

## Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura

Jean Tricart

---

**Citer ce document / Cite this document :**

Tricart Jean. Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura. In: Revue Géographique de l'Est, tome 5, n°4, Octobre-décembre 1965. pp. 499-527;

doi : <https://doi.org/10.3406/rgest.1965.1939>

[https://www.persee.fr/doc/rgest\\_0035-3213\\_1965\\_num\\_5\\_4\\_1939](https://www.persee.fr/doc/rgest_0035-3213_1965_num_5_4_1939)

---

Fichier pdf généré le 10/04/2018

## QUELQUES ASPECTS PARTICULIERS DES GLACIATIONS QUATERNAIRES DU JURA

Malgré leur variété et leur intérêt, les géomorphologues français se sont peu intéressés aux problèmes glaciaires du Jura. Une thèse régionale récente sur le sud du Jura les laisse pratiquement de côté. C'est pourquoi, en hommage à G. Chabot, qui fut jadis rapporteur de notre thèse complémentaire, nous avons pensé qu'il serait utile de rassembler ici les résultats obtenus depuis 15 ans à l'occasion du lever systématique des terrains quaternaires de toute une série de feuilles de la carte géologique au 1/50 000, dont, malheureusement, fort peu sont parues, bien qu'achevées depuis longtemps.

Les aspects de la géomorphologie glaciaire jurassienne sont assez particuliers car ils résultent de l'invasion d'une chaîne formée de plis de couverture par une glace en grande partie allogène, provenant des Alpes. Débordant de l'énorme accumulation de piedmont submergeant la plaine suisse, la glace pénétrait dans le Jura par un petit nombre de brèches, perpendiculairement aux plis et s'y écoulait ensuite guidée par le relief propre de la chaîne. La situation ainsi créée était donc très complexe, les courants de glace formant un véritable quadrillage dans la chaîne, d'où une très grande variété de formes, dignes d'un plus large intérêt de la part des géomorphologues.

Avant de les examiner, nous rappellerons quelques résultats relatifs à la succession chronologique des glaciations et à l'origine de la glace.

### I. CHRONOLOGIE DES GLACIATIONS DANS LE JURA

Pour établir la succession des phénomènes glaciaires, la méthode géomorphologique est la plus valable. En effet, la préhistoire ne fournit aucun repère, le front des grands glaciaires quaternaires ayant été un milieu trop hostile pour que l'Homme s'y installât. Rien à espérer non plus du côté de la paléontologie. Il reste l'établissement d'une succession des événements morphogénétiques dont les rapports mutuels sont déduits de la cartographie. Cette évolution est contrôlée au moyen de l'étude pétrographique des matériaux et de leur degré d'altération, ainsi que par celle des paléosols qu'ils portent. La

méthode, mise au point par W. Penck, a fait ses preuves. Les perfectionnements qui lui ont été apportés depuis, non négligeables, ont porté surtout sur la reconstruction des processus et sur les interprétations paléoclimatiques des altérations interglaciaires. Appuyée sur l'étude des matériaux glaciaires et sur leurs types d'altération, l'analyse géomorphologique permet de tracer patiemment, en se fondant sur une cartographie détaillée, un cadre chronologique sûr. Elle permet notamment de faire la distinction entre un simple épisode, résultant d'une pulsation momentanée d'un front glaciaire, et une séquence plus durable, période glaciaire ou stade, alors qu'un simple examen des coupes, à la manière de certains géologues, ne permet pas cette hiérarchisation. Les discordances sont fréquentes dans les accumulations glaciaires et chaque pulsation du front en engendre. Mais leur signification peut être très différente. Une discordance sans changement du spectre pétrographique, dans une région frontale, est souvent un fait mineur. Il suffit que le glacier réavance sur les matériaux fluvio-glaciaires pour qu'il s'en produise une. Par contre si le spectre pétrographique est différent, c'est que l'alimentation des glaciers, dans la lointaine montagne alpine, s'est effectuée différemment, que des diffluences nouvelles se sont formées, ou que, au contraire, certaines transfluences ont cessé.

C'est à partir de ces méthodes que nous avons établi une succession des phénomènes glaciaires quaternaires dans le Jura. Elle est très importante pour comprendre l'évolution géomorphologique et jette une lumière nouvelle sur certains problèmes essentiels, comme celui des déformations de la chaîne au Quaternaire.

La région la plus propice à la reconstruction de cette évolution est le Jura méridional, plus proche de la source alpine des glaces, plus étroit aussi et, de la sorte, plus aisément traversé par elles. Dans cette région, les langues glaciaires ont pu atteindre le bord occidental de la chaîne et s'épanouir dans l'extrémité affaissée des plaines de la Saône, où les conditions ont été propices à la conservation d'accumulations anciennes.

### **1° Les moraines du Quaternaire ancien : le problème de la glaciation Danube**

Depuis la dernière guerre, nos confrères allemands ont tendance à accroître le nombre des glaciations et à ajouter, avant les 4 glaciations classiques de Penck et Brückner, quelques glaciations supplémentaires. Il a été proposé, par ordre d'âge croissant, des glaciations Danube (immédiatement avant le Gunz) et Biber. Tandis que l'existence de la glaciation Biber ne semble guère avoir été prouvée jusqu'à maintenant, il n'en est pas de même de la glaciation Danube, en faveur de laquelle des indices pour le moins intrigants ont été rassemblés dans diverses régions d'Europe et même d'Amérique du Nord. Nos observations sur la feuille Nantua au 1/80 000 nous amènent à nous poser le problème de son existence.

Pour le discuter valablement, il faut examiner l'ensemble des moraines antérieures à l'interglaciaire Mindel-Riss afin de déterminer à combien de glaciations différentes elles peuvent appartenir. Ce sont ces diverses accumulations que nous groupons sous l'expression de Quaternaire ancien. Elles présentent des caractères communs qui les rendent habituellement assez faciles à identifier :

— leur topographie a subi une dissection et une dégradation trop fortes pour que les formes originelles soient aisément reconnaissables. Elles sont toujours oblitérées et seule l'étude des matériaux permet de reconstituer les moraines, les complexes proglaciaires, etc.;

— le matériel est toujours fortement altéré. Pour le rencontrer frais il faut habituellement descendre à plusieurs mètres de profondeur, sauf, bien entendu, le cas où un nettoyage ultérieur du matériel altéré a eu lieu. Mais dans ce cas, on reconnaît quand même ces vieilles accumulations à l'existence de profils d'altération puissants, tronqués, dont seule persiste la partie inférieure. Ils sont de type très différent des altérations plus récentes et sont caractérisés par la pourriture des roches cristallines, une forte consolidation calcaire d'origine phréatique, la formation d'argiles très ferrugineuses, brunes, chocolat, rougeâtres, équivalent du ferretto padan et des sols rouges de la France méditerranéenne, compte tenu de la différence climatique;

— les matériaux originels présentent habituellement, du fait de l'altération puissante qu'ils ont subie, un enrichissement considérable, en surface, en éléments siliceux, quartz et quartzites. Les coupes très profondes montrent que le phénomène résulte d'une altération. Néanmoins, les formations les plus anciennes offrent une abondance de quartzites particulière. En surface, dans le matériel altéré, l'étude du rapport quartz-quartzite constitue un bon guide. Ces deux roches résistent, en effet, à l'altération et persistent dans les produits résiduels. Or, dans les formations les plus anciennes, le rapport quartz-quartzite est plus faible que dans les formations plus récentes. Tout se passe comme si les premières glaciations avaient liquidé un stock superficiel de quartzites préexistant. Or, L. Glangeaud a signalé, depuis longtemps, à la surface des plateaux jurassiens, des quartzites épars qui jalonnaient une surface d'érosion pontienne et proviendraient, selon lui, des Vosges méridionales. On comprend dès lors que, dans les parties du Jura englacées au Quaternaire, ces quartzites aient été incorporés aux moraines les plus anciennes et qu'ils y soient plus abondants que dans les moraines plus récentes où ils proviendraient surtout de remaniements.

Aux environs d'Ambérieu, il est possible de distinguer les nappes glaciaires suivantes :

a) Des moraines incontestables ont été observées, dans une coupe temporaire, à Varambon (La Caronnière). Sur 2 à 5 m, nous avons pu relever des argiles grises bleuâtres, ayant le facies des dépôts lacustres proglaciaires, qui avaient été ensuite compactées, avec une schistosité onduleuse et des plans de cisaillement avec friction subverticaux. Épars dans l'argile, des blocs de roches alpines atteignant 40 cm ont

probablement été délestés par des glaçons. Ces formations ont été modifiées mécaniquement par une avancée postérieure du glacier qui les a écrasées. Il s'agit donc d'un fluvioglaciaire de progression. Elles sont altérées, avec oxydation, petites concrétions calcaires et taches de ferro-manganèse. Cependant, du fait de leur position sur le rebord du plateau des Dombes, une bonne partie de leur profil d'altération a été tronqué.

Lors de l'avancée maximum du glacier, laminant ces argiles et les recouvrant d'un peu de moraine de fond, se sont accumulées les formations caillouteuses des forêts à l'ouest et au sud-ouest de Pont-d'Ain, matériel bien usé, lavé, trié, présentant un faciès proglaciaire.

Cet ensemble correspond aux « Cailloutis et sables ferrugineux des Dombes » de G. Montjuvent (1). Il appartient à la plus ancienne glaciation de la région, qui a barré les plaines de la Saône vers le sud. On peut se demander si les accumulations très altérées de cailloutis de la forêt de Chaux, près de Dôle, ne sont pas un cône déposé au cours de cette période de barrage. Leur parenté avec les cailloutis du Sundgau amènerait alors à considérer tout cet ensemble comme antérieur au déversement du Rhin, en direction de la mer du Nord, sur le cône sundgovien. Il s'agirait là d'une vieille paléogéographie, de l'aube du Quaternaire, ou si l'on préfère, de la fin du Villafranchien (glaciation Danube).

b) D'autres formations, uniquement fluvioglaciaires, plus récentes, s'observent aux environs de Neuville-sur-Ain et entre les vallées de l'Ain et du Suran. On rencontre, dans ce secteur, un plateau de cailloutis riche en roches alpines, surtout en quartzites, concentrés en surface dans une argile rougeâtre atteignant 2 à 3 m d'épaisseur. En profondeur, les galets calcaires dominent et les roches alpines ne forment que 5 à 10 % du total. Des consolidations locales en conglomérats bien cimentés apparaissent dans les versants. Les argiles rubéfiées forment parfois des poches avec galets éclatés et cryoturbés. Elles ont aussi subi une altération lessivante : la décoloration superficielle et la texture indiquent un sol lessivé podsolique, de teinte ocre-gris. A l'ouest du Mas-Pommier, ces formations constituent, jusque vers Rosettes, un cône proglaciaire disposé en contrebas du plateau morainique ondulé qui se suit jusque vers la Ruas, le Rozet et le Druillat et qui, lui, appartient à la glaciation des Dombes.

Il semblerait que l'on puisse attribuer ces formations proglaciaires à une glaciation plus récente que celle des Dombes, succédant à un épisode modéré de creusement. De toutes manières, elles ont été mises en place dans des conditions géomorphologiques différentes. Leur ancienneté fait qu'il est difficile de décider si elles appartiennent à un stade de retrait de la glaciation des Dombes ou à une glaciation indépendante. Comme on s'accorde généralement à ne voir qu'un stade dans le Gunz, il est plus plausible d'admettre qu'elles représentent le Gunz alors que les formations des Dombes seraient le Danube.

1. MONTJUVENT (G.), 1962; C. R. Somm. S. G. F., pp. 232-233.

Mais il y a, en l'occurrence, plus matière à convention qu'à débats acharnés...

A la même période appartiendraient les cailloutis bien émoussés et triés, très consolidés, riches en roches alpines, qui forment le promontoire qui se termine à la Tour-Saint-Denis, à Saint-Denis-en-Bugey. Ils atteignent une quarantaine de mètres d'épaisseur et sont altérés en poches, avec forte rubéfaction, la couverture généralisée ayant été balayée depuis son élaboration. Comme à la Neuville-sur-Ain, le rapport quartz/quartzites y est nettement plus faible que dans les formations plus récentes que nous allons décrire maintenant.

c) Un troisième système de dépôts, postérieur à un important creusement, existe aussi dans la même région.

A l'ouest de la Neuville-sur-Ain et à l'est de Saint-André, dominant le Suran, une vallée assez large, profonde de 30 à 40 m, est entaillée dans le plateau fluvioglaciaire, attribué au Gunz, et dans le calcaire sous-jacent. Il s'agit, vraisemblablement, d'un chenal proglaciaire creusé lors d'une glaciation plus récente, s'avancant moins loin sur l'avant-pays.

Sur le versant occidental de la vallée de l'Ain, au-dessus de Thol, nous avons observé une brèche de pente très consolidée, postérieure, elle aussi, à la dissection du même plateau. Des galets siliceux éclatés y sont cimentés dans une matrice saumon, teintée par les argiles d'altération du plateau et marbrée de jaune ocre. On y voit de très beaux encroûtements de calcite et des précipitations de ferro-manganèse. Elle correspond à une entaille de la vallée de l'Ain nettement en dessous du chenal ci-dessus.

Vers Lagnieu, en contrebas des formations de la Tour-Saint-Denis, au sud de Leyment, s'étend un plateau ondulé dont le rebord montre une moraine de fond argileuse grise, riche en roches alpines, où les quartz l'emportent un peu sur les quartzites, reposant sur un matériel fluvioglaciaire bien lavé au sommet, avec des lentilles de sable horizontales, et plus terreux à la base, visible sur 8 m. L'altération est poussée : jusque vers 5 m de profondeur, on observe des salissures d'hydroxyde de fer et de petits lits d'altos très dur. En surface, des sols rubéfiés et riches en oxydes de fer et de manganèse présentent, cependant, une altération moins poussée que ceux du plateau de la Neuville-sur-Ain. Quelques collines morainiques, marquant l'avancée maximum de ce lobe, sont ennoyées dans un cône de l'Ain à sols rubéfiés, qui daterait du Riss.

On aurait donc :

— des altérations avec rubéfaction beaucoup plus poussées sur le Danube et le Gunz que sur le Mindel;

— un épisode important de creusement entre le Gunz et le Mindel.

Ces caractéristiques sont semblables à celles que l'on trouve, pour les mêmes périodes, dans la région de Nîmes.

Cette région est la seule de celles que nous connaissions où il est possible d'établir une succession géomorphologique détaillée pour le Quaternaire ancien. En divers autres points, il a été possible de

repérer des formations qui doivent lui être attribuées, mais dont on ne peut préciser l'âge. Tel est le cas aux environs de Pontarlier, où, à l'extérieur des moraines wurmiennes, nous avons rencontré, vers Chaffois-Vuillecin, des restes de cailloutis semblant fluvioglaciaires, recouverts par un sol argileux brun-rouge, décarbonaté, de plus d'un mètre d'épaisseur. Les galets alpins sont nombreux, à la différence de ce qui s'observe dans les formations plus récentes de la région. Il y a, aussi, beaucoup de quartzites. Il semble donc que, dans ce secteur également, au Quaternaire ancien (on ne peut préciser davantage), les glaces soient arrivées plus loin qu'au Wurm. Mais la différence d'extension est beaucoup plus minime. Toutefois, les eaux de fonte semblent avoir suivi un trajet différent de celui du réseau hydrographique actuel. En effet, dans la gorge de la Loue, M. Dreyfuss nous a aimablement montré une série de gisements de cailloux alpins, probablement apportés là par des eaux fluvioglaciaires. On les trouve dans des poches et fissures karstiques et dans des blocs épars de conglomérat. Il semble donc que les eaux de fonte du lobe de Pontarlier, au Quaternaire ancien, se soient déversées vers la gorge de la Loue qu'elles auraient contribué à creuser, pendant les périodes où le froid paralysait probablement, dans une large mesure, les phénomènes karstiques.

D'autres dépôts du Quaternaire ancien ont été trouvés, sur de très faibles surfaces, en divers points de la vallée du Suran, notamment à Gigny (feuille Orgelet au 1/50 000). Il s'agit d'un petit amas de galets calcaires, inférieurs à 10 cm, très émoussés, bien lavés, avec des litages atteignant 40 et 50°, consolidés en conglomérat résistant par une matrice calcaire. La très forte inclinaison des lits incite à y voir un reste d'ôs. Le degré de consolidation est celui du Quaternaire ancien. Par ailleurs, aucun autre dépôt semblable ne se relie à celui-ci, qui est complètement isolé, dernier reste d'une accumulation totalement démantelée, ce qui plaide en faveur de son ancienneté. Une langue glaciaire est venue jusque-là au Quaternaire ancien, ce qui pourrait contribuer à expliquer certaines étrangetés de cette vallée anormalement ample. Bien plus loin vers l'aval, au bois de Valuisant (feuille Nantua au 1/50 000), nous avons retrouvé un petit lambeau de galets très émoussés, de type fluvioglaciaire, sous des argiles ocre jaunes collantes elles-mêmes recouvertes par des dalles de conglomérat très dures. Étant donné sa position et son type d'altération, ce dépôt ne peut être attribué au Mindel et doit être rapporté à une phase plus ancienne. Le calibre du matériel incite à penser qu'il s'est déposé assez loin du front glaciaire. Celui-ci était probablement bloqué sur la crête délimitant à l'est la vallée du Suran. Ce n'est donc qu'aux environs de Lyon que les glaciers du Quaternaire ancien ont atteint les plaines de la Saône. Partout ailleurs, leur extension n'a débordé que modérément les glaciations plus récentes, bien que les trajets des eaux de fonte aient été souvent fort différents, semble-t-il. Elles ont vraisemblablement contribué à entailler un certain nombre de gorges et de vallées qui, dans les circonstances actuelles

sont soumises à l'enfouissement karstique des eaux. Tel serait le cas, pour partie, de la vallée de la Loue. La capture souterraine d'une partie des eaux du Doubs par la Loue résulterait de son entaille en chenal proglaciaire lors du Quaternaire ancien.

## 2° Extension et caractéristiques des glaciations récentes

Nous grouperons sous cette expression les glaciations du Riss et du Wurm, trop récentes pour que le modelé qui en résulte ait été oblitéré. Les formes, dans leur cas, sont toujours reconnaissables. Cependant, celles du Riss sont moins nettes et moins fraîches que celles du Wurm car elles ont subi les effets importants des actions périglaciaires de la dernière période froide. Les moraines de fond, plus argileuses, tout particulièrement, sont généralement adoucies et leurs flancs prennent des profils concavo-convexes caractéristiques du colluvionnement par solifluxion périglaciaire généralisée. On y rencontre aussi des vallons périglaciaires en berceau nettement incisés. Au contraire, les formes des moraines wurmiennes sont plus fraîches et nous n'y avons jamais rencontré de vallons périglaciaires nettement incisés. Les terrasses fluvioglaciaires caillouteuses, bien lavées, du fait de leur granulométrie ne retenant pas l'eau, se sont toujours mieux conservées et leurs talus restent nets, même pour les formations rissiennes.

Mais ce sont surtout les sols et les types d'altération qui permettent de distinguer les accumulations revenant aux deux dernières glaciations :

— sur le Riss, l'altération est forte. Quand elle n'a pas été détruite, ce qui est rare, elle atteint 1-1,5 m, sous la forme d'une couche décarbonatée continue en surface, avec des poches de 2 à 3 m de profondeur dans les formations poreuses fines. Elle est formée par une argile brun-rouge, légèrement rubéfiée, entièrement décalcifiée, contenant seulement des résidus siliceux, chailles, galets de quartzite et de quartz, avec, parfois de petites concrétions de 2-3 mm de ferromanganèse, généralement remaniées. On observe souvent une structure colonnaire ou prismatique dans les argiles. Dans les formations calcaires fines, le bord des poches d'altération est souvent souligné par une mince croûte de 2-3 cm, qui se brise aisément au marteau. Le matériel lui-même, quand il est assez lavé, est consolidé irrégulièrement, en amas atteignant habituellement le mètre cube au moins. Les formations de pente périglaciaires sont largement consolidées en brèche. Les environs de Cerdon, sur les flancs de la reculée, en offrent de beaux exemples;

— sur le Wurm, les sols qui s'observent sont moins argileux et ne sont pas rubéfiés, sauf un léger début sur certaines terrasses très sèches des environs d'Ambérieu. Mais il faut tenir compte du fait que les terrasses caillouteuses planes, très bien drainées, sont beaucoup plus favorables à la rubéfaction que les croupes morainiques et que le climat du bas pays, avec ses chaleurs estivales alternant avec des



orages, joue dans le même sens. Les sols développés sur le Wurm sont des sols bruns forestiers, dans lesquels persiste toujours du calcaire et qui sont même rarement complètement décarbonatés. Nous n'avons jamais vu, sur le Wurm, de sols bruns lessivés. Leur épaisseur est moindre : 20 à 30 cm, rarement plus. Les cailloux calcaires présentent, à leur base, une corrosion bien moindre que celle du Riss : on y observe seulement quelques accumulations de calcaire pulvérulent, pas de barbules ni de croûtes dures. Simultanément, les consolidations sont rares et peu poussées. Les plus belles s'observent dans les formations de pente, du type éboulis lités, sur les versants exposés au sud, soumis à plus forte évaporation, par exemple, à l'ouest de Nantua. Elles semblent d'ailleurs dater du Post-glaciaire et non de l'Actuel, d'une période de climat à étés plus secs, qui a donné également une grande partie des précipitations de calcaire pulvérulent qui s'observent à la base des sols formés sur les mêmes dépôts et sur certaines terrasses caillouteuses bien lavées. Ce serait l'effet de la période xéro-thermique, exagéré par les conditions locales de drainage et d'exposition.

Il n'y a donc généralement pas beaucoup d'ambiguïté en ce qui concerne la distinction du Riss et du Wurm, sauf dans le cas où, les coupes manquant totalement, les formations d'altération du Riss ont été entièrement décapées. L'incertitude peut souvent être levée en remplaçant le gisement dans son contexte. De plus, dans les formations glaciaires, les cailloux alpins sont moins rares dans le Riss que dans le Wurm, mais ce critère doit être manié avec précaution et toujours strictement sur le plan local, car d'un secteur à l'autre, suivant les conditions d'alimentation en glace, la proportion de galets alpins varie beaucoup.

#### a) *Le Riss : subdivisions et extension*

D'une manière très générale, le Riss, dans le Jura comme dans les Alpes, s'étend un peu plus loin que le Wurm, conformément aux observations anciennes qui sont à l'origine de la distinction classique entre moraines externes et internes. C'est à cette plus grande extension, qui a permis à un volume supérieur de glace de franchir les chaînons du haut Jura, que l'on doit la proportion plus élevée, dans le Riss, de roches alpines communément notée.

Les environs de Hautecourt (feuille Nantua au 1/50 000) sont particulièrement démonstratifs à cet égard. En effet, la profonde gorge de l'Ain a constitué un redoutable obstacle pour les langues glaciaires, d'autant plus que l'on se trouve à basse altitude. Il est donc normal qu'une différence dans l'abondance de l'alimentation ait eu là des conséquences particulièrement nettes. Lors d'une phase maximale du Riss, la gorge de l'Ain a été franchie par des masses de glace suffisamment importantes pour atteindre le flanc oriental du mont Rosset, qui, cependant, n'a pas pu être recouvert. Des formations proglaciaires sableuses et caillouteuses, emprisonnées entre le chaînon et le front glaciaire, installé à l'ouest de la gorge, ont été déformées en moraines de poussée dont la glacitectonique indique l'existence d'un

pergélisol. Ces moraines de poussée, avec de fortes altérations rougeâtres, s'observent fort bien dans un ensemble de carrières à l'ouest du village. Mais, sous ces moraines de poussée, il existe des moraines de fond, riches en matériel usé par les eaux sous-glaciaires, plaquées contre le mont Rosset, qui a presque été submergé. Nous avons ainsi la preuve d'une oscillation majeure dans le Riss, qui est d'ailleurs générale :

— au Riss I, la glace est venue s'appuyer contre le mont Rosset qui a presque été franchi;

— lors d'un interstade, la glace a reculé puis réavancé;

— lors du Riss II, les formations proglaciaires de progression de cette réavancée, accumulées alors que la glace avait déjà franchi la gorge de l'Ain, ont été reprises en moraines de poussée, qui n'ont pas dépassé le pied du mont Rosset et, même, ne l'ont pas atteint partout.

La même subdivision du Riss se retrouve aux environs de Poncin, dans les accumulations fluvioglaciaires. On observe, au débouché de la reculée de Cerdon, deux terrasses attribuables au Riss :

— la plus élevée atteint environ 40 m au-dessus du talweg. Elle est formée de matériel fluvioglaciaire bien lité et très émoussé, où les quartz sont assez abondants vers la taille 1-2 cm. Ses restes se retrouvent des deux côtés de la vallée et jusque sous le château de Poncin. Le remblaiement, très épais, descend sous le talweg. Il semble qu'un effet de barrage ait eu lieu. Il se serait produit sur le cours inférieur de l'Ain. Ce matériel fluvioglaciaire abondant peut être mis en corrélation avec des moraines rissiennes, dont quelques lambeaux s'avancent sur le plateau jusqu'à la tête de la reculée de Cerdon;

— une quinzaine de mètres en contrebas du sommet de cette terrasse, on en observe une autre, moins développée, nette surtout aux Balmettes. Cette terrasse est surtout un niveau d'entaille dans le matériel de la première, mais comporte aussi un petit remblaiement autonome, de quelques mètres seulement d'épaisseur, bien moins important que le précédent. Au moment de sa mise en place, l'Ain ne devait plus être obturé et l'apport de matériel fluvioglaciaire devait avoir fortement diminué, sinon complètement cessé, les cailloutis de cette terrasse semblant provenir surtout du remaniement de la précédente. Les langues glaciaires, moins longues, ne s'approchaient plus suffisamment de la reculée de Cerdon.

On relève également deux niveaux différents dans les cônes de l'Albarine, eux-aussi fluvioglaciaires. Le plus élevé porte l'aérodrome, l'autre le village de Saint-Denis-en-Bugey. Coalescent avec le cône supérieur, on trouve, sur son flanc, un autre cône formé de matériel fluvioglaciaire, celui de Douvre, mais qui ne correspond à aucune vallée importante, seulement à un ruisseau de 2 km de long. Il faut donc admettre qu'il a été nourri par une langue qui arrivait jusque sur le sommet du premier chaînon jurassien. Cette situation n'a été réalisée qu'au maximum du Riss.

Une division du Riss en deux épisodes majeurs se déduit également

de la disposition des dépôts glaciaires et proglaciaires du lobe du Rhône près de Lagnieu. On trouve en effet :

— un grand cône proglaciaire avec sols typiques, qui ennoie un ôs particulièrement net au sud de Saint-Denis-en-Bugey. Il faut donc admettre une première avancée du glacier, peut-être jusqu'aux abords de Saint-Denis, à laquelle est dû l'ôs. Les moraines terminales en ont été démantelées lors de la mise en place des cônes postérieurs. Ensuite, il y eut un recul important avec fusion intense et rapide, sans accumulation de moraines terminales, comme c'est généralement le cas dans ces conditions. Tout le matériel étant remanié par des eaux de fonte surabondantes, il s'est édifié seulement un grand cône proglaciaire;

— un double vallum morainique très net, formé de deux systèmes de moraines terminales disposés à quelques centaines de mètres seulement l'un de l'autre et se raccordant chacun à un cône proglaciaire. Les deux cônes proglaciaires sont emboîtés en terrasses. De tels systèmes de moraines terminales se construisent essentiellement lors de réavancées glaciaires.

Il faut donc admettre, ici, aussi, au Riss, deux épisodes principaux, caractérisés chacun par une avancée glaciaire, la seconde étant moins importante que la première, séparés par une récession glaciaire importante. Ce sont ces deux avancées que nous désignons par les symboles Riss I et Riss II. On peut les rapprocher de ce qui est connu depuis longtemps en Europe du Nord avec la Saale, qui correspond au Riss maximum, notre Riss I, et avec la Warthe, stade indépendant, qui correspondrait à notre Riss II. Les deux avancées glaciaires sont séparées par un très net adoucissement climatique qui a permis, d'après certains auteurs, l'établissement d'une forêt de conifères. Or, dans la région d'Ambérieu-Saint-Denis-en-Bugey, les deux terrasses rissiennes portent habituellement des sols présentant un degré d'altération différent, bien que l'altération reste du même type. Bien entendu, la terrasse la plus élevée est la plus altérée. Cette différence serait à mettre sur le compte d'une altération ayant affecté la nappe Riss I pendant l'interstade Riss I-Riss II.

La plus grande abondance de la glace au Riss I a permis à des langues d'arriver jusque sur le bord du Jura. Leurs eaux de fonte se sont déversées par-dessus les chaînons bordiers à Douve et à la tête de la reculée de Cerdon. L'avancée d'une langue rhodanienne jusque vers Saint-Denis-en-Bugey expliquerait un effet de barrage de la vallée de l'Ain, dont témoigne la terrasse de Poncin et une formation deltaïque lacustre, consolidée, au Port-de-la-Neuille. Malgré des changements de cours ultérieurs, les vallées de l'Ain et du Veyron étaient au moins aussi creusées qu'actuellement au début du Riss. La présence, en divers endroits, de brèches de pentes périglaciaires, que leur consolidation fait attribuer au Riss, sur les versants de la vallée, à Oussiat, notamment appuie cette conclusion. Un autre barrage se produisait plus en amont, dans la région Cize-Hautecourt. Ces divers barrages ont été incisés lors de l'interstade Riss I-Riss II une fois que le glacier eût reculé considérablement. C'est ce qui a

permis aux formations fluvioglaciaires du Riss II de se déposer nettement en contrebas, emboîtées dans le Riss I. On voit donc que cet interstade entre Riss I et Riss II n'est pas un simple épisode, une simple oscillation mineure de l'extrémité des langues, mais, au contraire un phénomène important, général et durable. C'est pourquoi nous pensons pouvoir le rapprocher de celui qui sépare, en Europe du Nord, la Saale de la Warthe. Il a joué un rôle géomorphologique considérable.

b) *Le Wurm, extension et épisodes de récession :*

Le Wurm est caractérisé, dans tout le Jura méridional, par une avancée initiale qui a atteint les limites extrêmes de cette glaciation, puis par une série de stades de récession indiquant une décrue très progressive des glaces. Les moraines terminales qui s'observent pour chacun de ces stades dénotent seulement des réavancées très limitées, de quelques kilomètres au plus. L'analogie de cette disposition d'ensemble avec ce qu'on sait de la glaciation de la Vistule en Allemagne du Nord et en Pologne, est frappant.

Une telle analogie ne peut avoir qu'une cause paléoclimatique assez générale, à l'échelle de toute l'Europe occidentale et nord-occidentale.

L'avancée maximum du Wurm n'est pas située très loin en arrière des systèmes morainiques rissiens. La masse de glace était cependant moindre. Par exemple :

— dans la gorge de l'Ain vers Cize-Hautecourt (Feuille Nantua au 1/50 000), un bouchon glaciaire a obturé le cours d'eau. Mais il était beaucoup moins étendu et moins élevé que celui du Riss. Il occupait le méandre de Cize et ne dépassait pas, au sud, le bois du Devin. La glace débordait à peine à l'ouest de la gorge et n'atteignait pas le pied du mont Rosset. Dans la gorge, à Cize, la moraine wurmienne recouvre le fluvioglaciaire rissien de récession, mais ne s'est pas étendue sur le rebord occidental de la coupure où on trouve seulement un épandage de cailloutis proglaciaires. A ce bouchon morainique fait suite, à l'aval, le long de l'Ain, une terrasse fluvioglaciaire dont l'altitude relative diminue rapidement vers l'aval, de près de 40 m à la Pra à 15 m environ à Poncin, en même temps que ses matériaux deviennent vite de plus en plus fins;

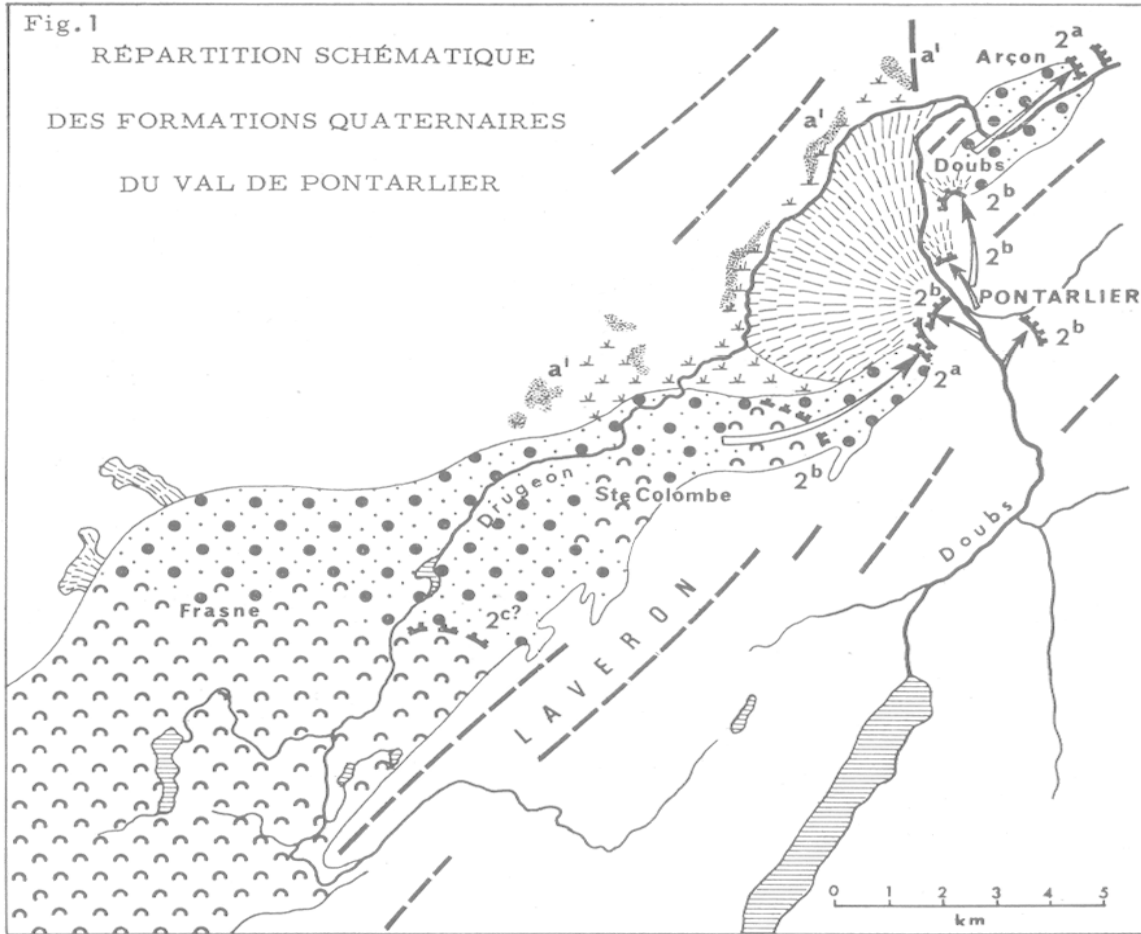
— sur le même parallèle, nous trouvons des moraines terminales nettes datant également du Wurm, mais situées bien en retrait et jalonnant, au cours de cette récession, de faibles réavancées. Elles s'ordonnent en un système que nous avons désigné par le symbole Wurm II. Ces moraines terminales sont particulièrement nettes au débouché de la Cluse-des-Hôpitaux, à Brion, Béard et Montréal. Elles indiquent que la masse de glace, moins importante, était davantage canalisée par le relief et se subdivisait en langues mieux individualisées, enserrées dans les principales dépressions traversant la chaîne.

Entre le Wurm I et le Wurm II, on ne trouve aucune moraine terminale, seulement des moraines de fond et des formations de fusion,

moraines d'ablation et accumulations proglaciaires. Par contre, les moraines terminales du Wurm II se sont mises en place au cours d'une période assez longue de relative stabilité, pendant laquelle les oscillations du front glaciaire sont restées mineures. En effet, on rencontre souvent deux arcs morainiques distincts à faible distance l'un de l'autre, ainsi à Nerciât, on observe des moraines de poussée du Wurm II bousculant un fluvio-glaciaire antérieur, puis une moraine terminale au Martinet, continuant celle de Montréal. Le recul s'est fait sans construction de moraines terminales. Les principales étapes en sont jalonnées par la tête de nappes de matériaux fluvio-glaciaires. Dans l'axe de la Cluse-des-Hôpitaux, on a, ainsi, la moraine terminale de Béard, puis des épandages fluvio-glaciaires partant, le plus ancien, de Brion, le plus récent, du bord même du lac de Nantua. Le recul après le dégagement du lac de Nantua a continué de se faire sous climat froid, comme le montre l'importance des formations de pente périglaciaires, principalement des brèches de pentes, qui tapissent les parois de l'auge au-dessus du lac. Jusqu'à la cuvette du Léman, le recul des glaciers wurmiens n'a laissé que des formations proglaciaires, d'ailleurs abondantes et variées, qui recouvrent les moraines de fond antérieures. Il apparaît donc que cette récession postérieure au Wurm II n'a été entrecoupée d'aucune réavancée susceptible de donner des moraines terminales. Cette opinion est en accord avec ce qui a été décrit par la majorité des auteurs ayant travaillé dans les Alpes austro-bavaroises et suisses. Postérieurement au Wurm II, ce n'est que haut dans la montagne que l'on trouve des moraines terminales indiquant une réavancée des glaciers.

L'existence de deux stades wurmiens apparaît aussi aux environs de Pontarlier. Le Wurm I s'est avancé, en suivant le Doubs, jusqu'en aval d'Arçon, sous la forme d'une langue étroite, collée à l'ouest le long de la vallée. Puis, après un recul impossible à évaluer, une réavancée a dépassé de peu Pontarlier, donnant, aux environs immédiats de cette ville et près de Doubs, des moraines de poussée reprenant des formations proglaciaires. La langue qui les a engendrées arrivait par le décrochement de Pontarlier. On trouve, aux Granges-Narboz, un système de moraines terminales correspondant au stade de Doubs, édifié, quant à lui, par la langue de Frasne. Les moraines de Doubs, Pontarlier et des Granges-Narboz constituent le Wurm II. Postérieurement à lui, il ne s'est mis en place que des formations de retrait, moraines d'ablation et accumulations proglaciaires, tant sur la feuille Pontarlier que sur celle de Mouthe. Le cône fluvio-glaciaire de Pontarlier en fait partie. Ses dimensions considérables s'expliquent par la fusion rapide d'un glacier encore proche du maximum du Wurm II. Le parallélisme avec la région de Nantua est frappant. Seul diffère l'espacement entre le Wurm I et le Wurm II, moindre ici. Mais les conditions de pénétration de la glace alpine à travers les chaînons en donnent peut-être l'explication.

Le bassin d'Arinthod offre un autre exemple particulièrement démonstratif. Lors du maximum wurmien (Wurm I), il a été envahi



- |  |  |  |                                    |
|--|--|--|------------------------------------|
|  | -nappe de moraines peu épaisse                                 |  | -tourbières importantes            |
|  | -moraines de fond épaisses<br>à topographie accidentée         |  | -cône fluvio-glaciaire             |
|  | -arc de moraines terminales ( le<br>symbole indique le stade ) |  | -principaux chaînons               |
|  | -arc morainique dont l'attribution<br>à un stade est douteuse  |  | -direction des courants glaciaires |
|  | -lambeaux de la nappe a'<br>fluvio-glaciaire ancien            |  | -lacs importants                   |

par deux langues arrivant, l'une du nord, le lobe d'Orgelet, l'autre du sud, par Izernore et Matafelon. Les deux langues se rejoignaient et se bloquaient mutuellement aux environs immédiats d'Arinthod. Lors de la récession entre le Wurm I et II, le bassin fut dégagé par la glace et occupé par un lac d'eaux de fonte dans lequel se sont déposées des argiles à varves. Les langues continuaient de bloquer les issues, d'où le lac, mais laissaient entre elles un espace d'une douzaine de kilomètres de long, celle d'Izernore—Matafelon se terminant à environ 6 km au nord de Thoirette et celle d'Orgelet à 4 km environ au nord de Savigna (Feuille Moirans au 1/50 000).

Ce retrait s'est fait par fusion sur place de glace morte, comme l'attestent les moraines d'ablation observées. Le Wurm II est caractérisé par une réactivation glaciaire. La glace, franchissant de nouveau les obstacles isolant la région, progresse et les deux lobes avancent à la rencontre l'un de l'autre, mais cette fois, n'arrivent pas à se rejoindre. Un petit lac de 2 km de diamètre persiste entre les moraines terminales nettes qu'elles ont édifiées un peu au sud de Savigna. Les argiles à varves de la récession Wurm I-Wurm II ont été comprimées, laminées, partiellement incorporées à des moraines de poussée et recouvertes de moraine de fond.

Une séquence événementielle analogue s'observe dans la vallée de l'Ain (Feuilles Moirans et Orgelet au 1/50 000). Lors du Wurm I, une langue importante s'installe dans la vallée, donnant les moraines de fond grossières de Chancia et de Condes. Lors de la récession Wurm I-Wurm II, le dégonflement de la langue arrivant du nord, de la haute vallée de l'Ain, a provoqué le tronçonnement de la masse de glace en plusieurs masses de glace morte et la formation, entre elles, de lacs proglaciaires où se déposaient des argiles à varves et des dépôts à stratifications pelliculaires de sable et de limon. La réavancée du Wurm II se produit surtout à partir du sud, la glace remontant la vallée jusque sur la feuille Orgelet (moraines terminales de Largillay, de Marsonnay, cône de l'Ain au pont de la Pile, bousculé par une poussée venue du sud).

Ensuite se produit la déglaciation, caractérisée par la mise en place d'une grande abondance de formations hydroglaciaires.

L'évolution des diverses langues présente une trop grande similitude pour ne pas avoir été commandée par des causes paléoclimatiques plus générales. C'est pourquoi nous avons adopté les expressions de Wurm I et de Wurm II. Il est possible de dégager quelques conclusions valables pour l'ensemble de la région étudiée :

— la récession Wurm I-Wurm II n'est pas un interglaciaire, seulement un interstadaire. En effet, le climat ne s'est pas réchauffé suffisamment pour que des sols se forment dans les régions englacées au Wurm I. Le recul des langues est resté limité. Il semble résulter plus d'un déficit momentané d'alimentation que d'autre chose. La décrue du glacier a accru le rôle des obstacles présentés par le relief jurassien, peu favorable à la progression de la glace alpine. Aussi des langues se sont-elles tronçonnées, transformées en amas de glace morte. Un réchauffement intense ou durable aurait aisément fait disparaître ces amas ;

— cette récession, générale, revêt, en chaque point, une importance très variable suivant les obstacles opposés à l'écoulement de la glace. Dans la région d'Orgelet et d'Arinthod, par exemple, elle a affecté beaucoup plus les langues venant du nord que celles venant du sud et lors de la réavancée du Wurm II, ce sont ces dernières qui ont progressé le plus, occupant même des surfaces qui avaient été recouvertes, au Wurm I, par la glace des lobes venant du nord. Par contre, à l'ouest de Nantua, le décalage dans la position des



Phot. 1. --- Moraine de poussée, carrière au sud de Cize (F. Nantua), petite faille.



Phot. 2. --- Remblaiement varvé du lac d'obturation glaciaire de Thoirette : coupe sous les Mucas (F. Moirans).





Phot. 3. Viry, (F. Moirans). Lac de culot de glace morte.



Phot. 4. - - Terrasses d'obturation glaciaire,  
vallée de l'Ain au droit de Bolozon.

fronts du Wurm I et du Wurm II est impressionnant. Des recherches paléogéographiques plus précises sur ce point, englobant la plaine Suisse et les Alpes du Nord donneraient certainement des renseignements intéressants sur les causes de la récession interstadiaire.

c) *L'origine des glaces jurassiennes au Wurm*

Il est possible de retracer avec une certaine précision l'origine des glaces jurassiennes au Wurm, ce qui permet de mieux comprendre ce qui s'est passé aux périodes plus anciennes pour lesquelles les reconstructions sont plus malaisées.

Le volume considérable de glace qui a réussi, en franchissant des obstacles nombreux, à atteindre la gorge de l'Ain en plusieurs points situés à basse altitude, vers Cize et vers Thoirette par exemple, ne provient pas seulement du Jura. Il ne faut pas se laisser induire en erreur par la très faible proportion de roches incontestablement alpines contenues dans les moraines, et qui est de l'ordre de 0,1 % seulement. En effet, les chaînons les plus élevés du Jura oriental n'étaient guère propices à une importante accumulation de glace, ceci pour deux séries de raisons :

— leurs formes lourdes ne facilitaient pas la concentration de la glace en langues, condition indispensable pour que la glace puisse s'éloigner considérablement de son point d'origine. L'absence de cirques, forme élémentaire de la concentration des fleuves de glace, en est le témoignage. Ces chaînons en voûte arrondie, massive, pouvaient se couvrir d'une carapace de glace plus ou moins épaisse, ils ne donnaient pas de langues individualisées. L'étude du Risoux, l'un des mieux arrosés d'entre eux, culminant sensiblement au-dessus de la limite probable des neiges permanentes, est démonstrative. On y trouve des placages de moraines de plusieurs mètres d'épaisseur jusque vers le sommet mais l'action de la glace y a été des plus discrètes. Elle s'est contentée de bousculer des champs de lapiès, dont les blocs, quoique incorporés dans les moraines locales, restent encore parfaitement reconnaissables du fait de la faiblesse du façonnement glaciaire qu'ils ont subi. Elle a parfois délogé des têtes de bancs diaclasées, mais on peut souvent trouver toutes les transitions avec les quartiers de roche en place. Les principales accumulations morainiques beurrent des poljés encore reconnaissables. Le rôle de la glace a été plutôt protecteur, en soustrayant ces voûtes calcaires à la gélifraction, qui eut certainement été plus efficace. Il faut donc se représenter les chaînons du haut Jura comme encapuchonnés par un manteau de glace autochtone peu épais et peu mobile, affecté d'un mouvement de reptation généralisé peu efficace et certainement très lent. De telles conditions n'auraient pas permis à la glace issue des chaînons de descendre bien loin à leur pied. Tout au plus aurait-elle ennoyé le val de Mouthe, situé vers 900 m d'altitude. Elle n'aurait jamais atteint la vallée de l'Ain;

— leur altitude ne dépassant que modérément la limite des neiges permanentes wurmiennes. L'absence de cirques, l'ennoyage

par les glaces alpines empêchent de fixer avec une approximation correcte la position de cette limite. Il faut donc opérer par interpolation. On sait que, dans les Vosges, elle était, au Wurm I, de 700 m environ sur le versant occidental, plus arrosé, et de 850 à 900 m sur le versant alsacien. Dans les Préalpes, comme la Chartreuse, les auteurs envisagent environ 1 300 m. On peut donc admettre, dans le Jura, malgré l'abri offert par le Massif Central, qu'elle se plaçait aux environs de 1 000 m dans la région du Risoux. Malgré l'absence de dépressions descendant bien au-dessous de cette altitude au pied des chaînons, celle-ci est très insuffisante pour donner des langues capables de descendre jusqu'à 300 m d'altitude dans la gorge de l'Ain, après avoir effectué un parcours considérable en dessous de la limite des neiges permanentes et, de plus, ralenti par la présence d'obstacles multiples.

Il faut donc admettre que la plus grande partie de la glace jurassienne, probablement 90 % sinon plus, était issue des Alpes et débordait dans la chaîne par un certain nombre de brèches ouvertes dans son bord oriental. Il en arrivait par Neufchâtel et Sainte-Croix directement sur Pontarlier, passage le plus septentrional, puis par Morez, puis, surtout, de la région de Genève, par divers ensellements du nord du Crêt-d'Eau, par Bellegarde et la Cluse-des-Hôpitaux et, plus au sud, par la vallée du Rhône et le Valromey. L'altitude des brèches par où débordait la glace croît vers le sud. Elle ne dépassait guère 1 000 m vers Pontarlier et Jougne, tandis qu'elle atteint plus de 1 600 m au Crêt-d'Eau, qui a même été probablement complètement submergé. Il y a à cela deux raisons principales :

— la plaine suisse forme une vaste région de piémont où les glaces wurmiennes s'étaient à l'aise, diminuant graduellement d'altitude vers le nord, ce qui fait que, dans cette direction, elles ne pouvaient déborder que par des brèches de plus en plus basses. Ceci explique que la récession Wurm I-Wurm II ait particulièrement affecté les langues issues de diffuences plus septentrionales et que ces diffuences n'aient plus fonctionné au Wurm II ;

— la région de Genève était particulièrement propice à un ennoyage par la glace exceptionnellement poussé tant du fait de sa proximité des Alpes que du fait de sa configuration. Le Salève, le Vuache et le Crêt-d'Eau forment une barrière à travers laquelle le passage des glaces n'était pas facile, malgré l'intensité de l'érosion le long de la gorge du Rhône en amont de Bellegarde. Par ailleurs, en aval, dans la vallée du Rhône, débouchaient les puissants fleuves de glace issus des Préalpes françaises, très enneigées. Au sud de Seyssel, les courants issus de la cuvette genevoise et des Préalpes françaises s'affrontaient — ce qui bloquait l'écoulement de la glace genevoise et provoquait son accumulation vers Bellegarde et contre le Crêt-d'Eau. La glace du Valromey provenait surtout des Préalpes françaises, comme celle qui suivait le Rhône vers Lagnieu.

De la sorte, dans la région de Genève, le Piémont suisse était occupé par une masse de glace qui dépassait largement la limite

des neiges permanentes et, ainsi, s'accroissait, lorsque le climat était favorable, non seulement du fait des arrivées de glace alpine, mais à la manière d'un inlandsis, par suite d'un bilan positif. L'écoulement de cette glace, bloqué au sud par celui de la glace des Préalpes françaises, cherchait son chemin vers l'ouest par-dessus le Crêt-d'Eau et la gorge de la Valserine, et par les brèches de la ligne de crête situées plus au nord, jusque vers Sainte-Croix et Yverdon.

Ces conditions particulières expliquent la composition des moraines et la rareté des galets intrinsèquement alpins dans les moraines jurassiennes, en dépit de la provenance de la glace qui les a déposées. L'étude systématique de la composition pétrographique des moraines wurmiennes contre le flanc oriental du Jura vers Gex et Genève montre, en effet, que la glace alpine formait surtout la glace de fond recouvrant le piémont. En surface, la glace provenait surtout d'une alimentation sur place et du bord des Préalpes et ne contenait pas de galets identifiables comme alpins (1). La proportion des galets incontestablement alpins varie de 50 à 65 % dans la dépression du pays de Gex. Au pied du premier chaînon, 200 à 250 m au-dessus de la plaine, elle tombe à 5-10 % seulement. A mi-hauteur, elle n'est plus que de 1 % environ. La glace de fond était littéralement bloquée par le Jura et s'engageait, tant bien que mal, dans la cluse du Rhône, mais ne pouvait remonter l'énorme contre-pente du Crêt-d'Eau. Les chaînons orientaux du Jura étaient franchis surtout par une glace superficielle contenant peu de débris et moins encore de débris provenant de l'intérieur des Alpes. Ce n'est que vers Jougne et Neufchâtel, bien plus au nord, que la glace étalée sur le Piémont suisse et soumise à la fusion, pouvait être riche en roches alpines dès sa surface. Ainsi, à l'est du lac de Joux, au Mollendruz, 30 % des blocs sont alpins. Mais, même dans ce secteur, la glace qui débordait sur le Jura se mélangeait vite aux glaces locales, ce qui diluait les éléments alpins. Néanmoins, vers Jougne, les galets alpins sont relativement abondants dans les moraines wurmiennes, plus qu'au pied occidental du Crêt-d'Eau.

Au Riss, la proportion un peu plus élevée d'éléments alpins dans les moraines s'explique aisément. Les glaces étant plus abondantes, les obstacles étaient plus facilement franchis et l'arrivée du matériel allogène facilitée.

Par contre, l'extrême abondance des roches alpines dans les moraines et même les dépôts proglaciaires du Quaternaire ancien, jusque très loin vers l'ouest, pose un intéressant problème. Certes, les vallées étaient moins creusées, de sorte que les obstacles entravant la progression de la glace étaient moindres, mais cela ne saurait suffire comme explication. D'ailleurs, l'extension des glaces, tout en étant supérieure à celle reconnue au Riss, ne l'était pas démesurément plus. Ajoutons,

---

1. Une partie des roches alpines, notamment les calcaires des Préalpes, ne peut se distinguer, à l'œil nu, des calcaires jurassiens. Nous n'avons pas pu les compter parmi les roches alpines.

cependant, que ce dernier fait, lui-même est exceptionnel et particulier au Jura. En effet, sur les autres points de la périphérie alpine, les moraines du Quaternaire ancien ne sont pas allées au delà des moraines rissiennes et les accumulations du Quaternaire ancien sont essentiellement des cailloutis fluvioglaciaires (Deckenschotter de Bavière), non des moraines. Extension relative exceptionnelle des langues glaciaires au Quaternaire ancien et grande quantité de roches alpines sont liées. Toutes deux indiquent une pénétration exceptionnellement facile des glaces à travers le Jura à cette époque. On est donc amené à penser que le rôle d'obstacle du Jura oriental, si considérable au Quaternaire moyen et supérieur, devait être bien moindre. Il faudrait donc admettre que la chaîne était alors moins soulevée qu'actuellement, et, par là même, plus pénétrable aux glaces. L'avancée des glaces jusqu'à la Dombes à l'aube du Quaternaire trouverait ainsi son explication. Nous rejoignons là les positions de nombreux tectoniciciens, qui admettent des mouvements tectoniques quaternaires dans le Jura, avec basculement vers l'ouest et chevauchement du Mésozoïque sur le Pliocène aux environs de Lons-le-Saulnier.

C'est encore l'obstacle opposé à l'englacement qui constitue la source d'une autre série de particularités de la géomorphologie glaciaire jurassienne. Comme nous venons de le voir, l'origine en est dans la prédominance des glaces allogènes, qui se sont frayé, tant bien que mal, un passage au travers de chaînons et de gorges perpendiculaires, en gros à la direction de leur écoulement.

## II. ASPECTS GÉOMORPHOLOGIQUES PARTICULIERS DE LA GLACIATION

Issue d'un certain nombre de brèches dans la barrière du haut Jura, la glace alpine a descendu le flanc long de la chaîne, en se heurtant aux chaînons les plus élevés et les plus continus, en se faufilant le long des cluses ou en les contournant grâce à leurs décrochements et leurs interruptions, en suivant les vaux. Les grandes gorges perpendiculaires à l'écoulement glaciaire ont présenté, elles aussi, des obstacles sérieux, surtout lorsqu'elles se trouvent à basse altitude, comme celles de l'Ain et de la Bienne. Jouant le rôle de piège à glace, en ralentissant l'écoulement, elles accroissaient la fusion. Nous avons vu comment la gorge de l'Ain, à Cize, relativement bien traversée par l'extrémité d'une langue au Riss a déterminé, au Wurm, l'extension maximum de glaces un peu moins abondantes.

Cluses, ensellements et décalages dans les chaînons d'une part, vaux et dépressions longitudinales de l'autre, ont imposé à la glace une disposition en grille. Les courants de glace ont traversé les obstacles en profitant de leurs interruptions, surtout en période de crue. Latéralement, des expansions se sont formées dans les dépressions longitu-

dinales, qui, perpendiculaires au mouvement général et, généralement plus amples, ont été englacées moins rapidement. Souvent, les eaux de fonte ont été bloquées dans des lacs occupant le reste d'une dépression encore libre de glace entre deux langues se rapprochant face à face. Lors de la déglaciation, les vaux, à condition qu'ils soient suffisamment élevés, et les gorges, à condition qu'elles soient suffisamment profondes, ont permis la conservation de masses de glace morte, propices à la formation de lacs et de kames.

L'interférence entre le relief préexistant, modérément transformé par la glace, et les mouvements de la glace allogène ont provoqué, dans le Jura, une morphogénèse particulière. C'est elle que nous allons étudier maintenant en distinguant les phénomènes de diverse nature.

### 1° Formations d'obturation glaciaire dans la vallée de l'Ain

La vallée de l'Ain, perpendiculaire à l'écoulement général des glaces, a été tronçonnée à plusieurs reprises et en plusieurs endroits par des langues assez puissantes pour s'aventurer jusque-là. Ces bouchons ont provoqué la formation d'accumulations de nature variée. Depuis le Riss, l'Ain s'est contenté de réentailler sa vallée dans les remblaiements successifs.

#### a) *Les obturations dans la basse vallée*

En aval de la Neuville, la vallée de l'Ain suit le bord du Jura et s'épanouit grâce à l'affouillement des marnes de Bresse. Mais le creusement a été très faible depuis le Mindel, comme le prouvent les dépôts de pente de Thol, datant de cette période et qui ne sont qu'à une vingtaine de mètres au dessus du fond de vallée. C'est que les langues glaciaires ont barré au sud cette dépression, dans la zone de confluence avec le Rhône. Par ailleurs, l'arrivée plus facile des glaces dans ce secteur a permis la mise en place de formations proglaciaires qui encombrant les environs d'Ambérieu.

On rencontre, entre la Neuville-sur-Ain et Leyment, toute une série de cônes coalescents emboîtés les uns dans les autres et appartenant au Riss et au Wurm. Ils ont été édifiés par l'Albarine et par des effluents proglaciaires alimentés par l'eau de fusion de langues arrivant au bord du Jura comme le cône de Douvre. La langue importante arrivant du sud-est par la vallée du Rhône a également édifié des accumulations proglaciaires au sud de Saint-Denis en Bugey, au Mindel et au Riss principalement. Mais il n'y a eu véritablement barrage, avec mise en place de formations lacustres, qu'au Riss I. Cet effet de barrage s'est fait sentir jusqu'à Poncin et explique les traits particuliers de l'accumulation de cet âge dans la partie inférieure de la reculée de Cernon.

#### b) *Les obturations de la Gorge*

Il y eut, au Wurm I, un bouchon glaciaire, formé par l'extrémité d'une langue en travers du méandre de Cize, et un autre, plus impor-

tant, à Thoirette. Ce dernier s'est reformé au Wurm II, à la différence du premier.

A Cize, la disposition des divers dépôts quaternaires est très complexe, car il y eut d'abord remblaiement partiel par de la moraine rissienne. Celle-ci se suit depuis un peu en aval de Serrières jusque vers Bonbois. Lors de la récession Riss I-Riss II, du fluvioglacière s'est étalé au sud de la gare de Cize. La vallée s'est ensuite réentaillée à l'interglaciaire Riss-Wurm. Elle a été de nouveau fossilisée par la glace au Wurm I, dont on suit les moraines depuis l'amont du méandre de Cize (centrale électrique), jusqu'au bois du Devin. La moraine wurmienne recouvre le fluvioglacière rissien de récession au sud-est de la ferme des Terres-Blanches et atteint le lacet de la route en dessous de la gare. Lors de la récession Wurm I-Wurm II, le lac d'obturation glaciaire situé en amont de Cize s'est vidangé et l'écoulement a arasé les moraines. L'entaille s'est ensuite continuée dans les formations proglaciaires du Wurm I, donnant des terrasses polygéniques sur les rives convexes des sinuosités. Elle s'est poursuivie avec seulement une interruption au Tardiglaciaire, lors de la mise en place de la terrasse de la Colombière, à industries aurignaciennes. Cette accumulation recouvre un niveau de creusement et est peu épaisse. Elle correspond à la récurrence de froid de la Nouvelle-Toundra.

De part et d'autre de l'obturation de Cize, l'évolution de la gorge a été bien différente :

— a l'amont, les eaux de fonte de la langue de Thoirette, qui a existé tant au Wurm I qu'au Wurm II, ont fourni des matériaux abondants qui ont été bloqués, au Wurm I, par le bouchon de Cize. Le Wurm I est représenté, dans ce secteur, par des formations lacustres, dont des argiles à varves typiques, et, surtout, des formations plus grossières, sablo-limoneuses, mais à stratifications pelliculaires caractéristiques. Au Wurm II, le bouchon ayant disparu, il y eut entaille avec mise en place de cailloutis fluvioglaciers qui ravinent les formations lacustres et les cachent souvent à l'observation ;

— a l'aval, un cône fluvioglacière, emprisonné dans la gorge, s'est mis en place au Wurm I. Sa pente est forte. Il a été ensuite entaillé, comme nous venons de le voir, au Wurm II. La vallée présente seulement, depuis le Riss II, des alternances de creusement et d'accumulation d'origine climatique. On y observe plusieurs terrasses et des cônes emboîtés au débouché de certains affluents. Les langues glaciaires arrivant sur le plateau, à l'est, assez près de la gorge, les cônes locaux périglaciaires alternent avec des cônes fluvioglaciers n'ayant fonctionné que lors du Riss I, comme ceux de Merpuis et de la Ceuille.

En amont de Cize, l'évolution de la vallée de l'Ain a été caractérisée par des bouchons glaciaires alternant avec des lacs d'obturation. Comme toujours en l'occurrence, ces lacs ont connu des vidanges brutales lors de périodes de fonte accélérée de la glace. Les phases d'accumulation morainique, lacustre et lacustro-deltaïque et les phases d'incision se sont donc succédées. De grandes quantités de

dépôts wurmiens de faciès variés tapissent encore les parois de la gorge. Il est probable qu'ils cachent des formations plus anciennes, rissiennes pour le moins. Voici quelques exemples de coupes caractéristiques :

— à Chancia, un méandre situé au nord-est de Condes, montre, à la base, une moraine à gros blocs, puis, au-dessus, des couches lacustres constituant un pied de delta sous-aquatique de l'Ain dont la tête se situe près de l'usine électrique du bois de Tréquin. On y observe des couches irrégulières de sable et de limon avec rides de courant, dont l'inclinaison atteint 10°. Cette accumulation, à son tour, est tronquée par un cône aérien très grossier, en forte pente, comportant des blocs très émoussés de 50 cm. Après une période d'occupation par la glace, au Wurm, I, il y eut une récession, puis un effet de barrage (Wurm II). Enfin, lors de la déglaciation, rapide, après le Wurm II, des débâcles violentes se sont produites par disparition brutale de bouchons glaciaires, ce qui a provoqué la mise en place du cône de blocs;

— au confluent de la Bienne et de l'Ain, un autre sapement, 300 m à l'aval, montre des formations fluvioglaciaires typiques, avec alternance de lits de sables et de galets bien roulés, fortement dérangés et transformés en moraine de poussée, avec des lits redressés à la verticale. La vallée, déglacée, a été réoccupée au Wurm II par une langue qui l'a remontée et qui a bousculé les formations fluvioglaciaires datant de la récession Wurm I-Wurm II. Le type de glacitectonique suggère l'existence d'un pergélisol;

— aux environs de Thoirette (Feuille Moirans au 1/50 000), la vallée de l'Ain a été coupée par une grosse langue glaciaire venant de Nantua par Matafelon et Izernore. Profitant d'un élargissement local de la gorge lié à des accidents tectoniques, elle remontait au nord vers Cornod et Arinthod et a joué un rôle dans le remblaiement du bassin d'Arinthod. Lors de la récession les eaux de fonte issues de la langue qui occupait encore le plateau de Chougeat ont édifié un gros delta sous-aquatique dont la tête est vers Courtouphle. Il a complètement rempli la vallée de l'Ain, alors que le culot de glace morte de Cize fournissait le barrage lacustre à l'aval. D'autres cônes deltaïques du même genre s'observent à Coisia et à 0,7 km en amont du pont de Thoirette. Tous sont arrosés par un épandage de matériel fluvioglaciaire grossier marquant la vidange du lac. Des échancrures en forme de gorge ont été creusées dans le rebord du plateau par les courants d'eau de fonte.

## 2° Le remplissage de bassins (Oyonnax et Arinthod)

Certains bassins situés plus à l'est ont été envahis par des langues de glace convergentes et ont connu, au moins au Wurm, une évolution fort complexe. Nous prendrons comme exemples ceux d'Arinthod et d'Oyonnax.

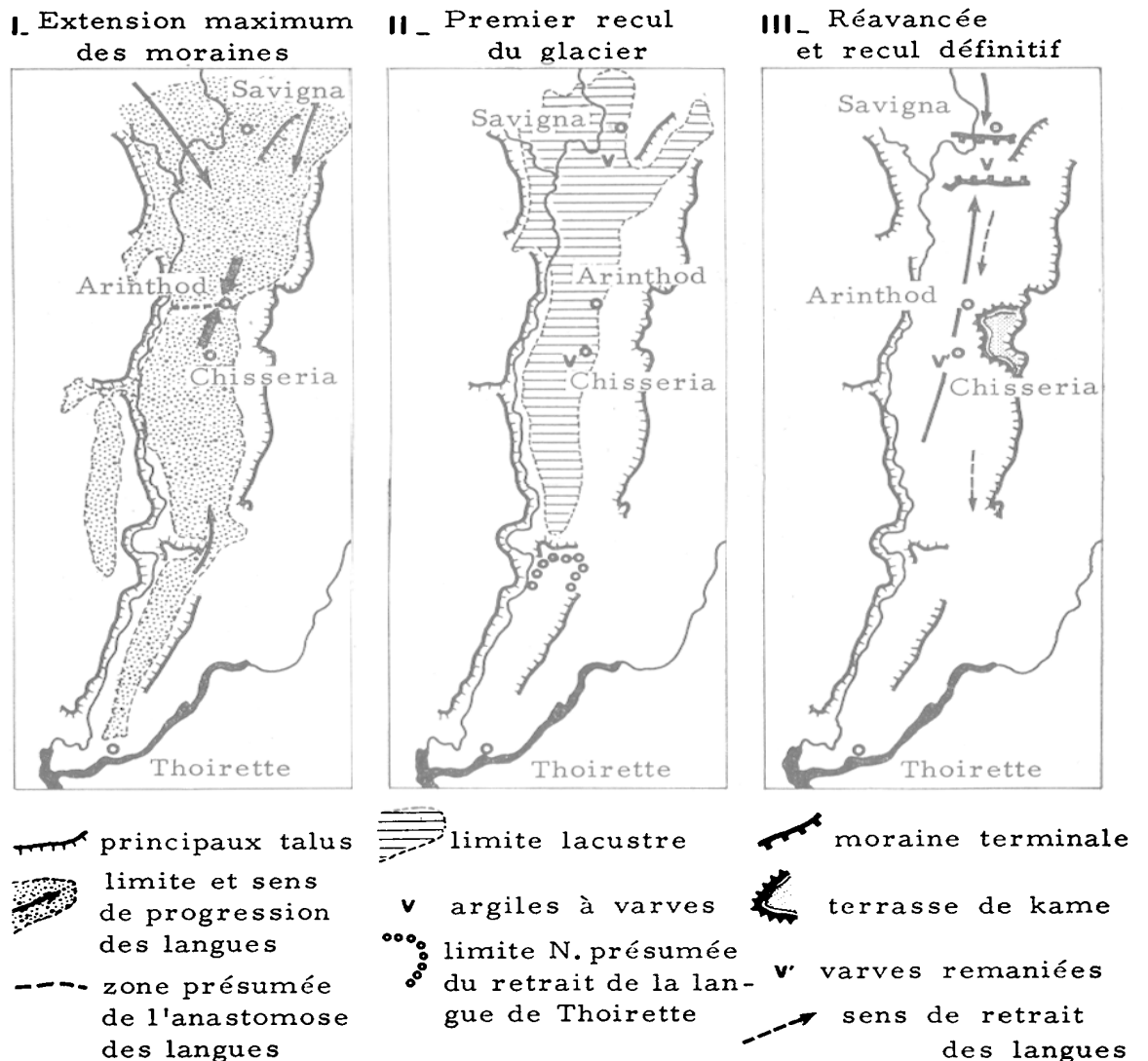


a) *Le bassin d'Arinthod*

Son évolution, plus simple, a déjà été évoquée à propos de la subdivision du Wurm. Ce bassin a été envahi par deux langues venant, l'une du sud (langue d'Izernore-Matafelon), l'autre du nord (langue d'Orgelet), qui se sont affrontées lors du maximum du Wurm I. Cette évolution a pu être reconstruite par l'étude des dépôts. On trouve, en effet, dans le bassin :

— un plancher de moraines de fond, qui gaine la roche en place. Il a été mis en place au Wurm I, lorsque tout le bassin était occupé par la glace mais les deux langues s'affrontant, le mouvement de la

Fig.2 LA GLACIATION WÜRM DANS LE BASSIN D'ARINTHOD



glace était faible, de sorte que cette couverture morainique est mince et laisse percer par endroits la roche en place ;

— sur ces moraines, dans la plus grande partie du bassin, on rencontre des formations glaci-lacustres, notamment des argiles à varves qui jalonnent un grand lac étendu de Savigna à Saint Hymetière. Cet épisode correspond à l'interstade Wurm I-Wurm II, lorsque, moins bien alimentées, les langues se sont contractées par fusion sur place. Celle de Matafelon-Izernore a alors déchu jusqu'à former seulement un bouchon de glace morte à Thoirette, Chaléa et Cornod ;

— la réavancée du Wurm II se traduit par un gonflement des langues formées, à nouveau, de glace vive. Elles envahissent l'ancien lac et bousculent les argiles à varves qui sont incorporées à des moraines de poussée, édifiées par chacune des deux langues près de Savigna (cote 401), à Chisséria et le long du Ruisseau de Combey. Mais un espace non englacé a persisté entre les deux langues, qui ne se sont pas réunies. Il est occupé, au nord de Givria, par des argiles à varves non dérangées et non recouvertes de moraine ;

— après le Wurm II, la récession généralisée s'est traduite par la mise en place de formations hydroglaciaires au bord de masses de glace morte, aisément abandonnées dans un secteur d'accès peu facile pour la glace. La plus belle d'entre elles est une vaste terrasse de kame, au bord du bassin, entre Arinthod et Chisséria, d'une altitude régulière, 500 m environ. Elle a été édifiée contre une masse de glace morte occupant le fond du bassin par les eaux de fusion provenant de cette glace elle-même et par les ruisseaux descendant du chaînon à l'est. Les matériaux, triés par les eaux, souvent bien usés, présentent des dispositions très variées, allant de l'épandage subhorizontal à des stratifications semi-deltaïques inclinées de 15-17°. Une terrasse contemporaine apparaît sur la RD de la Valouse, au sud de Génod. Puis, la déglaciation se poursuivant, la glace acheva de disparaître et le réseau hydrographique se réinstalla tant bien que mal. La Valouse recreusa sa vallée, avec le renfort des eaux de fonte des langues subsistantes, ce qui lui permit d'y édifier une petite nappe fluvioglaciaire.

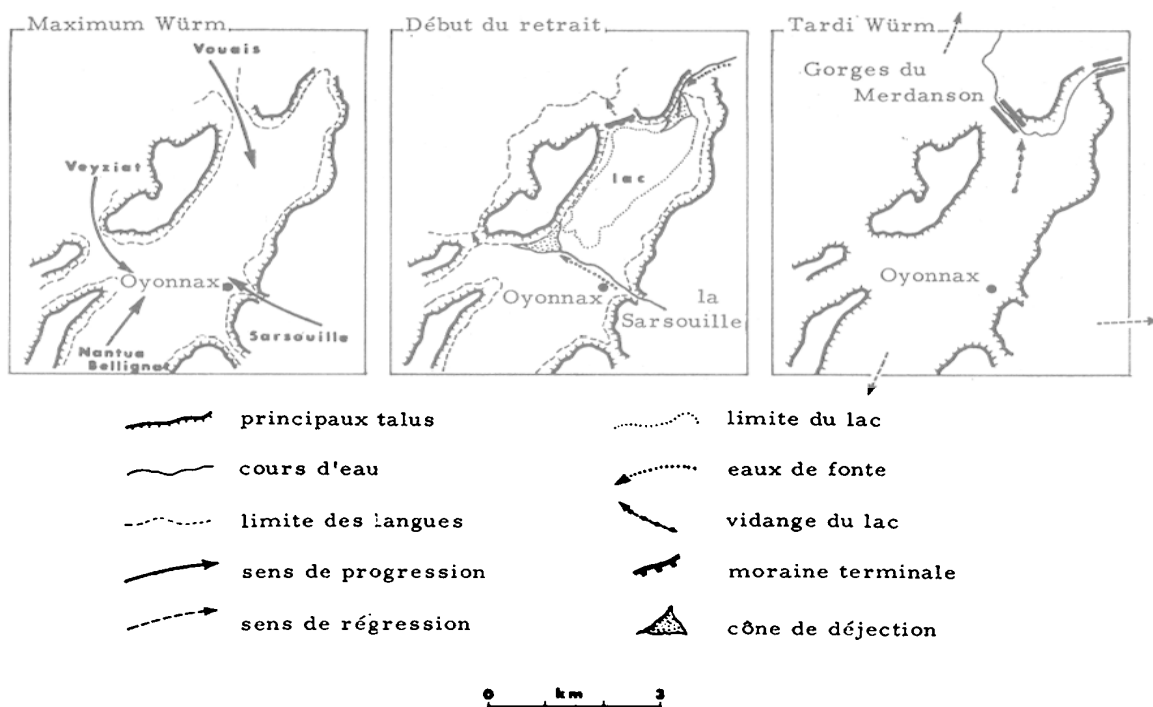
La seule glaciation wurmienne a donc multiplié dans le bassin d'Arinthod les formations les plus variées, ayant chacune son modelé particulier : plaine unie des argiles à varves non dérangées, ondulations de la moraine de fond, rides des moraines de poussée, terrasse de kame.

#### b) *Le bassin d'Oyonnax*

Son évolution est plus complexe car la glace y est parvenue de quatre directions différentes, de Vouais au nord, de la langue de Veyziat à l'ouest, de la vallée de la Sarsouille à l'est, d'une diffluence de la langue de Nantua-Bellignat au sud. Une telle situation a donné une disposition très complexe des divers dépôts, par suite des déphasages entre les mouvements de récession et de réavancées des diverses langues, en fonction de leurs conditions d'alimentation respectives.

Comme à Arinthod, la cuvette a été entièrement ennoyée sous la glace au Wurm I, avec dépôt de moraine de fond, médiocrement abon-

Fig. 3 LA GLACIATION WÜRM DANS LE BASSIN D'OYONNAX



dante pour les mêmes raisons : blocage mutuel des diverses langues donnant une glace stationnaire. Ensuite, lors de l'interstade Wurm I-Wurm II, il y eut déglacéement partiel de la cuvette, avec formation d'une masse de glace morte émettant des eaux de fonte. C'est la langue arrivant par Veyziat qui a reculé la première, de sorte qu'un petit cône deltaïque s'est mis en place sur la moraine de transfluence dans une cuvette fermée par la glace. Le dégonflement s'accroissant, une moraine d'ablation se met en place sur la surface occupée par la glace morte. Au Wurm II, les langues marquent une réavancée, difficile à reconstituer par suite des événements ultérieurs. Elle a cependant donné une moraine terminale nette au nord-ouest de la cuvette, vers Vouais. Le bassin d'Arinthod est alors occupé par un lac d'obturation glaciaire.

Dans ce lac les eaux de fonte mettent en place des cônes convergents. Les plus développés sont ceux des langues qui fondent le plus vite : celle de Veyziat au nord, celle de la Sarsouille, à l'est, et même la langue de Viry, par le Merdanson, coulant en sens inverse de son écoulement actuel. Le lavage des moraines fournit de grandes quantités de produits sableux. A son tour, la langue de Vouais fonde suffisamment pour débloquer la cuvette et permettre un écoulement vers le sud-ouest. La cuvette se vidange par le Merdanson, dont le drainage se renverse et qui entaille une gorge dans le plancher calcaire. La langue de Bellignat au sud, résiste plus longtemps et fournit les matériaux d'un vaste cône proglaciaire, qui envahit une partie de l'ancien fond de lac. Le Merdanson supérieur édifie un autre cône, coalescent avec

le premier, nourri par des matériaux périglaciaires et par les eaux de fonte de la langue de Viry, plus éloignée, mais s'écoulant toujours dans cette direction.

Une fois fondue la langue de Bellignat, un autre écoulement apparaît vers le sud, ce qui fait que le bassin d'Oyonnax est une ligne de partage des eaux dans une cuvette formant un léger creux. Le coude prononcé et la gorge du Merdanson s'expliquent par le renversement de drainage consécutif au déblocage glaciaire déjà étudié. Cette évolution complexe a laissé dans le bassin un remblaiement de formations fort diverses : moraines de fond parfois riches en gros blocs donnant des mamelons ennoyés dans les formations plus récentes, moraines terminales de réavancée du Wurm II près de Bellignat et de Vouais, moraines lavées par les eaux de fonte (versant est), moraines de poussée, moraine d'ablation de l'interstade Wurm I-Wurm II donnant des mamelonnements confus (environs du cimetière), cônes sous-lacustres puis subaériens.

### 3° Formations d'obturation glaciaire des vaux

Les vaux du haut Jura ont été affectés, eux aussi, par les phénomènes d'obturation glaciaire, soit lors de la progression, soit lors de la récession. Il en résulte fréquemment des formations glacio-lacustres, des terrasses de kame, etc., auxquelles il n'a pas été porté attention jusqu'ici, malgré leur beauté. Les évolutions géomorphologiques qui se sont produites sont parfois d'une grande complexité. Nous allons en donner quelques exemples qui nous semblent particulièrement démonstratifs.

#### a) *Interférences entre chaînons et langues glaciaires aux environs de Saint-Claude*

La région de Saint-Claude offre de beaux exemples de l'interférence entre le relief préexistant et les langues glaciaires du fait de sa position dans le haut Jura et de la vigueur de son relief. Le mont Chanais a constitué une barrière efficace, empêchant l'arrivée directe de glace alpine. Celle-ci a pénétré dans la région par le nord, par la brèche de Morez, et a filé vers le sud en empruntant les dépressions existantes. La glace locale a joué surtout un rôle protecteur. Sur tout le plateau de Lajoux-Les Molunes-Bellecombe, on ne trouve ni modelé ni dépôt glaciaire. Les micro-reliefs structuraux sont restés nets et les pertes karstiques fonctionnent. Une langue importante a descendu la vallée de la Valserine, y laissant uniquement des moraines de fond. Une autre s'est logée au plus creux du plateau de Septmoncel et descendait probablement en séracs vers Saint-Claude. Lors de la récession, les eaux de fonte qui en étaient issues ont incisé la gorge du Flumen et accumulé le cône de Rochefort. Une autre, enfin, suivait la vallée de la Bienne et le plateau de Cinquétral. Au sud de Saint-Claude, ces masses de glace se sont engagées dans la vallée du Tacon et l'ont remontée

à contre-pente. On trouve, de ce fait, dans celle-ci, des dépôts variés révélateurs d'une évolution complexe :

— lors du maximum glaciaire se sont déposées des moraines de fond, relativement abondantes puisque la glace progressait à contre-pente. Elles présentent les caractéristiques habituelles d'indices d'émoussé et d'aplatissement faibles. Cependant, l'influence des eaux de fonte y est plus marquée que dans les moraines de la Valserine, ce qui s'explique par le relief. Il empêchait celles-ci de s'échapper et les obligeait à rester dans le glacier ;

— sur ces moraines, on trouve des terrasses de kame bien développées. Elles sont constituées par un mélange de galets diversement usés et aplatis, les galets peu aplatis et bien émoussés d'origine hydroglaciaire se mêlant à des apports latéraux périglaciaires aplatis et peu émoussés. Les histogrammes montrent très nettement le mélange des deux stocks de matériel. Un cône formant terrasse de kame a également été accumulé contre la glace, une fois la récession commencée au débouché du Flumen. Le parcours des galets étant plus long, leurs caractères sont encore plus accusés, le matériel fluvioglaciaire provenant du plateau de Septmoncel se mélangeant à des apports périglaciaires fournis par les parois de la gorge. La mise en place de ces abondantes accumulations d'obturation, du type terrasse de kame, résulte de la disposition même de la langue. Remontant la vallée, elle a barré le chemin aux eaux lors de la récession, ce qui les a obligées à remblayer en avant du glacier jusqu'à ce que le chemin soit ouvert par une déglaciation plus poussée. On a ainsi des terrasses de kame étagées coupées par une puissante incision postérieure au déblocage.

Pendant la période du maximum, au Wurm I, une fois que la glace a eu rempli la vallée du Tacon, des diffuences se sont organisées par les cols de flanc, donnant un réseau compliqué de courants de glace, à allure générale quadrillée : vers Choux par le Cernois, vers Choux et Viry par Vies-Fourches, vers Vulvoz et, même, vers l'est, au nord des Bouchoux. Les cols ainsi empruntés sont caractérisés par des effets de râclage et des roches moutonnées.

Lors du déglacement, le dégagement des plateaux a généralement été plus précoce que celui des vallées, car la glace y était mince et immobile. La preuve en est fournie par quelques petits cônes proglaciaires recouvrant les moraines des plateaux et dont la tête se trouve du côté de la vallée voisine, comme à Petite-Combe sur le plateau de l'Embosieux. Ensuite, la décrépitude s'accroissant, les masses de glace des vallées sont devenues des glaces mortes qui, fondant graduellement, se sont trouvées à une altitude inférieure à celle des plateaux, de sorte que les eaux issues des plateaux s'y sont déversées et ont construit des cônes au contact de la glace, donnant des terrasses de kame, comme celles de la vallée du Tacon. En fonction du niveau des lacs d'obturation glaciaire, certains passages, abandonnés depuis, ont été empruntés par le trop-plein des eaux de fonte, incisant des chenaux morts. Tel est le cas de celui qui évacuait les

eaux bloquées au sud de Viry dans l'extrémité d'une dépression bouchée au nord par la glace, et qui se dirigeait vers le Merdanson, et, par son intermédiaire, vers le bassin d'Oyonnax.

b) *Évolution de quelques vaux des environs de Nantua*

Le val de l'Ange est étroit et caractérisé par un écoulement actuel du nord vers le sud. Il débouche sur la dépression transversale occupée par le lac de Nantua. Au Wurm II, la glace a obturé son extrémité méridionale et l'a remonté sur une certaine distance. Le système de moraines terminales du Martinet le barre. Au Wurm I, c'était l'un des accès de la glace vers le bassin d'Oyonnax.

Les coupes montrent, au Molard-des-Foilles, à la base, un cône deltaïque sous-aquatique, mis en place par un ravin descendant de la Grande-Montagne, avec mélange de fluvioglacière et de périglaciaire. L'obturation était assurée, au sud, par la langue glaciaire. Plus au sud, les formations lacustres se généralisent jusqu'au bassin d'Oyonnax, tout en étant, cependant, séparées, probablement par un culot de glace morte. Sous elles, on rencontre la moraine de fond. Cet épisode lacustre correspond donc à l'interstade Wurm I-Wurm II.

Au sud, depuis le Molard-des-Foilles jusque vers Jargeat, cônes deltaïques et dépôts sableux lacustres de l'interstade ont été repris en moraine de poussée par de la glace venant du sud. La réavancée de la glace a atteint Nerciât. Un léger recul a eu lieu ensuite, avec une petite réavancée donnant la moraine terminale du Martinet, très bien développée. Une nappe de fluvioglacière venant du nord s'est mise en place à ce moment et au cours du recul qui a suivi, arasant les moraines de poussée entre Oyonnax et Bélignat puis au pied de la moraine du Martinet, bloquée par elle avant qu'elle ne soit entaillée. Pendant cette période, les moraines de poussée antérieures ont subi une dissection périglaciaire, ce qui confirme la rigueur du climat pendant le maximum du Wurm II et immédiatement après.

Plus largement ouvert, le val d'Izenave, au sud de Nantua, offre un autre type d'évolution. Moins soumis à l'érosion, il a conservé une série de dépôts plus complète qui permet de reconstituer l'évolution sur une plus longue période, quoique avec moins de détails.

Les formations les plus anciennes qu'on y rencontre, largement consolidées, appartiennent à un stade de retrait du Riss et constituent un ensemble d'obturation glaciaire, avec du lacustre et des cônes deltaïques accrochés au bord oriental de la dépression. Vers Vieu-d'Izenave, ils ont été construits à partir du sud. Ils atteignent la cote 620 m et sont tronqués par du fluvioglacière banal. Ce lac avait pour exutoire une vallée aujourd'hui sèche, obturée par quelques paquets de moraine wurmienne, celle du Moulin-Chabaud, dont le fond se place vers 600-605 m, rejoignant la reculée de Cernon.

Au maximum du Wurm I, tout l'ensemble a été recouvert de moraines qui plombent les cônes deltaïques rissiens. La largeur du val et son englacement très progressif ont permis la conservation de ces dépôts, au surplus partiellement consolidés. La récession Wurm I-

Wurm II a permis, à nouveau, le dégagement du val et la réalisation d'une situation d'obturation glaciaire. Au Wurm II, en effet, on rencontre un double barrage entre les moraines de Vieu-d'Izenave, venant du sud, et celles de Saint-Martin-du-Frêne, apportées par la langue de la Cluse-des-Hôpitaux. Les eaux de fonte, emprisonnées, ont déposé des cônes emboîtés dans les cônes rissiens. Ils se disposent à divers niveaux et présentent des caractères plus ou moins deltaïques. En effet, la largeur du val faisait que le barrage septentrional n'était guère étanche et que son altitude variait beaucoup en fonction des oscillations pluri-annuelles du bilan glaciaire. Des fissures s'ouvraient, qui laissaient passer une certaine quantité d'eau et le niveau du lac s'abaissait. Aussi les phénomènes deltaïques sont-ils moins nets car plus fugitifs. Une fois la glace ratatinée dans la Cluse-des-Hôpitaux, le val a été débloqué et l'accumulation s'achève par la mise en place d'une grande nappe fluvioglaciaire, issue du sud, très unie, qui se raccorde à celle qui ourle le lac de Nantua à l'ouest.

Différent encore est le val de la Valserine aux abords de Bellegarde. D'une part, le relief du substratum est beaucoup plus vigoureux, tant du fait des plis que de la puissante entaille du Rhône, d'autre part, son évolution marginale est plus tardive et se place au cours du recul rapide de la fin du Wurm, époque où les eaux de fonte étaient particulièrement abondantes et les phénomènes exacerbés.

A un certain moment de l'évolution, la glace du lobe lémanique s'arrêtait sur le Crêt-d'Eau, protégée de la fusion par le flanc oriental vigoureux de la montagne. Les eaux de fonte dévalaient vers le val de la Valserine en incisant des rigoles en pente très forte. Du côté du sud, un blocage était réalisé par la glace préalpine qui, se dirigeant vers le nord, remontait le Rhône jusque vers Seyssel. Un lac profond occupait ainsi les environs de Bellegarde.

Il s'est déposé dans ce lac :

— des formations deltaïques au pied des rigoles griffant le flanc occidental du Crêt-d'Eau. Elles sont bien visibles dans les grandes carrières de Ballon. La tête des deltas se place vers 700 m. Elles reposent sur de la moraine de fond très argileuse par suite de l'incorporation d'une quantité importante de molasse, qui forme le replat, sur le calvaire, autour de Confort. Bien que déposés en peu de temps, ces cônes deltaïques sont énormes. Ils sont formés essentiellement de matériel alpin. Tout cela s'explique par la rapidité de la fusion sous un climat radouci et la masse énorme de glace fossilisant la cuvette genevoise;

— des formations lacustres, d'argiles à varves et de sables à stratifications pelliculaires, mais où les argiles prédominent. On les rencontre dans la partie supérieure de Bellegarde, sur le plateau calcaire, dont elles fossilisent quelques vallées. Elles sont le siège de glissements importants et donnent des versants instables. Il est à peine croyable qu'on ait choisi ce matériel pour y implanter l'extension de la ville de Bellegarde...

Lorsque la grande langue glaciaire du lac du Bourget a fondu,

l'obturation du lac, dans les environs de Seyssel, a disparu et la vidange s'est produite, le long de l'actuelle vallée du Rhône. L'entaille de la gorge surimposée de la Valserine dans le substratum calcaire a alors eu lieu, en même temps que celle du Rhône à Génissiat.

Une situation du même genre a été réalisée à la fin du Riss, comme en témoignent les masses de cailloutis fluvioglaciaires accumulées parfois en cônes deltaïques que l'on rencontre en divers points sous les dépôts wurmiens, notamment à Chavannaz. Il est même possible qu'une évolution analogue se soit produite au Mindel, dont le cône deltaïque très consolidé de Grésin, recouvert de moraines wurmiennes et conservé dans une position très peu abritée, serait le témoin. Les caractères de ce matériel (abondance des quartzites, cimentation très poussée en conglomérat très dur) incitent, en effet, à lui donner un âge pré-rissien.

Il est tout à fait normal que des évolutions de même type se soient produites lors des glaciations successives, puisque les conditions étaient analogues. L'évolution post-mindélienne des environs de Bellegarde aurait consisté surtout en un enfoncement des cours d'eau dans le fond du val, incision dont les résultats ont été remis en question à chaque glaciation par fossilisation sous les moraines et les dépôts lacustres, ce qui a abouti au creusement de nouvelles gorges épigéniques à chaque interglaciaire, comme cela a été démontré lors de la construction de l'usine de Génissiat.

Le glaciaire du Jura méridional ne mérite donc pas l'indifférence que les géomorphologues lui ont, hélas, témoignée. Il permet de contrôler quelques notions générales concernant le déroulement chronologique des glaciations alpines et, surtout, offre un ensemble de formes marginales remarquable, digne de devenir classique.

Jean TRICART

## RÉFÉRENCES

On trouvera des descriptions détaillées dans les publications suivantes, qui ont servi de base au présent article :

TRICART (J.), 1952, Les formations détritiques quaternaires du Val de Pontarlier, *Bull. Serv. Carte Géol. de Fr.*, n° 237, pp. 133-149.

TRICART (J.), 1957, Les formations quaternaires de la feuille de Mouthe au 1/50 000, *idem*, n° 252, pp. 3-16.

TRICART (J.), AVENARD (J. M.), POGGI (C.), STEIB (J.), LE BOURDIEC (F.), 1961, Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles Saint-Claude et Moirans-en-Montagne au 1/50 000, *idem*, n° 264, pp. 73-97.

TRICART (J.), 1963, Feuille de Nantua au 1/80 000 (révision des formations quaternaires) et feuille de Nantua au 1/50 000 (formations glaciaires), *idem*, n° 273, pp. 59-88.

Les feuilles de la carte géologique Pontarlier au 1/50 000 et Nantua au 1/80 000 (3<sup>e</sup> édition) sont parues avec les contours de l'auteur.

Sur le modelé glaciaire en général, se reporter à :

TRICART (J.) et CAILLEUX (A.), 1964, Le modelé glaciaire et nival, *Traité de Géomorphologie*, III, Sèdes, Paris.