La récurrence des glaciers jurassiens entra le Venoge et l'Aubonne

Autor(en): **Aubert, Daniel**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **78 (1986-1987)**

Heft 369

PDF erstellt am: **25.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-278902

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

BULLETIN N° 285 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

La récurrence des glaciers jurassiens entre la Venoge et l'Aubonne

PAR

DANIEL AUBERT[1]

... une colline que des milliers d'années
ont conduite à une forme parfaite...
Gustave Roud.

Résumé. – A deux reprises, la glace jurassienne s'est avancée sur le territoire libéré par le recul du dernier glacier alpin.

La première fois elle s'est arrêtée au pied du versant, sauf à Montricher, au débouché d'une dépression transversale, où elle a dépassé cette limite de plusieurs kilomètres. Cette première récurrence a eu pour cause générale la vidange de la calotte glaciaire jurassienne déphasée par rapport au retrait rhodanien. Quant à son extension excessive de Montricher, elle doit son origine à la concentration de l'écoulement glaciaire déterminée par l'émersion de la chaîne faîtière.

La seconde récurrence, caractérisée par la richesse de sa moraine en éclats de gélifraction, ne comptait que de petits appareils de versants. Elle fut le résultat d'une aggravation climatique, qui provoqua en outre un retour du glacier du Rhône et un stationnement du glacier résiduel de la calotte à la vallée de Joux.

Subsidiairement, nos observations ont révélé que la Venoge préwurmienne rejoignait l'Aubonne, et ont permis de suivre l'évolution du chenal postglaciaire de Froideville.

Summary – The Recurrence of Jurassian Glaciers between the Venoge River and the Aubonne River: Twice, Jurassian ice advanced over the region which remained ice-free after the withdrawal of the last alpine glacier (the Rhone glacier of the Wurmian age).

The first time the ice advanced no further than the foot of the slope, except in the vicinity of Montricher, at the end of a transversal depression, where it extended further over several kilometers. The main cause was the discharge of the glacial shield of the Jura, occurring later than that of the alpine glaciation. The excessive ex-

[1] 1033 Cheseaux.

tension in the Montricher area is due to the concentration of the glacial flow, which is in turn determined by the emersion of the ridge of the mountain chain.

The second recurrence, characterized by the richness of gelifracts in its moraine, was made only of small slope glaciers. It was the result of a severe climatic change, which also induced a return of the Rhone glacier and the stagnation of the glacial shield of the Joux-Valley. Further, our observations revealed that the Prewurmian Venoge River ron into the Aubonne River, and made it possible to understand the evolution of the Froideville postglacial channel.

Introduction

A l'issue de la soutenance de thèse de M. Arn sur le Pléistocène de la région lémanique, l'un des experts, le professeur Burri, de Lausanne, a déclaré qu'il admettait l'existence de la récurrence des glaciers jurassiens, mais qu'il n'en comprenait pas la cause. Le présent travail a l'ambition de combler cette lacune.

C'est un phénomène mineur que cette progression des glaciers locaux sur le territoire libéré par les glaces alpines; pourtant il a suscité l'intérêt de la plupart des géologues préoccupés par l'étude du Quaternaire local, probablement en raison de son caractère illogique. A première vue, on comprend mal en effet que de modestes glaciers jurassiens aient pu s'agrandir au moment même où les grands appareils alpins régressaient.

On trouvera dans le travail de M. Arn[2] une bibliographie complète, ainsi que la relation historique de cet épisode des recherches géologiques, dont le point de départ fut une publication de Schardt en 1898, dans laquelle cet auteur envisage une progression des glaciers jurassiens jusqu'à 8 km de la chaîne dans la vallée de l'Aubonne. Cette hypothèse provocante eut le mérite, non seulement de poser le problème, mais de susciter les recherches de ses adversaires désireux de l'infirmer ou tout au moins de la tempérer. Dans l'ensemble, leurs travaux aboutissent à la conclusion que la récurrence était localisée et qu'elle n'avait pu dépasser le pied de la chaîne. Jayet (1966) en donne clairement la raison: «Il faudrait pour justifier un tel glacier (de récurrence) des cirques d'alimentation étendus et à une altitude dépassant 3000 m.»

Cette attitude, bien compréhensible alors, est périmée aujourd'hui, depuis qu'il a été établi que le Jura occidental a été coiffé d'une calotte régionale, énorme accumulation de glace bien suffisante pour alimenter des langues récurrentes (Aubert 1965). Dans son étude magistrale, c'est la solution adoptée par Arn, pour expliquer l'écoulement de la glace jurassienne jusqu'à des limites qu'il a pu déterminer par l'observation de terrasses de kames et de quelques vallums terminaux.

---

[2] Sauf avis contraire, les références bibliographiques concernant les travaux de M. Arn se rapportent à sa thèse (Arn 1984 b).

Toutefois, si riche qu'il soit, ce travail n'épuise pas le sujet. C'est pourquoi il m'a paru intéressant d'en reprendre l'étude sur d'autres bases dans l'espoir d'en compléter et d'en préciser les conclusions. Plutôt que d'envisager comme lui un territoire étendu, j'ai préféré me cantonner dans le secteur compris entre la Venoge et l'Aubonne, tout en recourant occasionnellement à des observations ponctuelles hors de ces limites.

Outre l'observation de la morphologie et des affleurements, mes recherches ont consisté surtout à compter des cailloux pour déterminer dans chaque cas la proportion des éléments jurassiens et rhodaniens, y compris les molassiques. Les échantillons ont été prélevés un peu partout, dans les exploitations et les affleurements sans doute, mais aussi et surtout sur les talus des chemins, dans les champs et dans les forêts. Avec plus de 230 comptages de 100 exemplaires chacun, comme le propose PORTMANN (1954-1955), on peut se faire une idée précise de la répartition des cailloux des deux types.

Mais c'est l'interprétation de ces résultats qui est délicate, car ils ne constituent pas en eux-mêmes un critère absolu permettant de trancher entre une origine jurassienne ou alpine, du fait que les moraines de chaque type se sont enrichies dans des proportions variables des éléments de l'autre. Toutefois cela devient possible quand la différence entre les catégories de galets est telle qu'elle s'impose, ou si l'on considère chaque prélèvement dans son environnement, en tenant compte de la situation réciproque des comptages. Par exemple, les moraines étroitement juxtaposées qui affleurent sur la route de Montricher à L'Isle (point 5 de la carte, 519 100/162 800), renfermant respectivement 72% et 11% d'éléments locaux. La première est évidemment jurassienne, la seconde alpine. A l'opposé, certains terrains présentent une telle intrication des formations des deux origines, qu'on est bien obligé de les considérer comme des dépôts communs des glaciers jurassiens et alpins (voir fig. 3, p. 33).

Ces observations ont été complétées par de nombreuses mesures de l'indice d'émoussé, basées chaque fois sur l'examen de 50 galets de Malm jurassien, prélevés dans des affleurements, à l'exclusion de ceux des sols suspects d'altération pédologiques.

Les conclusions de ce travail ne concernent pas exclusivement la récurrence; elles jettent aussi quelque lumière sur le phénomène original de la rencontre de deux glaciers, sur leurs mouvements, et nous renseignent sur l'influence exercée sur leur comportement par le relief de leur substratum rocheux.

CADRE GÉOLOGIQUE, TOPOGRAPHIQUE ET HYDROGRAPHIQUE. (planche et figure 1)

La glace d'origine alpine s'est avancée sur la surface peu accidentée du pied du Jura, puis s'est élevée le long de son versant sur lequel s'écoulait, en sens

inverse, la glace jurassienne. Leur rencontre se produisit donc sur cette haute façade calcaire qui se dresse au-dessus de la plaine par une brusque flexure topographique.

La continuité de ce versant est interrompue au-dessus de Montricher par les accidents du relief engendrés par le décrochement de Pontarlier, soit la profonde combe de la Verrière qui tranche l'anticlinal du Mont-Tendre, et l'arête oblique de Châtel. A l'autre extrémité de notre secteur, à la hauteur du Marchairuz, la chaîne est également affaiblie par une large échancrure, barrée du côté de la plaine par le petit anticlinal crétacé du Mont-Bally.

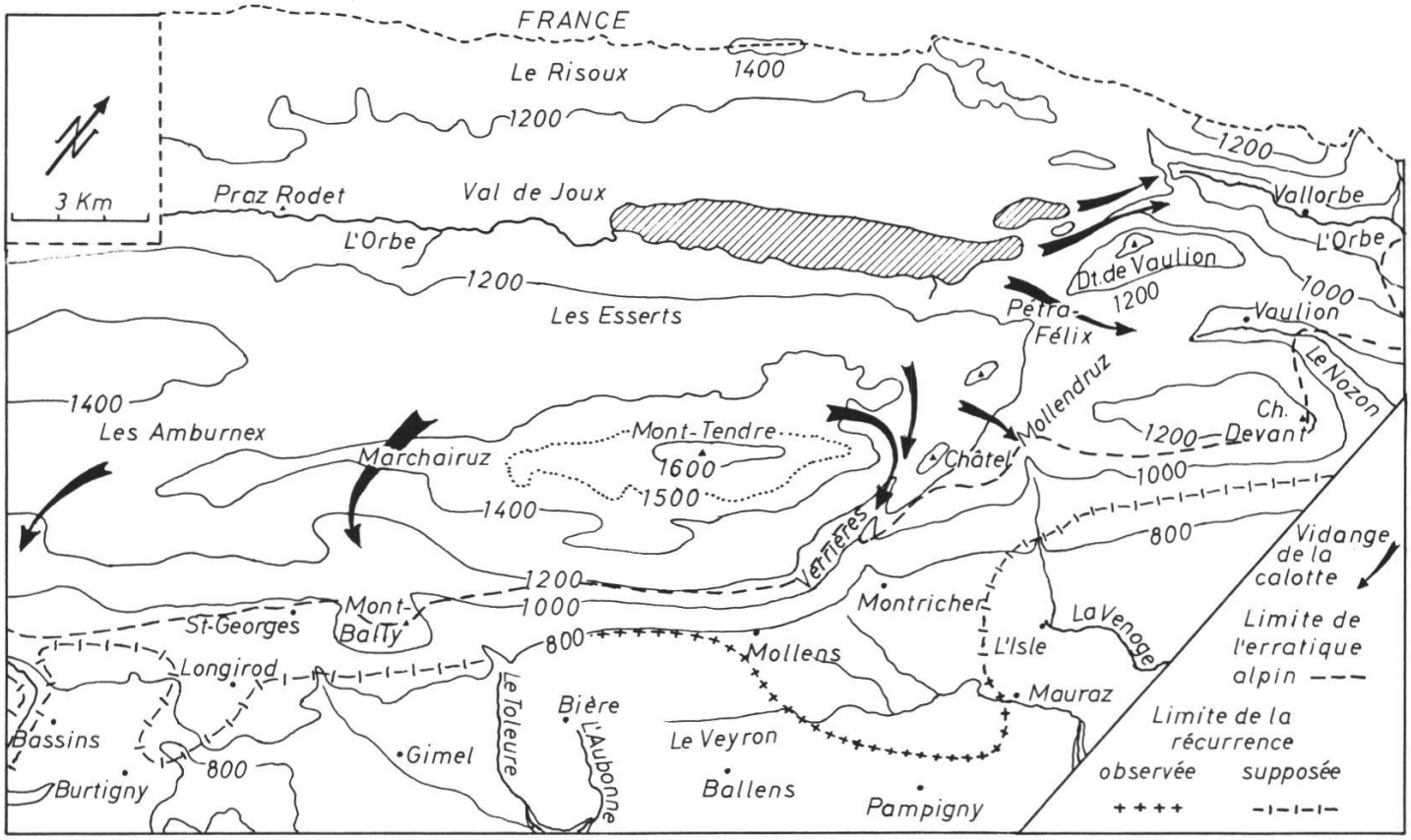


Figure 1. – Carte régionale.

Au pied du Jura, la moraine dissimule partout la molasse qui n'apparaît localement qu'à une certaine distance, dans le vallon de l'Aubonne, le long du coteau de Yens, Colombier et Cottens, ainsi que dans les affleurements de Pampigny et de Chavannes-le-Veyron indiqués sur la planche. (Coord. 523 600/162 000 et 523 800/159 000).

Les dépôts glaciaires, épais de plus de 100 m au versant de l'Aubonne, forment une zone large de 4 km, légèrement convexe, qui dessine sur la carte une bande bosselée parallèle au Jura. Le *chenal sinueux de Froideville* y est emboîté. Ce *plateau de Ballens* est séparé de la chaîne par un glacis, large de 2 km, drainé par le Veyron et ses affluents. A peine déprimé aujourd'hui il devait l'être davantage avant le dépôt des sédiments tardiglaciaires. A ses deux extrémités, ce *glacis subjurassien* est occupé par les importants épandages graveleux de Bière et de Montricher.

Aucun cours d'eau ne descend du Jura vers la plaine à part la modeste Chergeaulaz (519 700/165 000) qui recueille les eaux d'un bassin morainique au-dessus de l'Isle. C'est le seul survivant des nombreux ruisseaux tardiglaciaires dont les sillons d'érosion strient la surface du versant et qui tarirent quand l'infiltration se fut rétablie dans les fissures du calcaire.

Aujourd'hui, ces eaux karstiques alimentent plusieurs exsurgences, la Venoge, la source temporaire de la Malagne, l'Aubonne et le Toleure, dont l'alimentation jurassienne est démontrée par la sensibilité de leur débit à la fusion des neiges d'altitude, et pour les deux dernières, par une expérience de coloration (AUBERT, BADOUX et LAVANCHY 1979). Le Veyron lui-même, confiné dans le glacis subjurassien, bénéficie aussi d'un tel apport.

A ces cours d'eau s'ajoutent des curiosités hydrographiques locales, les *bons* (ou *bonds*), disséminés de Mollens à Gimel (514 650/150 900; 516 200/153 600; 518 200/157 800). Ce sont de petits étangs boueux qui deviennent émissifs par temps exceptionnellement pluvieux. On voudrait savoir s'ils réagissent aussi à la fonte des neiges. Plusieurs notes leur ont été consacrées autrefois par des naturalistes curieux de ce phénomène original. On en trouvera la relation dans la thèse de VERNET (1956).

Ancienne hydrographie. Dissimulé par une épaisse couverture morainique presque continue, le relief du substratum molassique façonné par les cours d'eau préwurmiens, n'est connu que par les travaux des géophysiciens et par deux sondages mécaniques. La représentation que nous nous en faisons repose sur les données suivantes:

1. L'existence d'une ancienne vallée de l'Aubonne, plus profonde et plus spacieuse que l'actuelle, déviée à l'E dans sa partie aval, comblée de dépôts glaciaires partiellement déblayés aujourd'hui par l'érosion récente (carte géologique de Morges).

2. L'existence d'une importante dépression subjurassienne entre Montricher et Gimel, remplie de sédiments sableux et graveleux hétérogènes. Elle a été décelée à la fois par une anomalie négative de la gravité et par la mesure de la résistivité électrique (MEYER DE STADELHOFEN 1973).

3. Le sondage du Bois de Morges (520 200/162 050) au S de L'Isle qui a traversé 44 m de matériaux meubles superposés aux calcaires barrémiens. Il confirme donc l'existence de cette dépression et démontre qu'elle se prolonge au-delà de Montricher à l'E.

4. Le prolongement du coteau molassique qui se dessine sur la carte des résistivités jusqu'au pied du Jura, non loin de Moiry, et qui se signale dans les labours par la présence de fragments de molasse.

Ce barrage oriental, qui exclut le prolongement de la dépression dans cette direction, n'est interrompu que par l'ancien sillon de Cuarnens, révélé lui aussi par la résistivité, ainsi que par le forage du cimetière de Cuarnens (523 000/163 800) qui n'a touché la molasse qu'à 21 m. Quant à la vallée actuelle de la Venoge à travers le barrage, ce n'est qu'un petit chenal, visiblement récent.

Il existait donc au pied de la chaîne une importante vallée qui prenait naissance dans la région de l'Isle et aboutissait à celle de l'Aubonne. Le cours d'eau qui s'y écoulait ne pouvait être qu'une ancienne Venoge, affluent de l'Aubonne. Le ruisseau du sillon de Cuarnens la rejoignait. Les sources de ces anciennes rivières se trouvaient évidemment au niveau des calcaires, plus bas que les émergences actuelles, dont les caractères juvéniles prouvent du reste qu'elles sont récentes, en particulier les deux sources de la Venoge dont l'évolution morphologique est tout juste ébauchée.

Dans l'ensemble, il existait donc au préwurmien un large bassin Aubonne–Venoge, séparé de la grande dépression de la Venoge actuelle par une barre molassique. Le premier a été nivelé par la sédimentation glaciaire; pas la seconde. Relevons que cette hypothèse d'une Venoge primitive affluent de l'Aubonne apporte une difficulté de plus au problème de l'origine de la large et profonde vallée parcourue aujourd'hui par la nouvelle Venoge de La Sarraz au Léman.

Le glacier du Rhône (planche et figure 1)

Arn a démontré que le glacier rhodanien n'a gravi le Jura qu'après une progression lente, hésitante, coupée de reculs, au cours de laquelle il a comblé de sédiments morainiques et glacio-lacustres la vallée de l'Aubonne, à laquelle il faut ajouter celle de la Venoge préwurmienne. Il s'est donc élevé tardivement jusqu'à 1200 m, son niveau le plus élevé, et cette période d'extension maximum, le Wurm récent, a été relativement brève puisqu'elle n'avait pas commencé à 25 000 BP selon Arn, et qu'elle était achevée depuis longtemps à 13 000 BP, date de la terrasse lémanique de 30 m.

A 1200 m, le glacier a déposé de volumineuses moraine bordières à blocs dans plusieurs stations réparties entre le Chalet-Devant (522 700/170 800), à l'extrémité du chaînon du Mollendruz, et Bullet au-dessus d'Yverdon, preuve qu'il a stationné à cette altitude, que sa fusion y était active et que par conséquent le niveau des neiges pérennes était encore plus élevé. En revanche, dans notre secteur et plus à l'W, où le glacier alpin se heurtait à la calotte jurassienne ou à ses prolongements, il n'existe que des placages discontinus à des hauteurs variables.

L'obstacle jurassien a modifié l'écoulement du glacier du Rhône. C'est un peu à l'E de notre région que son courant devait se partager en deux flux divergents épousant la direction de la chaîne, comme l'a relevé Dorthe (1981) et comme le suggère la carte de Jäckli (1962). A l'W de la Venoge, le courant de glace, primitivement oblique, a dû s'orienter parallèlement au Jura et en même temps s'accélérer par le poids des glaces jurassiennes qui venaient s'y ajouter. A la fois freiné par l'obstacle orographique et activé par cette surcharge, ce mouvement devait être fort complexe. On peut se demander si cette accélération, associée à un changement de direction, n'est

pas la cause de la topographie propre à ce tronçon subjurassien, avec son plateau convexe de Ballens et la zone primitivement déprimée du glacis.

La moraine alpine appliquée au versant renferme des fragments d'apparence molassique. Si leur nature pouvait être démontrée avec certitude, elle prouverait que le mouvement de la glace sur le versant comportait une composante ascendante comme celui de la région lausannoise où CHOFFAT (CHOFFAT et AUBERT 1983) en a observé les traces indiscutables.

Le retrait rhodanien s'est accompli aussi par saccades, matérialisées par des terrasses de kames au pied immédiat de la chaîne, puis, un peu au-delà, par les nappes de fluvio-glaciaire du Bois de Ballens, décrites les unes et les autres par ARN. A ce moment la zone bordière du glacier devait être quasi pelliculaire.

Après s'être retiré jusqu'à environ 600 m, soit à peu près à la hauteur du village de Saint-Livres (519 300/151 200), le glacier du Rhône a opéré un ultime retour qui l'a ramené à l'isohypse 680, le long de laquelle il a édifié un chapelet de vallums. Avec ARN qui l'a décrit, nous appellerons cet épisode le *stade de Montosset,* du toponyme où il est le plus apparent (519 000/153 550).

LA CALOTTE JURASSIENNE (planche et figure 1)

Une publication lui a déjà été consacrée (AUBERT 1965) et CAMPY (1982) en a décrit récemment la partie française dans son analyse approfondie du Quaternaire franc-comtois. Il n'est pourtant pas superflu d'y revenir car ses caractéristiques et ses dimensions n'ont pas toujours été comprises. En effet, il ne s'agit pas de petits dômes coiffant les sommets les plus élevés, mais d'un énorme volume de glace, une sorte de petit inlandsis, recouvrant complètement un secteur jurassien entre Vallorbe et la vallée de l'Ain.

Sa connaissance repose sur l'observation de stries glaciaires à contrepente et de galets crétacés erratiques prélevés par le glacier au fond des synclinaux et abandonnés sur les plateaux et les anticlinaux jurassiques, preuves que l'écoulement de la glace était centrifuge et indépendant du réseau des vallées.

L'existence d'une telle accumulation de glace peut surprendre dans une région d'altitude relativement faible. Elle s'explique par sa topographie, caractérisée par de hautes vallées synclinales, parallèles, fermées ou étranglées à leurs extrémités, véritables pièges à glace. A la vallée de Joux, l'élaboration locale de la calotte s'est faite en quatre temps:

1. Concentration des *glaciers de versants* au fond de la vallée.
2. Formation d'un *glacier de vallée* qui s'est épaissi peu à peu, lentement d'abord, puis toujours plus vite à mesure que son niveau se rapprochait, puis dépassait celui des neiges pérennes, et que sa surface d'altitude s'étendait.

3. Edification d'une *calotte* quand furent successivement submergés la croupe du Risoux (1400 m), le nunatak de la Dent de Vaulion (1480 m) et pour finir la haute chaîne du Mont-Tendre (1680 m).

4. *Surélévation de la calotte* au-dessus de ses seuils d'évacuation les plus élevés. Ce fut le résultat de l'aggravation climatique du Wurm récent qui dut favoriser son bilan alimentaire, et la conséquence d'un écoulement difficile, très lent du côté français où la pente était presque nulle, freinée en face par la présence de la glace alpine à 1200 m. Limitée par ce niveau de base, la glace jurassienne était maintenue à une altitude élevée, dans la zone des neiges persistantes. Bénéficiant d'une grande surface d'alimentation et souffrant de difficultés d'écoulement, elle continua donc de s'épaissir jusqu'à ce que l'alimentation et l'évacuation s'équilibrent.

Les galets crétacés de 1550 m, les plus élevés de la chaîne du Mont-Tendre (planche), permettent d'évaluer approximativement son altitude maximum. Le flux ascendant profond qui les a portés à cette hauteur exigeait une surcharge que l'on peut estimer arbitrairement à plusieurs centaines de mètres. La calotte devait donc culminer à près de 2000 m. CAMPY (1982, p. 488) en apporte la confirmation en se basant sur la pente minimum requise pour l'écoulement de la glace vers l'W.

Pendant l'élaboration de la calotte, le mouvement de la glace s'est modifié en fonction de l'évolution des appareils glaciaires. Transversal par rapport à la direction tectonique chez les glaciers de versants, axial dans le glacier de vallée, il devient centrifuge dans la calotte, et de ce fait relativement faible dans chaque direction par rapport à la masse de l'ensemble. Il faut y ajouter la composante verticale responsable du transport des galets crétacés perchés.

LIMITES DU GLACIER DU RHÔNE (planche et figure 1)

Quoique ce problème ait déjà été envisagé par moi-même (AUBERT 1965) et tout récemment par ARN (1984 a, b), il m'a paru judicieux de le reprendre en détail dans le cadre de cette étude.

Dans le Jura central, cette limite s'établit à environ 1200 m[1], matérialisée par les moraines bordières déjà citées. En revanche, dans notre secteur, elle varie dans une large échelle, avec un minimum de 780 m au Day (520 800/174 800) près de Vallorbe, et seulement deux points d'altitude maximum au Chalet-Devant et sur la Côte de Bière, où la carte géologique signale même un bloc erratique à 1235 m[2]. D'autre part, la glace rhodanienne n'est pas parvenue à pénétrer dans le vallon de Vallorbe[3], ni dans celui de Vaulion,

[1] A la Côtelette, sur le versant du Suchet, il existe un bloc à 1280 m (527 200/181 430).
[2] Sur la planche et la figure 1, la limite a été établie par endroits sur la base des blocs erratiques des cartes géologiques. Il est donc possible qu'elle soit en réalité un peu supérieure.
[3] CHARPENTIER (1841, p. 279) s'en étonnait déjà et l'expliquait par la dissolution exercée par la source de l'Orbe.

alors qu'à l'E elle a occupé le vallon de la Baumine au N d'Orbe, la cuvette de Sainte-Croix et le Val-de-Travers. Le blocage de la glace alpine est donc localisé dans la zone de la calotte; c'est le barrage constitué par elle et par ses dépendances qui en est la cause évidente.

Dans la figure 2, on a représenté l'altitude atteinte par le glacier du Rhône en fonction de celle des seuils franchis par la glace locale qui s'opposait à son avance. On y distingue deux zones séparées par les accidents topographiques liés au décrochement de Pontarlier.

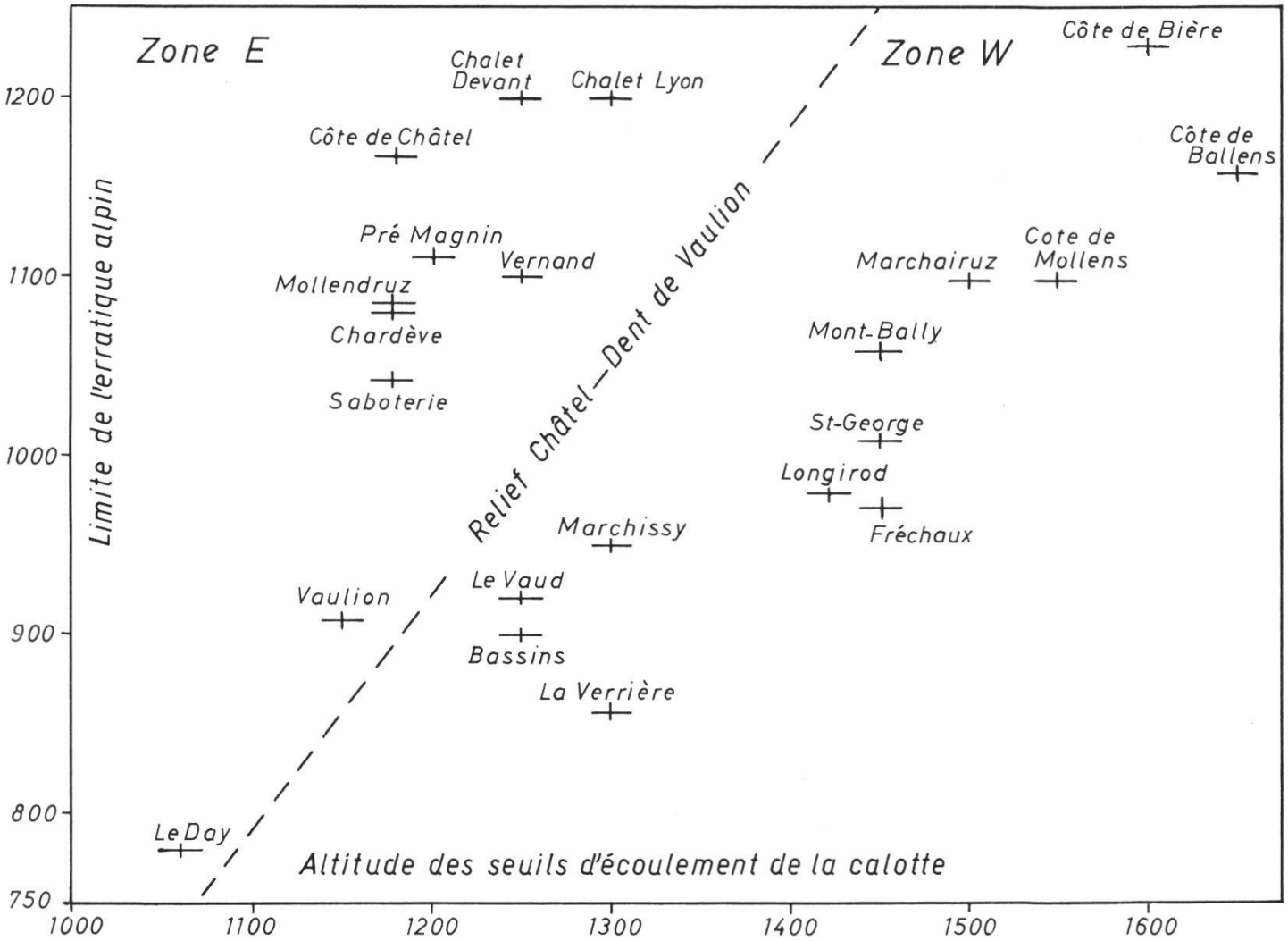


Figure 2. – Limite de l'erratique alpin en fonction des seuils d'écoulement de la calotte.

Dans la zone orientale, la faible altitude des cols s'associe à une grande dispersion verticale des limites de l'erratique. La cause réside dans le fait que les glaces accumulées dans la vallée de Joux s'en échappaient par deux larges et profondes brèches de part et d'autre de la Dent de Vaulion. Dans le vallon de Vallorbe, où elles étaient renforcées par des glaciers locaux, elles ont pu s'opposer très tôt à la progression rhodanienne au Day. A Vaulion, dans des circonstances analogues, le même blocage s'est produit plus tard et plus haut.

Sur la pente SE du chaînon du Mollendruz où se trouvent les autres points de cette zone, les deux courants se sont rencontrés tardivement en dépit de la faible altitude des cols d'accès, et à un niveau d'autant plus élevé qu'on se rapproche de son extrémité, le Chalet-Devant. Cela est dû au fait que la calotte n'a pu atteindre ce versant qu'après avoir difflué par-dessus la croupe, ce qui impliquait le comblement préalable de la cuvette de Vaulion.

La situation est plus simple dans l'autre zone où la chaîne du Mont-Tendre forme un barrage continu de hauteur variable. Aussi la cote de la glace alpine y est-elle directement liée à celle des seuils, ce qui se marque sur le graphique par une disposition régulièrement ascendante. Toutefois on y distingue des variations. Dans la combe de la Verrière (516 800/162 500) au-dessus de Montricher, la faible altitude de la limite s'accorde mal avec un seuil relativement élevé. C'est qu'il s'agit d'un large sillon très déclive qui a pu drainer précocement la glace dès qu'elle eut dépassé 1300 m.

Au débouché du col du Marchairuz, la limite de l'erratique est plus élevée sur le Mont-Bally que dans le couloir de Saint-Georges et dans la combe de Fréchaux qui l'encadrent. Cela s'explique par le blocage exercé dans ces deux dépressions par une dépendance de la calotte qui devait combler le cirque qui échancre le versant entre le col et le Mont-Bally.

Plus à l'W enfin, à Bassins et Le Vaud, le flux rhodanien a été stoppé plus bas qu'à Marchissy et Longirod pourtant très proches. La cause de cette différence tient aussi à la topographie. Au-dessus des deux premières localités, le faîte jurassien s'abaisse brusquement, d'où l'écoulement précoce de la glace accumulée dans la haute combe des Amburnex (507 000/155 100), peut-être même avant qu'elle se confonde avec la calotte.

De toute manière, le niveau de la glace alpine au contact du Jura a dû s'abaisser peu à peu vers le SW, indépendamment de l'influence du relief, en raison de l'augmentation cumulative des glaces locales rejoignant le grand glacier et entraînées avec lui.

L'affrontement des deux courants de glace peut être précisé en quelques points grâce à une topographie particulière. A Vaulion, ils se sont rencontrés au talweg à 920 m, c'est-à-dire à la sortie de la cuvette. A partir de là, en direction de l'aval, leur limite s'élève sur chaque versant, à gauche jusqu'à la croupe du Chalet de Premier (521 600/173 150) qui est «jurassienne» au-dessus de 1100 m, «alpine» au-dessous; à droite jusqu'au Chalet-Devant à 1200 m. Ainsi, plus le niveau des deux glaciers en contact s'élevait, plus leur limite reculait, ce qui signifie que la glace locale s'étendait progressivement sur l'autre.

Dans la vallée de l'Orbe c'est moins clair quoique le même fait soit perceptible sur son versant S. Mais vis-à-vis, l'erratique alpin tapisse le versant N. Il s'agissait donc d'un glacier mixte, alpin au fond et au N, jurassien au S et en surface dont il est vain de vouloir imaginer le comportement.

A la Verrière, c'est le contraire qui s'est produit. Les galets alpins s'arrê-

tent à 860 m au fond de la gorge et s'élèvent à environ 1000 m sur ses versants. Dans ce cas, la glace étrangère a donc chevauché le culot local remplissant le ravin, jusqu'à l'altitude où le glacier jurassien fut assez puissant pour s'opposer à sa progression.

Au Mont-Bally, la limite de la moraine alpine est en retrait par rapport aux dépressions latérales de Saint-Georges et de Fréchaux. En s'élevant, la glace rhodanienne a donc reculé sous la pression de la glace indigène comme à Vaulion.

En dehors de ces cas particuliers, on ignore le comportement réciproque des deux glaciers, mais il y a tout lieu de penser que la glace jurasienne s'étendait sur l'autre et en constituait la couche superficielle.

La limite de l'erratique alpin qui vient d'être décrite n'est pas absolue. A Vallorbe et à Vaulion, on m'a signalé la présence de boulets de cristallin que je n'ai jamais eu l'occasion de vérifier. Si cela s'avérait exact, il faudrait admettre que le glacier en progression s'était avancé dans ces vallons avant d'être repoussé ou submergé par la glace indigène.

Au cours de mes recherches j'ai découvert dans la zone occupée par la calotte quatre galets cristallins dont voici la situation:

Versant W de la Dent de Vaulion, 516 500/170 550, 1380 m.

Arête de la Dent de Vaulion, au S de Vallorbe, 519 120/172 400, 1090 m.

Gros Pouille, Risoux français, SW de Mouthe, 507 350/173 200, 1100 m?

Mont de Bière, NW du Marchairuz, 510 100/156 900, 1450 m.

On peut toujours suspecter de tels cailloux d'avoir été apportés par l'homme plutôt que par le glacier. Cela paraît improbable pour les trois premiers, un peu moins pour le dernier.

Observations de terrain (planche et figure 1)

Le plateau de Ballens. Cette longue traînée morainique, échancrée à l'W par la plaine de Bière, ne renferme des éléments jurassiens que dans une proportion de 0 à 7%, plus faible à l'W qu'à l'E, moindre encore dans les dépôts du stade de Montosset. Ce rapport est à peine supérieur dans les épandages fluvio-glaciaires des Bois de Ballens, auxquels il faut ajouter ceux du Bois de Bussy (520 200/156 000) partagés par le chenal de Froideville.

A l'autre extrémité du secteur, 500 m en amont de Mauraz, le Veyron a dégagé une lentille jurassienne (522 000/161 800), disposée entre une moraine alpine de base et une moraine superficielle de même nature, attribuable au stade de Montosset. Longue de 150 à 200 m et prolongée à l'W par des blocs isolés ou des paquets de cailloux jurassiens, épaisse de quelques mètres, elle renferme 70% d'éléments originaires du Jura, parmi lesquels des blocs de près d'un mètre. Leur degré d'émoussé, caractérisé par une

moyenne de 160 et une médiane de 150, est proche de celui des moraines locales de la vallée de Joux (voir fig. 5. F, p. 37).

Cet intéressant dépôt local, typiquement morainique, isolé dans le domaine alpin, prouve non seulement la réalité de la transgression de Montosset, mais constitue un témoin indiscutable d'une récurrence locale très prononcée, dont on connaît d'autres indices, figurés sur la planche: blocs de Malm isolés ou groupés, abondance de cailloux jurassiens dans un environnement rhodanien. Ce saillant de la récurrence est évidemment lié à la combe de la Verrière. Nous l'appellerons donc le *lobe de Montricher.*

Le glacis subjurassien. Limitée à l'W par les graviers de Bière, interrompue à l'E par ceux de Montricher puis rétrécie par les vallums de Montosset, cette zone comporte un fond de moraine alpine visible dans les fossés de drainage, et présente des formations superficielles de nature différente.

On y distingue deux secteurs dont Mollens marque à peu près la limite.

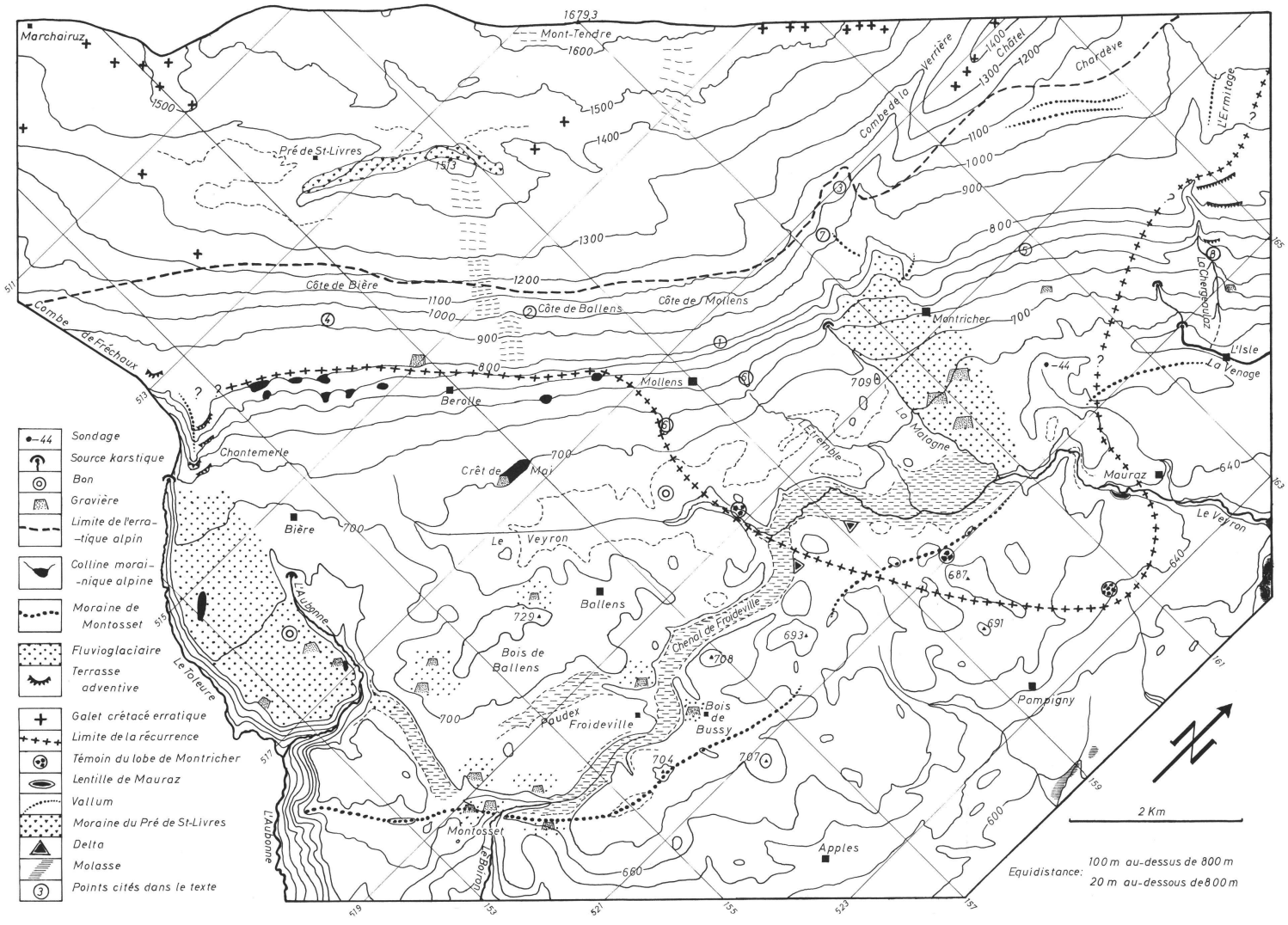
Le secteur W comprend essentiellement un plan faiblement incliné jusqu'au cours du Veyron. Bien visibles dans les plages claires des champs, les cailloux jurassiens y dominent dans des rapports variables, sauf aux points où affleure la moraine sous-jacente. Sur la feuille de Morges, cet épandage discontinu est cartographié «fluvio-glaciaire jurassien à rares éléments alpins», avec raison, car il s'agit bien de matériaux déposés par les eaux de fusion de la glace récurrente qui ne dépassait pas dans ce secteur le pied du versant.

Il en émerge la colline du Crêt de Mai (516 700/156 700) cartographiée en vallum. La structure de son extrémité méridionale observable en 1984 est la suivante: une chape de 3 m de moraine, alpine à 92%, à lentilles caillouteuses, repose sur des graviers et des sables, alpins à 97%, bien lités, inclinés de 25° côté Jura. Il s'agit donc à la base d'un dépôt glacio-lacustre, coiffé ensuite par le grand glacier. La faible teneur en éléments locaux de sa moraine signifie qu'il était alors en progression.

On peut attribuer une origine semblable à un chapelet de collines typiquement alpines, disposées au pied immédiat du versant, vestige d'une chaîne de vallums édifiée par le glacier lors de son avance et découpée ensuite par l'érosion torrentielle. L'influence ultérieure des glaciers récurrents tout proches se manifeste par la présence à sa surface de blocs et de cailloux jurassiens.

Dans le *secteur oriental,* les traces du lobe de Montricher apparaissent à partir de Mollens. Le plan incliné se redresse à la lisière et se rétrécit pour faire place à un plateau bosselé dont le Veyron se détourne pour rejoindre le chenal de Froideville. Les collines d'erratique alpin y sont remplacées par des buttes mixtes et le fluvio-glaciaire par un revêtement irrégulier. Vient ensuite la surface plane des graviers de Montricher, puis un coteau accidenté entre le pied du versant et le vallum de Montosset.

A Mollens même, deux éminences (points 6 de la planche), riches en matériaux jurassiens – 92% dans la plus orientale – s'avancent sur le glacis


Marchairuz
1679,3
Mont-Tendre
1600
1500
1400
1300
1200
1100
1000
900
800
700
640
600
660
Pré de St-Livres
Combe de la Verrière
Châtel
Chardève
L'Ermitage
Côte de Bière
Côte de Ballens
Côte de Mollens
Combe de Fréchaux
Montricher
La Chergeoulaz
L'Isle
La Venage
Mollens
Berolle
Chantemerle
Crêt de Moi
Bière
Le Veyron
Ballens
Bois de Ballens
Chenal de Froideville
Poudex
Froideville
Bois de Bussy
Mauraz
Le Veyron
La Malagne
Le Trembleu
Pampigny
Apples
Montosset
L'Aubonne
Le Toleure
Le Boiron
Sondage
Source karstique
Bon
Gravière
Limite de l'erratique alpin
Colline morainique alpine
Moraine de Montosset
Fluvioglaciaire
Terrasse adventive
Galet crétacé erratique
Limite de la récurrence
Témoin du lobe de Montricher
Lentille de Mauraz
Vallum
Moraine du Pré de St-Livres
Delta
Molasse
Points cités dans le texte
2 Km
Equidistance: 100 m au-dessus de 800 m
20 m au-dessous de 800 m

perpendiculairement au versant. On peut les considérer comme les restes de vallums latéraux successifs du lobe, d'autant mieux que dans leur prolongement, les collines du coude du Veyron (519 300/158 300) se chargent aussi superficiellement de blocs et de cailloux de Malm, ce qui les différencie de celles toutes proches du plateau de Ballens.

Les observations les plus fructueuses ont été réalisées sur les collines de la rive droite de la Malagne. Leur sommet arasé et leurs flancs possèdent des galets jurassiens et alpins qui présentent dans leur répartition une certaine polarité, les premiers dominant côté Jura, les autres à l'opposé. La plus remarquable de ces buttes, cartographiée en drumlin, est celle de la cote 709 (518 900/160 550), du fait que sa structure est partiellement visible sur sa face orientale (figure 3). Une telle imbrication de matériaux d'origines différentes peut s'expliquer par le contact des deux glaciers édifiant une moraine commune, dont la complexité trahit leurs oscillations antagonistes. Dans cette région, le lobe de Montricher se serait donc avancé en continuité avec le glacier du Rhône en recul.

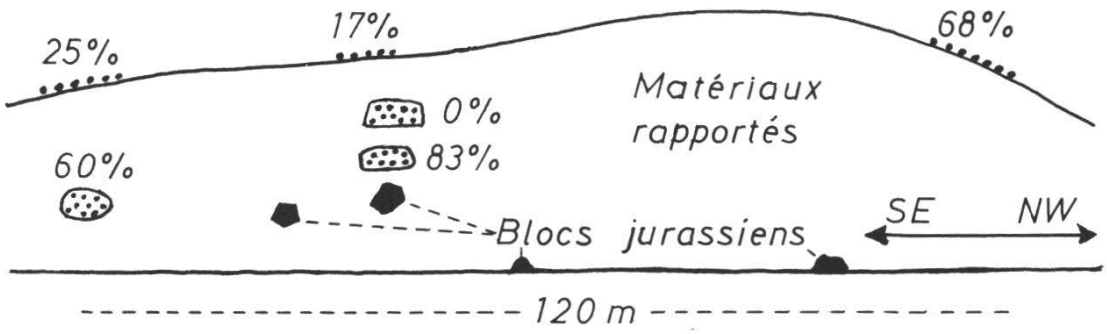


Figure 3. – Colline 709 (518 900/160 550). Proportion des éléments jurassiens en surface ou dans les affleurements.

Les *graviers de Montricher* forment un grand épandage qui débouche de la combe de la Verrière et s'étend en pente douce jusqu'au Veyron. Sur la figure 4, qui récapitule les observations réalisées par DORTHE (1981) et par moi-même dans plusieurs exploitations, on distingue trois niveaux, tous jurassiens, à environ 80%. La grande majorité de leurs matériaux sont donc descendus du Jura par la combe de la Verrière, et leur dépôt doit être lié d'une façon ou de l'autre à l'avance et au recul du lobe de Montricher. C'est bien ce que révèle leur structure relativement complexe. Les graviers hétérométriques de la couche 3, avec leurs blocs parfois polis et même striés, n'ont pu être déposés que par le glacier local. La couche inférieure N° 4, partiellement dissimulée par des éboulis d'exploitation, a la structure caractéristique des formations fluvio-glaciaires, mais elle acquiert par places un faciès morainique à sa base, ainsi que latéralement, comme on a pu l'observer ailleurs.

Cette superposition s'explique par l'aller et le retour du lobe de Montricher. En progressant, il a déposé les graviers et les sables métissés de moraine du niveau inférieur et, lors de son recul, la moraine de fusion qui les

Figure 4. – Profil des graviers de Montricher.

recouvre. Quant aux graviers du niveau supérieur, ce sont les alluvions déposées par les torrents de fonte du glacier retiré en amont. L'événement du lobe de Montricher est donc enregistré dans ces dépôts graveleux.

Le coteau compris entre Montricher et L'Isle possède un fond morainique alpin inégalement recouvert de matériaux jurassiens, plus abondants à l'W qu'à l'E. Il en résulte une mosaïque pétrographique dont l'affleurement déjà cité, de la route reliant Montricher à celle du Mollendruz (point 5, 519 100/162 800), donne une idée. Sur une distance de 20 m affleurent successivement, dans le talus, de la moraine jurassienne à 72%, de la moraine alpine à 89% surmontée de blocs indigènes, de la moraine jurassienne à 62%.

La moitié occidentale de ce coteau a dû être occupée pendant une certai-

ne période par une nappe de glace locale, annexe du lobe de Montricher mais distincte de lui, car elle s'alimentait de l'autre côté de la crête de Châtel, ce que confirme l'abondance, dans sa moraine, des galets crétacés originaires de cette région.

Le versant jurassien. Les cartes géologiques y signalent des affleurements rocheux mais peu d'éboulis. La couverture meuble y est donc constituée essentiellement de deux tapis morainiques discontinus et superposés, l'un alpin limité à 1200 m, l'autre disséminé sur l'ensemble. Cela se traduit par des affleurements du premier, comme cette espèce d'excroissance alpine à 99% (point 1, 517 350/159 500) de la Côte de Mollens. La moraine du même type apparaît aussi dans le ravin de la Chergeaulaz, sur le calcaire barrémien (point 8, 520 400/164 500), et en bien d'autres endroits, plus ou moins enrichie en matériaux indigènes, avec passage insensible à la moraine locale caractéristique.

Il y a parfois juxtaposition des deux types; ainsi au bord du chemin de la Côte de Ballens (point 2, 515 400/158 200), où deux moraines, l'une jurassienne à 85%, l'autre alpine à 99% sont en contact. Ou bien ils se superposent, par exemple près de la source de la Malagne (518 000/160 700) où LAGOTALA (1926) l'avait déjà remarqué. Une moraine à blocs, jurassienne à 77%, en surmonte une alpine à 97%. Sur le chemin du Mont-Tendre, on découvre après DORTHE (1981) une moraine 95% locale sur de l'alpine à 76% (point 3, 517 000/161 800).

C'est dans la grande gravière de Berolle (515 000/156 900) que l'observation est la plus fructueuse. En automne 1984, affleuraient tout au fond de l'exploitation deux mètres de moraine alpine à 88%, surmontée d'un mince niveau sableux continu, puis d'une moraine jurassienne à 96%, base d'une énorme masse de même nature visible sur 30 à 40 m, riche en blocs calcaires polis et striés, pauvre en éléments exotiques. Tout en bas cette formation se prolongeait par une sorte de fluvio-glaciaire sablo-graveleux, dont les strates grossières s'inclinaient de 10° vers la plaine. Cette accumulation illustre la récurrence jurassienne parvenue ici jusqu'au bas du versant, où elle n'a pu édifier de vallums en raison de la nature du relief.

A Chantemerle, au bord W de la planche, une volumineuse accumulation de matériaux glaciaires obstrue le débouché de la combe de Fréchaux. ARN y a décrit plusieurs terrasses adventives étagées de 720 à 860 m, ainsi qu'un vallum appartenant évidemment à la récurrence. Toutefois il ne doit s'agir que de formations jurassiennes superficielles superposées à une importante base de moraine alpine, observée autrefois dans le prolongement du ravin du Toleure.

De Bière à Mollens, des dépôts analogues à ceux de Berolle, quoique plus modestes, impliquent les mêmes conclusions, et se retrouvent aussi au-delà dans le secteur correspondant au lobe de Montricher. Dans la partie aval de la combe de la Verrière, les versants rocheux portent d'épais revêtements de moraine jurassienne modelés par place en vallums frontaux, qui témoignent

du stationnement du glacier local, survivance du lobe. Ce stade de retrait doit être à l'origine d'une partie de l'épandage des alluvions superficielles de la figure 4; mais sa dégradation morphologique ne permet pas de le préciser.

En bordure de la haute terrasse de Chardève, au NW de L'Isle, émergent d'une énorme accumulation morainique locale et alpine de beaux vallums édifiés par le glacier «annexe» du lobe dans sa phase tardive.

D'après les comptages effectués le long de la route du Marchairuz, dans la zone occupée par le glacier alpin, la proportion moyenne des cailloux jurassiens s'élève à 94%. Cette valeur exceptionnelle s'explique par l'existence de deux sortes de moraines, l'une normale à blocs et galets caractéristiques, l'autre beaucoup plus abondante, riche en fragments à arêtes anguleuses, voire tranchantes. Leurs indices d'émoussé, mesurés sur deux échantillons prélevés non loin l'un de l'autre, expriment bien cette différence, comme le montrent leurs diagrammes A et B de la figure 5. Ils révèlent aussi dans le second type, l'existence d'une importante fraction d'éléments d'indice zéro, n'ayant subi aucun adoucissement de leurs angles.

Nous avons donc affaire à une formation très peu évoluée, riche en éclats de gélifraction, à peine ou pas du tout retouchés pendant leur transport. Il s'y trouve aussi quelques fragments calcaires modelés par la corrosion.

Les meilleurs affleurements de la route du Marchairuz en donnent une image plus précise. A leur base se présentent plusieurs mètres de ces fragments anguleux et homométriques, associés à quelques éléments glaciaires plus volumineux, et au sommet une accumulation de blocs caractéristique d'une influence glaciaire. Il s'agit donc d'une formation mixte. La partie profonde est assimilable à des éboulis de gravité ou à des coulées de cryoturbation, plus ou moins contaminés par des apports morainiques. Elle date donc d'une période propice à la gélifraction sur un versant dénudé par le retrait de la glace jurassienne récurrente, tandis que la couche superficielle témoigne de la présence d'un appareil glaciaire local succédant à cet événement. Nous sommes donc amené à admettre l'existence d'une seconde récurrence.

Des formations semblables à celle du Marchairuz, toujours à forte dominance pétrographique jurassienne, existent ailleurs. La plus remarquable tapisse le versant S de la haute combe du Pré de Saint-Livres (512 500/157 500) et revêt à son extrémité la morphologie caractéristique d'un vallum[1]. Son origine glaciaire est donc indiscutable (fig. 5.E).

Dans le grand versant, des dépôts semblables, signalés par leurs éclats de gélifraction, se répartissent irrégulièrement. Sur le chemin du Mont-Tendre (point 7, 517 250/161 300), par exemple, cette moraine, bien définie par son

[1] La façon dont elle a été cartographiée trahit sa nature ambiguë. Sur la feuille Vallée de Joux, où elle est appliquée au versant, on l'a considérée comme de l'éboulis; sur celle du Marchairuz, où elle s'en détache pour former une longue colline, on en a fait de la moraine.

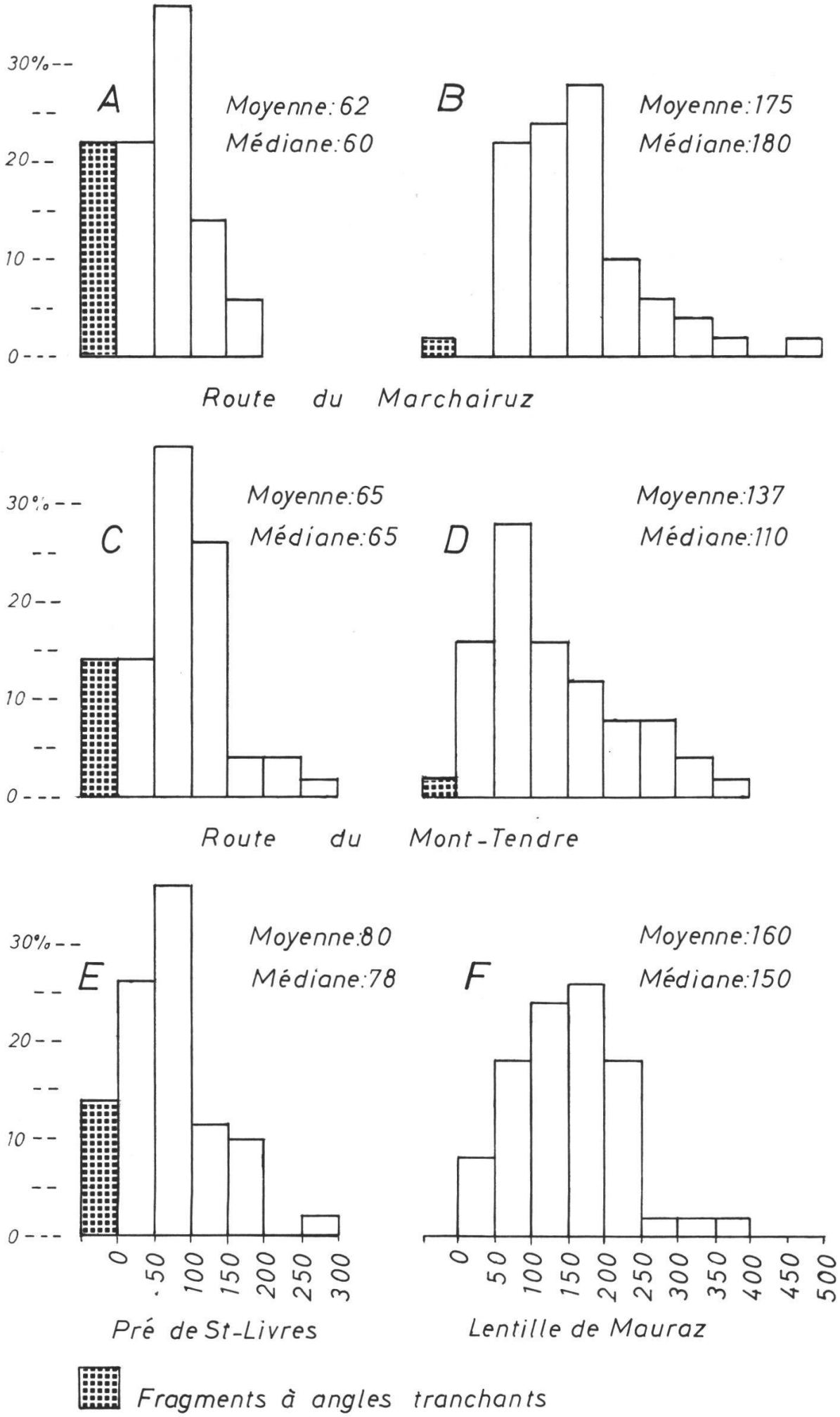


Figure 5. – Diagrammes de l'indice d'émoussé.

diagramme d'émoussé, est superposée à de la moraine jurassienne normale (fig. 5.C et D). A Chardève enfin, la proportion de cailloux tranchants s'explique par la proximité de la paroi de Châtel. On y découvre aussi un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse d'une deuxième récurrence. Sur la moraine presque exclusivement jurassienne du haut du versant, gisent de nombreux blocs indigènes ou erratiques, accumulés par endroits au pied de talus dont ils se sont visiblement éboulés. Cet état de choses pourrait s'expliquer par le glacier de la seconde récurrence qui aurait exercé une poussée sur la moraine préexistante et bousculé les blocs qui y étaient contenus.

Remarque. L'étude attentive du versant et du glacis révèle l'intrication des moraines alpine, jurassienne et mixte. Il est donc illusoire de vouloir les délimiter comme on l'a fait sur la carte géologique de Cossonay. La solution adoptée par VERNET pour celle de Morges est la seule qui soit judicieuse.

LA RÉCURRENCE ET SES CAUSES (planche et figure 1)

Les observations de terrain ont permis de déterminer la limite de la glace récurrente dans le secteur étudié. De Bière à Mollens, elle coïncide avec le pied du versant et plus loin s'en écarte de plusieurs kilomètres, dans la zone occupée par le lobe de Montricher. Enfin, entre Montricher et L'Isle, une nappe jurassienne est descendue sur le coteau jusqu'à une altitude indéterminée. Pourtant, dans la zone de la Chergeaulaz, son stationnement est marqué par des terrasses adventives et plus haut, à l'Ermitage (519 550/165 500), par un vallum 97% jurassien proche d'un champ alpin à 96%. A un certain moment le bord du glacier devait donc coïncider avec celui du vallon de la Chergeaulaz.

Au-delà, la glace jurassienne a dû s'écouler sur le versant de la croupe du Mollendruz comme le prouvent l'abondance des cailloux locaux et la juxtaposition des deux types de moraine, le long de la route du col (520 250/167 250) et au Chalet-Devant. Faute d'observations assez nombreuses et précises, sa limite n'a pu être fixée.

Dans le vallon du Nozon, la glace locale s'est avancée jusqu'à 2 km en amont de Romainmôtier et à 1100 m sur le versant S d'après ARN (1984, a, b). On s'étonne qu'une masse si épaisse n'ait pas progressé plus loin, une fois disparu l'obstacle du glacier alpin.

Dans la vallée de l'Orbe, le même auteur a établi que le glacier récurrent est parvenu presque jusqu'à Lignerolle, à 775 m. Mais une très ancienne observation, que j'ai malheureusement omis de communiquer à M. ARN, montre qu'il dut aller plus loin. Quand la gravière située à 700 m d'altitude, au bord des voies CFF, au S des Clées (525 700/175 300, fig. 6) était en activité, on y voyait une chape de moraine argileuse à blocs, jurassiens pour la

plupart, reposant sur des dépôts glacio-lacustres. Une structure comparable était visible dans une autre exploitation au bord de la route des Clées (526 200/175 300). Il semble donc que la glace jurassienne se soit avancée jusque-là.

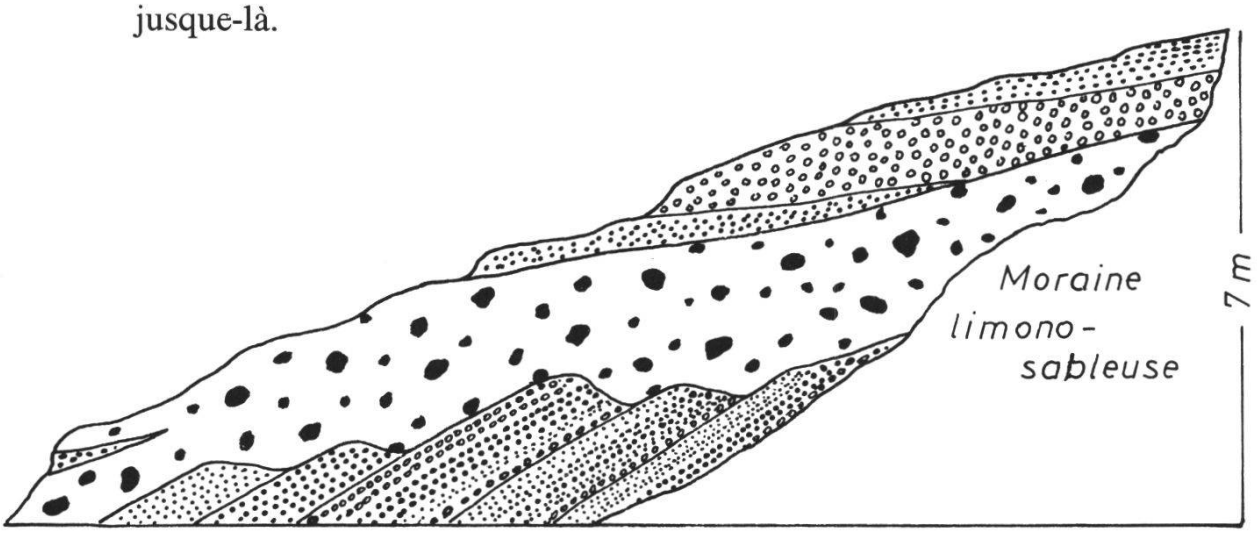


Figure 6. – Gravière CFF au S des Clées (525 700/175 300).

A l'autre extrémité de notre secteur de recherche, une langue récurrente débouchant de la combe de Fréchaux a édifié un vallum à Chantemerle, au-dessus de Bière, en contact avec des terrasses adventives (ARN).

Au-delà du Toleure, d'anciennes observations nous ont appris que la glace indigène est descendue jusqu'au pied du Mont-Bally. On sait aussi que des vallums locaux existent de part et d'autre de Longirod, et que de là jusque près de Burtigny, en plein domaine alpin, plusieurs collines sont coiffées de cailloux calcaires d'origine jurassienne. On peut donc imaginer que ce sont les témoins d'un lobe récurrent éphémère descendu du Marchairuz, qui se serait étendu sur ce plateau que le glacier du Rhône venait d'abandonner, alors qu'il occupait encore celui de Bière situé 100 m plus bas. Ainsi l'évacuation de la glace du Marchairuz se serait produite précocement par le couloir de Saint-Georges–Longirod, alors que le débouché de la combe de Fréchaux était encore encombré par la glace alpine, ce qui explique la médiocrité du dépôt de récurrence de Chantemerle.

Plus à l'W encore, de la moraine 95% jurassienne affleure dans le ravin de la Combe (507 200/145 700) près de Bassins et s'étend jusqu'à l'éminence du Bochet (506 750/144 200), non loin de Begnins, où ARN a dénombré 99% d'éléments de même origine. Il s'agit là visiblement du vallum frontal d'une importante langue récurrente drainant les glaces de la calotte à la faveur d'une brusque dénivellation de la première chaîne visible sur la figure 1, au-dessus de Bassins. Contrairement au lobe de Montricher, son dépôt terminal n'a pas été recouvert par celui du stade de Montosset.

Un rapprochement s'impose entre cette moraine déposée à 2 km du Jura et les blocs de même origine que renferment, non loin de là, les «alluvions de La Côte», décrites récemment par ARN. Ph. CHOFFAT y a mesuré autre-

fois un bloc d'une centaine de mètres cubes (comm. orale). On se demande s'il ne s'agit pas d'éléments résiduels d'une moraine rissienne analogue à celle du Bochet, incorporés ultérieurement dans une formation alluviale.

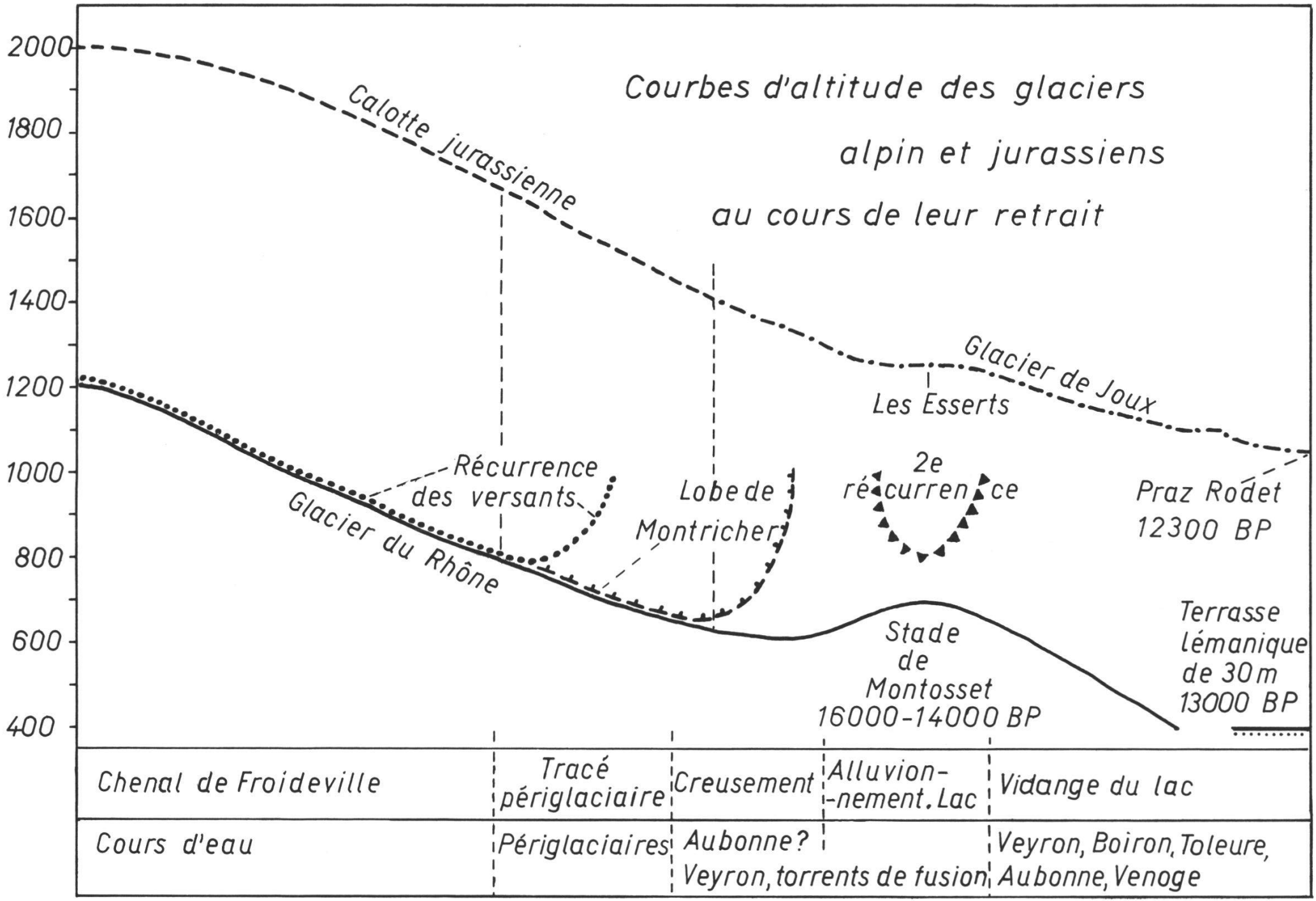
Quant à la seconde récurrence qui a succédé à une période de dénudation, son existence sur le grand versant a été démontrée par la présence de moraines associées et superposées à des éclats de gélifraction, et distinctes des moraines normales. Trop tardive pour que la calotte ait pu l'alimenter, elle se réduisait à de petits glaciers de versant. Ces appareils tiraient leur origine des glaces sommitales du Mont-Tendre, accumulées dans la combe du Pré de Saint-Livres où elles ont édifié une longue trainée morainique. A partir de là elles s'écoulaient aux deux extrémités, d'un côté en direction du versant du Marchairuz, de l'autre dans la combe de la Verrière, entraînant dans leur mouvement des cailloux de gélifraction. Un écoulement secondaire transversal a dû se produire aussi dans la moitié orientale de la combe, où la crête qui la borde s'abaisse sous l'effet d'un décrochement.

Causes et chronologie de la récurrence. La récurrence fut une crue factice; la calotte a diminué en même temps que les glaciers alpins et pour les mêmes raisons, mais avec un certain retard dont les causes résident dans celles mêmes de son existence, à savoir sa grande extension à une altitude élevée où la fusion demeurait minime et l'alimentation encore effective, et les difficultés de son écoulement.

Sa décroissance a été symétrique de son développement, faible d'abord, puis de plus en plus rapide à mesure que son niveau s'abaissait et que l'évacuation était facilitée par le recul rhodanien. Cette inertie initiale et le déphasage qui en est résulté par rapport au glacier alpin sont donc à l'origine de la première récurrence. Elles suffisent à en expliquer le phénomène général, c'est-à-dire la progression de la glace locale jusqu'au pied du versant. Quant aux épanchements plus prononcés comme le lobe de Montricher, il faut en chercher la cause dans des facteurs topographiques.

On la découvre en corrélant le retrait rhodanien, l'abaissement de la calotte et l'expansion de la récurrence comme on l'a fait sur la figure 7. Entre Bière et Mollens, le flux de la glace jurassienne a talonné le glacier alpin jusqu'à 800 m au pied du versant. Cette progression prouve qu'alors le niveau de la calotte culminait encore bien au-dessus de la chaîne du Mont-Tendre, et son interruption marque le moment où il s'en rapprochait. L'émersion du Mont-Tendre a donc tari cet écoulement, mis fin aux glaciers récurrents du versant, exposés désormais à l'action du gel et incidemment à celle de la corrosion.

Elle eut aussi pour conséquence de détourner les courants de glace vers l'extrémité orientale de la chaîne et de les diriger dans l'ouverture de la combe de la Verrière, où se concentra dès lors l'évacuation du trop-plein régional de la calotte. L'abaissement du niveau de la glace, sans diminution importante de son étendue, a donc augmenté le débit de cet exutoire. C'est de là que le lobe de Montricher tire son origine.


Courbes d'altitude des glaciers
alpin et jurassiens
au cours de leur retrait
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
Calotte jurassienne
Glacier de Joux
Les Esserts
Récurrence
des versants
Lobe de
Montricher
2e
récurrence
Praz Rodet
12300 BP
Glacier du Rhône
Stade
de
Montosset
16000-14000 BP
Terrasse
lémanique
de 30 m
13000 BP
Chenal de Froideville
Tracé
périglaciaire
Creusement
Alluvion-
-nement. Lac
Vidange du lac
Cours d'eau
Périglaciaires
Aubonne?
Veyron, torrents de fusion
Veyron, Boiron, Toleure,
Aubonne, Venoge

Dans cette zone particulière, l'écoulement glaciaire s'est donc accrû alors que les glaciers du versant tarissaient. Dans un premier temps, la glace jurassienne a pu y progresser sur un large front à l'E de Mollens, à la suite du retrait alpin; puis, à mesure que s'abaissait la calotte, elle s'est concentrée dans un espace plus étroit, et finalement a pris la forme d'un glacier de vallée, d'abord canalisé au fond de la combe de la Verrière, où il se chargeait d'éboulis, puis allongé sur le glacis. Ainsi le lobe de Montricher fut d'abord un prolongement tardif des glaciers de versant, puis évolua vers une forme plus étroite chargée de blocs et de cailloux.

C'est ce que confirment les observations de terrain au pied de la chaîne. De Mollens jusque près de Pampigny, des graviers et des blocs dispersés témoignent d'une occupation glaciaire jurassienne étendue mais de courte durée, tandis que la moraine des graviers de Montricher ainsi que la lentille de Mauraz, n'ont pu être déposées que par un glacier plus étroit et lesté de matériaux morainiques.

Sans disposer d'autant de données, on aboutit à des conclusions analogues à l'W de l'Aubonne. Le lobe de Longirod, dont on soupçonne l'existence, peut être considéré comme une extension locale de la récurrence de versant, alimentée en supplément par le contenu de l'échancrure du Marchairuz, et le glacier de la Combe comme une langue semblable à celle de la Verrière, descendue de la selle qui domine Bassins.

A 1400 m, émergèrent de l'inlandsis jurassien (fig. 1), outre le chaînon et les contreforts du Mont-Tendre, Châtel, le Haut de Mollendruz et la Dent de Vaulion, ainsi qu'un nunatak au point le plus élevé du Risoux. Dès lors, dans cette région, la calotte redevint ce qu'elle était à l'origine, un large glacier de vallée, incapable de se déverser massivement dans la combe de la Verrière. Ce niveau correspond donc au retrait du lobe de Montricher.

Mais ce tarissement était profitable aux écoulements axiaux qui entretenaient de volumineux appareils dans les vallons de l'Orbe et du Nozon. Quant à la croupe du Mollendruz, sa partie la plus élevée (1300 m) devait être dégagée, tandis que le col proprement dit, à 1180 m, canalisait encore un flux glaciaire en direction de l'Isle. C'est probablement lui qui a édifié sur cette croupe le beau vallum du point 1184,2, 2 km au NE du col (520 100/167 800).

A 1250 m environ, le glacier de Joux, interrompant sa régression, a déposé à la hauteur des Esserts (509 200/161 300) sur le flanc du Mont-Tendre, un faisceau morainique continu sur une longueur de 8 km; cette stabilisation fut évidemment le résultat d'une aggravation climatique. On peut en dire autant de l'origine des petits glaciers de la seconde récurrence sur le versant opposé, ainsi que de la dernière offensive du glacier rhodanien, celle du stade de Montosset.

Ces accidents du retrait glaciaire étant tous trois déterminés par une dégradation du climat, l'hypothèse de leur synchronisme, compte tenu de la

différence de leur temps de réaction, est donc plausible. Il est possible que les vallums du Day, près de Vallorbe, soient dans le même cas.

Précisons encore que cet épisode correspond d'après CAMPY (1982) au troisième stade de retrait de la calotte côté français, et, selon ARN, au Dryas 1B (16 000–14 800 BP). A la vallée de Joux, il existe encore un stade semblable à 1100 m, le quatrième de CAMPY, et tout en amont, à 1050 m, l'amphithéâtre morainique de la Sagne de Praz-Rodet (503 000/158 000), admirablement conservé et daté par son mammouth (12 700 BP).

LE CHENAL DE FROIDEVILLE (planche)

Cette étroite vallée, sinueuse et calibrée, longue de 8 km, débouche d'un côté sur le versant du ravin de l'Aubonne et de l'autre s'interrompt à la limite du fluvio-glaciaire de Montricher. Le Veyron en draine l'extrémité orientale, et le Boiron, prolongé par des canaux de drainage, la plus grande partie. Ses versants portent la marque de l'érosion fluviale et son fond, tourbeux par endroits, sablonneux ou graveleux ailleurs, mais surtout remarquablement plat sauf au voisinage du Boiron, résulte visiblement d'un remblayage alluvial ou lacustre. Dans le sens de la longueur, la pente est presque insignifiante à l'exception du tronçon comblé par la moraine du stade de Montosset.

VERNET (1972) attribue ce chenal à un écoulement périglaciaire du SW au NE, et son assèchement à sa capture par le Boiron. ARN considère que son extrémité occidentale est le prolongement de l'étroit sillon de la Tuilière, comblé de sédiments lacustres, qu'il a observé, emboîté dans les dépôts glaciaires de la haute Aubonne.

Une étude attentive de cette région me permet de proposer une solution un peu plus élaborée. En premier lieu l'âge relatif de ce chenal peut être précisé. Il est postérieur aux graviers du Bois de Bussy qu'il dissèque, qui appartiennent aux mêmes formations fluvio-glaciaires que celles du Bois de Ballens déposées au bord du glacier en recul. D'autre part, il est antérieur au stade de Montosset dont les moraines l'obstruent. Il date donc de la période de retrait qui l'a précédé, ce qui en fait un contemporain du lobe de Montricher.

Son aménagement comprend plusieurs étapes. Son tracé sinueux est probablement l'héritage d'un écoulement périglaciaire, comme le pensait VERNET. La gouttière du Paudex (518 900/155 000), qui court-circuite l'un de ses méandres à un niveau légèrement supérieur, en est peut-être une survivance et en conserve l'image, celle d'un simple sillon d'érosion antérieur aux graviers du Bois de Bussy.

L'approfondissement du chenal a eu pour cause le retrait du glacier précédant Montosset et l'abaissement consécutif du niveau de base jusqu'à près de 600 m (ARN). Dans cette opération, deux cours d'eau entrent en li-

gne de compte, une «Aubonne» primitive responsable du sillon de la Tuilière et de son prolongement, et le Veyron. Ce dernier a dû être dirigé dans le chenal par l'obstacle du lobe de Montricher. Son virage à l'W se lit encore dans la morphologie convexe de son versant interne. C'était déjà l'idée de SCHARDT qui écrivait en 1908: «Il est probable que le Veyron fut primitivement un affluent de l'Aubonne et du Boiron par la combe de Froideville.» Au Veyron se joignaient les eaux de fusion du lobe de Montricher auxquelles on peut attribuer l'aménagement du chenal en amont de l'ancien coude.

Où se rejoignaient ces deux cours d'eau? à Montosset d'où ils s'écoulaient par le vallon actuel du Boiron? c'est la solution adoptée par ARN, ou à l'emplacement du ravin actuel de l'Aubonne? Dans le premier cas, la trace de leur cours commun aurait été effacée par la moraine de Montosset, dans le second par l'activité érosive de l'Aubonne. Il n'est pas possible de trancher en faveur de l'une ou de l'autre de ces solutions. Je penche pourtant pour la deuxième car, à l'approche de l'Aubonne, le chenal s'incurve vers l'aval, son versant S s'abaisse aussi dans cette direction, tandis que l'autre s'infléchit dans le même sens mais sans s'affaiblir. D'après les observations d'ARN, le confluent de ces deux cours d'eau se situerait à une profondeur de plus de 30 m.

Le relèvement du niveau de base, conséquence de la progression rhodanienne de Montosset, eut pour résultat le comblement alluvial du chenal et du sillon de la Tuilière, dont ARN a décrit les sables et les limons. A la limite, les barrages édifiés par le glacier et ses vallums aux deux extrémités de cette dépression y créèrent un lac étroit et peu profond, divisé en deux bassins par le bouchon morainique de Montosset. Sur sa rive S, deux dépôts, dont l'un montre encore sa structure deltaïque, en confirment l'existence et en donnent le niveau, environ 670 m (planche). Ses affluents étaient les mêmes qu'auparavant et en achevaient la sédimentation.

Le retrait rhodanien définitif entraîna la vidange du lac, à Montosset par le Boiron, au NE par le Veyron. L'écoulement de celui-ci à l'opposé de sa direction primitive trouve son explication dans la morphologie locale. Dans ce secteur, les vallums du stade de Montosset font place, de part et d'autre de la rivière, à des croupes molles, plus basses que le niveau du lac, et la petite tourbière sommitale de l'une d'elles prouve qu'il ne s'agit pas de formes d'érosion. De véritables vallums ne pouvaient s'édifier au contact du lac, dans lequel la moraine devait se disperser. C'est donc le glacier lui-même qui constituait le barrage local, et qui détermina du même coup, lors de son recul, la vidange du lac dans cette direction et, à sa suite, l'écoulement du Veyron et de ses affluents.

On ignore pourquoi un écoulement symétrique ne s'est pas produit à l'autre extrémité; on sait seulement, toujours d'après ARN, que les alluvions superficielles de la plaine de Bière se sont étendues à l'entrée du chenal. Quant à l'Aubonne, elle n'a pu sourdre, ainsi que les cours d'eau similaires,

que tardivement, comme on l'a déjà relevé, une fois que le dégagement de la chaîne eut rendu possible leur alimentation karstique. Peut-être ces conditions furent-elles déjà réalisées temporairement dans l'intervalle des deux récurrences, ce qui expliquerait l'origine de l'«Aubonne» primitive du sillon de la Tuilière. L'émergence de la rivière actuelle devait se trouver initialement au-dessous du débouché du chenal, sinon l'Aubonne s'y serait engagée ou l'aurait drainé. A partir de cette situation inférieure, elle a dû se déplacer vers l'amont par érosion régressive.

Bibliographie

Aeberhardt B., 1901. – Etude critique sur la théorie de la récurrence des glaciers jurassiens. *Ecl. geol. Helv. 7:* 103-119.

Arn R., 1984 a. – Les formations quaternaires de l'Orbe et du Nozon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 77.1:* 17-42.

– 1984 b. – Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. Thèse Fac. Sc. Uni. Lausanne, 307 p.

Aubert D., 1938. – Les glaciers quaternaires d'un bassin fermé, la vallée de Joux. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 60:* 117-130.

– 1943. – Monographie géologique de la vallée de Joux. *Mat. carte géol. Suisse, N.S. 78:* 134 p.

– 1965. – Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Ecl. geol. Helv. 58.1:* 555-578.

– 1981. – Géomorphologie du Gros-de-Vaud. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 17.2:* 57-116.

Aubert D., Badoux H., Lavanchy Y., 1979. – La carte structurale et les sources du Jura vaudois. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 74.4:* 333-343.

Baltzer A., 1899. – Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Rhonegletschers. *Ecl. geol. Helv. 6:* 378-391.

Campy M., 1982. – Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse Uni. Besançon, 557 p.

Charpentier J. de, 1841. – Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du Bassin du Rhône. 1 vol. Lausanne.

Choffat Ph. et Aubert D., 1983. – Erosion et morphologie glaciaire de la molasse. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 76.4:* 321-340.

Custer W., 1928. – Etude géologique du pied du Jura vaudois. *Mat. carte géol. Suisse, N.S. 59:* 72 p.

Dorthe J.-P., 1981. – Le problème des récurrences glaciaires. Etude du cas Montricher. Inst. Géogr. Uni. Lausanne.

Falconnier A., 1931. – Etude géologique de la région du Marchairuz. *Mat. carte géol. Suisse, N.S. 27:* 31 p.

Jäckli H., 1962. – Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Ecl. geol. Helv. 55.2:* 285-294.

Jayet A., 1966. – Résumé de Géologie glaciaire régionale. Chappuis, Genève, 56 p.

Lagotala H., 1926. – Contribution à l'étude des terrains quaternaires du bassin du lac de Genève. Livre jubil. soc. géol. Belgique: 123-139.

Meyer de Stadelhofen C., 1973. – Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyen-pays vaudois. Cahier de l'aménagement régional 15.

Nolthenius Tutein A.-B., 1921. – Etude géologique des environs de Vallorbe. *Mat. carte géol. Suisse, N.S. 48:* 119 p.

Portmann J.-P., 1954-1955. – Pétrographie des moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat. 51.5:* 13-55.

SCHARDT H., 1898. – La récurrence des glaciers jurassiens après le retrait du glacier du Rhône. *Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève 6:* 492-494.
– 1908. – Dérivations glaciaires de cours d'eau dans la Suisse occidentale et le Jura français. C.R. 9e Congrès inter. de Géographie II: 1-16.

VERNET J.-P., 1956. – La Géologie des environs de Morges. *Ecl. geol. Helv. 49.1:* 157-241.

Feuilles de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 avec notices explicatives.

AUBERT D., 1941. – Vallée de Joux, N° 17.
– 1963 – Orbe, N° 42

CUSTER W. et AUBERT D., 1935. – Cossonay, N° 5.

FALCONNIER A., 1950. – Marchairuz, N° 25.

VERNET J.-P., 1972. – Morges, N° 62.

NOLTHENIUS TUTEIN A.-B., 1920. – Carte géologique des environs de Vallorbe. Carte spéciale N° 92, Commission géol. soc. Helv. Sc. nat.

Manuscrit reçu le 5 novembre 1985.