

BULLETIN MENSUEL
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE LYON

FONDÉE EN 1822

RECONNUE D'UTILITÉ PUBLIQUE PAR DÉCRET DU 9 AOÛT 1937
des SOCIÉTÉS BOTANIQUES DE LYON, D'ANTHROPOLOGIE ET DE BIOLOGIE DE LYON
REUNIES

et de leurs GROUPES RÉGIONAUX : ROANNE, VALENCE, etc.

Siège social et Secrétariat général : 33, rue Bossuet, 69006 Lyon

TRESORERIE :

T A R I F

	1981
Abonnement France	75 F
Membre scolaire	40 F
Abonnement Etranger	85 F
Changement d'adresse, inscription ou réintégration en sus	10 F

N.B. — Les virements à notre C.C.P. **LYON 101-98 H** ou les chèques bancaires, doivent être rédigés au nom de la SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE LYON.

- BARRAULT R., BLANDIN P., MEYER J. A. : Recherches d'écologie théorique. Extr. Recherches Interdisciplinaires, 18 p., 1980.
- DUBOIS A. : Une espèce nouvelle de *Scutigera* (Amphibiens, Anoures) du Nord de la Birmanie. Extr. Rev. Suisse Zool., T. 86, fasc. 3, 1979, 10 p., 9 fig.
- LEBEAU J. et LAMBERT C. : Les primevères de la section « *Auriculastrum* » examen des principaux hybrides. Soc. Bot. Fr., 1979.
- LOCQUIN M. : Classification phonémique calculable et descriptive des *Mycota*, *Sporae Dispersae*. 105^e Congrès Soc. Sav., Caen, 1980, 2 p., 3 fig.
- DEFLANDRE G. et LOCQUIN M. : Interprétation répétitive de la structure interne du phialosporange de certains *Chitinomycètes*. 105^e Congr. Soc. Sav., Caen, 1980, 2 p., 3 fig.
- LOCQUIN M. : Anastrophes, catastrophes et évolution des champignons. 105^e Congr. Soc. Sav., Caen, 1980, 6 p.
- PERMANENCES :
- Les mercredis de 16 h à 19 h.
- Les samedis 10 et 24 janvier 1981.
- Les samedis 14 et 28 février 1981.

EXPOSITION :

Le MUSÉE GUIMET D'HISTOIRE NATURELLE, 28, boulevard des Belges, 69006 LYON, organise une exposition d'ETHNOLOGIE régionale : HOMMES ET TERROIR, ouverte tous les jours de 14 heures à 18 heures, jusqu'au 31 mars 1981.

PARTIE SCIENTIFIQUE

LES FORMATIONS GLACIAIRES ET LES STADES DE RETRAIT DU GLACIER WURMIEN DANS L'ILE CREMIEU

par Raymond ENAY*.

Les dépôts glaciaires occupent une large surface sur le plateau de Crémieu, mais ils ont toujours été traités globalement (cf. feuille de Chambéry à 1/80 000^e, 2^e édit.). Le contraste est grand avec la plaine de l'Est lyonnais (feuilles de Lyon à 1/80 000^e, 2^e édit. et à 1/50 000^e, 1^{re} édit.) où, depuis longtemps, ont été reconnus plusieurs stationnements glaciaires qui ont fait l'objet d'interprétations nombreuses et variées. Dans une des plus récentes, proposée par L. DAVID (1967, 1972), à partir du stade du Garon (ou du maximum) qui marque l'avancée extrême du glacier vers l'W, six stades ou phases (sans compter les phases locales ou mal caractérisées) se succèdent jusqu'au célèbre vallum de Grenay et au stade de La Bourbre qui lui est lié.

En 1928, L. FRANÇOIS individualisait sommairement le stade de Morestel, stationnement le plus interne et le dernier connu avant le retrait du glacier à l'intérieur du domaine jurassien. C'est seulement avec la parution récente de la feuille à 1/50 000^e de La Tour-du-Pin qu'était donnée la première cartographie des formations glaciaires et fluvio-glaciaires mises en place lors de ce stationnement du glacier würmien en recul. Nous examinerons donc ici l'ensemble des dépôts et des formes liés à ce stade de retrait qui n'avaient encore jamais fait l'objet d'une étude complète.

Entre les stades de Grenay-La Bourbre qui enveloppent complètement par

* Département des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard, Lyon I et Centre de Paléontologie stratigraphique associé au C.N.R.S., L.A. 11, 15-43, boulevard du 11-novembre-1918, 69621 Villeurbanne (France).

l'W le plateau calcaire et celui de Morestel, l'essentiel des formations glaciaires de l'île Crémieu restait groupé comme moraines indifférenciées ou glaciaire résiduel. Ces formations sont surtout développées entre Trept et Montalieu, en une large bande arquée accolée au massif calcaire de Soleymieu-Courtenay-Poleyrieu, parmi lesquelles se remarquent des zones d'épandage ou de lessivage fluvio-glaciaires traduisant l'existence d'écoulement de fonte important à partir d'un front glaciaire, jusqu'ici inconnu, en position intermédiaire entre celui de Grenay et celui de Morestel.

Jusqu'ici, ces formations glaciaires et fluvio-glaciaires n'avaient pu être organisées de façon cohérente. C'est seulement, avec l'avancement des levés à 1/20 000 sur les feuilles de Belley, et surtout, Montluel et Bourgoin, qu'il a été possible de proposer un schéma cohérent pour ce que j'appelle le *stade de Lancin*.

1. TOPOGRAPHIE ANTEGLACIAIRE

La topographie actuelle porte l'empreinte accusée des perturbations glaciaires, mais elle découle directement de la topographie antérieure à la venue des glaciers. Amorcée dès la fracturation oligocène, poursuivie parallèlement aux transgressions miocènes qui laissent émergée l'île Crémieu (et son arrière-pays jurassien), elle a été surtout réalisée à partir de la fin du Miocène en même temps que s'individualisait et évoluait le réseau hydrographique.

Il est difficile de retrouver la succession des phases reconnues en aval de Lyon (R. BALLÉSIO & L. DAVID, 1971) : phase de creusement mio-pliocène et remblaiement pliocène suivie d'une phase de creusement pleistocène. Pour la région étudiée, comme pour l'Est lyonnais (cf. L. DAVID, 1967, p. 21), on peut réunir les phases de creusement mio-pliocène et pleistocène. Cette évolution fini et post-miocène est contrôlée par la remontée d'ensemble du bâti orogénique alpin et de ses bordures, avec rejou différentiel des failles préexistantes.

Ainsi, un rajeunissement du relief du massif calcaire sur lequel s'étendra le glacier würmien est probable, en particulier de sa bordure occidentale dont la fraîcheur des reliefs structuraux est remarquable. Les principales entailles d'érosion du plateau et de ses bordures (val d'Amblérieu et couloir de Boulieu, val d'Amby, val de La Fusa, fossé d'Amblagnieu), en partie d'origine structurale, sont antérieures à la venue du glacier ; elles portent les traces des actions glaciaires qui ont peu ou pas modifié leur aspect antérieur : surfaces polies et striées (Amby, La Fusa...), accumulations morainiques engorgeant les vallées du massif de Moras-Veyssilieu...

Sur le plateau calcaire bajocien et bathonien de la bordure occidentale, à l'extrémité nord-ouest du massif de Creys, entre Malville et Concharbin, les dépôts glaciaires sont limités à des placages au flanc de certains reliefs ou dans des parties déprimées de la topographie antéglaciaire qu'ils atténuent à peine.

Partout ailleurs, dans la zone des affleurements oxfordiens de la partie médiane de l'île Crémieu, dans le massif de Passins-Sermérieu (en partie formé de molasse miocène), à la pointe sud-est du massif de Creys-Saint-Victor, le substratum est recouvert d'un manteau morainique quasi continu d'où émergent des reliefs calcaires. Dans les secteurs où le revêtement morainique est le plus continu, par exemple entre Montalieu et Trept (Bois des Dianes, de Burnoud, de Massieu), les affleurements du substratum montrent que les dépôts glaciaires épousent dans l'ensemble la topographie préexistante. Les buttes ou les petits massifs morainiques les plus élevés (Molard Magnin :

367,5 m — Molard des Fourches : 402,7 m — Molard de Marcolay : 381 m — Molard de Versin : 386 m...) présentent certainement une armature calcaire sur laquelle se sont moulés les dépôts morainiques, même quand le substratum n'apparaît pas à proximité.

Quand celui-ci affleure (quelquefois à la faveur d'exploitations ou d'aménagements de chemins qui entaillent suffisamment la moraine) c'est le plus souvent sur la façade nord-ouest ou ouest des buttes morainiques, la moins exposée par rapport au sens général d'écoulement des glaciers quaternaires. De la même façon, dans cette bande oxfordienne de Trept-Egnieu, l'essentiel des affleurements et les plus importants se rencontrent dans la côte à regard ouest qui borde la longue dépression de Trept à Montalieu par Optevoz et Charette.

Les zones basses qui entourent l'île Crémieu, utilisées par les grands collecteurs périphériques — Bourbre et Rhône — sont également antéglaciaires.

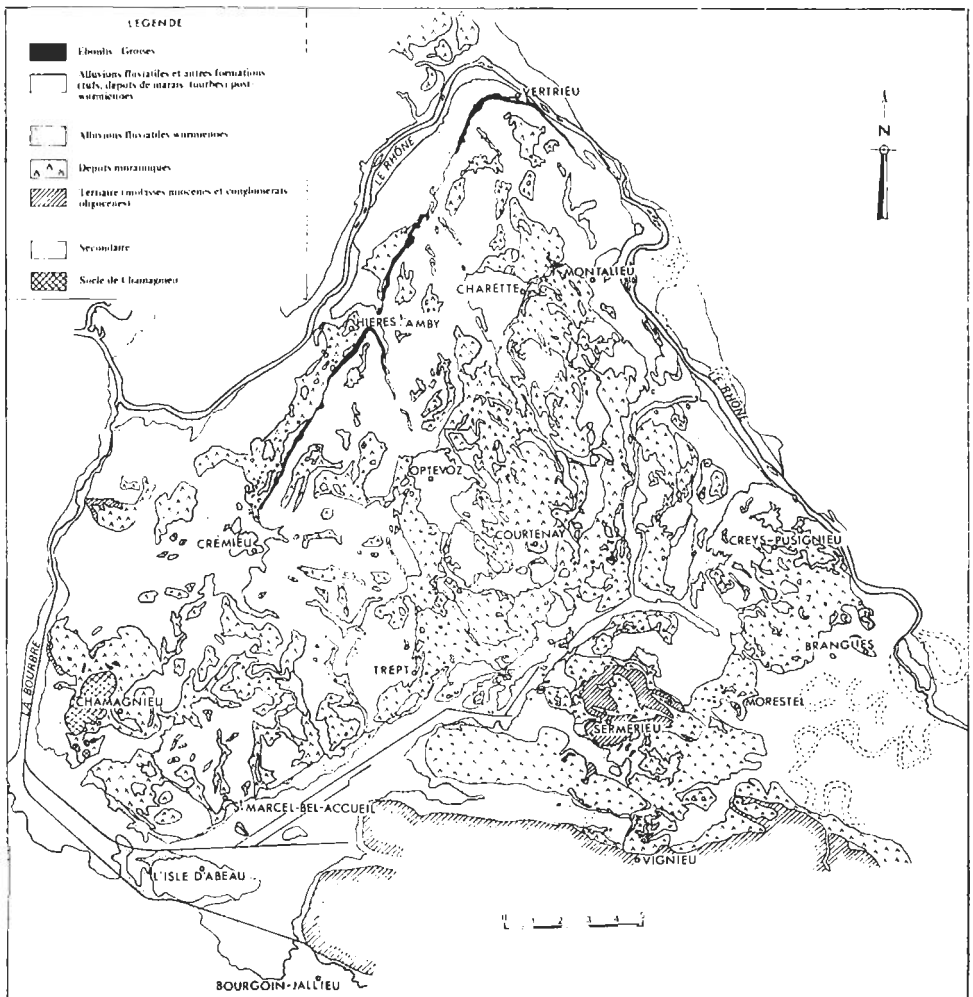


Fig. 1: Extension des formations quaternaires dans l'île Crémieu.

Le graben ou fossé de La Bourbre qui sépare l'Île Crémieu de ses annexes méridionales (îlots de Saint-Quentin-Fallavier, de Vaulx-Milieu et de La Grive-Saint-Alban) est la conséquence de ces rejeux de failles fini-miocènes ; pour la première fois, une paléo-Bourbre contournant l'Île Crémieu par le Sud-Ouest peut alors s'installer, drainant une partie du massif calcaire et sa bordure molassique par un réseau d'affluents à l'origine du dispositif ouvert sur la dépression des Vernes, souvent comparé aux « collines radiales » de l'Est lyonnais.

Pour le Rhône, l'existence d'un cours antéglaciaire, occupant le graben — déjà ébauché à l'Oligocène — entre Île Crémieu et Bugey, est prouvée par les cañons, profonds de 90 m, enfouis sous les alluvions glaciaires de Sault-Brénaz, mis en évidence par les travaux de la C.N.R. En amont de ce seuil, les travaux de la C.N.R., confirmés par ceux de l'E.D.F., ont montré l'existence d'un important remplissage, d'âge encore indéterminé ; le fond de ce bassin de Malville atteint localement 220 m sous la surface, traduisant un important « retard » dans la remontée régionale.

L'idée d'un ancien Rhône, de direction E-W, s'écoulant au Sud de l'Île Crémieu, avant la venue des glaciers (L. FRANÇOIS, 1928) ne peut plus être défendue. Elle s'appuyait essentiellement sur l'inadaptation aux écoulements actuels de la vallée de La Bourbre et des vallées affluentes de la grande vallée des Vernes : Epau, Olouise, Ver, Montcarra. Or, à l'amont de ces vallées, les séparant de la dépression du Bouchage, sous les dépôts glaciaires du stade de Morestel, apparaissent des pointements calcaires appartenant à un seuil à peu près continu de Vignieu à Morestel sur lequel s'est arrêté le glacier en recul.

Ces vallées sont bien antérieures à la venue des glaciers — comme les collines radiales de l'Est lyonnais avec lesquelles on les a souvent comparées — mais elles font partie du réseau affluent de La Bourbre. Tout au plus, compte tenu de la cote des cañons antéglaciaires de Sault-Brénaz et du bassin de Malville, le drainage des dépressions de l'Epau, de Lancin et d'Arandon (actuellement mal drainées) était-il assuré par La Chogne et la vallée (actuellement morte) du Brun.

Donc, les glaciers quaternaires ont occupé un territoire à topographie très différenciée qui joue un rôle essentiel dans l'évolution, en particulier le retrait, du glacier würmien à partir du stade de Grenay qui précède immédiatement ceux étudiés ici.

2. LES DIFFERENTS DEPOTS GLACIAIRES OU LIES AU GLACIER

L'individualisation de deux stades de stationnement glaciaire permet de séparer trois domaines : en avant du stade de Lancin, entre celui-ci et le stade de Morestel, enfin en arrière du stade de Morestel. Cette distinction n'est pas très commode : d'une part, à chaque stade les eaux de fonte remanient une partie des dépôts plus anciens situés en avant ; d'autre part, nous traiterons plus loin de l'organisation propre de chacun de ces deux stades. Il est donc plus important de distinguer entre les différents types de dépôts rencontrés dans ces divers domaines de la région étudiée. L'observation directe de ces dépôts est difficile par la rareté ou le faible développement des exploitations qui ont largement contribué à la compréhension du phénomène glaciaire dans l'Est lyonnais, l'absence à peu près totale de forages ou de travaux de génie civil et d'urbanisme.

2.1. Accumulations morainiques indifférenciées.

Après individualisation des accumulations morainiques des « fronts » glaciaires (cf. 2.2.) et des épandages fluvio-glaciaires liés aux stades de Lancin et de Morestel (cf. 2.3.) il reste de nombreux dépôts morainiques qui ne peuvent être rattachés à aucun de ces stades. Les formations sont développées surtout en avant du stade de Lancin, sur tous les reliefs de la partie ouest de l'Île Crémieu, entre La Bourbre et le Rhône, mais aussi entre les accumulations frontales reconnues des stades de Lancin et de Morestel, sur les massifs de Mépieu et de Passins-Sermérieu, les collines molassiques de Salagnon et de Saint-Savin-Montcarra.

Ces dépôts offrent les caractères habituels des accumulations morainiques, mais en sont absents ceux liés à la proximité d'un front glaciaire actif et utilisés pour suivre les fronts des stades de Lancin et de Morestel. Quand il peut être observé, le faciès est celui des moraines argileuses à blocs, accompagnées de blocs erratiques, parfois abondants et de grande taille, le plus souvent dispersés. Localement et dans la limite des affleurements (buttes de Soleymieu, bois de Solière au S de Faverges...), la matrice montre une évolution pédogénétique avancée et les galets, en particulier ceux formés de roches cristallines grenues, sont très altérés.

A proximité des fronts glaciaires reconnus, où le niveau atteint par la surface supérieure du glacier peut être apprécié sans trop d'erreur, ces accumulations s'en séparent par leur altitude nettement plus élevée, souvent supérieure à 350 m, alors que le « front » du stade de Lancin est environ à la cote 300 et que celui de Morestel dépasse rarement 250 m. Ce critère perd de son poids dès qu'on s'éloigne des fronts glaciaires reconnus, en particulier vers l'amont de chaque dispositif, où l'épaisseur de la lame de glace augmentait sans qu'on connaisse l'altitude atteinte.

Ces accumulations sont difficiles à relier et à rattacher à un stade ou à une phase déterminées. Si les dépôts situés en avant du stade de Lancin lui sont nécessairement antérieurs, ils peuvent être attribués à n'importe lequel des stationnements plus anciens ou à l'ensemble, une reprise des dépôts au cours de la longue période d'occupation glaciaire n'étant pas exclue et même très vraisemblable. De même, ceux qui s'étendent entre ce stade et celui de Morestel et au-delà de ce dernier vers l'Est.

2.2. Accumulations morainiques des « fronts » glaciaires.

Les zones de stationnement du front glaciaire sont marquées par des accumulations de sables et graviers assez peu différents de ceux que nous retrouverons dans les couloirs d'écoulement fluvio-glaciaires. Ainsi, sur la feuille à 1/50 000^e de La Tour du Pin, les formations frontales du stade de Morestel, notées FGy, sont décrites comme « dépôts fluvio-glaciaires du retrait würmien ». M. GIGOUR (1969, p. 43-44), à propos des stades de retrait plus anciens de l'Est lyonnais, a insisté sur le caractère exceptionnel des structures en vallum au front d'une langue glaciaire et sur le rôle de l'eau dans le façonnement de ces fronts glaciaires qu'il faut concevoir comme une langue de glace progressivement amincie, très chargée en débris et en partie enfouie sous les dépôts accumulés à son front.

Ces zones frontales présentent plusieurs caractères assez constants, utilisés pour suivre les fronts correspondant aux stades de Lancin et de Morestel.

D'abord et surtout, la *morphologie* : la topographie est confuse, chaotique même, et contraste fortement avec les surfaces régulières des zones d'épandage

auxquelles se relie le front glaciaire par son bord externe. Il est difficile, sinon de dégager des crêtes morainiques, du moins de les coordonner, en raison de leur interruption fréquente par des entailles d'érosion, des chenaux ou des replats dont beaucoup sont contemporains du stationnement du glacier. Il s'y ajoute de nombreuses dépressions fermées, souvent occupées par des étangs ou des étendues marécageuses qui sont des *dolines glaciaires* : à l'W de Lancin et entre Lancin et Poleyrieu pour le stade de Lancin ; entre Olouise et Charray pour celui de Morestel.

Un autre caractère, de valeur plus locale, est l'abondance des *blocs erratiques*, surtout nombreux dans la zone de crête et dans la partie proximale des épandages fluvio-glaciaires : crête traversée par la R.N. 75, à l'W de Morestel, entre Bachelin et Malisole : carrières au NW de Morestel, entre la R.N. 75 et la route de Concharbin.

D'autres carrières sont ouvertes dans la partie externe de ces accumulations frontales, au NW de Tirieu, entre Courtenay et Lancin (C.D. 140 b), Moulin de Charray. Les dépôts associent des sables et des graviers, l'un ou l'autre type dominant suivant le cas, souvent avec un fort pendage vers l'extérieur et des *phénomènes de cryoturbation* qui traduisent la proximité du front glaciaire : contournements de couches et cisaillements à diverses échelles de grandeur.

2.3. Les « épandages » fluvio-glaciaires.

Liés aux fronts glaciaires qu'ils servent à identifier et à suivre sur le terrain, ils occupent des zones mieux délimitées. En effet, ils bordent les fronts glaciaires ou s'étalent en avant de ceux-ci en fonction des possibilités offertes par la topographie.

Dans les deux éditions de la feuille de Chambéry de la carte géologique à 1/80 000° ces dépôts étaient traités comme glaciaire indifférencié au même titre que la moraine argileuse dont ils se distinguent nettement.

D'une part, quelques carrières ou des fondations pour des nouvelles constructions permettent de voir la partie supérieure de ces épandages dans les bassins de Charette et d'Optevoz, au S de Tirieu, au NW de Morestel et à Passins, près de Mépieu, dans la plaine de Malville (Le Bayard, travaux E.D.F.)... : ce sont des graviers plus ou moins bien lavés de leur fraction fine, parfois un peu plus grossiers à leur partie supérieure, à stratification oblique ou lenticulaire.

D'autre part, la régularité de la surface supérieure contraste avec le reste de la morphologie, par exemple dans les deux bassins de Charette et d'Optevoz ; elle traduit leur origine soit par épandage fluvio-glaciaire, soit par remaniement et lavage d'un matériel morainique. D'autres surfaces régulièrement inclinées forment la plaine qui contourne la butte de Passins, de Morestel à Chasins, la longue dépression du Brun prolongée par la vaste plaine de Malville-Serrières-de-Briord entaillée par le Rhône, enfin la plaine de Lancin à Poleyrieu et Marlieu traversée par la R.N. 75.

Les pentes de ces surfaces manifestement liées à des écoulements actifs sont très variables en fonction du contexte topographique dans lequel s'est faite leur évolution : 1,5/1 000 à Charette ; 4,66/1 000 à Optevoz ; 2,3/1 000 pour le couloir du Ver ; 7,6/1 000 pour celui d'Olouise-Salagnon ; 4,3/1 000 pour la plaine de Morestel ; 3,5/1 000 pour le couloir du Brun à Malville ; 2,5/1 000 pour la plaine de Lancin au N de Boulieu, 9/1 000 au Sud.

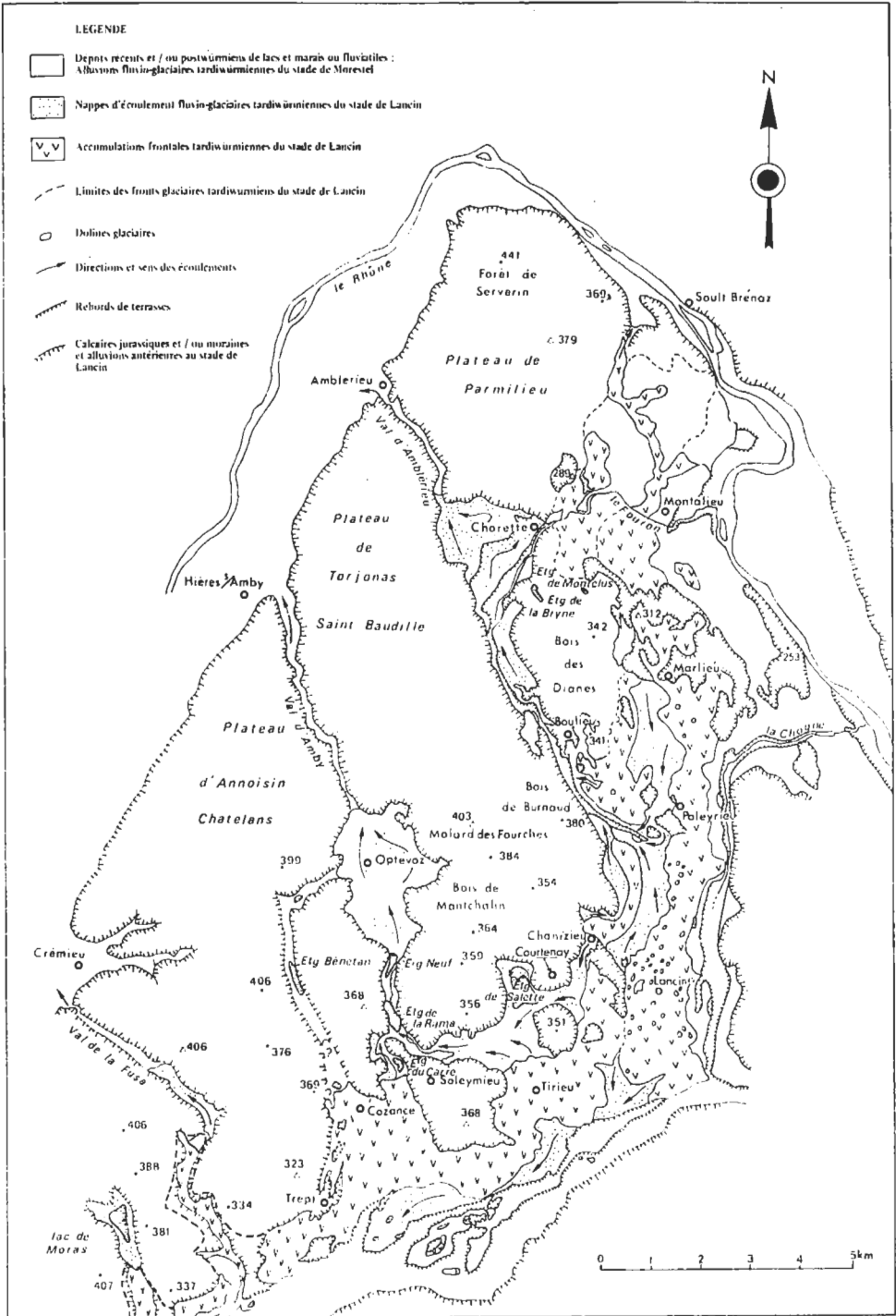


Fig. 2 : Le front glaciaire et les écoulements fluvioglaciers du stade de Lancelot.

2.4. Le loess « interne » de Panossas.

Nous rappellerons pour mémoire l'affleurement de loess découvert par G. MAZENOT (1959), sur le territoire de la Commune de Panossas, à 300 m au N du hameau de Serre, au pied ouest de la colline de Briançon (Bourgoin, I.G.N. XXXI-32, $x = 821,87$; $y = 78,80$; $z = 237$ m). C'est le seul affleurement de loess connu en amont des moraines internes (à l'exception de ceux de la cuvette genevoise signalés par A. JAYET).

3. LE STADE DE LANCIN

3.1. Les moraines frontales du stade de Lancin.

Elles correspondent à une zone de collines d'altitude modeste (environ 300 m) appuyée à une ligne de reliefs calcaires parfois enveloppés de moraines plus anciennes, formant la bordure occidentale arquée de la dépression des Vernes, de l'Epau et de La Chogne, qui ont bloqué la masse du glacier. Dans cet ensemble, deux parties peuvent être séparées de part et d'autre de l'important massif du Bois de Burnoud et de son éperon avancé de Chanizieu, au NW de Lancin, qui occupe le centre du dispositif.

3.1.1. VERS LE SW, DE CHANIZIEU A TREPT.

Les dépôts morainiques frontaux s'y appuient à une série de buttes calcaires enveloppées de moraines anciennes : butte de Chanizieu (326 m), butte cotée 351 au S de Courtenay, butte de Soleymieu-Montagnieu culminant à 368 m (= Molard Magnin).

La cote atteinte par ces dépôts frontaux ne peut être établie bien souvent que par référence aux secteurs où ceux-ci se relient directement aux formations fluvio-glaciaires. Cependant, localement, par exemple au SE de la butte cotée 351 ou bien aux flancs de la butte de Pierre-Fayet, vers 290-300 m, une encoche soulignée d'un replat marque le niveau atteint par les glaces ou, plutôt, par les écoulements accompagnés de dépôts (Kame terrace) s'effectuant entre la glace et les parois.

Entre ces appuis formés par les reliefs les plus importants de la topographie préexistante, le domaine englacé s'étalait en autant de lobes auxquels correspondent actuellement la dépression entre Lancin et Courtenay (C.D. 140 b), le très beau cirque glaciaire de Tirieu, la large dépression lobée de Cozance. Dans ces secteurs le domaine morainique frontal se relie directement aux épandages fluvio-glaciaires dont il se distingue surtout par la morphologie (cf. anté). La limite se situe vers la cote 310-320 au SW de Chanizieu pour s'abaisser à 300 m à Courtenay et 295-290 à Tirieu et Cozance/Carisieu.

Au Sud de Lancin, le Bois de Palange (noté Gxv sur la feuille à 1/50 000^e de La-Tour-du-Pin) paraît marquer une position un peu en retrait du stade de Lancin, bien développée vers le N (cf. 3.1.2.). La dépression utilisée par la R.N. 522 qui le sépare du front principal correspond à un chenal d'écoulement cataglaciaire en direction du Marais des Vernes, issu de cette position plus interne.

3.1.2. VERS LE NE, DE LANCIN A EGNIEU ET BOUVESSE.

Dans cette direction le dispositif morainique prolongeant celui examiné précédemment est plus nettement double :

— Au premier bourrelet, le plus externe, correspond à partir du cirque glaciaire de Chanizieu, sur le flanc nord de l'éperon calcaire (à la cote 320), la ligne de hauteur parsemée d'étangs (= dolines glaciaires) séparant la plaine

de la R.N. 75 de la vallée de Fontanille dont le remplissage fluvio-glaciaire est tronqué au N par un bord de terrasse en limite du Marais de Boulieu.

Au-delà, vers le N, il se poursuit par les accumulations morainiques avec dolines glaciaires sur le flanc est du massif calcaire couronné de moraine ancienne du Bois des Dianes, en partie reprise ou remaniée par les écoulements cataglaciaires issu du front interne à l'W de la R.N. 75.

— Le deuxième bourrelet, plus interne, est aussi le plus important. Il se suit jusqu'à Egnieu et au-delà (Conilieu), en bordure des marais de Lancin et de La Chogne, appuyé aux reliefs calcaires qui apparaissent localement au travers de la couverture morainique. Les dolines glaciaires sont particulièrement nombreuses autour de Lancin et jusqu'à Poleyrieu en relation, semble-t-il, avec le peu de relief du front morainique (≤ 275 m). A partir de Poleyrieu l'altitude s'élève régulièrement et assez rapidement au-delà de 300 m; s'individualisent en même temps des buttes morainiques allongées à peu près parallèlement avec une direction générale NW-SE.

3.2. Les chenaux cataglaciaires et les couloirs d'écoulement.

La reconnaissance (par une cartographie détaillée) de ces dispositifs a été l'élément décisif pour réussir la coordination et l'interprétation des phénomènes glaciaires liés au stade de Lancin. En effet, l'évacuation des eaux de fusion issues de la masse glaciaire bloquée contre le massif calcaire, dont l'altitude d'ensemble est nettement plus élevée, n'était possible que par un nombre limité de points de sortie (= couloirs d'écoulements) réunissant les écoulements parallèles au front glaciaire (= chenaux cataglaciaires). L'éperon de Chanizieu intervient à nouveau pour séparer deux systèmes.

3.2.1. LE SYSTÈME LANCIN-POLEYRIEU-MARAIS DE BOULIEU.

C'est le plus net des deux, malgré une complexité un peu plus grande liée à l'existence des deux bourrelets morainiques.

— *Un premier chenal cataglaciaire*, développé seulement au S du Marais de Boulieu, correspond au bourrelet externe. Il forme la plaine de Fontanille tronquée à son extrémité nord en bordure du Marais de Boulieu auquel aboutissaient les écoulements correspondants.

Au-delà du Marais de Boulieu, les écoulements issus du front glaciaire rejoignaient directement le couloir de Boulieu ou, même, le bassin de Charette (passage des Etangs de Monclus et de la Bryne).

— *Le chenal cataglaciaire principal* est utilisé par la R.N. 75 entre Lancin et le croisement (coté 297) avec la route de Marlieu. Il se développe entre le front interne dont il recueillait les eaux de fusion et le bourrelet externe interrompu au niveau du marais et du couloir de Boulieu.

Quelques carrières permettent d'en voir le remplissage fluvio-glaciaire près du croisement avec le C.D. 140, à l'W du Mont Bayange. Depuis la sortie nord de Lancin, à 274 m, la surface du remplissage s'abaisse régulièrement vers le N jusqu'à l'entrée du Marais de Boulieu, à 267 m; soit, pour une distance de 2 km environ, une pente de 3,5/1 000. Au-delà de l'extrémité est du Marais de Boulieu, la pente s'élève à nouveau jusqu'au croisement coté 297, soit 30 m pour 3 km et une pente de 10/1 000.

Ainsi l'ensemble est formé de deux chenaux cataglaciaires convergents vers le Marais de Boulieu, zone déprimée de direction NW-SE, en partie d'origine tectonique, qui servait de couloir d'évacuation.

— *Le couloir d'écoulement de Boulieu* se développe entre la R.N. 75 (cote 267) et Le Vernay où il débouche dans le bassin de Charette, à la cote 254,

soit pour une longueur d'environ 5,5 km, une pente moyenne de 2,3/1 000. Le fond du couloir, surtout dans sa partie amont, mal drainée, est occupé par des marais et des dépôts postwürmiens ou récents qui masquent le remplissage alluvial.

Celui-ci apparaît dans la partie aval mieux drainée par le Fouron qui sert d'émissaire au Marais de Boulieu. De part et d'autre du marais sont conservés des lambeaux alluviaux fluvio-glaciaires témoins d'une surface de remblaiement inclinée vers le NW. Au moins au départ du couloir (= extrémité sud-est) apparaissent bien deux niveaux de remblaiement emboîtés séparés par un bord d'érosion qui coupe également le bourrelet morainique externe. Nous retrouverons ces deux niveaux dans le remplissage du bassin de Charette.

3.2.2. LE SYSTÈME COURTENAY-SOLEYMIEU-LA RAMA.

Au-delà de l'éperon calcaire de Chanizieu, vers le SW, apparaît un nouveau chenal cataglaciale indépendant des précédents, lié au seul bourrelet externe. Nous avons déjà vu que les écoulements en relation avec la position en retrait du front glaciaire du Bois de Palange, au S de Lancin se faisaient en direction du Marais des Vernes. La surface correspondante est bien visible entre le carrefour du Temple et Sablonnière, ainsi que l'emboîtement de la surface des alluvions fluvio-glaciaires liées au stade de Morestel.

Le *chenal cataglaciale de Courtenay-Soleymieu* forme d'abord la « plaine » de Courtenay, puis après le rétrécissement du Broquet, il s'étale à nouveau dans le cul-de-sac de l'étang de Salette et, surtout, au front du lobe glaciaire de Tirieu avant d'emboucher le couloir de La Rama. Entre son départ à Chamizieu, à 310 m, et la plaine au N de Soleymieu, à 300 m, la dénivellation est de 10 m pour 3 km, soit une pente moyenne de 3,3/1 000.

Le *couloir d'écoulement* pour ce secteur du front glaciaire correspond à la dépression occupée par les étangs de La Rama et l'étang Neuf. Il s'y ajoute la dépression de l'étang du Carré correspondant à une bifurcation amont par où arrivaient directement les eaux issues du lobe glaciaire occupant la vaste dépression de Cozance. Par contre, il est peu probable que la longue gouttière Carisieu-Etang de Bénétan-Etang de Bas qui rejoint directement le bassin d'Optevoz au travers du plateau bathonien faillé ait pu être utilisée : entre Carisieu et l'Etang de Bénétan, le seuil de la ferme du Mont Cizet, à la cote 343, paraît trop élevé pour cela.

Court et étroit, le couloir de La Rama-Etang Neuf n'a pratiquement conservé aucun dépôt d'un éventuel remplissage fluvio-glaciaire, sauf dans sa partie amont et, peut-être mais sans preuves, au-dessous des alluvions postwürmiennes et récentes. Le raccord est évident, d'une part avec le chenal cataglaciale de Soleymieu-Courtenay, d'autre part, avec le bassin d'Optevoz et son remplissage fluvio-glaciaire. Il est le point de passage obligé. Entre la plaine de Soleymieu à 299 m et le débouché dans le bassin d'Optevoz à 294 m, pour une distance d'environ 2,4 km, la pente moyenne du couloir est de 2/1 000.

3.3. Les bassins fluvio-glaciaires d'Optevoz-Charette.

Ces deux bassins, dont la présence au cœur du massif calcaire surprend, sont comparables par leur cadre géologique : bordure ouest faillée (= bande faillée d'Amblérieu-Optevoz-Trept) ; relief de côte à l'ESE réalisé au dépens des marno-calcaires oxfordiens, dégageant la surface structurale de la dalle bathonienne (= choïn) de la bordure nord, doucement inclinée vers le Sud.

Ils occupent également des situations identiques au débouché des deux grands couloirs d'écoulement, le couloir de Boulieu pour le bassin de Charette,

celui de La Rama/L'Etang Neuf pour le bassin d'Optevoz. La surface régulière de ces bassins est une surface de remblaiement ou d'étalement par les eaux courantes d'un remplissage dont l'importance reste inconnue en l'absence de toute reconnaissance profonde de ces bassins. Seule la partie supérieure de ce remplissage est accessible dans quelques rares carrières ou des travaux de terrassement.

Le bassin d'Optevoz possède une seule surface de remblaiement doucement inclinée du S au N, entre la sortie du couloir de La Rama-Etang Neuf et le seuil de l'Etang de La Tuille, à l'entrée amont du val d'Amby. Les cotes respectives, 294 et 280, pour une distance de 3 km correspondent à une pente moyenne de 4,6/1 000. Le seul exutoire possible était le val d'Amby qui n'a — et pour cause — conservé aucun dépôt de cette période de son histoire. Ceux-ci réapparaissent peut-être dans la plaine du Rhône dans les alluvions fluviales postwürmiennes (Fy) de la feuille à 1/50 000 de Montluel.

Le bassin de Charette montre un dispositif en terrasses emboîtées correspondant à des changements dans l'écoulement au travers du bassin :

— Sur les bordures ouest et nord subsistent les éléments de la terrasse la plus haute (= niveau de Marcieu), doucement inclinée au N, depuis Le Vernay, au débouché du couloir de Boulieu (cote 260) jusqu'à l'entrée du val d'Amblérieu (cote 256) qui était l'exutoire alors utilisé pour rejoindre le Rhône. Il s'ensuit que la vallée antéglaciaire du Fouron qui s'ouvre à la cote 246 n'était pas fonctionnelle. Elle ne le deviendra que plus tard.

— Le niveau de Charette occupe le reste du bassin — à l'exception des alluvions postwürmiennes et récentes du Fouron — en contrebas du premier niveau. L'emboîtement des deux niveaux est bien marqué par le rebord de terrasse que suit la route du Vernay au C.D. 52 e. Il disparaît ou s'atténue un peu avant Marcieu par suite des érosions récentes, mais il est clair que ce niveau inférieur s'ouvre sur le Fouron devenu alors le seul exutoire fonctionnel.

L'explication proposée est la suivante : la vallée antéglaciaire du Fouron fut d'abord occupée par une langue glaciaire fermant le bassin au NE. Un léger recul de celle-ci, dégagant la vallée du Fouron, a changé le sens des écoulements dans le bassin. Ces deux étapes sont sans doute homologues des deux positions du front glaciaire reconnues au N et au S de Lancin.

L'étape finale de cette évolution correspond au dégagement des alluvions glaciaires jusqu'à retrouver les calcaires bathoniens de la gorge de sortie et à la réalisation du niveau postwürmien et récent emboîté dans la surface de Charette, sur lequel coule actuellement le Fouron.

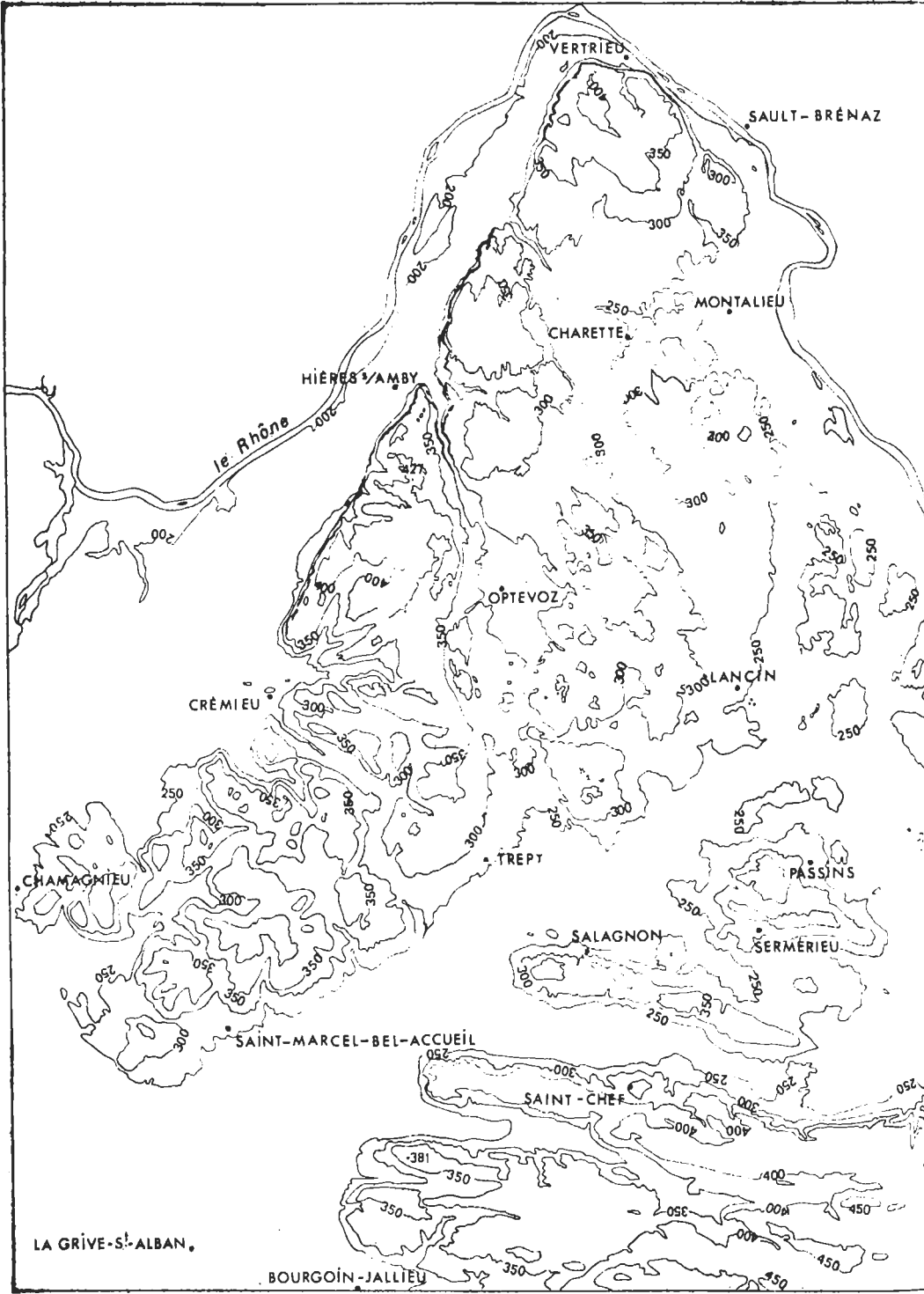
3.4. Le stade de Lancin au-delà de Trept et de Bouvesse.

Le secteur décrit, entre Trept et Bouvesse, est le mieux caractérisé grâce aux épandages fluvio-glaciaires des chenaux cataglaciaux et des couloirs d'écoulement aboutissant aux deux bassins d'Optevoz et de Charette.

Au-delà de ces points extrêmes, aussi bien à l'emplacement de l'actuelle vallée du Rhône que dans la vallée des Vernes, les traces du stade de Lancin sont moins évidentes et sans doute aussi en grande partie disparues par l'action des écoulements plus récents.

3.4.1. RÉGION RHODANIENNE.

A partir de la butte d'Egnieu où les dépôts morainiques culminent à 312 m, le front glaciaire devait être collé au flanc sud-est de la butte de Vercieu pour rejoindre la butte cotée 289 au SSW de Conilieu formée d'un important amas



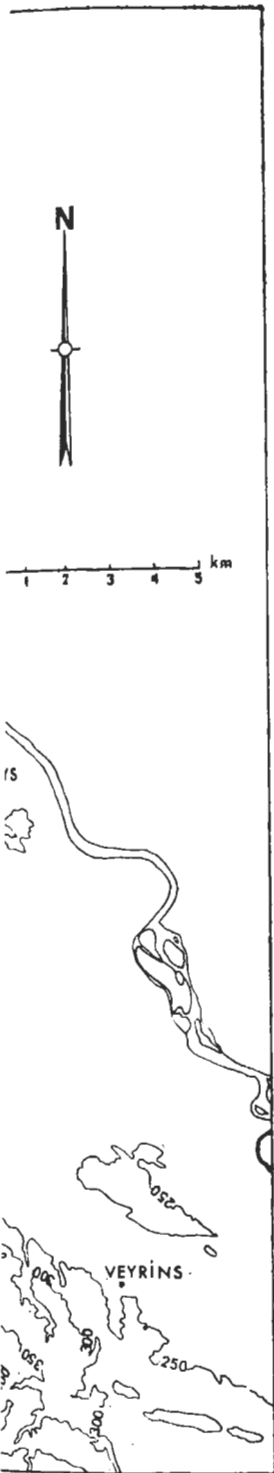


Fig. 4: Relief de l'Ile Crémieu et des collines molassiques de sa bordure méridionale. Carte hypsométrique (équidistance des courbes : 50 m) établie à partir des feuilles à 1/50 000 de l'I.G.N. : Montluel (XXXI-31), Belley (XXXII-31), Bourgoin (XXXI-32) et La Tour-du-Pin (XXXII-32).

de moraines graveleuses, fermant ainsi la vallée du Fouron aux écoulements en provenance du bassin de Charette.

Ensuite il devait s'infléchir vers l'ENE par Vassieu et Porcieu-Amblagnieu pour rejoindre le goulet de Sault-Brénez dont les bordures à peine distantes de 400 m servaient d'appui au lobe septentrional. Ainsi, le fossé tectonique d'Amblagnieu a pu servir d'exutoire rejoignant directement le Rhône à l'aval du verrou de Sault-Brénez, au moins au maximum d'extension du stade de Lancin (= front externe).

Après le léger recul qui a dégagé la vallée du Fouron la langue glaciaire septentrionale devait occuper le bassin de Montalieu-Bouvesse ou, même, une partie seulement de celui-ci.

3.4.2. LE SECTEUR DES VERNES.

Dans ce secteur, les écoulements récents liés au stade de Morestel ont enlevé ou profondément remanié les dépôts antérieurs. Retracer l'extension du stade de Lancin laisse une large part à l'hypothèse.

A partir de Trept vers le SW, en bordure de la dépression des Vernes, le massif calcaire jurassique jusqu'au fossé tectonique de la Bourbre offre une barrière rectiligne à peu près continue, complétée par la butte de l'Isle d'Abeau, à laquelle pouvait s'appuyer le lobe glaciaire méridional à son maximum d'extension. Dans cette hypothèse peuvent être rattachés au stade de Lancin les lambeaux de sables conservés près de Corbeysieu, pas très différents des accumulations frontales de Tirieu, par exemple.

Cette hypothèse fournirait également une explication au site du Lac de Moras. Déjà L. FRANÇOIS (1928, p. 60) l'attribuait à un barrage morainique dans la partie haute de la vallée de Vénérieu fermant la cuvette dans laquelle s'étend le lac. Il ne précise pas l'origine de cette moraine, et sans doute, l'attribue-t-il à la moraine de fond des stades glaciaires antérieurs à celui de Morestel. Il est vraisemblable qu'il s'agit d'un lobe du glacier au stade de Lancin : le verrou est à la cote 305 compatible avec celle atteinte par le front glaciaire dans les structures mieux caractérisées de la région de Lancin. Par contre, un écoulement à l'extérieur de la dépression de Moras était vraisemblablement impossible en raison de la cote élevée des têtes de vallées, aussi bien celle en direction de Moirieu et Villemoirieu que celle de Veyssilieu, égale ou supérieure à 350 m.

De l'Isle d'Abeau à Trept, la principale échancreuse ayant pu permettre l'écoulement des eaux de fusion est celle utilisée par le C.D. 65 qui rejoint le val de La Fusa. Le seuil le plus haut est à 270 m près de la gare de Saint-Hilaire-de-Brens et une langue glaciaire devait remonter la vallée sans que son extension puisse être précisée. C'est seulement au-delà de la gare de Dizimieu, dans la partie élargie de la vallée qu'apparaissent les dépôts alluviaux dans lesquels est creusé le puits d'alimentation en eau pour Dizimieu et les communes voisines. Aucun dépôt n'est connu dans le val de La Fusa, où les calcaires bajociens du substratum affleurent sur la plus grande partie de la gorge.

Plus au Sud, un lobe glaciaire a pu occuper la cuvette de Saint-Marcel-Bel-Accueil, les écoulements en direction de la dépression de Massonas-Charamel empruntant le col du Cochard (296 m).

Les écoulements en direction du Marais des Vernes à partir du Bois de Palange vers Sablonnières et Miéry impliquent un recul sensible du lobe méridional, en accord avec la dualité des structures reconnues dans la partie cen-

trale du dispositif. La position de ce front plus interne a pu être fixée par les buttes calcaires enveloppées de glaciaire résiduel qui pointent au travers des épandages fluvio-glaciaires entre Sablonnières et la butte molassique de Salagnon.

4. LE STADE DE MORESTEL

Individualisé par L. FRANÇOIS dès 1928, l'étude qu'il en donne est très sommaire ; le support géologique est en effet celui de la carte à 1/80 000^e, feuille de Chambéry (1^{re} édit.), très insuffisante pour le Quaternaire.

Les levés pour la feuille à 1/50 000^e de La Tour-du-Pin ont permis de préciser les connaissances sur ce stade de retrait tant pour le tracé du front glaciaire que pour les écoulements proglaciaires correspondants.

4.1. Le front glaciaire et les moraines frontales.

Il n'apparaît nettement, tant par ses dépôts que par sa morphologie, qu'entre Morestel où il s'appuie au massif calcaire de Creys-Saint-Victor-de-Morestel et Vignieu où ce sont les collines molassiques du Bas-Dauphiné qui forment son appui sud.

La structure ainsi formée, à peu près rectiligne, s'appuie elle-même sur l'extrémité orientale de reliefs E-W séparés par des vallées de même orientation, suivant un dispositif qui rappelle les collines radiales de l'Est lyonnais. Les reliefs sont formés de molasse miocène reposant sur les calcaires jurassiques qui affleurent à la base des collines septentrionales.

Entre les éperons molassiques, fermant les vallées à l'amont, s'étalent plusieurs lobes glaciaires : le plus important et le mieux caractérisé correspond au site de Morestel qui a donné son nom à l'ensemble du dispositif. Au SW lui succèdent le lobe du Marteray-Olouse, puis celui de Vignieu-Le Munard, moins importants.

Au-delà de son tracé reconnu, le front glaciaire devait s'étendre vers le N sur le massif de Creys-Saint-Victor-de-Morestel qui porte d'importants dépôts morainiques. Par Daleygnieu et Creys-Pusigneu il rejoignait le défilé de Maiarage, appuyé aux reliefs calcaires du Mont Cerf sur la rive droite, du Mont Savin/Monts Royaux sur la rive gauche.

Au Sud, il est probable que les glaces restaient limitées au pied des collines molassiques de Vignieu-Vasselin-Curtin-Thuellin, le long desquelles M. GIGOUR a cartographié des accumulations sablo-graveleuses assimilées à une kame-terrace. De là il rejoignait Saint-Genix-sur-Guiers par où se faisait la sortie du Jura. Je ne crois pas que le front glaciaire du stade de Morestel ait occupé la partie amont des vallées de Montcarra-Saint-Savin et de La Tour-du-Pin-Bourgoin, bien qu'à leur partie aval ces vallées fusionnent également avec le système des Vernes. La notation Fy utilisée pour les alluvions de ces vallées sur la feuille à 1/50 000^e de La Tour-du-Pin fait illusion : ces alluvions ne sont jamais associées aux moraines FGy qui sont limitées au N des collines de Vignieu-Vasselin, sauf pour le barrage morainique de l'Etang de Charpenay, à l'E de La Tour-du-Pin. Interprété par M. GIGOUR comme « *un petit édifice morainique frontal, qui peut être contemporain de celui de Morestel* », il est plus probablement lié au stade de Lancin ou à son prolongement vers l'Est sur les collines du Bas-Dauphiné.

4.2. Les écoulements fluvio-glaciaires et les couloirs d'écoulement.

Le dispositif par lequel s'écoulaient les eaux de fonte pour rejoindre le Rhône de l'époque, étalant ou remaniant le matériel glaciaire, est assez diffé-

rent de celui réalisé au stade de Lancin. Il rappelle celui, classique depuis ROMAN et DEPÉRET, de l'Est lyonnais avec ses « collines radiales » séparant « les couloirs d'écoulement ».

Le domaine abandonné par le glacier en avant de son nouveau stationnement sur la position de Morestel est plus largement ouvert ; un vaste territoire soumis aux écoulements issus du front glaciaire s'étend en arc de cercle en arrière des moraines du stade de Lancin, au S et à l'E de l'Ile Crémieu. Dans ce dispositif, l'important massif calcaire de Sermérieu-Passins, avec son couronnement molassique d'Ossée-Bachelin, sépare deux systèmes.

4.2.1. LES ÉCOULEMENTS EN DIRECTION DU RHÔNE.

En avant du front glaciaire correspondant au lobe de Morestel les eaux de fonte ont modelé un vaste glacis étalé en éventail depuis les hauteurs de la Ferme de Bachelin (251, 257m) et de la Maison Chanos (252, 256 m) jusqu'à Arandon et au-delà.

En dehors de l'axe d'écoulement principal (par les vallées du Brun et de La Chogne), une apophyse se développe entre les reliefs calcaires de Crevière et de Passins, jusqu'au seuil de Chassin, pour rejoindre directement la vallée de l'Epau et le système des Vernes.

Pour le reste, les entailles récentes de l'Etang de Peyse et de la Save n'interrompent pas la belle régularité de cette surface qui se prolonge au-delà de la Save par la vallée sèche du Brun qui doit sa fraîcheur de formes remarquables à l'absence de tout écoulement postérieur. Avec moins de régularité des lambeaux de la même surface sont conservés à partir d'Arandon sur les deux bords de la dépression occupée par les marais de Lancin et de La Chogne. Suivant un axe Morestel-Vallée du Brun-Malville, le moins retouché, l'altitude de la surface du remplissage décroît de 250 à 220 m sur 8,5 km, soit une pente moyenne de 3,5/1 000.

A l'aval ces deux couloirs se raccordent entre Malville et la butte de Quirieu à la terrasse de Malville dans laquelle est emboîté le lit majeur du fleuve. Continue sur sa rive gauche, entre Malville et Sault-Brénaz, elle est également bien développée sur sa rive droite, à Flévieu, autour de Serrières-de-Briord, entre Villebois et Sault-Brénaz. Entre Malville et la butte jurassique de Quirieu l'emboîtement est bien marqué par un rebord de terrasse dans lequel sont ouvertes plusieurs carrières ; il décroît régulièrement de l'amont vers l'aval : 20 m à Malville, 15 m au Bayard, 10 m à Montalieu ; à Sault-Brénaz, la séparation entre les deux niveaux devient difficile. Cette diminution de l'emboîtement de l'amont vers l'aval correspond à la différence de pente entre le niveau alluvial récent (0,17/1 000) et le niveau de Malville (1,7/1 000). Mais tous deux semblent bien admettre comme même niveau de base le seuil de Sault-Brénaz, avec peut-être une cote légèrement supérieure pour le niveau de Malville, correspondant à la surface des alluvions glaciaires avant dégagement des barres calcaires actuellement dans le lit du fleuve.

A l'aval du défilé de Sault-Brénaz, à partir de Vertrieu-Brénaz, il n'est plus possible de séparer le niveau de Malville (= stade de Morestel) et celui du stade de Lancin qui forme un seul niveau noté Fy sur la feuille à 1/50 000^e de Montluel.

4.2.2. LES ÉCOULEMENTS VERS LE SYSTÈME VERNES-BOURBRE.

C'est le dispositif qui évoque ou rappelle celui de l'Est lyonnais. A partir des lobes de Vignieu et d'Oulouse/Le Marteray, les eaux issues du glacier empruntaient les vallées séparant les collines molassiques de Salagnon et de

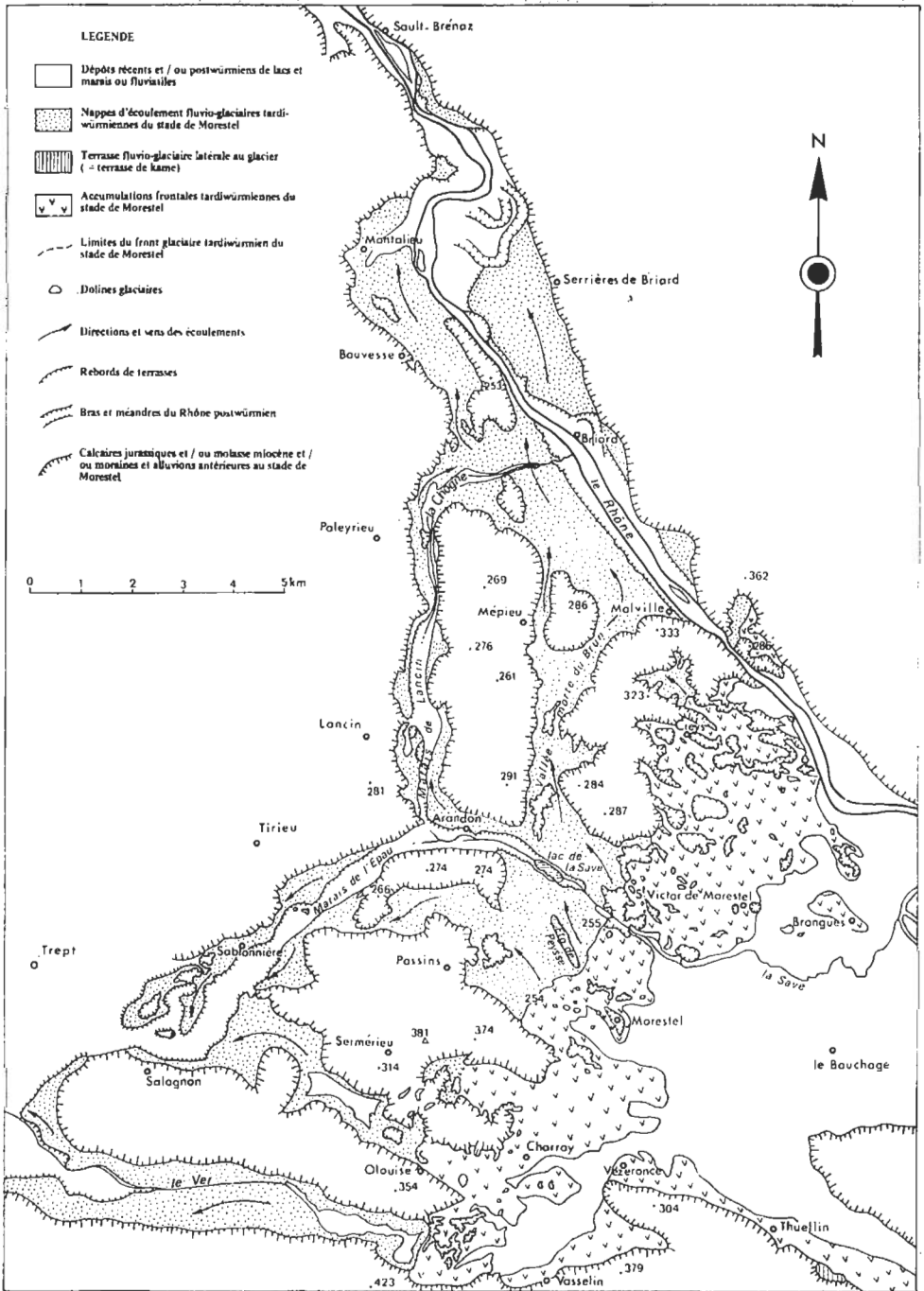


Fig. 3 : Le front glaciaire et les écoulements fluvioglaciers du stade de Morestel.

Saint-Chef, pour rejoindre la dépression des Vernes. Il s'y ajoutait celles venues du lobe de Morestel, soit directement par le couloir secondaire de Chassin, soit par la vallée de l'Epaui, à partir d'Arandon. Par la vallée de La Bourbre, elles contournaient l'île Crémieu pour gagner le Rhône.

La pente de ces divers éléments décroît d'abord assez rapidement puis plus lentement. Le couloir d'Olouise, très court, offre une pente moyenne élevée (6,7/1 000), alors que celle du couloir du Ver est seulement de 2,8/1 000. La pente n'est plus que de 1,1/1 000 pour la large dépression des Vernes entre Sablonnières et le rétrécissement au N de la butte de l'Isle d'Abeau. A l'aval et jusqu'au Rhône, la pente moyenne dans la vallée de La Bourbre diminue même jusqu'à 0,5/1 000.

Il serait tentant de compléter ce dispositif radial par les vallées de Montcarra-Saint-Savin et de La Bourbre à l'amont de Bourgoin jusqu'à La Tour-du-Pin. Nous avons vu qu'il était peu probable (et en tous cas pas établi) que le front glaciaire du stade de Morestel ait occupé la partie amont de ces vallées.

Toutes ces vallées ont en commun l'inadaptation aux écoulements actuels mais ceci est indépendant du phénomène glaciaire : elles sont antérieures à l'avancée des glaciers qui ont recouvert une ancienne topographie. On rappellera ici que cette inadaptation a pu accréditer (L. FRANÇOIS, 1928) l'idée d'un Rhône E-W antérieur au tracé actuel, au Sud de l'île Crémieu, qui serait à l'origine de ces vallées et surtout de la large dépression des Vernes. L'existence des cañons antéglaciaires de Sault-Brénaz, sur la rive gauche du fleuve qui n'a pu retrouver son ancien lit toujours engorgé de dépôts glaciaires würmiens, suffit à invalider cette hypothèse séduisante.

5. LES STADES DE RETRAIT DE LANCIN ET DE MORESTEL ET L'EVOLUTION DU GLACIER WÜRMIEN RHODANIEN

Les deux stades de retrait décrits — dont un nouveau, celui de Lancin — s'intègrent bien à l'histoire du retrait du glacier würmien depuis son extension maximale et s'ajoutent à ceux de l'Est lyonnais avec lesquels ils offrent des ressemblances, mais aussi quelques différences significatives.

5.1. Le rôle de la topographie antéglaciaire.

Il est prépondérant non seulement dans la localisation des fronts glaciaires, mais aussi et surtout, dans l'organisation de chaque stade.

Ceci est particulièrement net pour le stade de Lancin qui s'est heurté et moulé sur les reliefs calcaires de la moitié occidentale de l'île Crémieu, la plus élevée. L'importance et la quasi continuité des reliefs imposent manifestement le dispositif d'écoulement des eaux de fusion. Celui-ci rappelle, dans une certaine mesure, les chenaux cataglaciaires des fronts décrits dans le domaine externe (= stade du Garon, phase de Fourvière et stade de Neyron de L. DAVID, 1967 - Mindelien et Rissien de M. GIGOUT, 1969) tels que les a fort bien représentés M. GIGOUT (1969, fig. 12, 14 et 15), quand le glacier venait mourir sur ou au pied du plateau lyonnais. Cependant, les couloirs d'écoulement — avec relais dans les bassins d'Optevoz et de Charette — qui empruntent les rares vallées traversant le plateau calcaire pour rejoindre les plaines de la bordure occidentale sont particuliers et dépendent directement de la structure et de la topographie antéglaciaires.

Au stade de Morestel, comme cela a déjà été souligné à plusieurs reprises, le dispositif rappelle au contraire celui des différents fronts de l'Est lyonnais, en particulier du stade de Grenay, après que le glacier ait abandonné le plateau

noises ». Dans les deux cas, une topographie plus « ouverte » en est l'explication évidente. Le domaine fluvio-glaciaire est aussi plus étendu, mais il ne correspond nullement à l'étalement d'un plus grand volume de matériau à partir du front glaciaire. Il représente le territoire balayé par les écoulements d'eau de fonte qui ont lavé et remanié tous les dépôts plus anciens — et pas seulement attribuables au stade de Lancin.

5.2. L'altitude des fronts glaciaires.

Il est remarquable, comme l'a déjà souligné L. DAVID (1967, p. 36 et 110) pour l'Est lyonnais, que l'altitude des fronts glaciaires successifs n'est pas fondamentalement différente. Laissant de côté l'extension glaciaire sur les collines molassiques du Bas-Dauphiné, les altitudes des différents fronts depuis le stade du maximum sont les suivantes :

— pour le domaine externe (stade du Garon, phase de Fourvière et stade de Neyron) le niveau moyen atteint par la glace est largement supérieur à 350 m ;

— dans le domaine interne (phases de l'Est lyonnais, stade de Grenay) l'altitude des collines frontales du stade de Grenay oscille entre 250 m au N (Villette) et 316 m au S (Grenay) ;

— dans l'île Crémieu, au stade de Lancin, l'altitude des dépôts frontaux dépasse assez souvent 300 m qui correspond à la valeur moyenne : au stade de Morestel, l'altitude moyenne est un peu plus faible, vers 250-260 m, mais elle atteint exceptionnellement 290 m.

Ainsi, la zone où il y a équilibre entre la fusion et les apports à partir des zones d'alimentation est à peu près stable en altitude. Le retrait résulte surtout du déficit dans l'alimentation à l'amont. L'affaiblissement du glacier rhodanien s'affirme au cours des stades de Lancin et de Morestel : la masse de glace n'a plus la puissance et l'épaisseur nécessaires pour franchir l'obstacle de l'île Crémieu et s'étaler sur la plaine de l'Est lyonnais, comme elle avait pu le faire au cours des phases antérieures.

Dans ces conditions, la fixation du front glaciaire sur une position préparée à l'avance et l'importance de la topographie antéglaciaire sont faciles à comprendre, pour ne pas dire évidentes. Mais ce n'est pas la seule conséquence de l'affaiblissement de la masse de glace.

5.3. Extension du glacier rhodanien aux stades de Lancin et de Morestel.

La diminution de l'ampleur du phénomène glaciaire au cours du retrait ne se traduit pas seulement par le recul du front glaciaire, mais aussi par une « retraction » de toute l'aire glaciée.

Vers le NNE la limite d'extension des glaces correspond aux reliefs calcaires de la bordure jurassienne. Déjà au stade de Grenay (= maximum würmien des pluri-glacialistes) ou lors de la phase suivante de La Bourbre (L. DAVID, 1967) marquée par l'édification des vallums en amphithéâtre de Lagnieu au débouché de la cluse du Rhône, le glacier rhodanien a abandonné le plateau de la Dombes et la plaine de l'Ain. Cette situation persistera au cours des étapes ultérieures du retrait.

La limite d'extension méridionale apparaît moins clairement dans l'état actuel des levés. Lors des phases anciennes et jusqu'au stade de Grenay inclus, il est admis (cf. L. DAVID, 1967 - G. MONTJUVENT, 1974) que le glacier rhodanien s'étendait sur les collines molassiques du Bas-Dauphiné et confluaient avec le glacier de l'Isère en un vaste glacier de piedmont.

Au stade de Lancin il n'est pas établi, et je crois peu probable que la glace occupait encore largement le domaine molassique. A son maximum d'extension, depuis la dépression des Vernes il restait en contrebas des principaux reliefs molassiques dont l'altitude atteint ou dépasse 400 m. Le tracé direct par la vallée de La Bourbre paraît peu probable ; au-delà de La Tour-du-Pin, pour rejoindre Saint-Genix-sur-Guiers, au débouché de la vallée du Rhône, il lui fallait franchir des reliefs qui dépassent 400 mètres. Plus vraisemblablement il contournait les collines radiales bas-dauphinoises par le Nord (vallée du Ver), s'élevant vers l'amont sur le plateau molassique de Dolomieu-La Batie-Montgascon pour rejoindre la vallée supérieure de La Bourbre.

Le raccord avec les vallées de diffuences rhodaniennes (Hien, Bourbre, Paladru-Fures et Ainan) et les stades de retrait magnifiquement cartographiés sur la feuille de Voiron à 1/50 000^e (cf. GIDON M., MONTJUVENT G. et STEINFATT E., 1968, 1969) n'est malheureusement pas possible. Sur la feuille voisine de La Tour-du-Pin sont seulement reconnus de la moraine de fond würmienne (Gx ou Gxv) et les dépôts fluvio-glaciaires (FGy) ou alluviaux (Fy) du retrait würmien. La structure arquée de La Batie-Montgascon-Fitilieu, notée Gxv, directement liée à des épandages alluviaux Fy, marque sans doute une position de retrait que l'altitude élevée rattacherait plutôt au stade de Lancin qu'au stade de Morestel. Vers le Sud, à l'W des Abrets, elle rejoint les moraines G7 du dernier stade de retrait reconnu sur la feuille de Voiron. Le petit édifice morainique frontal fermant la vallée à l'aval de l'Etang de Charpenay n'est peut-être qu'une avancée locale de ce même stade à moins qu'il soit à relier au stade 6 qui a occupé la haute vallée de La Bourbre jusqu'à hauteur de Virieu-sur-Bourbre.

De toutes façons à ce stade du retrait würmien la disjonction entre le glacier rhodanien et le glacier de l'Isère était acquise ; elle s'amorce dès le stade 2 et elle est réalisée au cours des stades 3 et 4 (cf. Gidon et alii, 1969 et feuille de Voiron à 1/50 000^e).

Au stade de Morestel le glacier n'occupe plus que la vaste cuvette du Bouchage-Saint-Genix-sur-Guiers au débouché du Rhône jurassien appuyé au rebord molassique de Vézéronce-Thuellin-Veyrins-Chimilin. Sans doute des lobes ou des langues de glace s'étendaient vers le Sud, dans les vallées qui entaillent le rebord molassique, en particulier celle du Guiers jusque vers Domessin et Pont-de-Beauvoisin.

Les stades du retrait würmien dans l'Île Crémieu — comme ceux de la région de Voiron pour le glacier de l'Isère — marquent la fin des grandes nappes de glace étalées à la sortie de leur trajet montagneux et le passage aux glaciers de vallée des phases ultérieures du retrait.

CONCLUSIONS

Les levés cartographiques détaillés à 1/20 000^e sur les feuilles de Belley, Bourgoin, La Tour-du-Pin et Montluel ont permis :

— de mettre en évidence un nouveau stade de retrait du glacier rhodanien, le stade de Lancin, appuyé aux reliefs calcaires de la partie occidentale de l'Île Crémieu ;

— de reprendre l'interprétation du stade de Morestel, arrêté en position plus interne par les derniers reliefs calcaires de l'Île Crémieu et les collines molassiques nord-dauphinoises.

Ces deux stades de retrait prennent place dans l'ensemble des fronts glaciaires successifs de l'Est lyonnais et du Bas-Dauphiné revus ces dernières

années par L. DAVID, M. GIGOUT et G. MONTJUVENT. Les divergences qui séparent les conceptions et les interprétations de ces auteurs sur l'âge des différents fronts glaciaires et leur appartenance à une ou plusieurs glaciations distinctes n'interviennent pas ici. Dans tous les cas les stades de Lancin et de Morestel sont tardiwürmiens.

Ils viennent ainsi compléter les étapes du retrait vers l'Est du glacier würmien rhodanien mais leur étude est limitée à la partie distale des dispositifs appuyés aux reliefs calcaires et molassiques de l'Île Crémieu et de la bordure méridionale. Pour assurer la liaison avec les stades du retrait reconnus plus à l'Est, sur la feuille de Voiron, il est nécessaire de terminer ou de reprendre l'étude des hauteurs molassiques entre Bourgoin et La Tour-du-Pin.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLESIO R. & DAVID L., 1971. — Histoire du réseau hydrographique lyonnais du Néogène au Quaternaire. *Bull. Soc. linn. Lyon*, n° 9, p. 257-262, 1 text. fig.
- DAVID L., 1967. — Formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région lyonnaise. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 22, 159 p., 37 text. fig., 23 pl.
- DAVID L., 1976. — Les formations glaciaires dans la région lyonnaise in Henry DE LUMLEY : La Préhistoire française. T. 1 - Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France. IX^e Congr. U.I.S.P.P., Nice, 1976. *Edit. C.N.R.S.*, Paris, p. 42-43, 1 text. fig.
- DAVID L., GUÉRIN C., MONGEREAU N. & WALTER B., 1976. — Les nappes alluviales fluvio-glaciaires dans la région lyonnaise in Henry DE LUMLEY : La Préhistoire française. T. 1 - Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France. IX^e Congr. U.I.S.P.P., Nice, 1976. *Edit. C.N.R.S.*, Paris, p. 97-100, 2 text. fig.
- FRANÇOIS L., 1928. — L'Île Crémieu ou Plateau de Crémieu. *Etudes rhodaniennes*, Lyon, vol. IV, p. 47-97, 11 text. fig., 2 pl.
- GIDON M., MONTJUVENT G. & STEINFATT E., 1969. — Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins : le dispositif moraine-chenal marginal. *Bull. Assoc. fr. Et. Quaternaire*, Paris, n° 15 (1968), p. 125-149, 10 text. fig.
- GIDON M., MONTJUVENT G. & STEINFATT E., 1969. — Sur la coordination des dépôts glaciaires de la Basse Isère de la Bièvre et du Rhône (environs de Voiron, Isère). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 268, sér. D, p. 1464-1467, 2 text. fig.
- GIGOUT M., 1965. — Recherches sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n° 65, 91 p., 19 text. fig., une carte.
- MAZENOT G., 1959. — Présence du loess fossilifère würmien en amont des moraines internes, dans les collines du Bas-Dauphiné, à l'Est de Lyon. *Bull. Soc. linn. Lyon*, n° 10, p. 309-311.
- MONTJUVENT G., 1974. — Formations quaternaires de la Basse Isère (feuille Romans à 1/50 000). *Bull. B.R.G.M.*, Paris, sér. 2, Sect. I, n° 1, p. 15-35, 9 text. fig.

CARTES GÉOLOGIQUES

- à 1/80 000 : Lyon (2^e édit.)
Chambéry (1^{re} et 2^e édit.)
- à 1/50 000 : Lyon (1^{re} édit.)
La Tour-du-Pin (1^{re} édit.)
Voiron (1^{re} édit.)

TABLE DES MATIÈRES

1. LA TOPOGRAPHIE ANTÉGLACIAIRE.
2. LES DIFFÉRENTS DÉPÔTS GLACIAIRES OU LIÉS AU GLACIER :
 - 2.1. Les accumulations morainiques indifférenciées.
 - 2.2. Les accumulations morainiques des « fronts » glaciaires.
 - 2.3. Les épandages fluvio-glaciaires.
 - 2.4. Le loess « interne » de Panossas.
3. LE STADE DE LANCIN :
 - 3.1. Les moraines frontales du stade de Lancin.
 - 3.2. Les chenaux cataglaciaires et les couloirs d'écoulement.
 - 3.3. Les bassins fluvio-glaciaires d'Optevoz-Charette.
 - 3.4. Le stade de Lancin au-delà de Trept et de Bouvesse.

4. LE STADE DE MORESTEL :
 - 4.1. Le front glaciaire et les moraines frontales.
 - 4.2. Les écoulements fluvio-glaciaires et les couloirs d'écoulement.
5. LES STADES DE RETRAIT DE LANCIN ET DE MORESTEL ET L'ÉVOLUTION DU GLACIER WÜRMIEN RHODANIEN :
 - 5.1. Le rôle de la topographie antéglaciaire.
 - 5.1. L'altitude des fronts glaciaires.
 - 5.3. L'extension du glacier rhodanien aux stades de Lancin et de Morestel.
6. CONCLUSIONS.

**DESCRIPTION DE PSEUDOCHAETOGASTER LONGEMERI N.G., N.SP.
(OLIGOCHAETA, NAIDIDAE) DES LACS DE LONGEMER
ET DE GÉRARDMER (DEPARTEMENT DES VOSGES, FRANCE)**

par M. LAFONT.

Résumé. — *Pseudochaetogaster longemeri* n.g., n.sp. (Oligochètes, Naididae) a été découvert dans les lacs de Gérardmer et de Longemer (Vosges françaises) et dans le lac Vert (Pyrénées françaises) dans des sédiments de type « dy ». Le genre *Pseudochaetogaster* est inclus dans la sous-famille des Chaetogastrinae. Très voisin du genre *Chaetogaster* il se différencie principalement de ce dernier par la présence de crochets dorsaux, l'espèce *Pseudochaetogaster longemeri* ne peut être séparée de *Chaetogaster diastrophus* que par examen microscopique attentif, d'autant plus que les deux espèces peuvent cohabiter dans le sédiment.

Summary. — A new Naidid genus *Pseudochaetogaster* (subfamily Chaetogastrinae) found in « dy » sediments of two lakes in french Vosges and of one in french Pyrenees is described. It differs from the genus *Chaetogaster* by the presence of dorsal crochets and from *Amphichaeta* by setae form and position and by the existence of penial setae. The new species described, *P. longemeri*, is difficult to discriminate from *C. diastrophus*, and a careful microscopical study is required. Both two species can be found together in the same lake sediment.

Au cours d'une étude effectuée sur les lacs de Gérardmer et de Longemer (Etude C.T.G.R.E.F., 1979) un petit Oligochète vivant dans les sédiments peu profonds a été découvert. L'espèce appartient à un genre nouveau, pour l'instant monospécifique.

Après la description de l'animal, la discussion des principaux caractères de ce nouveau genre sera abordée dans le paragraphe 3.

1. Matériel et Méthodes.

Les prélèvements ont été effectués au mois de mai et octobre 1976* et au mois d'octobre 1979* à l'aide d'une benne de type Petersen. Les échantillons de vase, fixés au formol à 6 % ont été colorés à l'éosine aqueuse à 2 % et tamisés sur un tamis de 160 μ de vide de maille. Le résidu de tamisage a été trié à la loupe binoculaire. Les vers ont été montés dans du sirop de lévulose et les préparations lutées au baume du Canada.

2. Description systématique.

2.1. — DESCRIPTION DU GENRE :

Pseudochaetogaster n. g.

ESPÈCE TYPE : *Pseudochaetogaster longemeri* n. sp.

DÉFINITION DU GENRE : prostomium bien individualisé — corps recouvert de papilles épidermiques — soies ventrales et dorsales constituées de crochets

* L'auteur remercie M. COTRON du C.T.G.R.E.F. d'Aix-les-Bains et MM. PALISSON et FEBREY du S.R.A.E. Lorraine pour leur aide sur le terrain.