouzin émergent quelques crêtes morainiques locales noyées sous les alluvions. Une chose semble certaine : il n'y a pas de moraine sur les sédiments lacustres.

— Les traces des lacs sont beaucoup moins nettes dans la vallée étroite de Morzine. Les terrasses les plus élevées du Biot permettent d'estimer son niveau : 850 m. La morphologie de cette région rappelle celle de Vacheresse : mêmes terrasses, mêmes vallums morainiques remaniés et plus ou moins noyés dans les dépôts lacustres. Il en est de même pour la région Urine-le Pomérat, mais ici les surfaces sont inclinées : ce sont des cônes d'alluvions très surbaissés. Les sédiments argileux affleurent mal. Il en existe une forte assise sous Richebourg, dans une zone marécageuse et glissante. Elles ne sont visibles qu'en profondeur et il faut creuser un peu pour observer leur stratification. Enfin, un petit glissement de terrain déforme perpétuellement la chaussée, 500 m en aval du pont de Gys. Il est dû à la présence d'argiles très fines dont je n'ai pu observer la stratification. Sur la barre de Malm qui détermine le verrou du Jotty, une couche de sable épaisse de quelques décimètres atteste que le glacier n'est jamais remonté jusque-là. Sur la route du Jotty à la Vernaz, à 760 m, une

gravière a été exploitée dans des couches à galets arrondis et à stratification inclinée : la sédimentation s'est probablement faite sous l'eau.

— Dans la vallée du Brévon, le glacier du Rhône arrive jusqu'au Lavouet, étalant ses moraines dans la région de Vally. Ces moraines reposent sur des argiles stratifiées dans lesquelles est parti l'immense glissement de terrain situé à la confluence du Brévon et du ruisseau de la Follaz. Dans la haute vallée du Brévon, nous retrouvons la même topographie en terrasses et vallums morainiques remaniés. Les terrasses sont particulièrement bien développées sur la rive gauche et la plus élevée d'entre elles est à 850 m. Il n'y a pas ici de sédiments argileux, ce qui s'explique par les petites dimensions et la faible profondeur du lac. Dans la vallée de Lullin, les seuls témoins de formations lacustres sont des terrasses légèrement inclinées.

Après cette période de paroxysme, le glacier amorce son retrait. Il abandonne alors de nombreuses moraines qui confèrent son cachet définitif au plateau de Vinzier. Ces crêtes morainiques sont extrêmement abondantes et nous ne voulons pas entrer dans le détail de leur description. Il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte géologique pour se rendre compte de leur répartition et de leur étendue.

Il semble que le glacier se soit retiré assez brusquement jusqu'à l'altitude de 710 m à laquelle on voit apparaître les premiers sédiments lacustres sur la moraine du Würm II. La sédimentation a bien changé : elle est très grossière. Les sédiments ont une disposition deltaïque caractéristique : les couches sont inclinées vers l'aval, à l'exception de la couche la plus superficielle qui est horizontale (fig. 3). La morphologie en terrasses est très nette. La plus élevée des

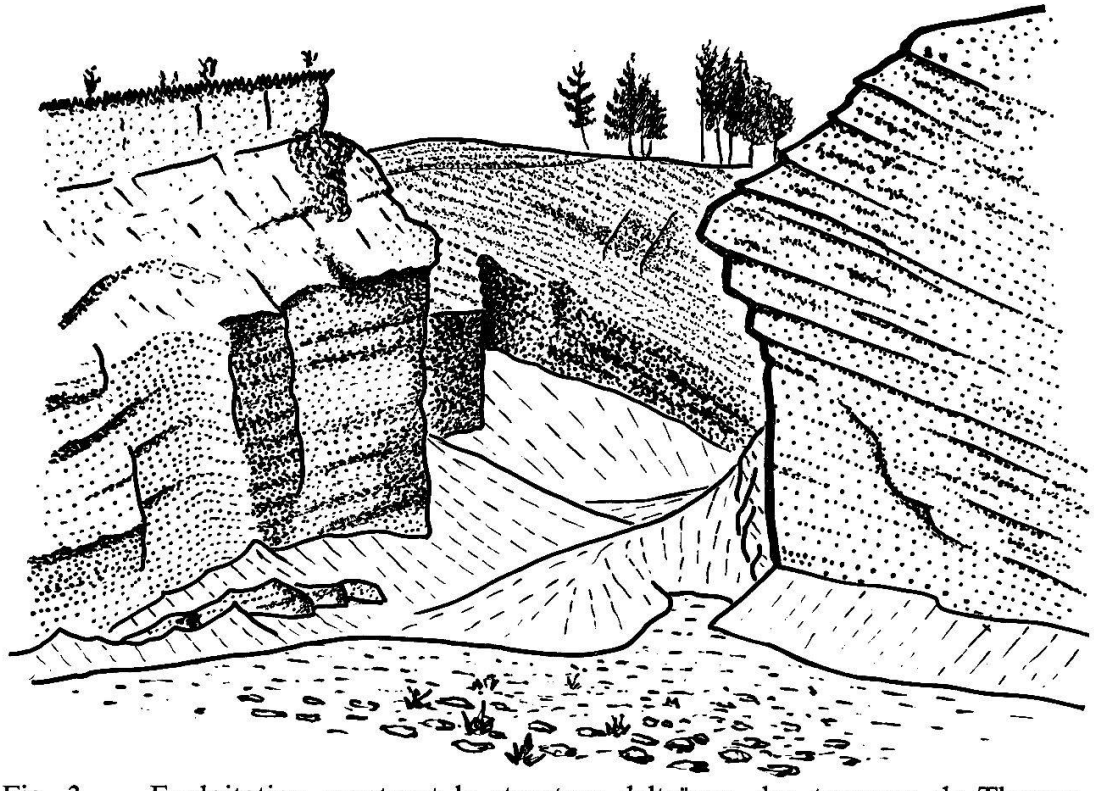


Fig. 3. — Exploitation montrant la structure deltaïque des terrasses de Thonon.

terrasses est celle de la Capite, au-dessus du Lyaud, à 710 m. Le glacier se retire par saccades et toute une série de ces terrasses vont prendre naissance dans ce lac de barrage dont le niveau baisse irrégulièrement.

Ch. JACOB (1903) donna la première description un peu détaillée de cette formation. Il subdivisait ces terrasses en deux groupes, comme tout le Quaternaire de cette région :

— un groupe de 8 terrasses élevées, dites « le cône de la Chavanne », situées entre 710 et 570 m ; elles correspondraient au retrait d'un glacier qui avait déposé les moraines élevées du plateau de Vinzier ;

— un groupe de 6 terrasses inférieures entre 500 et 420 m ; ces dernières, ainsi que le glaciaire inférieur des crêtes qui dominent Evian, sont emboîtées dans les formations supérieures dont elles sont séparées par une dénivellation de 70 m.

E. GAGNEBIN (1937) nota l'existence d'une terrasse supplémentaire, dite terrasse des Promeneurs, à 540 m. Elle est actuellement presque entièrement détruite. Il fit alors de toutes les terrasses une seule formation déposée dans un même lac dont le niveau décroissait par saccades. La coupe schématique qu'il donne (1937, fig. 4) montre bien le pseudo-emboîtement invoqué par Ch. JACOB.

Les versants de la vallée entre Thonon et le pont de la Douceur fournissent de nombreux éléments difficiles à interpréter. Sur la rive gauche, la Nationale 202 montre des dépôts deltaïques plaqués contre la moraine du Würm II. Ils sont constitués de conglomérats qui reposent sur la moraine et dont les strates sont inclinées vers l'amont de 30°. Plus à l'amont encore, les conglomérats sont remplacés par des sables bien visibles 100 m en aval du pont de la Douceur. Il y a donc eu creusement de la vallée avant le dépôt de ces sables qui sont profondément encaissés et situés à une altitude bien inférieure aux sédiments interstadiaires et, par conséquent. à la moraine du Würm II. Il est difficile d'imaginer que la dépression de la vallée existait au moment du retrait du glacier. La meilleure hypothèse pour expliquer la présence de ces sables et leur mode de gisement est de supposer un premier retrait du glacier suivi du creusement de la vallée jusqu'à un niveau voisin du niveau actuel. Puis le glacier réavance et barre cette vallée toute neuve : un lac s'y forme où s'accumulent des sables et des conglomérats à stratification inclinée vers l'amont. Si l'on ne retrouve pas d'autres traces de ce lac vers l'amont, c'est que la vallée est une gorge très étroite où l'érosion a tout emporté par la suite. On reviendrait ainsi, par une voie tout à fait différente, à l'hypothèse de Ch. JACOB.

Sur la rive droite, dans la région des « demoiselles » du pont de la Douceur, il y a également des sables. Mais ils sont intramorainiques. Au-dessus des « demoiselles », en revanche, les graviers sont postmorainiques. Sous le p. 576, la moraine passe latéralement aux alluvions deltaïques. Ceci semble indiquer que le glacier de cette courte réavancée aurait atteint la cote 500 m.

La surface des terrasses est oblitérée, souvent profondément, par la présence de nombreuses dépressions qui vont de quelques mètres à plus de 200 m

de diamètre et atteignent 30 m de profondeur. Ch. JACOB (1903) considérait ces dépressions comme des dolines dues à la dissolution du Gypse en profondeur. E. GAGNEBIN (1937), à la suite de nombreux auteurs, considère que des fragments de glace morte sont à l'origine de ces dépressions. Il n'y a pas de doute que cette dernière explication est valable dans la plupart des cas. Cependant, quelques arguments militent en faveur de la première hypothèse. A. FAVRE (1867, vol. III, p. 56) rapporte le récit de témoins oculaires qui assistèrent à l'effondrement d'une doline près d'Orcier, en 1860. Ch. JACOB (1903) donne les analyses des eaux des lacs près des Blaves : elles sont saturées en sulfate de calcium. E. GAGNEBIN (1937) écarta l'hypothèse de l'origine de ces dolines par la dissolution du Gypse qui, selon lui, était recouvert d'un épais manteau morainique imperméable. Mais cet argument est sans valeur : la moraine dans la coupe de la Dranse est très épaisse, mais elle peut devenir localement très mince, voire nulle. Il est tentant de rendre la dissolution du Gypse responsable des dépressions de la région des Blaves : Voua Bénit, Voua des Splos, Voua de la Motte. Les dépressions sont plus profondes que l'alluvion n'est épaisse et leur fond est taillé dans la moraine imperméable, d'où la présence de lacs et de marécages aux eaux sulfatées.

C. JACOB (1903) considérait comme dolines certaines dépressions du plateau de Vinzier telles que la dépression de Cré Bouché et le lac 847 au SE de Chez Portay. Le lac bute vers le SE contre une pente raide, laquelle ne relève pas de la morphologie glaciaire. E. GAGNEBIN (1938) admet cette origine ; dans le même article, il discute l'origine des dépressions fermées de la Bennaz : le lac de la Crosaz serait situé dans une dépression dont la partie supérieure est taillée dans une moraine latérale du glacier de l'Ugine. Nous n'avons pas de preuve de l'existence de ces glaciers. Quant à la coupe qu'il donne (1938, fig. 2), elle est incontrôlable actuellement à cause de la végétation. Comme lui, nous pensons que ces dolines sont bien des phénomènes périglaciaires, au bord du glacier rhodanien qui recevait peut-être un affluent de la vallée de l'Ugine, mais ceci à la période de l'extension maximale du Würm II. Les autres dépressions du plateau de Vinzier sont dues à des surcreusements glaciaires et à des accumulations de moraines. Presque toutes sont occupées par des tourbières.

Les alluvions tardiglaciaires des terrasses de Thonon diminuent d'épaisseur en direction de l'W. Au N et à l'E d'Orcier, la moraine apparaît sur de vastes surfaces : les eaux de ruissellement ont lessivé la mince couverture alluviale. A maints endroits, entre le Lyaud et la région des Blaves, la couverture d'alluvions n'est pas assez épaisse pour masquer la topographie glaciaire sous-jacente et les crêtes morainiques ressortent encore de la surface alluviale. Aux Blaves, la route coupe une de ces crêtes qui se prolonge, vers l'W, sur plusieurs centaines de mètres, jonchée de gros blocs erratiques (Mal Marais). Dans la coupe de la route, on peut voir que le matériel est stratifié irrégulièrement, classé, lavé, que les galets sont arrondis. La crête morainique a été profondément remaniée par l'eau sans que sa morphologie extérieure disparaisse.

e) La récurrence post-würmienne

Ce que nous venons de voir de l'évolution du Würm II nous amène à la conclusion que les glaciers locaux ne se sont pas avancés lors du retrait du glacier du Rhône. Ils se sont retirés bien avant le grand glacier, puisqu'il n'y a pas de moraine locale sur les argiles lacustres qui datent du maximum du Würm II.

Or, on sait depuis longtemps que, parfois, les moraines locales reposent sur la moraine rhodanienne. Le phénomène avait déjà été décrit au siècle passé dans le Jura (I. VENETZ, 1843). L'explication généralement admise voulait que les glaciers locaux, empêchés dans leur expansion par le glacier du Rhône, aient profité de sa disparition pour croître. Leur langue étant proche de leur bassin d'alimentation, le phénomène était possible.

E. GAGNEBIN (1937) invoqua cette réavancée pour expliquer la présence de la moraine à matériel local de Thièse, dans la partie W du plateau de Vinzier. Il n'y a rien à ajouter à sa description :

> « Entre Champanges et Thièse, au SW d'Evian, à 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, Crétacé rouge des Préalpes Médianes, Brèche du Chablais, etc... C'est évidemment une moraine latérale du glacier des Dranses, témoignant d'une extension indépendante après que le glacier du Rhône lui ait cédé la place. »

Si cette dernière proposition était juste, il devrait être possible de suivre cette moraine en direction des vallées des Dranses. Or, ce n'est pas le cas ; bien au contraire, c'est en direction du Léman que se suit cette moraine. Un vallum mal différencié passe par Chez Desbois, au N du château de Larringes, et se termine dans le bois situé entre Sionnex et Saint-Thomas. Il est partout caractérisé par une abondance tout à fait exceptionnelle de fragments d'origine locale. Cette moraine est une des moraines soulignant un stade de retrait du glacier du Rhône. Elle a dû être enrichie en matériel local par quelque éboulement sur le glacier. Ce phénomène semble même avoir une certaine généralité : A. BERSIER (communication orale) a observé sur la côte suisse du Léman, également vers 700 m d'altitude, des moraines exceptionnellement riches en matériel calcaire.

Il reste à expliquer les moraines locales qui reposent en certains points sur la moraine rhodanienne. Cette superposition est assez rarement observable dans ce secteur du pays. L'exemple le plus spectaculaire se situe au village d'Ecotex, sur le versant gauche de la vallée d'Abondance, presque en face de Vacheresse. Le village est bâti au milieu de petites collines qui sont les arcs morainiques frontaux d'un glacier descendant du col de Nicodex. Cette moraine repose sur les argiles lacustres datant du maximum du Würm II : il ne peut donc s'agir que d'une récurrence locale (coupe n° 9 de la fig. 4).

Lors de ce retour de froid, la limite des neiges pérennes semble se situer entre 1000 et 1200 m. Les conditions sont donc favorables à la naissance de

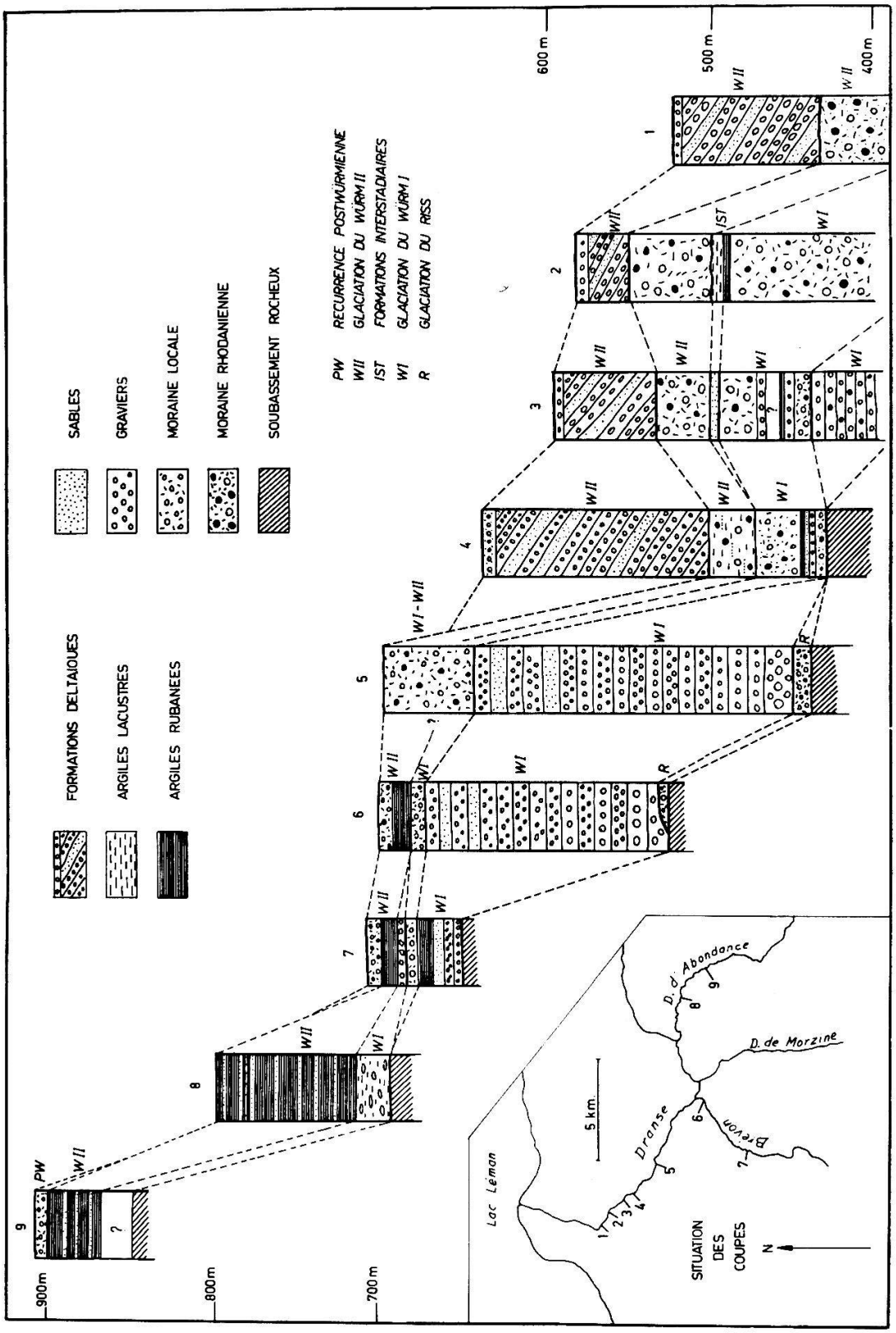


Fig. 4. — Corrélations stratigraphiques entre les coupes des vallées des Dranses.

glaciers locaux. Il ne faut cependant pas perdre de vue que les mêmes glaciers s'étaient déjà développés au Würm II (et même avant). Aussi, dans les parties amont des vallées, les moraines locales sont-elles difficiles à dater. Pour prouver l'âge post-würmien de ces moraines, il faut que la langue du glacier local soit

descendue plus bas que la limite des moraines rhodaniennes. Dans le vallon de Novel, par exemple, un important glacier se développe et descend jusqu'au Léman. P. MICHOUD (1957) a décrit 17 vallums dont le plus élevé se trouve sous la Dent d'Oche, à 1680 m. Deux autres glaciers de moindre importance étaient accrochés aux flancs de la montagne et atteignaient le lac, le premier un peu en amont de Brêt et l'autre à Locum. Leurs crêtes morainiques sont encore très fraîches. Sous les parois de Mémise, des arcs morainiques avaient déjà été signalés par J. DE CHARPENTIER (1841) ; les névés qui donnèrent naissance à ces vallums semblent avoir été plus restreints que ne le pensait E. GAGNEBIN (1937) ; les crêtes qui jalonnent le plateau de Thollon lui-même, à 900 m, semblent appartenir au glacier rhodanien, malgré leur richesse en matériel préalpin. Dans la vallée de l'Ugine, G. SAVARY (1957) signale de la moraine locale, mais nous sommes déjà au-dessus de la limite du dernier glacier : les moraines rhodaniennes qui sont en profondeur pourraient dater du Würm I ou du Riss. La fraîcheur des formes nous incite cependant à placer ces moraines locales dans la récurrence. Sur le replat de la Vernaz, G. BOTTERON (1955) a décrit deux arcs morainiques frontaux d'un glacier issu de la dépression de Outannaz. Dans tout le reste des vallées des Dranses, le seul critère qui permette d'attribuer des moraines à cette ultime récurrence est la fraîcheur des formes. Ce critère est de valeur très restreinte. Nous ne voulons pas entrer dans la description de ces moraines qui sont visibles sur la carte.

Nous avons attribué à la même époque certains cônes d'alluvions actuellement suspendus. Les phénomènes d'accumulation sur le fond des vallées furent probablement assez violents : le tapis végétal était alors lâche et les moraines non consolidées qui tapissaient les versants se détruisaient facilement. Lors du réchauffement qui suivit, l'érosion l'emporta sur l'accumulation dans le fond des vallées et les cônes devinrent suspendus. Citons les cônes de Baume et de Gys dans la vallée de Morzine, et, dans celle d'Abondance, le cône supérieur de Vacheresse et celui qui se trouve juste en amont de l'agglomération d'Abondance. Entre Lugrin et Troublois, sur le versant qui domine le Léman, les crêtes morainiques si visibles partout ailleurs disparaissent sous une couverture qui tient du cône d'alluvions et du cône d'éboulis. Le matériel provient de la destruction partielle des puissantes moraines sises sous le plateau de Thollon, destruction qui a dû se produire lors d'une période froide à végétation pauvre.

Cette récurrence post-würmienne a été décrite dans la région des Dranses par J. BECKER (1952). Dans son mémoire sur les tourbières des Alpes françaises, elle publie des diagrammes polliniques de marais situés sur le plateau de Vinzier. Ces marais sont installés dans des dépressions taillées dans la moraine du Würm II. Après une assez longue période de prairie, la forêt prend lentement possession du pays : Pins et Bouleaux en sont les essences dominantes. Le réchauffement est interrompu par une période courte de froid : la forêt régresse, sans disparaître totalement et les Graminées deviennent très abondantes. Les analyses polliniques semblent indiquer que ce retour de froid est le dernier susceptible de faire réavancer les glaciers jusqu'aux basses altitudes.

6. LA PÉRIODE HOLOCÈNE

Les seuls renseignements climatiques que nous possédions proviennent des analyses polliniques de J. BECKER (1952). Elles montrent que le réchauffement est progressif : la forêt envahit la région sans montrer de régression. Les zones décrites par les auteurs nordiques se retrouvent ici avec précision.

Au point de vue géologique, le principal phénomène est la formation des éboulis qui constituent des voiles importants à la base des parois, surtout à la base des parois de Malm. La formation des éboulis a débuté bien avant l'Holocène, mais les éboulis recouvrent toujours les moraines de la dernière récurrence. Ceci est bien visible, par exemple, dans le vallon d'Ecotex : les moraines n'affleurent que dans la partie aval et vers l'amont tout disparaît sous les éboulis. Leur accumulation s'est donc poursuivie pendant l'Holocène. Elle se poursuit encore actuellement, et souvent de manière assez spectaculaire, comme au-dessus du village de Nicodex.

Les cônes d'alluvions sont extrêmement abondants, surtout dans la vallée assez large d'Abondance. Leur édification se poursuit. A leur base, le jeu des érosions et des accumulations de la rivière variait en fonction de la formation des cônes. Le cône de Vacheresse est en partie suspendu ; il repose sur une couche tourbeuse soulignant une période de stabilité. M. WEIDMANN a établi le spectre pollinique de cette tourbe, épaisse de 10 cm seulement, et qui contient de nombreuses feuilles de *Fagus* et des fragments de bois.

Pollens d'arbres comptés (sans *Alnus*)	102
Pinus	3,9 %
Picea	23,5 %
Abies	21,6 %
Fagus	44,1 %
Quercus	1,0 %
Acer	1,0 %
Carpinus	4,9 %
Corylus	27,4 %
Salix	11,8 %
Alnus	152,0 %
Gramineae	23,5 %
Céréale (probable)	1,0 %
Ombellifères	1,0 %
Plantago	2,9 %
Rubiaceae	2,9 %
Urticaceae	4,9 %
Typha angustifolia	12,7 %
Typha latifolia	2,9 %
Filicales	6,8 %
Botrychium	2,9 %
Varia	28,4 %

Un tel spectre montre une formation jeune. Le déboisement semble déjà en cours : la proportion de prairie est assez forte ; il est possible que des céréales aient été cultivées dans le voisinage. Cependant, l'absence de *Juglans* permet de penser que nous sommes avant l'époque romaine. La forte proportion de pollens de buissons, surtout *Alnus* et *Salix*, ainsi que les plantes aquatiques, sont assez typiques d'un dépôt dans un petit lac ou dans le méandre calme d'une rivière bordée de buissons, de pâturages et de forêts.

C'est pendant l'époque Holocène que se déposèrent les sédiments qui constituent les terrasses lacustres de 30, 10 et 3 m. La partie côtière étudiée se prête mal à des précisions sur ce sujet. Les terrasses ne prennent quelque importance que dans le delta de la Dranse. Nous avons repris l'interprétation de E. GAGNEBIN (1937) : les trois terrasses sont visibles sur la rive gauche, alors que sur la rive droite, les terrasses passent de l'une à l'autre, peut-être artificiellement, mais elles sont privées d'individualité.

Une petite gravière sise à 300 m au NNE des Blaves a mis à jour un ancien cimetière. Celui-ci se trouve vers le haut du front de taille de la gravière, profonde ici de 5 m. Lorsque j'ai passé, plusieurs tombes avaient été défoncées. Elles étaient constituées de grosses dalles. Les ossements de plusieurs individus gisaient en vrac sur le fond de la gravière. Toutes les parties crâniennes avaient été détruites et il ne restait que des os tels que fémurs, humérus, omoplates fragmentaires et vertèbres. Le professeur M. SAUTER, de l'Institut d'anthropologie de Genève, qui a vu ces os, pense qu'ils doivent « ... être attribués à la population de l'époque du haut Moyen Age (V^{e}-X^{e} siècle) ou époque dite « burgonde ». Ils ont typiquement l'aspect corrodé des os qui proviennent des tombes de cette époque... » (lettre du 22 septembre 1958). Au printemps 1960, tout le cimetière visible avait été détruit par l'exploitation.

CONCLUSIONS

Tout le monde sait maintenant que les Alpes ont été le théâtre où se sont jouées les premières scènes de la théorie glaciaire (I. VENETZ, 1833 ; J. DE CHARPENTIER, 1841, etc.). Or, il nous faut admettre maintenant que les Alpes sont un bien mauvais terrain d'étude pour les formations quaternaires. Il était normal que l'hypothèse des glaciations prenne naissance chez nous : les glaciers sont choses courantes et ils attirèrent très tôt l'attention des naturalistes. Mais rapidement le centre des études se déplaça dans les pays du nord de l'Europe et ceci pour plusieurs raisons :

— la topographie très accidentée des zones alpines est cause d'une érosion extrêmement intense ; aussi la morphologie et les sédiments des premières glaciations sont-ils presque totalement détruits ;

— il est presque impossible de faire des corrélations à grande distance en se basant sur les sédiments glaciaires ; les formations interglaciaires,

grâce à leur contenu pollinique, sont beaucoup plus caractéristiques et permettent des corrélations.

Ajoutons à cela une raison d'ordre psychologique : dans les régions alpines, l'intérêt des géologues est plus attiré par les questions de tectonique que par l'étude du Quaternaire. Tout ceci explique pourquoi la connaissance du Pleistocène alpin a pris un certain retard.

En ce qui concerne le Pleistocène supérieur, qui seul nous intéresse ici, c'est au Danemark et en Hollande que les recherches ont été le plus poussées. En Hollande, les sédiments morainiques manquent totalement et les études palynologiques portent sur des formations périglaciaires ou marines qui ont permis l'établissement de l'histoire du Würm avec une grande précision. Le dernier article de W. H. ZAGWIJN (1961) permet une chronologie relative et absolue à laquelle nous allons tenter de rapporter les événements observés en Chablais.

Voici les principaux traits de cette chronologie hollandaise, où les dates sont données en années avant J.-C. :

— Glaciation rissienne : il est généralement admis que cette glaciation comporte deux stades importants. Cette question n'est pas abordée ici.

— Interglaciaire Eémien : il se montre d'évolution simple, sans retour important du froid ; lors de l'optimum, la température semble légèrement supérieure à la température actuelle.

— Stade pré-würmien I (Early stadial I) qui commence vers −70 000 semble assez peu important. Les arbres ne disparaissent pas de Hollande.

— Interstade de Amersfoort, léger réchauffement vers −62 000.

— Stade pré-würmien II (Early glacial II) qui se situe vers −59 000 et qui semble légèrement plus important que le précédent.

— Interstade de Brörup de −58 000 à −51 000 : interstade important avec retour de la forêt de conifères en Hollande.

— Würm I (Pleniglacial A) de −50 000 à −32 000 : c'est l'époque du maximum de la glaciation. Le Danemark est en partie recouvert par la glace.

— Interstade de Hengelo qui semble aller de −32 000 à −25 000 et être assez important.

— Würm II (Pleniglacial B) débute vers −25 000 et atteint son paroxysme vers −17 000. L'extension des glaciers est plus faible que lors du Würm I.

— Interstade de Bölling : marque le début de la déglaciation et se situe de −11 400 à −10 400.

— Stade des Dryas inférieures, réavancée des glaciers de −10 400 à −9800.

— Interstade de Alleröd : de −9800 à −8900.

— Stade des Dryas supérieures qui est la dernière avancée glaciaire marquant la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène : de −8900 à −8300.

L'établissement d'une telle chronologie a demandé des coupes stratigraphiques (généralement des forages) extrêmement complètes et des analyses polliniques très détaillées. Les âges absolus sont dus à la méthode du radiocarbone. Il est intéressant de constater que, à partir du Würm II, les résultats obtenus par la méthode du radiocarbone sont identiques à travers toute l'Europe du Nord et l'Amérique. Il semble donc que les phénomènes qui déterminèrent non seulement les glaciations mais leurs fluctuations mineures furent des phénomènes de portée planétaire. C'est ce qui nous a incité à tenter de les retrouver dans les Alpes.

Le Chablais, en bordure de l'ancien glacier du Rhône, se prête bien à cette tentative. Partant des phénomènes les plus récents, les plus précis, nous allons essayer de remonter dans le temps ; à l'aube des temps würmiens, l'incertitude est totale.

— Au stade des Dryas supérieures se sont déposées les moraines locales de la dernière récurrence post-würmienne (Saint-Gingolph, Locum, Brêt, Thollon, Ecotex, etc.). La forêt, qui avait commencé à s'installer, régresse sans disparaître totalement ; les Graminées sont extrêmement abondantes (J. Becker, 1952).

— L'interstade de Alleröd ne se marque par aucun phénomène géologique important. Il n'est connu que par de rares analyses polliniques.

— Au stade des Dryas inférieures, il est difficile de savoir où se trouvait le glacier du Rhône. Il se pourrait que ce soit l'époque où se construisent les moraines de Noville-Chessel, actuellement noyées sous les alluvions de la plaine du Rhône, juste en amont du Léman (M. Burri, 1961). La moraine sous-lacustre d'Yvoire pourrait également représenter ce stade. Les crêtes morainiques latérales de la cote 500, au-dessus d'Evian, en seraient le prolongement et les sables du pont de la Douceur un faciès latéral, périglaciaire.

— Si cette hypothèse est juste, c'est lors de l'interstade de Bölling que la basse vallée de la Dranse se serait creusée. Elle aurait tout de suite atteint son niveau actuel, ou presque, ainsi qu'en témoigne la base des sables du pont de la Douceur.

— Le Würm II correspond aux moraines qui recouvrent tout le plateau de Vinzier et viennent jusque dans la région de Lullin (fig. 5, III). Ces moraines rhodaniennes passent latéralement à des formations argileuses glacio-lacustres qu'elles recouvrent partiellement. Quant aux glaciers locaux, ils semblent s'être retirés avant que le glacier du Rhône n'ait amorcé son retrait : il n'y a pas de moraine locale sur les sédiments glacio-lacustres (fig. 5, IV).

— Les tourbes d'Armoy et les sédiments lacustres qui les accompagnent se déposent pendant l'interstade de Hengelö. Le fait que la composition générale de la forêt soit assez identique à celle qui donna naissance aux charbons de la Wasserfluh près de Spiez (W. LUEDI, 1953), charbons eux-mêmes datés de −27 000, pourrait servir de confirmation à cette hypothèse.

— Le Würm I correspond à l'époque de la plus grande extension du glacier. Dans cette région, ses limites exactes nous sont encore inconnues. Il est cependant possible d'essayer une reconstitution (fig. 5, II), sur la base de la fréquence des éléments rhodaniens.

— Des fluctuations climatiques qui précèdent le Würm I, nous ne connaissons rien et, dès lors, les corrélations avec la chronologie de l'Europe du Nord deviennent aléatoires. Le Conglomérat des Dranses est attribué à la progression du glacier du Rhône barrant les vallées. Mais était-ce vraiment le glacier du Würm I ou bien le glacier d'une des phases prewürmiennes ? Nous n'en savons rien.

— Le creusement de la vallée où se dépose le Conglomérat a été attribué à l'interglaciaire Riss/Würm et ceci, pour la seule raison qu'il s'agit d'un creusement important. Mais rien ne prouve qu'il ne date pas de l'interstade de Brörup, par exemple.

— Pour des raisons identiques, la moraine inférieure est attribuée au Riss : elle comble une vallée très profonde, plus profonde que la vallée actuelle, donc supposée de l'interglaciaire prérissien. Mais ce creusement pourrait être Eémien et la moraine inférieure représenterait les stades prewürmiens. Dans l'incapacité où nous sommes de proposer des attributions d'âge, nous en sommes restés aux conclusions de E. GAGNEBIN (1937).

— Enfin, les moraines les plus élevées en altitude sont attribuées au Riss, qui est partout reconnu comme la plus importante des glaciations européennes. Ce qui reste donc douteux, c'est l'identité de ces moraines élevées avec les moraines les plus profondes des coupes stratigraphiques. C'est sur la base de ces moraines élevées qu'a été faite la reconstitution des limites du glacier rissien (fig. 5, I).

Les nombreuses incertitudes de ce petit essai de reconstitution montrent bien les difficultés de la Stratigraphie du Quaternaire, surtout en l'absence de données précises sur la nature des interglaciaires.

Dans la chaîne alpine elle-même, les corrélations sont difficiles. P. WOLDSTEDT (1958, p. 176 et ss.) a fort bien posé le problème. Dans le bassin rhodanien il est souvent question de deux stades würmiens et le premier de ces stades est paroxysmal. Dans le bassin rhénan, en revanche, il est question d'un deuxième stade paroxysmal. R. HANTKE (1959) a essayé de réduire cette contradiction en changeant les attributions d'âge admises par P. BECK et

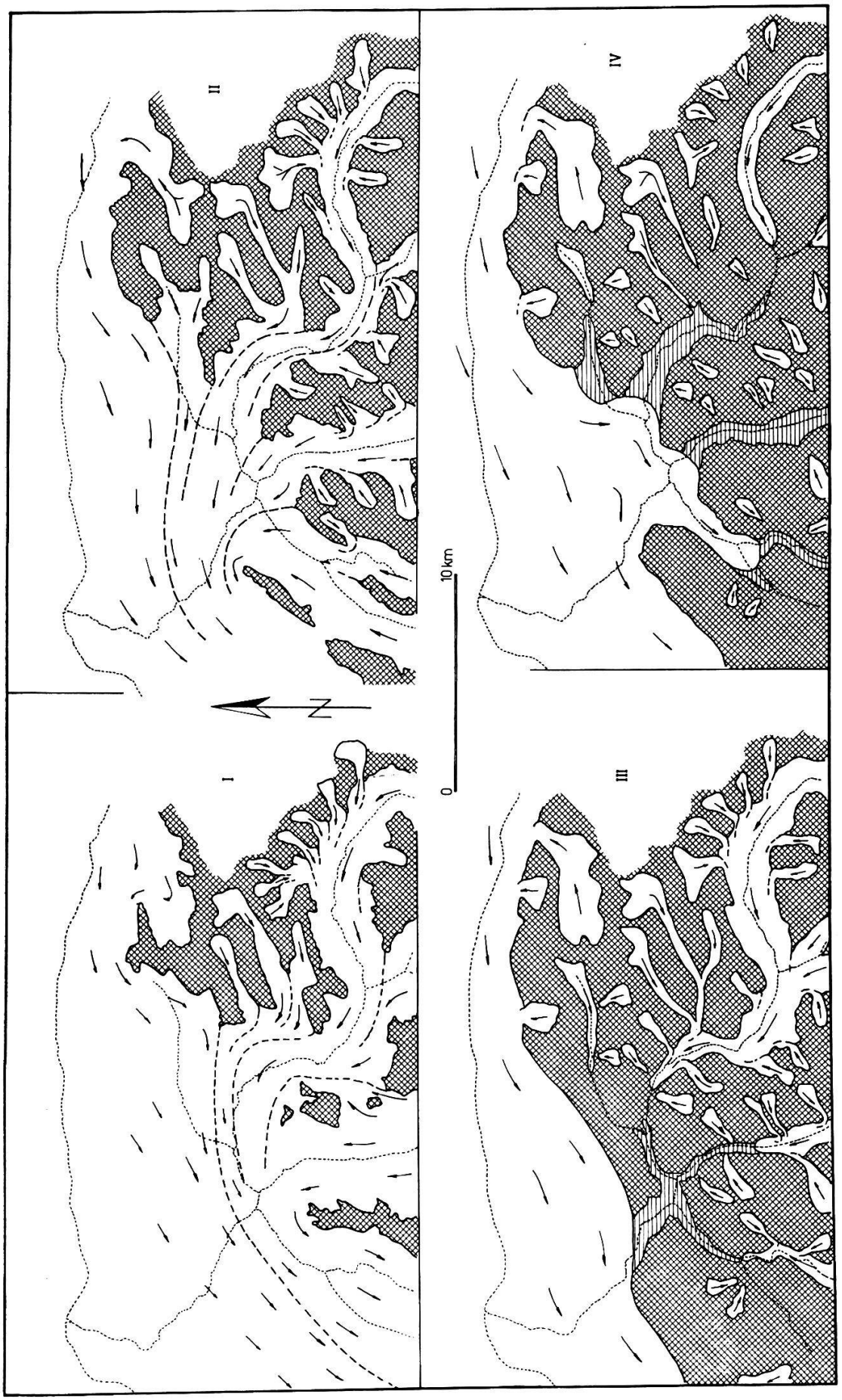


Fig. 5. — Essai de reconstitution de divers stades de glaciation :
I : Riss.
II : Würm I.
III : Würm II, glacier du Rhône en expansion, glaciers locaux à leur maximum.
IV : Würm II, glacier du Rhône à la fin de son maximum, glaciers locaux déjà en régression.

R. RUTSCH (1958) dans la vallée de l'Aar. Ces deux derniers auteurs considéraient en effet que le deuxième stade würmien, ou stade de Berne, était nettement en retrait du premier stade, ou stade de Wangen. La succession des phénomènes était donc exactement la même que celle du bassin lémanique, et la solution que propose R. HANTKE est d'autant moins satisfaisante que les charbons de la Wasserfluh, attribués par lui à l'interstade séparant les deux Würms sont datés de 27 000 ans av. J.-C. Or, les auteurs hollandais nous apprennent que le maximum du Würm se situe entre 50 000 et 32 000 av. J.-C.

Au vu de ces derniers travaux, il est possible de proposer une autre solution, d'ailleurs entrevue par P. WOLDSTEDT : les divers auteurs alpins ne parlent pas des mêmes stades. Les premières avancées pré-würmiennes n'ont pas été signalées dans le bassin du Rhône, alors que la dernière (Würm II) n'est pas signalée par les auteurs suisses alémaniques. Nous rejoindrions ainsi la solution proposée par E. EBERS en 1955, sur la base de ses études dans les Alpes autrichiennes. Des recherches ultérieures permettront sans doute de confirmer ou d'infirmer cette solution et de fixer les limites externes du glacier du Rhône lors de ces différentes phases, ce qu'il est actuellement hasardeux de faire sans évoquer le stade très décrié de Néowürmien, créé par KILIAN (1911), dont les moraines externes seraient près de Bellegarde.

S'il est difficile de déterminer l'extension du glacier lors de chaque stade, il est encore plus difficile de fixer la limite inférieure des neiges pérennes, les phénomènes les plus récents ayant effacé les traces des phénomènes précédents. Il semble cependant que l'extension des glaciers locaux de la réavancée postwürmienne ne soit pas très différente de celle des glaciers du Würm II. Les conditions climatiques auraient pu être assez semblables, mais de durée très différente. C'est la durée qui déterminerait l'amplitude du phénomène glaciaire et non pas la rigueur du climat. Lors de la dernière récurrence, la limite des neiges pérennes semble se situer vers 1200 m.

Dans une note récente (M. BURRI, 1961) à propos de la vallée du Rhône juste en amont du lac Léman, j'ai discuté l'hypothèse de la réavancée des glaciers locaux lors de la fonte du glacier rhodanien. Cette hypothèse, déjà contredite par O. AMPFERER (1936), est systématiquement infirmée par nos observations. Les réchauffements qui déterminent les interglaciaires ont pour première conséquence de faire remonter la limite des neiges pérennes. Les glaciers dont les bassins d'alimentation sont à basse altitude disparaissent les premiers, alors qu'il fallait de nombreuses années pour venir à bout de l'immense masse de glace du glacier rhodanien. Le fait qu'il n'y ait pas de moraine locale importante sur les argiles glacio-lacustres du Würm II dans le fond des vallées est décisif à ce point de vue (fig. 5, n° III et IV).

Certains auteurs invoquent, pour expliquer la croissance des glaciers, non pas un agrandissement des bassins d'alimentation, mais une diminution des zones d'ablation due à un vaste phénomène d'inversion de température. L'abaissement de la limite des neiges pérennes que l'on observe lors de chaque récurrence et surtout lors de la dernière, va à l'encontre de cette inversion de

température. Les couches supérieures de l'air se refroidissent également, les combes se remplissent de neige, sans que les appareils glaciaires qui prirent ainsi naissance montrent des langues démesurées par rapport à leurs bassins d'alimentation.

Nous voudrions redire, en concluant, le caractère hypothétique des attributions d'âge ici proposées. Il n'est pas douteux que de nouvelles recherches, dans la région lémanique, entraîneront des modifications de cette chronologie. Les travaux très minutieux qui se poursuivent dans le nord de l'Europe, en Hollande tout particulièrement ces dernières années, permettront seuls l'établissement d'une échelle stratigraphique précise que les Alpes ne peuvent fournir, mais qui nous aidera à comprendre le Pleistocène alpin et, du même coup, tous les nombreux problèmes qui se rattachent à cette stratigraphie délicate et controversée.

OUVRAGES CITÉS

AMPFERER, O. 1936. — Über das Quartär innerhalb der Alpen *Verhandl. III Intern. Quartär-Konf. Wien*, 1, 1-7.

BADOUX, H. et MERCANTON, C. H. 1962. — Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclog. géol. Helv.*, 55, 137-188.

BECK, P. 1936. — Über das Schweizerische und Europäische Pliozän und Pleistozän. *Eclog. geol. Helv. 26*, 335-347.

BECK, P. et RUTSCH, F. 1958. — Notice explicative de la feuille Münsingen de l'Atlas géologique suisse au 1 : 25 000.

BECKER, J. 1952. — Etude palynologique des tourbières flandriennes des Alpes françaises. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine. 11*, 1-63.

BERSIER, A. 1958. — Séquences détritiques et divagations fluviatiles. *Eclog. geol. Helv. 51*, nº spécial du *Congrès de sédimentologie*, 854-893.

DE BOISSIEUX, PH. 1956. — Etude géologique de la partie NE des Monts d'Hermone. Lausanne, travail de diplôme inédit.

BOTTERON, G. 1955. — Etude géologique de la région du Mont Billat. Lausanne, travail de diplôme inédit.

BURRI, M. 1961. — Les dépôts quarternaires de la vallée du Rhône entre Saint-Maurice et le Léman. *Bull. Murithienne, Soc. valais. Sc. nat. 78*, 38-59.

DE CHARPENTIER, J. 1841. — Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. Lausanne, chez M. Ducloux, 1 vol.

CHESSEX, R. 1959. — La géologie de la haute vallée d'Abondance. *Eclog. geol. Helv. 52*, nº 1, 295-400.

DESCOEUDRES, G. 1958. — Etude géologique de la Montagne des Trables. — Lausanne, travail de diplôme inédit.

DOUXAMI, H. 1904 (a). — Observations géologiques aux environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris 138*, 395-398.

— 1904 (b). — Révision des feuilles de Thonon et d'Annecy. Sur la géologie des environs de Thonon-les-Bains. *Bull. Serv. Carte géol. France XV*, nº 98, 96-101.

— 1907. — Révision des feuilles Thonon et Annecy. *Bull. Serv. Carte géol. France XVII*, nº 105, 134-138.

EBERL, B. 1930, — Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lerch- und Illergletschers. Augsbourg, chez Filser, 1 vol.

ESCHER, A. 1953. — Etude Géologique de la région du Mont Billat. Lausanne, travail de diplôme inédit.

FAVRE, A. 1867. — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Paris et Genève, chez V. Masson, 3 vol.

FICHTER, G. G. 1958. — Etude géologique de la région du Lavouet. Lausanne, travail de diplôme inédit.

FLINT, R. F. 1958. — Glacial and Pleistocene Geology. New York, chez John Wiley, 1 vol.

FRUTIGER, J. J. 1953. — Etude géologique du Mont-Ouzon. Lausanne, travail de diplôme inédit.

GAGNEBIN, E. 1937. — Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 59*, 335-416.

— 1938. — Les lacs de la Bennaz au-dessus d'Evian (Haute-Savoie). — Le delta de la Dranse près de Thonon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 60*, 29-62.

GODEL, M. 1959. — Etude géologique de la région de Bellevaux. Lausanne, travail de diplôme inédit.

HANTKE, R. 1959. — Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die Riss/Würm interglacialen Bildungen im Linth-Rhein und ihre Äquivalent im Aare-Rhone System. *Viertelj. Naturf. Gesell. Zürich 104*, 1-47.

HORWITZ, R. 1953. — Etude géologique de la région de Nicodex. Lausanne, travail de diplôme inédit.

JACOB, C. 1903. — Note sur les terrains de transport des environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble 7*, 116-126.

KILIAN, W. 1911. — 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), *XI*, 33-38.

— 1924. — Les dépôts fluvio-glaciaires de la rive méridionale du lac Léman et leur régime hydrologique (Evian, Amphion, Thonon). *C.R. Acad. Sc. Paris 179*, 114-117.

LEMÉE, G. et BOURDIER, F. 1950. — Une flore pollinique tempérée inclue dans les moraines würmiennes d'Armoy, près de Thonon (Haute-Savoie). *C R. Acad. Sc. Paris 230*, 2313-2315.

LEMÉE, G. 1952. — L'histoire forestière et le climat contemporain des lignites de Savoie et de la tourbe würmienne d'Armoy, d'après l'analyse pollinique. *Trav. Lab. géol. Grenoble 29*, 197-180.

LUGEON. M. 1897. — Leçon d'ouverture du cours de Géographie physique professé à l'Université de Lausanne. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 33*, 49-78.

MICHOUD, P. 1957. — Etude géologique de la région du Pic du Blanchard. Lausanne, travail de diplôme inédit.

MORLOT, A. 1858. — Sur le terrain Quartaire du bassin du Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 6*, 101-108.

NORBERT, J. 1951. — Etude géologique de la région de Vacheresse. Lausanne, travail de diplôme inédit.

OULIANOFF, N. 1958. — Mouvements des glaciers (Plasticité de la glace, Tectonique du fond rocheux). *Symposium Chamonix - Gentbrugge*, 155-161.

PENCK, A. et BRUCKNER, E. 1909. — Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, chez C. H. Tauchnitz, 3 vol.

SAVARY, G. 1957. — Etude géologique de la région comprise entre les rochers de Mémise et la Dent-d'Oche. Lausanne, travail de diplôme inédit.

SCHAEFER, I. 1956. — Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne. *Actes IV Cong. INQUA*, Rome, 910-914.

STEINER, A. 1931. — Etudes des banquettes glaciaires de la vallée de Bagnes (Valais). *Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 3*, 273-311.

TAGINI, B. 1951. — Etude géologique de l'anticlinal de Chillon. Lausanne, travail de diplôme inédit.

DE TREY, M. 1951. — Etude géologique de l'anticlinal du Mont-Chauffé. Lausanne, travail de diplôme inédit.

VENETZ, I. 1833. — Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. *Denckschr. allg. Schweiz. Gesell. fûr die gesam. Naturwissenschaft*, 38 p.

— 1843. — Les glaciers du Jura (citation dans un discours) *Actes. Soc. helv. Sc. nat.* (Lausanne) *28*, 78.

WITSCHARD, F. 1958. — Etude géologique de la région de Saint-Jean d'Aulph-Roc-d'Enfer. Lausanne, travail de diplôme inédit.

WOLDSTEDT, P. 1958. — Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart, chez Ferdinand Enke. 2 vol.

ZAGWIJN, W. H. 1961. — Vegetation, climate and radiocarbon dating in the late Pleistocene of the Netherlands. *Med. Geol. Stichting*. Nouv. Ser. *14*, 15-45.

Manuscrit reçu le 20 février 1962.