

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 58 (1965)
Heft: 1

Artikel: Calotte glaciaire et morphologie jurassiennes
Autor: Aubert, Daniel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163278>

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: 11.01.2026

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

Calotte glaciaire et morphologie jurassiennes

par **Daniel Aubert** (Lausanne et Neuchâtel)

avec 9 figures dans le texte

Cette étude constitue une note préliminaire d'un travail en cours de réalisation, sur les problèmes morphogéniques du Jura. Elle a pu être menée à chef grâce à un subside du Fonds national de la Recherche scientifique.

Chaque fois que l'on reprend l'étude des glaciers jurassiens, on leur attribue davantage d'importance. En 1843, pour AGASSIZ et VENETZ, ils se réduisaient à de petits appareils de cirques. A la vallée de Joux, où les géologues pénétrèrent tardivement, JACCARD signala, en 1869, des moraines locales, sans matériel alpin, et MACHACEK y décrivit, en 1901, les traces d'un modeste glacier autochtone. Quarante ans plus tard, le levé de la carte géologique détaillée de la même région (AUBERT, 1938, 1943) révéla une extension glaciaire beaucoup plus importante. En consultant ce document, on se rend compte que ce bassin fermé a été occupé jusqu'à près de 1300 m par une nappe de glace qui rejoignait le glacier du Rhône par les cols orientaux.

A la suite de ces études, je considérais le problème comme résolu. Il a fallu une observation fortuite pour le faire rebondir. Dans le Risoux suisse occidental (Fig. 1 Coord. 500/160¹)) la carte géologique signale quelques lambeaux morainiques accompagnés de flèches indiquant la direction des stries glaciaires. L'exploitation du plus grand (Chemin de la Racine, 501, 3/160, 1) a mis à nu des têtes de bancs calcaires moutonnées et polies, sur lesquelles on distingue, non seulement des stries indiquant la direction du mouvement de la glace, mais aussi des ruptures, des traces d'abatage comme on peut en voir au-dessous des glaciers actuels (Fig. 2). Ces échancrures se trouvent toujours du côté aval; elles permettent de préciser le sens de la marche du glacier. Dans notre cas, où leur netteté est incontestable, elles entaillent sans exception le bord W ou NW des petites buttes. Elles indiquent donc que le glacier qui les a taillées remontait le versant du Risoux, contrairement à ce qu'indiquent les flèches de la carte géologique qui devraient être retournées de 180°²).

Des observations semblables ont été réalisées en plusieurs points de la même région, jusqu'à 1350 m d'altitude, c'est-à-dire tout près du faite topographique. Le glacier de la vallée de Joux dépassait donc ce niveau, franchissait la chaîne du Risoux et s'écoulait au NW.

¹) Le réseau de coordonnées de la figure 1 est celui de l'atlas topographique suisse étendu en territoire français. Il est donc valable aussi pour les cartes topographiques et géologiques suisses.

²) Il va de soi que cette remarque ne s'applique pas à toutes les stries, certaines ayant été tracées par des glaciers de retrait.

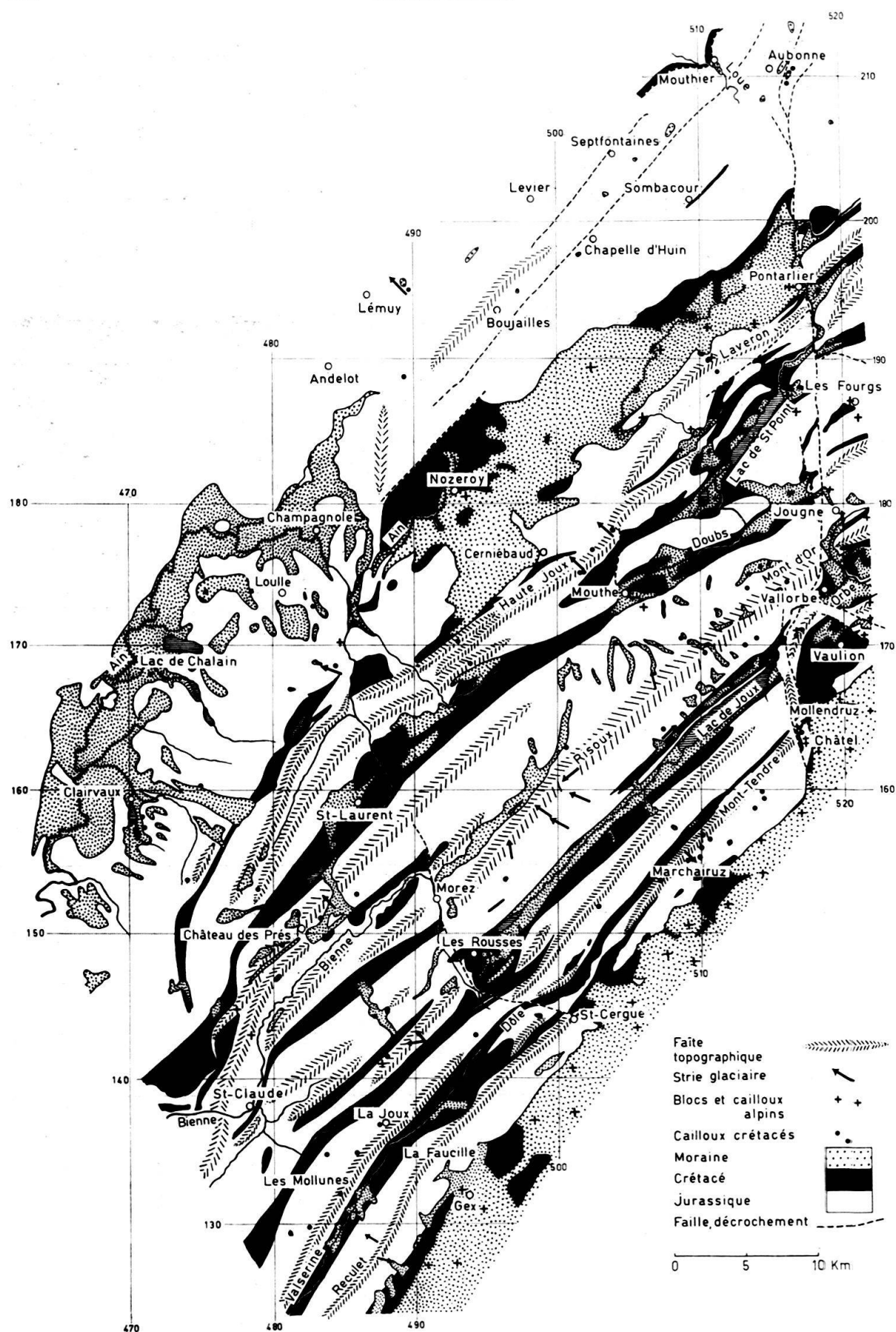


Fig. 1. Carte géologique simplifiée.



Fig. 2. Butte moutonnée du Risoux. Sa forme indique que le mouvement de la glace se faisait en montant, de droite à gauche.

De telles empreintes glaciaires sont rarement observables, du fait que leur conservation n'est réalisée qu'à l'abri de la moraine, et qu'une fois découvertes, elles se dégradent en peu de temps. C'est ce qui s'est passé à l'autre extrémité du Risoux suisse (Fig. 1, 510/170). On y devine encore les stries indiquées sur la carte géologique, mais sans échancrures assez nettes pour qu'on puisse en tenir compte.

Il faut donc avoir recours à une autre méthode. Elle nous est fournie par les cailloux crétacés, disséminés sur les croupes jurassiques, qui peuvent rendre les mêmes services que les blocs erratiques dans l'étude des glaciers alpins, à condition de ne prendre en considération que ceux dont l'identification est certaine, comme les calcaires limoniteux du Valanginien supérieur et les calcaires spathiques glauconieux de l'Hauterivien supérieur. Il faut se méfier aussi des matériaux d'empierrement des chemins forestiers. A la vallée de Joux, les affleurements de Crétacé sont localisés dans les deux synclinaux qui en occupent le fond. Les galets de même nature répandus sur la chaîne du Risoux ne peuvent provenir d'ailleurs et leur transport implique l'écoulement d'une nappe de glace, transversalement, par dessus la chaîne³).

La figure 1 donne la position de la plupart des galets qui ont été découverts. L'irrégularité de leur répartition provient en partie de la localisation de mes recherches. Mais, d'une façon générale, ils sont plus répandus à la hauteur des grands affleurements de Crétacé et leur nombre diminue à mesure qu'on s'en éloigne. D'autre part leur forme est plus émoussée que celle des autres cailloux morainiques.

³) Dans la moraine rhodanienne du versant jurassien, ROLLIER (1893, p. 170) signale également des blocs de Crétacé provenant du pied de la chaîne.

A ces données, fournies par la dissémination des cailloux crétacés, s'ajoutent encore les connaissances que l'on tire des moraines elles-mêmes, en se souvenant que si la présence de moraine est la preuve du passage d'un glacier, l'absence de terrain erratique ne signifie pas nécessairement le contraire. Le versant suisse du Risoux est pauvre en matériel morainique, à l'exception des dépressions de son extrémité orientale. En revanche, l'autre versant en possède bien davantage; ses vallées sèches et ses bassins fermés en renferment de gros amas sans morphologie particulière, mais généralement appuyés à leur flanc SW. On en trouve jusqu'à la zone de culmination de la croupe anticlinale. Cette disposition s'accorde bien avec l'existence d'une nappe de glace qui aurait franchi le Risoux, par un mouvement d'abord ascendant, puis descendant.

TRICART (1957) en parle comme d'une pellicule relativement mince qui s'écoulait sur le versant français du Risoux. Aussi s'étonne-t-on de découvrir dans le même travail une allusion au faite de l'inlandsis qui débordait à l'W la crête topographique du Risoux. TRICART pense aussi que dans le synclinal complexe de Mouthe (Fig. 1, 505/175), seules les dépressions les plus profondes, comme celle du lac de St-Point, étaient occupées par des langues de glace qui s'écoulaient ensuite par la vallée du Doubs et les autres coupures transversales, alors que les hauteurs voisines ne portaient que des placages insignifiants.

Les observations que j'ai pu faire dans la chaîne anticlinale du Laveron-Haute Joux (510/190; 500/175), qui sépare le bassin de Mouthe de celui de Pontarlier, ne confirment pas les vues du professeur de Strasbourg. Sur le faite topographique, les travaux d'élargissement de la route de Cerniébaud ont découvert des surfaces striées de petites dimensions, mais intactes, sur lesquelles le sens du mouvement de la glace au NW est lisible avec toute la netteté désirable. Au surplus la moraine susjacente renferme de nombreux éléments crétacés.

Les mêmes faits, plus frappants encore, se répètent quelques kilomètres plus à l'E, au bord d'un nouveau chemin forestier, avec cette différence que les surfaces façonnées par le glacier appartiennent au flanc oriental très abrupt du Crêt Mathiez Sarazin, et que la direction des stries et la position des échancrures montrent que la glace gravissait le versant suivant la ligne de plus grande pente. Ailleurs encore, sur les mêmes chaînons, on rencontre des lambeaux morainiques avec des cailloux crétacés.

Ces observations, ainsi que celles du Risoux, sont incompatibles avec l'existence de glaciers de versants et de vallées, alimentés par les icefields des régions les plus élevées. Elles impliquent un mouvement général et transversal, indépendant des directions et des obstacles topographiques, entraînant une calotte glaciaire qui s'étendait de la vallée de Joux au bassin de Pontarlier, où nous allons retrouver ses moraines marginales.

Cette large dépression synclinale qui s'étend de Nozeroy (490/180) à Pontarlier (515/195), possède en effet une couverture morainique étendue et très épaisse, qui dissimule la plus grande partie de son substratum crétacé, tout en s'élevant assez haut sur le versant SE. Par endroits, sa morphologie a conservé une fraîcheur remarquable. TRICART (1951), qui a fait de ces dépôts une étude détaillée, estime à 1 ‰ seulement la proportion des galets étrangers. Beaucoup d'auteurs ont été frappés par leur importance, notamment BENOIT (1853), GIRARDIN et NUSSBAUM (1907),

NUSSBAUM et GYGAX (1960), TRICART (1951). Tous les attribuent à des langues locales ou alpines débouchant des hautes vallées jurassiennes, non sans exprimer quelque embarras en présence d'une telle masse de matériaux. C'est ce qui incite BENOIT à supposer prophétiquement que les glaciers étaient capables de franchir les chaînes de montagnes, et TRICART à faire intervenir un mystérieux glacier de Frasne, dont il ne précise pas l'origine.

La sédimentation morainique du bassin de Pontarlier et du versant du Laveron paraît toute naturelle du moment que l'on sait qu'une calotte glaciaire venait s'y déverser. Son importance témoigne de celle de la masse de glace et de sa puissance d'érosion. D'autre part, il est évident que des glaciers de vallées ont subsisté pendant la période de régression, une fois la calotte disparue. Ils ont engendré les vallums concentriques décrits par GIRARDIN et NUSSBAUM au débouché des cluses.

La moraine jurassienne n'est pas limitée à la dépression de Pontarlier. Les cartes géologiques au 1/50000 d'Ornans et de Pontarlier en indiquent plusieurs paquets de petites dimensions sur les plateaux et les chaînons situés plus au N, en particulier près de Levier (500/200), de Septfontaines et jusqu'à Mouthier (510/210) dans la vallée de la Loue. La notice explicative de la feuille d'Ornans décrit ces derniers comme franchement morainiques, pétrographiquement jurassiens et les attribue au Wurmien. Près d'Aubonne, une exploitation au bord de la route de Besançon, montre une épaisse série de moraine stratifiée, très hétérogène, renfermant des blocs polis et striés. On y trouve aussi de nombreux galets crétacés qui ne peuvent provenir que de la région de Pontarlier.

Des observations plus précises encore ont été publiées par ROLLIER (1908) dans une petite note qui est parvenue à ma connaissance par le plus heureux des hasards. Elles furent faites lors de la construction de la voie ferrée, aujourd'hui abandonnée, de Levier à Andelot. Il s'agit encore de moraine jurassienne renfermant des cailloux crétacés arrachés par le glacier dans la dépression de Pontarlier, et de roches polies, à la station d'Arc-sous-Montenot près de Lémuy, portant des stries orientées au NW et des éraillures indiquant clairement le sens du mouvement.

Au maximum de son extension, la calotte a donc transgressé la zone des moraines de Pontarlier-Champagnole, jusqu'à une ligne jalonnée approximativement par Mouthier, Levier et Andelot. Pour y parvenir, il a suffi du reste qu'elle s'épaississe d'une centaine de mètres, car la croupe qu'elle eut à franchir ne s'élève guère qu'à une cinquantaine de mètres au-dessus du talweg de Pontarlier. Cet épisode n'a pas dû être de longue durée si l'on en juge par la modicité de ses moraines comparées à celles qui s'étendent au N de la chaîne du Laveron.

Il s'agit maintenant d'examiner les limites sud-orientales de la calotte, c'est-à-dire du côté du bassin molassique dont la vallée de Joux est séparée par la chaîne du Mont-Tendre. Le versant NW de celle-ci porte une trainée morainique presque continue, déposée, selon toute évidence, par un glacier qui remplissait la vallée jusqu'à une altitude proche de 1300 m, les lambeaux plus petits situés plus haut pouvant être attribués à des glaciers de versant. C'est du moins la solution que j'avais adoptée dans mes précédents travaux (AUBERT 1938, 1943). De nouvelles observations ont révélé son insuffisance. Dans la combe argovienne des Begnines (Carte géol. Les Plats-Marchairuz-Gimel, coord. 503/152,8) j'ai découvert un boulet d'Hauterivien supérieur à l'altitude de 1450 m. La carte n'indique pas de moraine dans ce val-

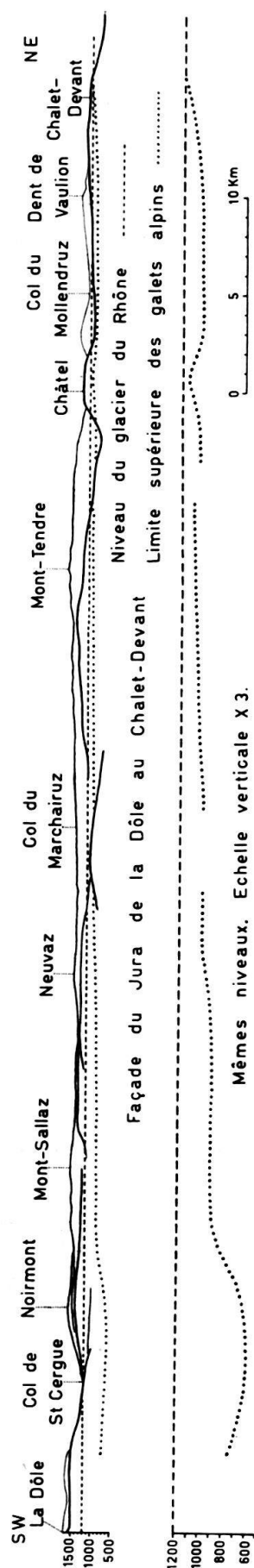


Fig. 3. Niveau du glacier du Rhône et des matériaux morainiques alpins sur le versant jurassien.

lon, bien qu'il en existe de petits lambeaux dans les cols qui en échancrent les bords. Le galet crétacé, qui ne peut être suspecté d'un transport artificiel, n'a pu être déposé là que par un glacier qui l'avait arraché aux affleurements situés en contre-bas, au S ou au N. Le niveau de ce glacier dépassait donc 1450 m.

Cette observation est confirmée dans la région du Marchairuz (510/155). La carte géologique n'y indique pas davantage de moraine et pourtant il en existe sur le versant S, dans des cavités karstiques et sous forme de minces placages ou de cailloux épars dans la terre végétale. Les éléments crétacés, notamment hauteriviens, y abondent et présentent un degré d'usure plus prononcé que les jurassiques. On en trouve jusque sur les croupes du Mont de Bière, un peu plus à l'E, à l'altitude de 1530 m. Ils ne peuvent provenir que du synclinal situé sur le versant NW. Ils ont donc franchi la chaîne anticlinale du Marchairuz, portés par un glacier transversal, qui, du reste, a tracé des stries orientées au SE, visibles sur un chemin forestier au SW du col du Marchairuz.

Ce courant appartient évidemment à la calotte que nous avons découverte dans le Risoux et suivie au delà de la frontière. Cette masse de glace s'écoulait donc dans deux directions opposées, au NW par dessus les chaînons jurassiens successifs, au SE en franchissant le Mont-Tendre. Son épaisseur dépasse aussi nos premières estimations. Pour entraîner des blocs dans un mouvement ascendant et les déposer sur une crête à 1530 m il fallait que son niveau surpassât cette altitude de plusieurs centaines de mètres⁴). On peut donc l'estimer à près de 2000 m dans la région du Mont-Tendre, ce qui revient à admettre du même coup qu'elle en coiffait la zone sommitale à 1680 m. On n'y retrouve pourtant pas de cailloux crétacés, mais il en existe un peu plus bas, sur le versant S, à 1450 m. Peut-être les flux de glace profonde, véhicules des cailloux arrachés au flanc NW, ne parvenaient-ils pas à franchir la partie la plus élevée de la chaîne et la contournaient-ils par l'W.

Des observations semblables à celles du Marchairuz ont pu être réalisées à l'extrémité orientale de la vallée de Joux. Sur la pente N de Châtel (517/

⁴) Ce phénomène a été décrit depuis longtemps, notamment en Fennoscandie. Cf TANNER 1930.

164) des stries ascendantes sont visibles ainsi qu'un cordon morainique à cailloux crétacés s'étendant sur l'épaule du chalet jusqu'à 1450 m. Des cailloux de même nature se trouvent aussi sur le versant W de la Dent de Vaulion jusqu'à une altitude de 1360 m.

Douterait-on encore de l'existence et de l'importance de cette calotte glaciaire, qu'on en trouverait la preuve dans le volume des matériaux morainiques jurassiens reposant sur le versant et au pied de la chaîne. Dans la figure 3 on a représenté, sur la façade du Jura, le niveau du glacier du Rhône, à 1200 m environ, et la limite supérieure des blocs et des galets d'origine alpine. Entre les deux traits s'étend une marge de moraine locale, de largeur variable, qui tapisse le versant sans discontinuité de la Dôle au Chalet-Devant. On a essayé d'en expliquer l'origine par la récurrence des glaciers jurassiens, ou par le glissement des matériaux marginaux sur le glacier du Rhône en régression (JAYET 1954), ou encore par l'obstacle des glaciers locaux (LAGOTALA 1925). Cette dernière hypothèse nous paraît valable mais insuffisante, car cet énorme placage morainique ne s'explique pas d'une manière satisfaisante par l'activité de simples appareils glaciaires confinés dans les dépressions transversales ou

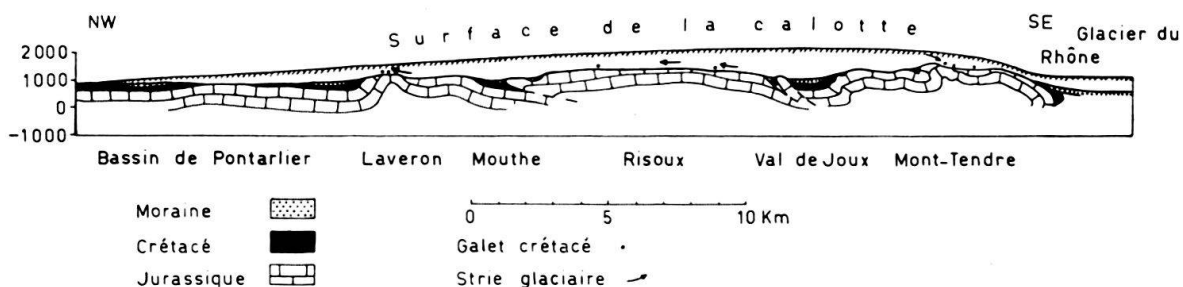


Fig. 4. Profil transversal schématique de la calotte et de son substratum.

sur les versants les plus élevés. Sa continuité implique l'existence d'une nappe de glace, continue elle aussi, qui débordait par dessus la chaîne et rejoignait le glacier du Rhône, dont elle devait maintenir la masse à une certaine distance du versant. En d'autres termes, le bord du grand glacier était constitué par de la glace jurassienne⁵).

On voit encore sur la figure que la limite des matériaux alpins n'est presque jamais horizontale. Elle présente des creux au débouché des cols, où le débit de glace atteignait le maximum, et des convexités vis-à-vis des crêtes les plus élevées. A l'extrême droite, au Chalet-Devant, elle rejoint le niveau du glacier, comme si le ravitaillement morainique local s'arrêtait là. Dans un autre paragraphe, nous verrons que ce point correspond en effet à la limite orientale de la calotte.

Les observations qui précèdent devraient être complétées. On pourrait découvrir ailleurs des galets crétacés, des lambeaux morainiques et d'autres stries glaciaires. Toutefois elles suffisent à démontrer que la vallée de Joux et les régions avoisinantes ont été occupées par une calotte de glace locale, qui s'étendait du pied du Jura, où elle se confondait avec le glacier alpin, jusqu'au bassin de Pontarlier-Nozeroy, et temporairement jusqu'au plateau de Levier et dans la partie supérieure de la vallée de la Loue. Son altitude maximum devait approcher de 2000 m puisqu'elle

⁵) Voir aussi à ce propos, les recensements effectués par PORTMANN (1954-1955, p. 40).

récentes de NUSSBAUM et GYGAX (1960), de TRICART (1961) et de MUSSILLON (1963) concluent toutes à l'existence de glaciers de vallées. Elles concernent avant tout l'importante accumulation de moraine et de fluvioglaciaire d'origine jurassienne, qui s'étend dans la vallée de l'Ain (ou Combe d'Ain) d'une façon presque continue en aval de Champagnole. DELEBECQUE l'attribue à un glacier de l'Ain renforcé par celui du Doubs et par des langues latérales descendues de la Haute Chaîne par les vallées secondaires. TRICART pense de son côté que la vallée de l'Ain a été parcourue par deux glaciers, l'un d'amont en aval et l'autre en sens inverse, de même que celle de la Bienne. Selon lui les glaces descendantes provenaient du N, c'est-à-dire de la cluse de Morez. S'agissait-il vraiment de glace alpine débarrassée de ses éléments alpins par la méthode de filtrage proposée par l'auteur dans un de ses travaux précédents (TRICART 1957), suivant laquelle seule la glace superficielle pénétrait dans le Jura, la masse profonde, riche en matériaux alpins, étant retenue par les seuils? On a de la peine à l'admettre, d'autant plus que ce traitement n'aurait pas suffi à lui faire franchir le passage de St-Cergue légèrement plus élevé que le niveau du glacier. Le professeur de Strasbourg n'a pas non plus une notion très sûre de l'origine des cailloux renfermés dans la moraine. Ainsi, dans celle du versant de Gex (494/132) il s'étonne de trouver en si grand nombre des calcaires clairs des Préalpes, alors qu'elle ne contient que des éléments jurassiens! (TRICART 1961).

Dans cet immense territoire compris entre la lisière interne du Jura et la vallée de l'Ain, mes recherches ont été nécessairement plus sporadiques que dans la région de la vallée de Joux, et déterminées dans une plus large mesure par le hasard. Il faudrait des années d'observations assidues pour explorer systématiquement ces croupes et ces plateaux jurassiques et parcourir les innombrables chemins qui les sillonnent.

En trois points (490/143, 484/152, 484/168) des stries m'ont permis de mesurer sans ambiguïté la direction de l'écoulement de la glace. Dans les trois cas elles sont orientées à peu de chose près au NW, c'est-à-dire transversalement ou obliquement par rapport aux axes topographiques et hydrographiques. Quant aux cailloux crétacés, j'en ai trouvé presque partout où mes recherches m'ont conduit, en particulier sur la plupart des anticlinaux et des plateaux de Jurassique. Leur utilisation s'est révélée très fructueuse sur les larges plateaux de Jurassique supérieur qui bordent à l'E la Combe d'Ain. Dans la région de Loulle (480/174), il en existe dans la plupart des affleurements morainiques, ainsi que dans la vallée de l'Ain elle-même, près des lacs de Chalain (472/170) et de Clairvaux (470/158), c'est-à-dire à plus de 8 km des affleurements crétacés les plus proches.

Si incomplètes qu'elles soient, ces observations démontrent pourtant que la glace s'est chargée de blocs de calcaire crétacé au fond des synclinaux et les a déposés sur les chaînons, les plateaux et jusque dans la vallée de l'Ain. Son mouvement était donc indépendant de la direction des vallées. C'est dire qu'il ne s'agissait ni de pellicules de glace, ni de glaciers de vallées descendues du haut Jura, sauf peut-être pendant la période de régression. C'est le territoire tout entier qui a été submergé par une nappe glaciaire s'écoulant du SE au NW. Ainsi la calotte, dont l'existence a été démontrée plus à l'E, s'étendait jusque dans la vallée de l'Ain⁶).

⁶) Dans son monumental ouvrage sur le Quaternaire du bassin du Rhône, BOURDIER (1961) envisage même une extension des glaces wurmiennes locales sur le plateau de Lons-le-Saunier.

Pour fixer ses limites méridionales, de nouvelles recherches seraient nécessaires. Les cartes géologiques françaises ainsi que les observations de plusieurs auteurs (DELEBECQUE 1902, LAGOTALA 1925, TRICART 1961), précisent que la rencontre des glaces jurassiennes descendues du N et de la glace alpine occupant la cluse de Nantua, s'est produite non loin de cette dernière, dans la vallée de la Valserine à Confort, dans celle de l'Ain entre Thoirrette et Condes. S'agissait-il encore d'une nappe jurassienne continue ou bien, abandonnant les hauteurs, s'était-elle résolue en plusieurs langues localisées dans les vallées ? Nos connaissances ne permettent pas de le dire.

En revanche, on peut être presque sûr qu'elle ne recouvrait pas, dans son ensemble, la chaîne du Reculet qui dépasse 1700 m. Le versant SE, qui domine Genève, est revêtu d'une abondante moraine. Au cours d'une excursion je n'y ai observé, au-dessus de 800 m, que des calcaires jurassiques locaux, ceux-là même que TRICART (1961) considérait comme préalpins. SCHARDT (1898) a pourtant signalé dans cette région des blocs alpins à 1140 m, mais il s'agissait d'une localité située au delà de la cluse du Rhône. DUBOIS (1959, p. 564) cite aussi des blocs de même origine à plus de 1000 m, sans en préciser la situation, en ajoutant toutefois qu'ils ne sauraient être attribués au Wurm en raison même de leur altitude et de leurs dimensions ! De toute façon, ce versant a été balayé par un glacier local dont la direction descendante est indiquée par celle des stries qui existent à 1300 m sur la route du col de Croset. Sur l'autre versant et à la même altitude des stries analogues dirigées au NW, révèlent aussi l'existence d'un glacier semblable, s'écoulant suivant la ligne de pente.

La chaîne du Reculet, du moins dans sa partie la plus élevée, a été occupée par des glaciers de versants locaux. Aucun galet crétacé n'y ayant été découvert, il faut bien admettre jusqu'à preuve du contraire, qu'elle devait constituer un nunatak entre la calotte jurassienne et le glacier de piedmont rhodanien.

Extension au nord-est

On s'attend à rencontrer dans cette direction la réplique de ce qui vient d'être décrit au SW. Or la réalité est bien différente et les conditions se modifient dès que l'on franchit le décrochement de Vallorbe - Pontarlier. La moraine alpine localisée sur le versant interne de la chaîne et dans les principales vallées, tient une place relativement considérable, tandis que celle des glaciers locaux ne forme que des revêtements peu étendus et de faible épaisseur, ainsi qu'on peut le constater sur les cartes géologiques détaillées. TRICART (1954) l'avait déjà remarqué. Les masses les plus importantes se trouvent au débouché des vallons latéraux, des cirques d'érosion et des cols, déposés là par des glaciers de petites dimensions. Nulle part, dans les synclinaux, pas plus que dans les vallées d'érosion, on n'observe rien de comparable aux puissantes formations morainiques des vallées de Joux, de Mouthe ou de St-Point. Cette pauvreté est particulièrement frappante en arrière de Ste-Croix, à la Vraconnaz et dans le vallon de Noirvaux, où les terrains glaciaires font presque entièrement défaut. Il y en a davantage un peu plus à l'W, dans la région de l'Auberson, comme l'indique la carte géologique de Pontarlier au 1 : 50 000. Plus loin au contraire, ils se raréfient pour faire place progressivement au lehm d'altération.

Leur pétrographie se transforme aussi. Ainsi que l'a remarqué MUHLETHALER (1932), les blocs sont généralement à peine émousés, rarement striés ou polis, et renfermés dans une matrice grossière. Partout où j'ai pu l'observer, elle repose sur des roches fendillées ou équarries, jamais moutonnées. Il s'agit sans doute de moraine superficielle, alimentée par des glaciers minces, assez puissants pour entraîner les matériaux préalablement déchaussés par le gel, mais incapables d'exercer une véritable érosion sur la roche saine. Il n'existe donc aucune raison de penser que cette région a été occupée par une calotte de glace comparable à celle dont l'existence a été démontrée à l'W.

Toutefois il faut faire une réserve pour le haut vallon de la Brévine, où l'abondance des moraines et la fréquence des blocs polis et striés correspondent à un glacier relativement puissant. Ce fait n'avait pas échappé à SCHARDT (1902), ni à JEANNET (1925) qui attribuait au glacier de la Brévine assez de puissance pour avoir franchi la crête frontière située au N du village et 100 m plus haut. C'est là justement que MUHLETHALER a trouvé des galets de Crétacé sans s'expliquer clairement leur provenance. J'en ai découvert moi-même plusieurs au delà de cette ligne topographique, ainsi que sur l'autre versant, 3 km au S de la localité. Le glacier de la Brévine, comme celui de la vallée de Joux, possédait donc le pouvoir de transporter les cailloux crétacés du fond des synclinaux jusque sur les hauteurs environnantes. On peut donc le considérer comme une calotte de petite dimension. Il a dû certainement s'étendre jusqu'au vallon du Locle, où les dépôts glaciaires locaux sont abondants, mais pas jusqu'à la Chaux-de-Fonds qui n'en possède point. L'importante moraine du Grand Quartier, sur la route de la Brévine au Locle, lui appartient certainement. C'est là que J.FAVRE (1911) a trouvé des blocs d'Oehningien du Locle, dans lesquels il voyait la preuve que le glacier s'élevait de cette localité en direction de la Brévine. Or des cailloux semblables existent aussi dans la moraine du haut vallon, au Cerneux-Péquignot. Ils doivent tous provenir de l'Oehningien du synclinal de la Brévine, en place, mais dissimulé sous la couverture quaternaire, comme la molasse que JEANNET (1925) a pu observer dans une galerie de captage.

Du côté suisse, les vallées de l'Orbe et de la Bauminé, la cuvette de Ste-Croix, le val de Travers et celui de Ruz, sont tapissés de moraine alpine. On la retrouve sur le versant qui domine le bassin molassique où elle constitue de grands placages ou des traînées horizontales, jalonnées et prolongées par des blocs erratiques. Contrairement à ce que l'on observe plus à l'W, c'est sa partie supérieure qui renferme la plus grande proportion d'éléments alpins, tandis que celle du pied de la chaîne possède un caractère jurassien plus prononcé. Elle le doit à sa qualité de moraine d'ablation alimentée en partie par le transport des cours d'eau locaux. Lors de son extension maximum, le glacier du Rhône pouvait donc s'appliquer directement au versant jurassien et pénétrer librement dans toutes ses échancrures. C'est dire que l'obstacle qui ailleurs s'opposait à son approche, faisait défaut dans cette région. Or il s'agissait justement de la calotte glaciaire locale.

Le cas des vallées de l'Orbe et de son affluent la Jougne est particulièrement intéressant. Sur la feuille d'Orbe de l'Atlas géologique, on voit que le versant SE du Suchet est tapissé de moraine alpine riche en blocs, jusqu'à une altitude de 1200 m en moyenne. Dans le vallon de Vallorbe, elle fait place à de la moraine jurassienne, mais elle doit se prolonger en profondeur sur une certaine distance, comme on peut

du reste le vérifier dans la vallée préglaciaire du Day. Le glacier alpin aurait donc envahi temporairement la cuvette de Vallorbe, ainsi que celle de Vaulion, avant leur occupation par la calotte. Jusqu'où s'est-il avancé en direction de Pontarlier? Sur sa carte, JÄCKLI (1962) l'arrête en deçà du col de Jougne, tandis que MACHACEK (1901), NUSSBAUM et GYGAX (1960) et TRICART (1957) admettent une pénétration plus ou moins importante de glace alpine au delà de ce barrage, pour justifier la présence de galets erratiques de l'autre côté. Il est certain qu'il a atteint la haute vallée de la Jougne, où son passage est attesté par la présence de blocs erratiques au village d'Entre les Fourgs à 1040 m et dans le bassin supérieur à 1170 m. Et pourtant le flux alpin a été incapable de franchir librement le col, dont l'altitude dépasse à peine 1000 m, sinon ses vestiges seraient beaucoup plus nombreux sur le versant français. Il en a été empêché par la calotte de glace jurassienne qui devait obstruer la dépression de Jougne et des Hôpitaux et l'obliger à refluer vers la haute Jougne où l'alimentation locale était beaucoup plus faible. Mais il est possible qu'un écoulement partiel, associé à celui de la glace autochtone, se soit produit temporairement vers le N.

On peut du reste se demander si les branches du glacier du Rhône ont pu pénétrer d'une façon continue dans ces culs de sac que constituent les vallées jurassiennes. Pour cela il eût fallu qu'elles y subissent une ablation équivalente à leur débit. Or elles s'y trouvaient à une altitude à peine inférieure au niveau des neiges et y bénéficiaient par dessus le marché d'un important afflux de glaces jurassiennes. Dans ces conditions, leur pénétration s'est peut-être réduite à une occupation préalable ou à une alternance de flux et de reflux déterminés par les forces antagonistes de la poussée alpine et de la surcharge jurassienne.

Alimentation

Le niveau des neiges wurmiennes dans le Jura a donné lieu à d'innombrables appréciations, se situant généralement entre 1000 et 1200 m⁷⁾. Beaucoup reposent sur l'existence de petits glaciers locaux, facilement identifiables. J'ai pu vérifier l'imprécision de cette méthode au S de Vallorbe, où le versant du Béboux est dominé par un petit cirque rocheux fermé par un beau vallum frontal (F. d'Orbe; 519/172,3). Le glacier qui y a pris naissance n'a pu s'individualiser qu'à la suite de la régression du glacier principal, consécutive elle-même à l'élévation de la limite des neiges. D'autre part son alimentation devait être assurée essentiellement par chasse-neige, comme celle des petits névés actuels du Mont-Tendre qui persistent ordinairement jusqu'en août. Il n'a donc qu'un lointain rapport avec la limite réelle des neiges au maximum wurmien.

En consultant la carte de JÄCKLI (1962), on se convainc que cette limite n'a pu être inférieure à 1200 m, sinon la surface d'ablation de la langue septentrionale du

⁷⁾ NUSSBAUM et GYGAX (1960): 950-1000 m; MUHLETHALER (1932): 1050-1150 m; J. FAVRE (1924): 1000 m; MACHACEK (1901): 1000-1100 m; TRICART (1954): 1100 m; PENCK et BRUCKNER (1909): 1200 m; JÄCKLI (1962): 1200 m, 1300 m au pied du Jura. BOURDIER (1961, p. 150) pense qu'il a dû être notablement plus bas pour expliquer l'origine des énormes glaciers locaux de la combe d'Ain.

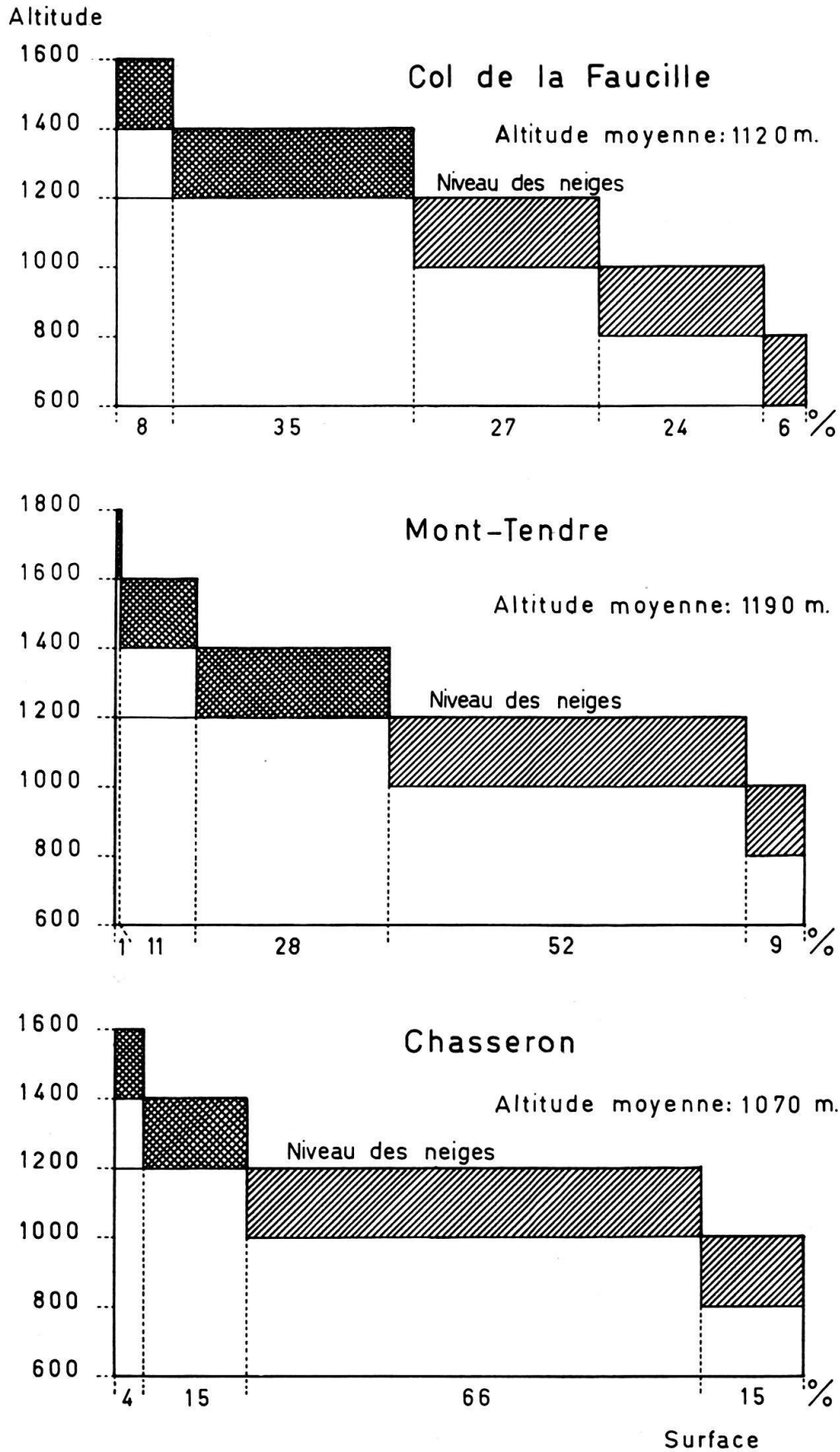


Fig. 6. Répartition des altitudes dans trois régions jurassiennes.

glacier rhodanien serait beaucoup trop petite par rapport à celle du bassin d'alimentation. Cela nous amène à adopter la limite admise par JÄCKLI lui-même, soit 1 200 m dans le Jura et 1 300 m au pied de la chaîne, sans y attacher du reste une importance excessive, car comme nous allons le voir, l'existence d'une calotte jurassienne ne dépend pas d'une différence de 100 ou 200 m de la limite des neiges, différence qui n'excédait pas sans doute ses variations dans le temps et dans l'espace⁸⁾.

Toutefois il est permis de s'étonner qu'un appareil glaciaire de l'importance de celui que nous avons décrit ait pu prendre naissance sur une aire d'aussi médiocre altitude, et nos prédécesseurs n'ont pas manqué de le faire à propos des glaciers plus modestes qu'ils imaginaient. Les diagrammes de la figure 6 représentent la répartition des altitudes par tranches de 200 m dans les trois régions envisagées, celle de la vallée de Joux à la hauteur du Mont-Tendre (513/160), la région SW à la Faucille (490/135) et celle du NE à partir du Chasseron (Voir fig. 5). Chacun a été établi dans une bande transversale de 4 km de large, limitée à chaque bout par l'isohypse de 1 000 m, de manière qu'elle renferme à coup sûr la zone d'alimentation glaciaire.

On voit que la région centrale est la plus favorisée à cet égard, ce qui ressort aussi du calcul de l'altitude moyenne. Les deux autres graphiques mettent en évidence l'importance des vallées profondément encaissées du secteur SW, qui compensent l'extension des zones élevées, et dans celui du NE, la place occupée par les plateaux d'altitude moyenne (1 000-1 200).

Toutefois l'altitude n'est pas tout. Si c'est bien elle qui a déterminé l'existence proprement dite des glaciers, c'est la topographie, en définitive, qui est responsable de leur importance. Du côté de la plaine, le Jura central est limité par un obstacle orographique presque continu, du Crêt d'Eau au Mont-Tendre, par le Reculet et la Dôle. Incapables au début de le franchir et de rejoindre directement le glacier du Rhône, les glaces jurassiennes, retenues à l'intérieur de la chaîne, n'ont pu que se rassembler dans les vallées. Or celles-ci présentent presque toutes le caractère de bassins fermés ou mal drainés, débouchant dans des cluses étroites. Ne pouvant s'écouler entièrement par ces issues facilement engorgées, la glace dut s'accumuler dans les bassins internes jusqu'à ce que l'écoulement transversal, par dessus les chaînons, devînt possible, réalisant du même coup une nappe continue, une fois les dépressions comblées et les hauteurs submergées.

Il en résulta automatiquement une amélioration des conditions d'alimentation. Les hautes vallées jurassiennes ayant une altitude voisine de 1 000 m, la glace qui s'y accumula ne tarda pas à atteindre, puis à dépasser, le niveau des neiges, même s'il était un peu plus élevé que celui que nous avons admis. A partir de ce moment, le glacier s'est alimenté dans toute sa partie centrale, indépendamment des accidents du relief. Il s'agissait d'une alimentation de faible extension verticale, compensée par une grande extension horizontale, assimilable à celle des inlandsis, et bien différente de celle qu'on essaye d'imaginer par l'examen de la carte topographique. Elle augmentait donc à mesure que la glace s'épaississait, par une sorte d'autocatalyse.

⁸⁾ Au maximum wurmien, les espaces découverts du haut Jura devaient donc être limités par l'isohypse de 1 200 m et par l'extension du glacier rhodanien, de la calotte et des petits glaciers locaux. Indépendamment des zones externes ou méridionales, situées au-dessous du niveau des neiges, de telles surfaces existaient aux deux extrémités du versant suisse de la chaîne, où la glace alpine s'abaissait au-dessous de 1 200 m, comme le montre la carte de JÄCKLI (1962).

Dans la région située à l'E du décrochement de Vallorbe-Pontarlier, les conditions étaient différentes, sauf à la Brévine où l'on sait qu'une calotte a pu se constituer. Les chaînes les plus élevées y dépassent pourtant le niveau des neiges; des glaciers y prenaient donc naissance. En revanche les vallées n'ont pu servir de bassins d'accumulation. Ces spacieuses dépressions ont dû au contraire faciliter la fusion et l'évacuation de la glace vers la plaine suisse ou en direction de la vallée du Doubs, empêchant ainsi la formation d'une nappe continue.

Mouvement

C'est à la vallée de Joux qu'on peut s'en faire l'image la plus nette. La dispersion des cailloux crétacés sur les chaînes qui l'entourent et les stries à contre-pente de ses versants, correspondent à un mouvement centrifuge et ascendant de la glace profonde. Dans ce bassin fermé, ce mouvement n'a pu être causé que par le poids de la glace surincombante, à l'exclusion de toute poussée latérale (Fig. 3). Il s'agissait donc d'une fuite en profondeur, d'un mouvement plastique, dont l'existence est démontrée ici dans des conditions particulièrement favorables en raison de l'exigüité du bassin et de son caractère topographique.

C'est vraisemblablement à la vallée de Joux, foyer du mouvement centrifuge, que le dôme de glace était le plus épais. En direction du NW, il s'abaissait progressivement jusqu'au bassin de Pontarlier, tandis que de l'autre côté, une fois franchi l'obstacle de la haute chaîne, il devait se raccorder à la surface du glacier du Rhône par une pente assez prononcée.

Le drainage opéré par le col de St-Cergue (500/145), dont l'importance est attestée par celle des moraines accumulées à son débouché méridional, engendrait peut-être une dépression transversale entre la zone culminante de la vallée de Joux et un autre dôme situé plus à l'W. Toutefois les stries observées dans cette région correspondent mieux à un flux continu vers l'W qu'à un second système centrifuge.

Stades de retrait

L'absence de données stratigraphiques ne m'a pas permis de distinguer les divers stades de la glaciation wurmienne; toutefois mes recherches m'ont fourni la possibilité d'identifier une extension maximum au cours de laquelle la calotte atteignait la vallée de la Loue, et une extension un peu plus restreinte, mais beaucoup plus longue, qui ne dépassait pas le bassin de Pontarlier, sans pouvoir préciser laquelle a précédé l'autre.

Quant aux phases de retrait proprement dites, je n'ai pas grand'chose à ajouter aux conclusions de mes travaux précédents (AUBERT, 1938, 1943). En s'abaissant, la calotte a dû se morceler en une infinité de glaciers de versants et de vallées. A la glaciation régionale, ont succédé des glaciers locaux.

A la vallée de Joux, on peut distinguer, sur la carte géologique, les traces d'une nappe de glace remplissant le bassin jusqu'à 1250 m, puis s'abaissant à 1100 m, à laquelle succède une langue confinée dans le talweg, où ses vallums ont conservé par endroits une fraîcheur morphologique remarquable. Les glaciers les plus tardifs sont

certainement ceux des cirques orientés au N ou à l'E, comme ceux du Mont-d'Or (Carte géol. Orbe; 518/175,5; 518/177,2).

Il resterait à examiner les relations réciproques des glaciers jurassiens et alpin, au cours de la période de régression, ce qui poserait une fois de plus le problème si controversé de la récurrence des premiers, c'est-à-dire de leur progression sur l'aire abandonnée par l'autre. Bornons-nous à signaler les recherches de PORTMANN (1954-1955) qui s'y rapportent, et à relever la présence de moraine jurassienne typique sur de la moraine alpine tout aussi caractéristique, au débouché des vallons de Vallorbe et de Vaulion (Carte géol. Orbe; 521/174; 522,1/172,12). Il resterait à découvrir si cette récurrence date de la progression glaciaire, comme nous l'avons envisagé à la page 566, ou de la période de régression, et, dans ce cas, de déterminer s'il s'est agi d'une crue tardive des glaciers locaux ou de la vidange des réserves de glace contenues dans les bassins d'accumulation.

L'érosion et la morphologie glaciaires

L'importance des moraines témoigne de l'intensité de l'érosion exercée par le glacier. A part les moraines périphériques, signalées plus haut, il faut tenir compte des innombrables cailloux jurassiens incorporés dans les formations alpines du pied du Jura, et des paquets déposés par la calotte sur son aire d'occupation. La figure 1 n'en donne qu'une idée imparfaite. Les plus importants sont contenus dans les vallées synclinales, les combes anticlinales et les dépressions karstiques, qui durent se comporter les unes et les autres comme des pièges. Il en existe aussi des traînées et des placages sur les versants et les plateaux, où ils peuvent se confondre avec les formations de retrait. En revanche, les combes marneuses, en particulier celles qui sont creusées dans l'Argovien, en contiennent peu ou pas du tout, sauf celles qui ont été occupées tardivement par de petits glaciers locaux.

Il s'agit presque toujours de moraine de fond à cailloux émoussés, polis et striés, en grande majorité d'origine jurassique. La matrice blanchâtre, de consistance argileuse, renferme 60 à 83 % de CaCO_3 . Elle semble donc provenir à la fois du polissage des calcaires et de l'usure des niveaux marneux ou argileux.

Il est certain que la calotte glaciaire a rabotté vigoureusement la surface jurassienne. Dans quelle mesure a-t-elle contribué à la façonner ? Le tableau comparatif suivant permet de s'en rendre compte.

Aire occupée par la calotte glaciaire	Aire restée en dehors de la calotte glaciaire
Morphologie accidentée.	Morphologie très adoucie.
Affleurements rocheux très nombreux.	Affleurements rocheux rares et peu étendus.
Sol mince, généralement de nature humique.	Couche plus ou moins épaisse de sol résiduel ou lehm.
Têtes de bancs calcaires formant des arêtes continues, séparées par des combes monoclinales correspondant aux niveaux marneux.	Alternance des bancs calcaires et marneux à peine marquée dans un relief presque uniforme.

Combes argoviennes profondément excavées.

Synclinaux crétacés caractérisés par un relief très différencié (en l'absence de moraine): collines calcaires très saillantes, combes marneuses.

Sur les anticlinaux jurassiques, relief karstique juvénile: lapiez subaériens et subhumiques, dolines et autres dépressions karstiques à parois et fond rocheux.

Phénomènes périglaciaires réduits à des couvertures de cailloux superficiels et à des éboulis.

Pâturages et cultures occupent exclusivement les terrains morainiques et marneux; forêts et pâturages boisés recouvrent les terrains calcaires.

Combes argoviennes peu profondes ou à peines marquées, du moins celles qui sont privées d'écoulement superficiel.

Relief beaucoup plus uniforme.

Relief karstique enseveli sous la terre résiduelle. Lapiez inexistant, dolines comblées.

Phénomènes périglaciaires tiennent une place plus grande, avec davantage de diversité: nappes de cailloux, traces de solifluction.

Prairies, champs cultivés et pâturages se rencontrent sur tous les terrains.

On pourrait appeler **Jura rocheux** et **Jura-pelouse** ces deux types de modelés qui sont représentés sur les figures 7 et 8.

Une étude pédologique comparée devrait compléter celle du relief. En attendant qu'elle soit faite, remarquons que dans le Jura-pelouse, le sol renferme fréquemment des galets erratiques (ROLLIER 1893), des quartzites vosgiens ou même des lambeaux de moraine alpine (SCHWAAR 1963). Dans des échantillons neuchâtelois, M. WEGMANN (Communication orale) a observé de fines particules lœssiques de glaucophane et d'épidote. Rien de semblable n'a été signalé ailleurs, sinon de rares galets rissiens repris par les derniers glaciers. Jusqu'à plus ample informé, on peut donc admettre d'une façon générale que les sols antéwurmien ont disparu dans les régions occupées par la calotte, tandis qu'ailleurs il en existe encore.

Le contraste entre le Jura rocheux et le Jura-pelouse est frappant de part et d'autre du bassin de Pontarlier. Au S, les chaînons du Laveron et de la Haute Joux, burinés par le glacier, ont un relief typiquement rocheux et accidenté; de l'autre côté, au contraire, l'anticlinal de la Chapelle d'Huin (503/198), qui n'a été recouvert que par l'extension maximum, présente une morphologie uniforme, un sol argileux profond et peu ou pas d'affleurements.

Au NE, la transition est plus marquée. Pourtant, sitôt franchi le décrochement de Pontarlier, sur le plateau des Fourgs (511/187) et dans la chaîne du Suchet, le caractère rocheux s'atténue et les terres résiduelles prennent davantage de place dans la mesure où la moraine diminue. Les hautes croupes du Jura neuchâtelois, comme celles du Creux du Van et de Som Martel, présentent une morphologie bien différente de celle du Risoux et du Mont-Tendre, à l'exception des parties les plus dé-

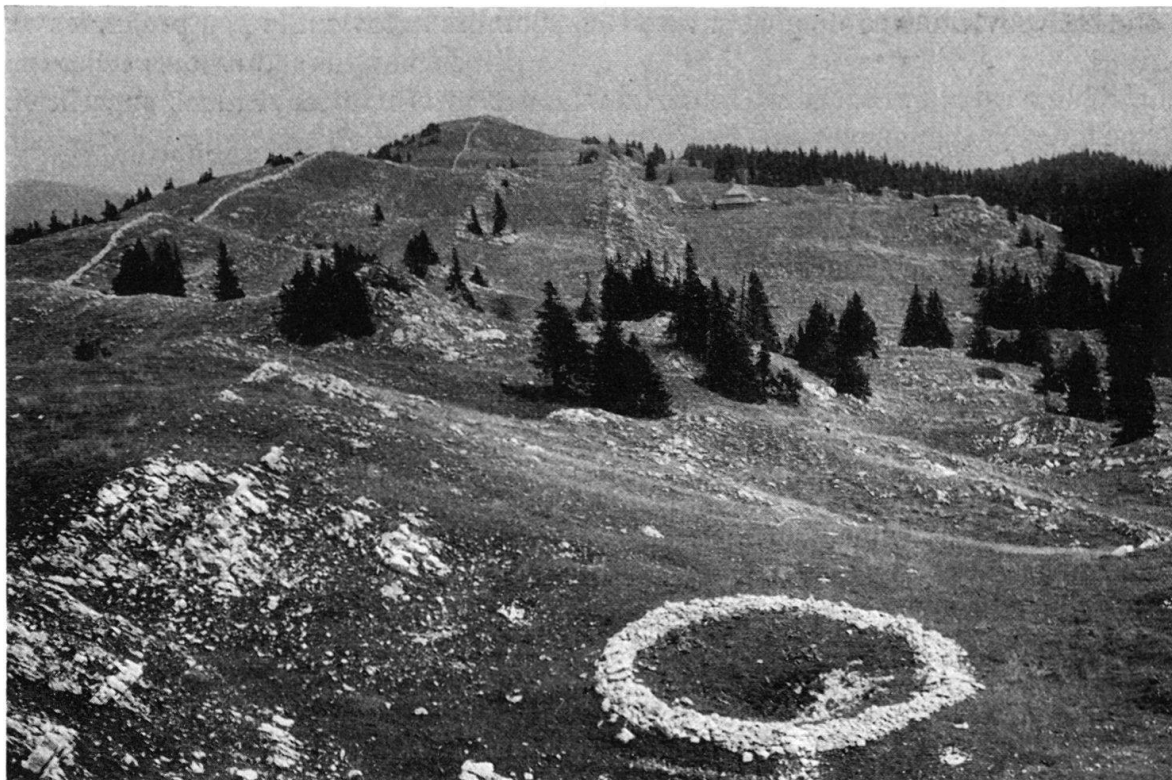


Fig. 7. Le Jura rocheux. Faîte de l'anticlinal du Mont-Tendre.



Fig. 8. Le Jura-pelouse. Au premier plan, croupe anticlinale près de la Tourne (Jura neuchâtelois); au fond le Creux-du-Van.



Fig. 9. Carrière de la Combe du Moussillon (Vallée de Joux, coord. 505,35/160,70). Moraine reposant sur des bancs de calcaire, dont la partie supérieure a été fractionnée par le gel.

clives dénudées par le ruissellement. Finalement c'est dans les Franches-Montagnes que les pelouses jurassiennes acquièrent leur aspect le plus caractéristique.

Une conclusion s'impose à la suite de ces considérations sur la morphologie comparée, à savoir que les glaces jurassiennes d'épaisseur suffisante ont imprimé au relief un cachet particulier, celui du Jura rocheux. Leur travail a consisté d'abord à débayer le terrain du sol et des cailloux superficiels et à curer les cavités karstiques. Puis l'érosion glaciaire proprement dite a complété cette dénudation. Elle s'est appliquée sur les calcaires et sur les marnes avec des résultats différents. Les premiers, soumis à l'abrasion et à l'abatage, se sont comportés comme des roches résistantes; ils restent donc en relief. Les niveaux marneux, plus vulnérables à la friction exercée par la glace, ont été attaqués plus efficacement et leur emplacement est marqué par des dépressions.

C'est bien ce que l'on observe sur les flancs des anticlinaux, striés longitudinalement par l'alternance des têtes de bancs calcaires et des combes marneuses monoclinales (Fig. 7). Les mêmes résultats se retrouvent dans les synclinaux, où les combes hauteriviennes et purbeckiennes dessinent des dépressions bien nettes entre les vigoureuses collines des calcaires. Cette morphologie caractéristique du haut Jura est généralement qualifiée d'appalachienne (DUBOIS 1959, p. 275); elle appartient bel et bien au modelé glaciaire, du moins dans ses formes mineures. Elle n'a rien de commun non plus avec le façonnement des vallées par les glaciers, auquel le même auteur attache une importance excessive. De toute manière, il n'aurait pu se réaliser que

pendant la période de régression, une fois la calotte remplacée par de petits glaciers locaux.

L'importance de l'ablation par le glacier ne dépend pas que des qualités de la roche; elle varie d'un endroit à l'autre pour des raisons que l'on ne discerne pas. La figure 9 nous montre dans la tranche d'une carrière, de la moraine reposant directement sur des cailloux de gélivation. Dans ce cas, le glacier a donc été incapable d'emporter les matériaux meubles. Ailleurs, dans une tranchée artificielle creusée dans le plateau de Loulle (480/174), j'ai pu observer des cailloux morainiques superposés à des calcaires jurassiques bleutés, ce qui signifie que toute l'épaisseur de la zone d'oxydation avait été préalablement enlevée par la friction glaciaire.

Ce relief rocheux n'appartient pas exclusivement à la région occupée par la calotte jurassienne. On le retrouve sur les anticlinaux du Jura méridional burinés par le glacier du Rhône, ainsi que dans le seuil neuchâtelois de Montmollin-Chaumont par lequel la glace alpine pénétrait dans le val de Ruz. Le modelé du bassin molassique lui-même, si différent au premier abord, s'identifie avec lui lorsque les conditions pétrographiques se rapprochent de celles du Jura. Le cas est frappant au Pélerin, au-dessus de Vevey; les bancs de grès et poudingues y forment des buttes caractéristiques séparées par des dépressions correspondant aux couches plus tendres.

En revanche, dans la région située à l'E du décrochement de Pontarlier, les glaciers étaient vraisemblablement trop minces pour posséder un réel pouvoir d'érosion. Leur rôle s'est borné, suivant les circonstances à évacuer les déblais périglaciaires ou au contraire à protéger les sols. Ainsi s'expliquent la morphologie propre à cette région, la rareté et la nature des moraines, ainsi que l'absence de roches moutonnées.

Relief karstique et modelé glaciaire

En dehors des vallées fluviales et des dépressions sèches creusées par d'anciens cours d'eau, le Jura calcaire possède un relief karstique d'un caractère un peu particulier, auquel est venu se superposer un modelé glaciaire dans le territoire occupé par la calotte. On peut se demander dans quelle mesure le premier a été modifié par le second. Examinons d'abord le cas du Mormont. Il s'agit d'une sorte de horst crétacé qui se détache du Jura et s'avance dans le bassin molassique, entre la plaine de l'Orbe et la vallée de la Venoge (Carte géol. Mont-la-Ville-Cossonay). Sa situation l'a exposé tout particulièrement à l'action du glacier du Rhône qui passait par dessus. Or, on peut constater que le plateau urgonien qui en forme la partie la plus élevée a perdu la morphologie karstique qu'il devait posséder antérieurement; il n'en reste plus que quelques dépressions fermées peu profondes, parmi les surfaces moutonnées et nivelées par le passage du glacier.

Dans le Jura, au contraire, l'érosion glaciaire n'est pas parvenue à supprimer le relief karstique. Les dolines et autres dépressions de ce genre sont nombreuses, généralement profondes et la plupart du temps débarrassées de leur contenu résiduel. De la moraine s'y trouve fréquemment, même dans les dolines et les crevasses, comme j'ai pu le constater dans la coupure de nombreux chemins forestiers. En revanche, l'occasion ne s'est jamais présentée d'en observer sur des lapiez, comme ROLLIER (1894) a pu le faire. Il est pourtant difficile d'admettre que les plus profondes de leurs fissures soient postérieures au glacier.

Il existe aussi une relation entre le façonnement glaciaire et l'inclinaison de la surface topographique par rapport à la marche du glacier. Les versants à contre-pente ont été rabottés plus énergiquement que ceux qui s'inclinent dans le sens du mouvement de la glace. Mais dans l'appréciation de telles dissemblances morphologiques, il est difficile de faire la part des différents facteurs topographiques, tectoniques, pétrographiques, etc., qui influencent la marche de l'érosion. Toutefois le contraste est net entre les deux flancs du Risoux, dont la structure et la stratigraphie ne diffèrent guère. Le versant suisse, exposé au courant de glace ascendante, est caractérisé par la prédominance et la régularité des combes et des crêts monoclinaux, au détriment des dolines et autres dépressions de même origine. Cette uniformité serait l'indice d'une forte érosion glaciaire. L'autre versant, parcouru par la glace descendante, a conservé un relief accidenté, des formes karstiques plus accusées, notamment de profondes vallées sèches partiellement comblées de moraine. L'empreinte glaciaire y paraît donc moins prononcée. L'exemple du Risoux n'est pas exceptionnel. Le même contraste est perceptible ailleurs entre le versant «au glacier» et le versant «sous le glacier».

Anciennes glaciations

Tout ce qui précède se rapporte à la dernière glaciation, celle du Wurm. Mais on connaît aussi les vestiges d'une glaciation plus ancienne, ou même de deux d'après TRICART (1951). NUSSBAUM et GYGAX (1935) ont consacré à cette glaciation rissienne dans le Jura une étude précise, à laquelle je n'ai pas grand'chose à ajouter, faute d'observations nouvelles.

L'aire occupée par le glacier rissien originaire des Alpes est délimitée par des blocs, des galets et des lambeaux de moraine ou de cailloutis plus ou moins altérés, dépassant en altitude et en extension les dépôts wurmiens marginaux de même nature. Beaucoup ont certainement été déplacés ultérieurement par les glaces locales.

Sur le versant suisse du Jura au SW de Vallorbe, les éléments alpins dépassent rarement l'altitude de la glace wurmienne, c'est-à-dire 1 200 m. Ceux qui figurent sur les cartes topographiques au S du Mont-Tendre, et que NUSSBAUM et GYGAX ont indiqués sur la leur à 1 366 m, ne sont que de gros blocs de calcaires locaux (AUBERT 1936). Il en existe pourtant d'authentiques sur le promontoire méridional de Châtel (Aruffens, 517,15/163,4-163,9) à 1 380 m environ. On ne les trouve pas sur la carte géologique de Mont-la-Ville-Cossonay. Le plus gros m'a été signalé par M. GEYER de Morges. Toutefois je ne suis pas certain qu'ils soient en place, car, à l'exception du plus volumineux, tous se trouvent dans de vieux murs ou à proximité immédiate. Il est donc possible qu'ils aient été apportés à Châtel, on ne sait pour quelles raisons, lors de la construction du refuge pré-médiéval dont les ruines sont encore visibles.

De toute façon, la chaîne du Reculet-Mont-Tendre est extrêmement pauvre en matériel alpin d'altitude, si on la compare à la région jurassienne située plus au NE. On en conclut, comme pour le Wurm, que le glacier rissien a été retenu à une certaine distance de la chaîne par la présence de glaces locales. C'est sans doute pour la même raison qu'il a été incapable d'envahir les vallées dont les accès sont pourtant inférieurs à son niveau.

A l'E du décrochement de Pontarlier-Vallorbe, où le même obstacle n'existait pas, rien n'a empêché le glacier du Rhône de submerger la chaîne jusque dans la

vallée de la Loue. Deux galets alpins découverts récemment, l'un à la Dent de Vaulion à 1380 m (517/171) et l'autre près de Mouthe (506/713) à 1100 m, signifient qu'il a dû s'étendre un peu plus à l'W que ne l'indiquent NUSSBAUM et GYGAX, et atteindre, au moins temporairement, le seuil des vallées de Joux et de Mouthe.

Il faut signaler encore les stries glaciaires découvertes par DREYFUSS (1961) à Ornans ainsi que ses nouvelles observations sur la moraine alpine de la Loue. TRICART (1951) l'attribue à une glaciation plus ancienne, Mindel ou Gunz, de même que les cailloutis altérés de Chaffois près de Pontarlier. A Pontarlier même il décrit deux types de moraines, aussi pauvres l'une que l'autre en éléments rhodaniens qu'il rattache l'un au Riss, l'autre au Wurm, en se basant sur le degré d'altération de leurs sols. Dans les deux cas, il s'agirait de formations alpines. La rareté de leur matériel originel, par rapport à la moraine plus ancienne, s'expliquerait selon le même auteur, par une surélévation tardive du Jura, qui aurait arrêté le flux de glace profonde riche en cailloux alpins. Il est pourtant plus facile d'imaginer une variation de niveau du glacier que d'invoquer celle des montagnes.

Le glacier rissien a certainement franchi le col de St-Cergue, à 1238 m (500/145) et celui de la Faucille à 1380 m (490/135), au débouché desquels on a signalé de rares blocs alpins (BOURGEAT 1895, 1899; NUSSBAUM et GYGAX 1935). J'en ai découvert un moi-même à la Combe Sambine (487/141), près de Lamoura, qui n'avait été, sauf erreur, signalé par personne. Leur petit nombre indique que ces incursions alpines n'ont eu qu'une faible importance, et leur répartition apporte la preuve de leur dispersion par les glaces locales.

Quel était le domaine de ces dernières? Leur écoulement devait être encore plus difficile qu'à l'époque suivante, en raison de l'extension du glacier du Rhône à l'E, au N et au S. Il n'a pu se produire librement que vers l'W. Il ne faut donc pas s'étonner qu'elles aient dépassé, dans cette direction, la vallée de l'Ain, limite de la calotte wurmienne. C'est ce que montre en effet la présence de lambeaux morainiques exclusivement jurassiens disséminés sur le plateau de Lons-le-Saunier. DELEBECQUE (1902, 1899) y signale même des stries orientées E-W et un bloc d'Urgonien erratique qui ne peut provenir que du Jura plissé. Des matériaux analogues se retrouvent au débouché des vallées d'érosion d'Arbois, de Poligny et de Voiteur, ainsi qu'à Lons-le-Saunier même⁹).

La calotte glaciaire qui recouvrait le Jura au Riss, s'étendait donc jusqu'à la limite de la Bresse, comme l'indique la carte de NUSSBAUM et GYGAX (1935). Son altitude maximum n'est pas connue. Il s'agissait d'un lobe mixte, comprenant un important flux de glace alpine, pénétrant par Jougne et Ste-Croix, jusqu'à la hauteur d'Ornans et de Salins, et une zone centrale et occidentale alimentée par les précipitations locales, à l'exception des flux alpins secondaires de St-Cergue et de la Faucille.

BIBLIOGRAPHIE

- AGASSIZ, L. (1843): *Sur les anciens glaciers du Jura*. Actes S. Helv. S. N. 28e session: 284-285.
 AUBERT, D. (1936): *Les prétendus blocs erratiques de Mondisé (Jura vaudois)*. Bull. S. vaud. S. N., 59/240, 101-102.
 - (1938): *Les glaciers quaternaires d'un bassin fermé: la vallée de Joux (canton de Vaud)*. Bull. S. vaud. S. N., 60/246, 117-130.

⁹) A ce propos voir aussi les travaux de PIROUTET (1925).

- AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la vallée de Joux*. Mat. carte géol. Suisse, (N. S.), 78.
- BENOIT, E. (1853): *Essais sur les anciens glaciers du Jura*. Actes S. Helv. S. N. 38e session: 231-247.
- (1876): *Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier*. Bull. S. G. France, 3e s. 5, 61-73.
- BOURDIER, F. (1961): *Le bassin du Rhône au Quaternaire*. Ed. C. N. R. S. Paris.
- BOURGEAT, ABBÉ (1883): *Glaciers du Jura*. Rev. géol. suisse 14, 69-71.
- (1895): *Quelques observations nouvelles sur les lapiez, le glacière et la molasse dans le Jura*. Bull. S. G. France, 3e s., 23, 414-420.
 - (1899): *Quelques points nouveaux de Géologie jurassienne. I. Le Glacière*. Bull. S. G. France, 3e s., 27, 445-450.
- BURGER, A. (1959): *Hydrogéologie du bassin de l'Areuse*. Bull. S. neuch. Géogr. 52.
- CHARPENTIER, J. DE (1841): *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône*. 1 vol., Lausanne.
- DELEBECQUE, A. (1896): *Les terrains quaternaires et les lacs du Jura français*. Bull. Carte géol. France 8/53, 197-199.
- (1899): *Phénomènes glaciaires des Vosges et du Jura*. Bull. Carte géol. France 10/69, 594-598.
 - (1902): *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents*. Bull. Carte géol. France 13/90, 489-501.
- DREYFUSS, M. (1961): *Le plateau de Chantrains et le faisceau salinois entre Nods et la Loue*. Bull. Carte géol. France 57/261, 67-74.
- DUBOIS, M. (1959): *Le Jura méridional*. 1 vol., Soc. d'Educ. et d'Enseignement sup., Paris.
- FAVRE, J. (1911): *Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds*. Eclogae geol. Helv. 11/4, 369-476.
- (1924): *La flore du cirque du Moron et des hautes côtes du Doubs*. Bull. S. neuch. S. N. 49, 7-130.
- GIRARDIN, B., et NUSSBAUM, F. (1907): *Sur les formations glaciaires de la Chaux-d'Arlier*. C. R. Ac. Sc. 144/2, 1073-1075.
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz*. Vol. I, Leipzig.
- JACCARD, A. (1859): *Description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois*. Mat. Carte géol. Suisse 6.
- (1893): *Deuxième supplément à la Description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois*. Mat. Carte géol. Suisse 7.
- JÄCKLI, A. (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum*. Mit einer Karte. Eclogae geol. Helv. 55/2, 285-294.
- JAYET, A. (1954): *A propos de la récurrence des glaciers jurassiens, le lœss de Thoiry (Ain), France*. Arch. Sc. phys. nat. Genève 7/1, 47-52.
- JEANNET, A. (1925): *Géologie de la vallée de la Brévine et du lac des Taillères*. Bull. S. neuch. S. N. 49, 207-209.
- LAGOTALA, H. (1920): *Etude géologique de la région de la Dôle*. Mat. Carte géol. Suisse, (N. S.), 46, 4e partie.
- (1925): *La vallée de la Valserine et le glacier du Rhône*. C. R. Sc. phys. nat. Genève 42/2, 73-77.
 - (1953): *Les pseudo-dépôts rhodaniens de la Dôle (Jura suisse)*. Arch. Sc. phys. nat. Genève 6/5, 269-274.
- MACHACEK, F. (1901): *Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer und Französischen Jura*. Mitt. d. Naturforsch. Gesellschaft, Berne: 9-17.
- MARGERIE, E. DE (1922): *Le Jura*, 1e partie. Paris.
- MUHLETHALER, C. (1932): *Etude géologique de la région des Verrières*. Bull. S. neuch. S. N. 56,
- MUSSILLON, C. (1963): *Etude géologique de la région de Syam (Jura)*. Ann. Univ. Besançon, 2e S., 17, 21-31.
- NUSSBAUM, F., und GYGAX, F. (1935): *Zur Ausdehnung des risszeitlichen Rhonegletschers im französischen Jura*. Eclogae geol. Helv. 28/2, 659-665.
- (1960): *Geographische Beobachtungen in den Quellgebieten des Doubs und des Ain*. Regio basil., 2, 101-111.
- PENCK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.

- PIROUTET, M. (1925): *Les différentes phases glaciaires dans le Jura salinois*. Bull. S. G. France 4e s., 25/1-2, 49-58.
- PORTMANN, J.-P. (1954-55): *Pétrographie des moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse)*. Bull. S. neuch. Géogr. 51/5, 13-55.
- RITTENER, T. (1902): *Etude géologique des environs de Ste-Croix*. Mat. carte géol. Suisse, (N. S.), 13.
- ROLLIER, L. (1893): *Structure et histoire géologique de la partie du Jura central comprise entre le Doubs et le val de Delémont*. Mat. carte géol. Suisse 8, 1er suppl.
- (1894): *Les lapiés du Jura*. Bull. S. neuch. S. N. 22, 54-65.
 - (1908): *Polis glaciaires dans le Jura français*. Bull. S. Belfortaine d'Emulation 27, 53-57.
- SCHARDT, H. (1891): *Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura*. Bull. S. vaud. S. N. 27/103, 69-159, et Eclogae geol. Helv. 2/3, 253-344.
- (1902): *Dépôts glaciaires et tectoniques du vallon des Verrières*. Bull. S. neuch. S. N. 30, 404-408.
- SCHWAAR, D. C. (1963): *Le Quaternaire du Val de Travers*. Intern. training centre for aeral survey, Delft, Holland.
- TANNER, V. (1930): *Studier over Kvartär systemet i Fennoskandia*. Bull. Comm. géol. Finlande, 8.
- TRICART, J. (1951): *Les formations détritiques quaternaires du val de Pontarlier*. Bull. carte géol. France 50/237, 134-149.
- (1954): *Les dépôts quaternaires de la région des chaînons (feuille de Pontarlier au 50 000e)*. Bull. carte géol. France 52/241, 123-136.
 - (1957): *Les formations quaternaires de la feuille de Mouthe*. Bull. carte géol. France 55/252, 3-16.
- TRICART, J.; AVENARD, J.-M.; POGGI, C.; STEIB, C.; LE BOURDIEC, F. (1961): *Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles St-Claude et Moirans-en-Montagne au 50 000e*. Bull. carte géol. France 58/264, 73-97.
- VENETZ, I. (1843): *Sur le glacier du Rhône et les anciens glaciers jurassiens*. Actes S. Helv. S. N. 28e session, 78.
- VÉZIAN, A. (1876): *Les anciens glaciers du Jura*. Ann. Club alpin français 3, 487-509.