

La transfluence Durance-Isère

Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac* (Alpes françaises)

par Guy MONJUVENT **

RÉSUMÉ. — L'histoire quaternaire enregistrée dans les sédiments glaciaires ou non du bassin du Drac débute au Riss. Le premier réseau hydrographique fossile connu (Drac de Cros) est datable de l'interglaciaire Mindel-Riss et semble directement comblé par des cailloutis grossiers de base.

Puis vient l'extension généralisée des glaces (Riss I), au cours de laquelle une transfluence de la Durance à l'Isère s'établit par la vallée du Drac, ainsi que la difffluence de la Croix-Haute. Lors de la déglaciation, une première obturation dans le Trièves et le Beaumont provoque le dépôt des plus anciennes terrasses de plus haut niveau dont il ne reste que des lambeaux, parfois étendus et puissants (cols du centre du Trièves, les Souchons en Beaumont).

La seconde phase du Riss (Riss II) n'est pas glaciaire, mais de type « périglaciaire ». Des alluvionnements torrentiels déposent les premiers glacis du Trièves et une haute terrasse en Beaumont (les Payas). L'ensemble des alluvions des Riss I et II forme le groupe compréhensif des « Alluvions 1 » (A1).

Au Riss III, les glaciers reviennent, déposant la plupart des moraines du Drac (les Payas en Beaumont, versants du Champsaur). Leur extension, supérieure à celle de Würm, n'a pu être précisée sauf en Beaumont, mais ils ne semblent pas avoir occupé le Trièves. Pendant leur retrait se fait le dépôt de la première terrasse fossile (A2) et des Serres du Trièves.

Durant l'interglaciaire Riss-Würm, un second réseau fossile, épigénique, se creuse à côté du premier dans le bassin du Drac (Drac de Sinard) tandis que le Grésivaudan surcreusé se comble par une sédimentation lacustre (argiles d'Eybens notamment).

Au Würm I, la seconde terrasse fossile (A3) se dépose, sous conditions « périglaciaires », dans les talwegs interglaciaires. Elle est bientôt recouverte, en Trièves et Beaumont, par des sédiments glacio-lacustres essentiellement argileux déposés dans des lacs d'obturation retenus par les glaciers Würm II, qui n'ont pas occupé la vallée moyenne du Drac (hautes terrasses deltaïques). Le glacier de l'Isère a remonté les basses vallées du Drac et de la Gresse, déterminant en amont le lac du Trièves. Le glacier de la Romanche a difflué en Matheysine jusqu'à Pierre-Châtel, limite nord du lac du Marais de La Mure. Le glacier de la Bonne a seulement débordé de sa vallée (moraines de La Mure) et barré le lac du Beaumont. Seuls, les glaciers de la Séveraisse et du Drac ont presque recouvert le Champsaur, mais pas tout à fait (terrasse de Saint-Eusèbe). Le glacier de la Durance transfluait alors par le seuil Bayard dans celui du Drac. C'est du Würm II que date l'extension maximale des glaciers alpins et locaux (Vercors, Dévoluy) de la dernière glaciation.

* Résumé de la thèse d'Etat « Le Drac. Morphologie, Stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin », 4 juin

1971, Université de Paris VII.

** Chargé de Recherche au C.N.R.S.

A l'interstade Würm II-III, les glaciers se retirent loin en amont, laissant leurs auges se combler de cailloutis cataglaciales et de dépôts fins interstadiers (plateau de Champagnier et banquettes du Grésivaudan, argiles de Lesdiguières et terrasse de Saint-Bonnet en Champsaur) tandis que le creusement prévaut en Beaumont et en Trièves.

Ils reviennent au Würm III (Récurrence) presque jusqu'à leurs limites du Würm II, superposant leurs moraines aux dépôts précédents (Poisat pour l'Isère, Champagnier-Vaulnaveys pour la Romanche, Siévoz-les Miards pour la Bonne, Lesdiguières-Chauffayer pour la Séveraisse, Serre-Repiton pour le Drac, Prélénfrey pour le Vercors). Plus aucune diffluence ne fonctionne lors de cet épisode. Une dernière et modeste obturation se produit dans l'ombilic de Grenoble (plateau du Crosset), et une basse terrasse généralisée se construit en amont (Savel, Prébois, les Rives, Quet, etc.).

Enfin les glaciers disparaissent définitivement de la région. A leur place se déposent localement des terrasses glacio-lacustres emboîtées (le Crey près Grenoble, Vizille, Siévoz, Valbonnais, Chauffayer-le Glaizil, etc.). Une dernière pulsation glaciaire, très limitée (Würm IV ?), provoque peut-être la formation de la moraine du Lauvitel (Vénéon) et de la terrasse inférieure.

Au Postglaciaire, le Grésivaudan finit de se remplir de dépôts lacustres et d'inondation tandis que le creusement du réseau épigénique actuel du Drac se poursuit, localement depuis la fin du Würm II et totalement dès le retrait du Würm III.

ABSTRACT. — The Quaternary history of Drac basin begins on Riss, next to the first fossil hydrographical network (Drac de Cros) was reckoning from Mindel-Riss Interglacial.

Then the generalised glacial extension occurred on Riss I, epoch of the great transfluence between Durance and Isère glaciers through Drac Valley. At the same time belongs the Croix-Haute diffluence. During the deglaciation, a first glacial obturation was responsible of the deposition of the higher terraces (Trièves passes).

The Riss II had a « periglacial type » climate, with torrential accumulations of high fans and terraces. Riss I and II alluvions make the A1 alluvial group.

On Riss III, the glaciers readvanced, less far from Riss I but more than on Würm. The cataglacial alluvions constitute the first fossil terrace (A2).

During the Riss-Würm Interglacial, a second network was deepening in side of the first (Drac de Sinard), while the overdeepening Grésivaudan lake was filled up with lacustrine deposits (Eybens varved clays).

The second fossil terrace (A3) was deposited into the interglacial valleys on the beginning of Würm (W I). Then, the maximal advance of würmian glaciers occurred on Würm II brought on a wide glacio-lacustrine obturation in Trièves and Beaumont. That pro-glacial lakes were filled up with varved clays overlain by high deltaic terraces, which drowned the former deposits and peculiarly the two ancient terraces (A2 and A3) so fossilised. There were only diffluence from Durance glacier over Bayard pass into Champsaur and from Romanche one in Matheysine, up to Pierre-Châtel only. It was also the building period of local moraines (Vercors, Dévoluy).

On Würm II-III Interstade, all glaciers came back far upstream, with deposition of a localised cataglacial terrace (Champagnier and Grésivaudan plateau, St-Bonnet in Champsaur).

The glaciers readvanced on Würm III (Récurrence), over the W II and II III sediments (Champagnier, La Mure, Lesdiguières), but without any diffluence at that stade. There was only a little obturation in the low Drac by the Isère glacier (Crosset plateau, Crey terrace), and the deposition, in the Drac basin, of a generalised low terrace (Prébois).

Then, the glaciers disappeared definitively from the region, excepted perhaps a last pulsation (Lauvitel, Würm IV ?).

On Post-glacial time finally, the Grésivaudan finished to fill up with inondation deposits, while the deepening of the actual hydrographical Drac network continues epigenically, partly from Würm II end and whole from Würm III retreat.

ZUSAMMENFASSUNG. — Die in glazigenen und nicht glazigenen Sedimenten abgebildete quartäre Geschichte des Drac-Beckens beginnt im Riß. Das erste erkennbare vorzeitliche Flußnetz (Drac von Cros) ist ins Mindel-Riß-Interglazial (Großes Interglazial) zu stellen und scheint durch grobes Basisgeröll geradezu plombiert.

Danach folgt die allgemeine Ausdehnung des Eises (Riß I), wobei eine gewaltige Transfluenz von der Durance zur Isère über das Drac-Tal stattgefunden hat. Man kann damit auch die Diffluenz bei Croix-Haute in Verbindung bringen. Beim Abschmelzen des Eises bedingt ein erster Stau im Gebiet von Trièves und von Beaumont die Ablagerung der ältesten Terrassen

in sehr hohem Niveau, von denen nur Reste, z.T. aber in großer Ausdehnung und Mächtigkeit erhalten sind (Pässe in der Mitte von Trièves und les Souchons).

Die zweite Phase des Riß (Riß II) hat keine glazigenen Ablagerungen, sondern nur solche von periglazialen Gepräge hinterlassen. Wildbachaufschüttungen bilden den ersten Schwemmkegel von Trièves und eine Hochterrasse im Beaumont (les Payas). Die Riß I- und die Riß II — Sedimente stellen eine Abfolge dar, die unter All zusammengefaßt wurde.

Im Riß III stoßen die Eismassen wieder vor und hinterlassen den Großteil der Moränen im Drac-Gebiet (les Payas im Beaumont und die Hänge von Champsaur). Ihre Ausdehnung, die größer war als in der Würmeiszeit, konnte außer im Beaumont nicht genau fixiert werden, sie scheint aber nicht das ganze Trièves — Gebiet betroffen zu haben. Während des Rückzugs erfolgt die Ablagerung der ersten fossilen Terrasse (A2) und der Riedel von Trièves.

Während des Riß-Würm-Interglazials gräbt sich ein zweites vorzeitliches Flußnetz epigenetisch neben dem älteren des Drac-Beckens ein, während das Grésivaudan durch Seesedimente aufgefüllt wird (Tone von Eybens).

Im Würm I entsteht unter periglazialen Bedingungen in den interglazialen Talwegen die zweite fossile Terrasse. Sie wird im Gebiet von Trièves und Beaumont bald überdeckt von glaziolakustrischen Sedimenten, in der Hauptsache Tone, die in Stauseen abgelagert werden. Die Aufstauung erfolgt durch die Würm II-Gletscher, die das zentrale Drac-Tal nicht erreicht haben (Hochterrassen). Der Isère-Gletscher ist in die Unterläufe des Drac und der Gresse eingedrungen und hat oberhalb den See von Trièves hervorgerufen. Der Romanche-Gletscher ist in den Bereich von Matheysine bis Pierre-Châtel, der Nordgrenze des Sees von Marais de La Mure hinübergeflossen. Der Bonne-Gletscher hat nur seine Talränder überschritten (Moränen von La Mure) und den See von Beaumont aufgestaut. Lediglich die Gletscher von Séveraisse und des Drac haben fast den Champsaur bedeckt, aber nicht vollständig (Terrasse von Saint-Eusèbe). Der Durance-Gletscher trat schließlich über den Sattel von Bayard mit dem des Drac in Verbindung. Im Würm II ist die maximale Ausdehnung der alpinen und lokalen Gletscher zu datieren (Vercors, Dévoluy).

Im Interstadial Würm II-III ziehen sich die Gletscher weit zurück. Ihre Trogtäler werden von Rückzugsschottern und von feinkörnigen interstadialen Schichten (Plateau von Champagnier und Schultern von Grésivaudan, Tone von Lesdiguières, Terrasse von Saint-Bonnet) aufgefüllt. Im Gebiet von Beaumont und Trièves überwiegt hingegen die Einschneidung.

Die Gletscher stoßen im Würm III fast wieder bis zu ihren Grenzen im Würm II vor, die zugehörigen Moränen kommen über die älteren Aufschüttungen zu liegen (Poisat im Isère—, Champagnier-Vaulnaveys im Romanche—, Siévoz-les-Miards im Bonne—, Lesdiguières-Chauffayer im Séveraisse—, Serre-Repiton im Drac—, Prêlenfrey im Vercors-Bereich). Während dieser Phase findet keine Diffluenz mehr statt. Eine letzte bescheidene Aufstauung erfolgt im Becken von Grenoble (Plateau von Croset), und talauf bildet sich eine ausgedehnte Niederterrasse (Savel, Prébois, les Rives, Quet, etc.).

Schließlich verschwinden die Gletscher endgültig aus diesem Raum. An ihrer Stelle werden lokal eingeschachtelte Seesedimente (le Crey bei Grenoble, Vizille, Siévoz, Valbonnais, Chauffayerle Glaizil, etc.), abgelagert. Eine letzte, wenig weitreichende Oszillation des Eises (Würm IV ?) bedingt vielleicht die Bildung der Moräne von Lauvitel (Vénéon) und der unteren Terrasse.

Im Postglazial erfolgt die endgültige Aufschüttung des Grésivaudan durch See- und Hochwassersedimente. Die epigenetische Einschneidung des heutigen Drac begann gegen Ende des Würm II und setzte sich auch während der Würm III-Phase bis zum heutigen Zeitpunkt fort.

Резюме : Четвертичная история зафиксированная в ледниковых и в неледниковых отложениях бассейна Драк начинается с рисса. Первая распознанная ископаемая гидрографическая сеть /прак де кро/ датируется на время Миндель-Рисс /“великий интергляциал“/, и кажется непосредственно выполненной крупным гравием из основания.

После этого последовало наступание ледников /Рисс I/, во время которого имела место большая трансфлюэнция из долины реки дюранс к долине реки Изеры и лостигая долины реки Драк. Можно к этому отнести также трансфлюэнцию Круа-От. В следствии дегляциации первое заполнение создает в Триев и Бомон отложения самых древних террас очень высокого уровня, который остался лишь фрагментарно, иногда обширный и мощный /перевал в центре Триев, сушон/.

Вторая фаза Рисса /рисунок II/ неледниковая а “перигляциального” типа. Аккумуляция аллювия образовала первое глясис и высокую террасу в Бомон /ле Пея/. Весь комплекс аллювия Рисс I и II составляет группу A1.

Во время Рисс III ледники сокращаются, создавая обычно морены Драк /ле Пея в Бомон, склоны Шамсор/. Их размещение более высокое чем в Вюрме, но они вероятно не обнимали всего Триев. во время их регрессии образовались отложения первой ископаемой террасы /A2/ и “сери” Триев.

Во время межледниковия Рисс-Вюрм, вторая ископаемая эпигенетическая сеть, врезывается рядом с первой в бассейне Драк, а в тоже время Грезиводан заполняется озерными отложениями /глины Зибен/.

Во время Вюрма I вторая ископаемая терраса развилась в “перигляциальных” условиях и в интергляциальных тальвегах. Она скоро покрылась в Триев и Бомон ледниково-озерными отложениями особенно глинистыми накоплениями в подпруженных ледниками Вюрм II озерах, которые не обнимали центральной долины Драк /высокая терраса/. Ледник Изеры продвинулся к нижним отрезкам долин Драк и Грес, создавая выше озеро Триев. Ледник Романш минуя Матиезин подошел вплоть к Пер-Шатель, северной границы озера Маре де ла Мюр. Ледник Бонн лишь перелился и из своей долины /морены Мюр/ и подпружил озеро Бомон. Лишь ледники Северес и Драк почти перекрыли Шамсор, но не совсем /терраса Сан-Евзеб/. Ледник Дюранс перелился в то время через Сей Баяр и соединился с ледником Драк. Вюрм II датирует максимальное распространение альпийских и локальных ледников /Веркор, Деволуй/.

В интерстадиале Вюрм II-III, ледники сократились далеко вверх по долинам, а их русла выполнены катагляциальным гравием и мелкофракционными межстадиальными отложениями /возвышенность Шампание и Грезиводан, глины Ледигийер, терраса Сан-Бонне/. В это время доминировали процессы врезывания в Бомон и Триев.

Во время Вюрм III ледники продвигаются опять почти до их границ из Вюрма II, отлагая морены на более древние отложения /Пуаза в долине Изер, Шампание-Волнавей в долине Романш, Севоз-ле Миар в долине Бонн, Лединиер-Шофае в долине Северес, Сер-Репитон в долине Драк, Преленфрей в долине Веркор/. Во время этих событий не происходили больше процессы проливов льда. Последние и очень малое запружение имело место в центре Гренобль /возвышенность Крозе/, в то время как низкая терраса образовывалась несколько выше /Савель, Пребуа, ле Рив, Ке/.

В конце ледники полностью исчезли из этого района. На их месте образовались локально вложенные ледниково-озерные террасы /ле Крей у Гренобль, Визиль, Севоз, Вальбонне, Шофае-ле Глезил/. Последнее продвижение ледника, очень ограниченное /Вюрм IV ?/, привело, может быть, к образованию морены Ловитель /Венеон и нижней террасы/.

В послеледниковие, Грезиводан оканчивает выполняться озерными и поводковыми отложениями, врезывание современной же эпигенетической сети Драк происходит от конца Вюрм II а полностью от отступления Вюрм III.

SOMMAIRE

- I. Introduction.
- II. Les extensions glaciaires : étude théorique.
- III. Les dépôts glacio-lacustres : argiles, deltas et terrasses.
- IV. Epigénies et talwegs fossiles.
- V. Les « alluvions de base » du Drac : deux terrasses fossiles.
- VI. Les dépôts glaciaires anté-würmiens.
- VII. Le domaine régional : vallée du Drac proprement dite.
 - 1. L'ombilic de Grenoble.
 - 2. Les basses vallées du Drac et de la Gresse.
 - 3. Les plateaux du Drac.
- 4. Le Trièves.
- 5. La Matheysine.
- 6. Le Beaumont.
- 7. Le Champsaur et le seuil Bayard.
- VIII. Les bassins locaux.
 - 1. Bassins « subalpins ».
 - 2. Bassins « cristallins ».
 - 3. Récapitulation du Glaciaire local.
- IX. Coordination générale.
- X. Chronologie.
- XI. Conclusion.
- XII. Bibliographie sommaire.

I. INTRODUCTION

Malgré le très grand développement des formations quaternaires de la vallée du Drac, cette région ne figure pas parmi les sites classiques du Quaternaire alpin. Seules, les argiles d'Eybens, près Grenoble, avaient fait l'objet de descriptions relativement détaillées. Pourtant, nombreux sont les auteurs qui, depuis Ch. LORY, s'y sont intéressés, dont W. KILIAN, A. PENCK, M. GIGNOUX, P. LORY, R. BLANCHARD, A. ALLIX, L. MORET, J. SARROT-REYNAULD, F. BOURDIER. Aucun, cependant, n'a donné ni tenté une synthèse complète. Cela tient, semble-t-il, non seulement à la difficulté du sujet (coupes voisines montrant des stratigraphies différentes, observations perturbées par glissements), mais principalement à l'existence de deux théories, dont chacune semblait vérifiée en certains points, et apparemment inconciliables. Une théorie ancienne transposée directement des célèbres travaux de A. PENCK et E. BRUCKNER, selon laquelle la glaciation würmienne aurait été accidentée de plusieurs « stades » de progression séparés par des « interstades », ou interglaciaires réduits ; une autre plus récente, imposée par F. BOURDIER, ne reconnaissant qu'une grande extension glaciaire au Würm, qui aurait eu lieu vers la fin de la période considérée.

Parmi les tenants de la première se trouvaient presque tous les auteurs cités, W. KILIAN ayant créé le terme de « Néowürm » pour désigner la deuxième glaciation würmienne, P. LORY celui de « stade d'Eybens », de même signification. Cette conception fut vigoureusement combattue par F. BOURDIER, au point d'amener P. LORY et

M. GIGNOUX en particulier à renier l'existence du « stade d'Eybens », donc la dualité de la glaciation de Würm. Seul, J. SARROT-REYNAULD la défendit pour la région de La Mure. Les choses en étaient là lorsque les recherches exposées ici commencèrent.

Les deux théories avaient toutefois en commun de considérer que, lors de la dernière glaciation, toute la vallée du Drac avait été occupée par la glace (glacier du Drac), à l'instar du Grésivaudan par exemple. Puis, constatant l'extension et l'épaisseur considérables des dépôts argileux (réputés moraine de fond), concluaient que son glacier, contrairement à celui de l'Isère, avait essentiellement accumulé sans éroder. Ce phénomène était expliqué par le barrage de la basse vallée du Drac qu'un bras remontant du glacier de la Romanche, plus puissant, aurait pratiqué dans les environs de Saint-Georges-de-Commiers.

Le glacier du Drac était même censé avoir si peu érodé qu'il aurait respecté, dans toute la vallée, une puissante formation caillouteuse continue (alluvions de base), localement sableuse au sommet. Cette superposition paraissait se retrouver au S de Grenoble dans le plateau de Champagnier, épaisse accumulation de galets bien arrondis, recouvert par une mince couche de moraine franche.

Les divergences d'interprétation de cette stratigraphie apparemment simple résidaient surtout dans la signification chronologique à accorder aux coupes de Champagnier et de La Mure, dont la succession est la suivante :

— au sommet, moraines superficielles (lac de Champagnier, calvaire de La Mure) ;

- alluvions caillouteuses (plateau de Champagnier, terrasses de La Mure) ;
- argiles litées (Eybens, tuilerie de la Mure) ;
- moraine argileuse (Marcelline pour Champagnier, Demoiselles coiffées de La Mure) ;
- cailloutis à galets (alluvions de base du Drac, à La Mure seulement).

Que l'on nomme ces cailloutis « alluvions fluviatiles » en raison de leur homogénéité, calibrage, émoussé et arrondi, ou « moraine à faciès fluviatile » (F. BOURDIER) pour leur hétérométrie (relative) et la présence de quelques galets striés, peu importe. L'observation capitale est celle de deux couches de moraine séparées par des argiles lacustres et des alluvions. On en conclut l'existence de deux phases glaciaires (moraines) enserrant un épisode non glaciaire. C'est dans la datation de ces événements qu'il y a divergence.

Pour l'école de PENCK, toute la séquence est würmienne. La moraine de base est du Maximum de Würm, les argiles et cailloutis de l'Interstade de « Laufen » et la moraine supérieure de « l'oscillation » ou « stade d'Achen » (stade d'Eybens, Néowürm). Pour F. BOURDIER, au contraire, les deux séries ne seraient pas équivalentes.

— A Champagnier, la moraine basale serait Riss, les argiles d'Eybens fini-Riss, les sables et cailloutis intermédiaires Riss-Würm p.p., les cailloutis et la moraine sommitaux Würm (Maximum).

— A La Mure, les cailloutis de base seraient Würm, la moraine inférieure, les argiles litées (glacio-lacustres ou sous-glaciaires) et la moraine supérieure (calvaire) Würm également, « d'une oscillation locale du glacier du Drac ». Y manquerait la moraine rissienne de fond, les cailloutis de base étant l'équivalent de ceux du plateau de Champagnier.

L'auteur fondait son interprétation sur les argiles à lignites du Grésivaudan et de la cluse de Chambéry, considérées par lui comme interglaciaires Riss-Würm (palynologie, restes végétaux, 14 C donnant un âge de plus de 30000 BP) et équivalentes de celles d'Eybens. Au contraire, A. PENCK pensait, avec les mêmes arguments paléontologiques, que les argiles étaient interstadières (par analogie avec les formations de la vallée de l'Inn), d'où sa conclusion de l'appartenance de toute la série au Würm.

Pour bien situer le problème, et notamment la position de F. BOURDIER, il faut rappeler que cet

auteur n'avait trouvé nulle part ailleurs, dans le bassin du Rhône¹, d'arguments en faveur de la dualité de la glaciation de Würm. En outre, les considérations avancées par W. KILIAN pour créer le « Néowürm » (morphologie d'auges glaciaires emboîtées dans le défilé du Fort-de-l'Ecluse) prêtaient facilement le flanc à la critique. Ainsi, ne reconnaissant pas la généralité de la stratigraphie particulière des formations du Drac et du Grésivaudan, fut-il naturellement poussé à ne leur accorder qu'une signification de valeur locale.

Dans ce contexte, il est bien évident que la position des argiles d'Eybens prend une importance singulière, de même que celle des argiles à lignites du Grésivaudan et de Chambéry, dont rien jusqu'alors n'avait démontré l'équivalence. Or, les travaux que ces formations ont récemment suscités appellent une interprétation nouvelle. Il est ainsi devenu probable que les argiles d'Eybens sont lacustres, interglaciaires et Riss-Würm [7, 23]², tandis que les argiles à lignites seraient différentes et probablement plus récentes (interstadières ?) [4], semblant confirmer l'opinion de A. PENCK.

D'autres recherches ont apporté aussi un certain nombre de faits nouveaux, incompatibles avec l'une et l'autre des théories « classiques ». C'est la découverte de masses étendues et puissantes d'argiles litées glacio-lacustres dans le Drac et spécialement en Trièves, là où l'on ne voyait que des « moraines argileuses » [38] ; la mise en évidence de deux ensembles dans les alluvions de base du Drac, chacun remplissant un talweg fossile [20] et surtout la reconnaissance, dans le bas Drac et la basse Gresse, d'une surface de discontinuité majeure ou « plate-forme d'abrasion glaciaire », superposée aux argiles et cailloutis de base en amont et plongeant dans l'ombilic de Grenoble en aval, sous le plateau de Champagnier [33]. Dès lors, l'identification des séries de Champagnier et des berges du Drac n'est plus possible, et ce fait nouveau implique à lui seul une remise en cause complète de la stratigraphie de l'ensemble.

D'autre part, tout à l'amont, une tentative de coordination des formations glaciaires de la Durance et du Drac par-dessus le seuil Bayard au moyen de méthodes originales [25] fit apparaître à son tour

¹ Sauf peut-être dans le Chablais (lignites d'Armoiy).

² Les chiffres entre crochets renvoient à la bibliographie en fin d'article.

de nombreux faits nouveaux et surprenants : un très faible développement du glacier du Drac au Würm, signifiant son absence dans les grandes étendues du Beaumont et du Trièves, la présence de dépôts glaciaires rissiens en Champsaur et probablement aussi dans toute la vallée. Il devenait alors impossible de paralléliser directement les moraines du Champsaur avec celles de la région de Grenoble, en raison d'une vaste solution de continuité.

Tout devait donc être repris sur de nouvelles bases, et seule une étude complète de l'ensemble du bassin semblait susceptible d'apporter une solution à la multitude des questions posées, nouvelles aussi bien qu'anciennes. C'est ce travail de plusieurs années que nous venons résumer ici³.

II. LES EXTENSIONS GLACIAIRES : ÉTUDE THÉORIQUE

Trois méthodes peuvent être simultanément employées en vue de déterminer l'extension maximale théorique d'un glacier à un moment donné. La méthode morphologique moraine-chenal marginal, la méthode graphique de construction du profil glaciaire, la méthode géométrique du calcul de l'altitude moyenne du bassin englacé. Toutes trois ont été testées et ont donné des résultats concordants [25].

II.1. Méthode morphologique.

S'apparentant et pouvant se combiner avec la recherche de terrain, elle n'est utilisable dans le cas présent que dans le Champsaur. Dans le bas Drac, les traces sur les versants sont trop sporadiques pour conduire à des résultats fiables. Dans le Champsaur donc, on sait ainsi que le glacier würmien du Drac a presque rejoint celui de la Séveraisse vers le Villardon [25], ce dernier venant buter contre le verrou de Beaufin sans passer dans le Beaumont, qui était donc libre de glace.

II.2. Méthode graphique.

Cette méthode, par contre, est utilisable chaque fois que l'on connaît la position exacte d'un front glaciaire ou quelques points de repère contemporains sur les marges du glacier (moraines latérales

ou chenaux marginaux par exemple), ainsi que la base du glacier, au moins dans la région frontale.

C'est le cas du glacier de l'Isère au Würm. Nous connaissons la position de son front (Rovon) et de son substrat molassique (seuil à 200 m). Au Riss, la vallée ne montre aucune moraine frontale, mais de telles moraines se trouvent dans la vallée morte voisine de Bièvre-Valloire (amphithéâtre externe de Faramans-Beaufort). Au Mindel, on suppose seulement que le glacier est allé plus loin qu'au Riss, sans connaître son exacte extension (moraine de fond sous la terrasse de Tourdan) [13].

Le glacier du Drac n'existait pas au Würm dans la région de Grenoble, mais celui de la Romanche y était. L'opinion classique veut que ce soit celui-ci qui barrait le bas Drac vers les Commiers [27]. Nous ne le croyons pas, et pour plusieurs raisons.

Il suffit de regarder une carte topographique à petite échelle pour se rendre compte que le glacier de l'Isère (Isère plus Arc) était considérablement plus étendu que celui de la Romanche, donc plus puissant. La morphologie de la plaine de Grenoble ne peut se comprendre que dans cette optique. Abstraction faite du plateau de Champagnier, postérieurement surajouté, il est évident que le Grésivaudan, en tant que dépression surcreusée, se poursuit au S de Grenoble jusque vers Vif. Tous les sondages, et notamment ceux de Beauvert et de la plaine de Varcès, le prouvent. Dans ce secteur, les débouchés des petites vallées de la Gresse et surtout du Lavanchon, exagérément larges en regard de la modestie de leurs cours d'eau, sont une apparente anomalie. Quant à la Romanche, après le brusque coude de Vizille, elle rejoint le Drac au prix d'une entaille étroite et profonde de la ride Conest-Combeloup, au verrou de Champ. Il est visible que le glacier de la Romanche s'est heurté au Nord du Conest puis aux collines jurassiques de Montchaboud qu'il a respectées, ne pouvant réussir à faire sauter ce modeste obstacle. De plus, les sondages ont montré le surcreusement considérable de l'ombilic de Grenoble par rapport

³ Matériellement, les déplacements sur le terrain ont été grandement facilités par le Service de la Carte Géologique de la France (B.R.G.M.) dont je suis collaborateur depuis 1965. La préparation et la rédaction de cette thèse doivent beaucoup au cadre laborieux et sympathique de l'Institut Dolomieu, sans l'aimable accueil duquel son achèvement eût été beaucoup plus difficile. J'exprime ici, à sa direction et à son personnel, ma sincère reconnaissance.

à celui de Vizille (écart de plus de 200 m), l'auge de la Romanche se trouvant en fait très fortement « suspendue » au-dessus de celle du Grésivaudan, sous le remplissage alluvial de fond de vallée [27, 42]. Enfin, la cluse de Grenoble par où toute la masse de glace s'écoulait obligatoirement fait un angle de 120° avec le Grésivaudan (fig. 1).

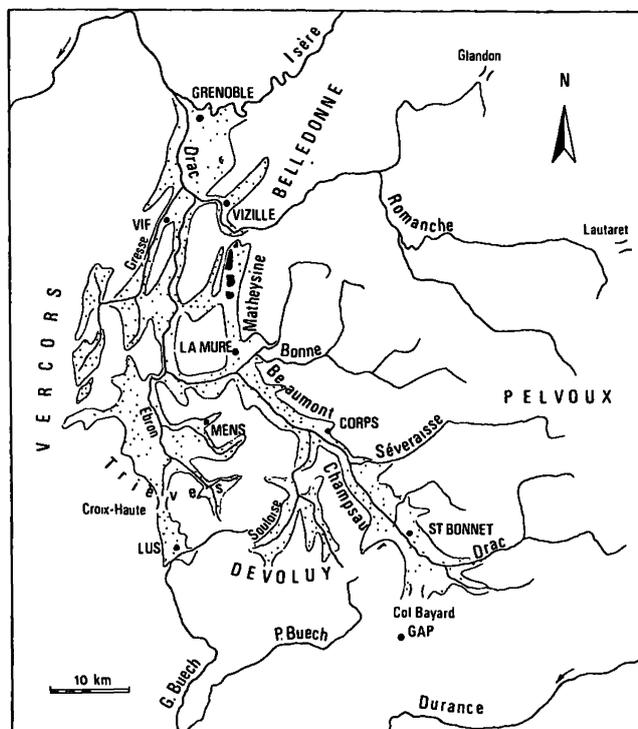


Fig. 1. — Schéma général du bassin du Drac.
Pointillés : terrains quaternaires étudiés.

Reportons-nous par la pensée en arrière, à l'anaglacière (würmien par exemple). Le glacier de l'Isère, progressant en Grésivaudan du N au S, arrive au confluent Drac-Romanche. Va-t-il, comme l'Isère-fleuve, s'engager dans la cluse au prix d'une déviation subite de 120° ? Impossible pour un courant très fortement visqueux comme la glace. Au contraire, le glacier extrêmement canalisé du Grésivaudan aura tendance à poursuivre tout droit, dans la vaste dépression de Pont-de-Claix qui s'ouvre largement et librement devant lui. Ce n'est

pas le glacier du Drac (inexistant) qui peut l'empêcher, ni celui de la Romanche s'infléchissant contre l'obstacle du Conest qui l'oblige à remonter à contre-courant la vallée morte d'Uriage. Le glacier de l'Isère arrivant à Vif sans entrave s'engage alors naturellement dans les basses vallées du Lavanchon, de la Gresse et du Drac, les élargissant considérablement en affouillant les terrains marneux tendres du Jurassique. Il remonte les vallées en question jusqu'au point où se fait l'équilibre entre la hauteur de glace dans l'ombilic de Grenoble (origine de la diffluence) et la distance parcourue, compte tenu de la remontée du plancher rocheux vers le S (fig. 2). Ce point se trouve à Monestier-de-Clermont dans la Gresse, Sinard dans le Drac. Ce n'est qu'à partir de ce moment que, bloqué pour des causes topographiques dans son chemin direct, le glacier de l'Isère va enfin s'engager totalement dans la cluse de Grenoble en se rebroussant contre l'obstacle de sa propre diffluence désormais immobilisée.

Dans tout ceci, le glacier de la Romanche ne joue aucun rôle, pour les raisons déjà exposées. Il est seulement affluent superficiel, et non profond (verrou de Champ), du glacier principal de l'Isère.

Ce « scénario » s'est reproduit à tous les anaglacières, les conditions topographiques étant sensiblement les mêmes. Ceci explique en partie le surcreusement considérable de l'ombilic de Grenoble (plus de 400 m, soit 177 m au moins sous le niveau de la mer, au sondage de Beauvert). Aux cataglacières (dégliaciations), il est de même évident que c'est le cours détourné dans la cluse de Grenoble qui a régressé le premier, la masse de glace de la plaine Vercors-Vif demeurant la dernière car représentant le véritable front du glacier en retraite comme en progrès. Cette particularité de la déglaciation expliquera nombre de dispositions glacio-alluviales du bassin du Drac.

Mais la situation est différente aux pléniglaciaires autres que Würm. La construction des profils des glaciers de Riss et de Mindel montre qu'à ces périodes la vallée du Drac était entièrement englacée, leurs surfaces étant respectivement à 1 980 et 2 020 m au droit du seuil Bayard où se faisait la jonction avec le glacier durancien occupant le sillon de Gap. Ces altitudes correspondent à celles relevées pour ce glacier au même endroit au moyen des indices de terrain (moraines latérales, chenaux

marginaux, etc.) [25]. Il se produisait donc aux pléniglaciaires considérés une grande transfluence entre les glaciers de la Durance et de l'Isère par le Drac, dans le sens Durance-Isère (fig. 2, 3).

A ces pléniglaciaires donc, les diffusions du Maximum de la glaciation de Würm (Matheysine, La Morte, Ornon, etc.) étaient des transfluences, tous les glaciers de vallée étant anastomosés. C'est alors seulement que les glaces, ayant envahi le

Trièves, pouvaient envoyer une langue dans le Bochaîne par le col de la Croix-Haute.

Mais il s'agissait en fait de transfluences bloquées, peu actives, mortes en quelque sorte. Au N, le glacier de l'Isère maintenait une pression constante en direction du S, à contre-courant de la transfluence principale de sens opposé. Au S, le glacier de la Durance était très progressivement dévié par les parois rocheuses du Sillon de Gap,

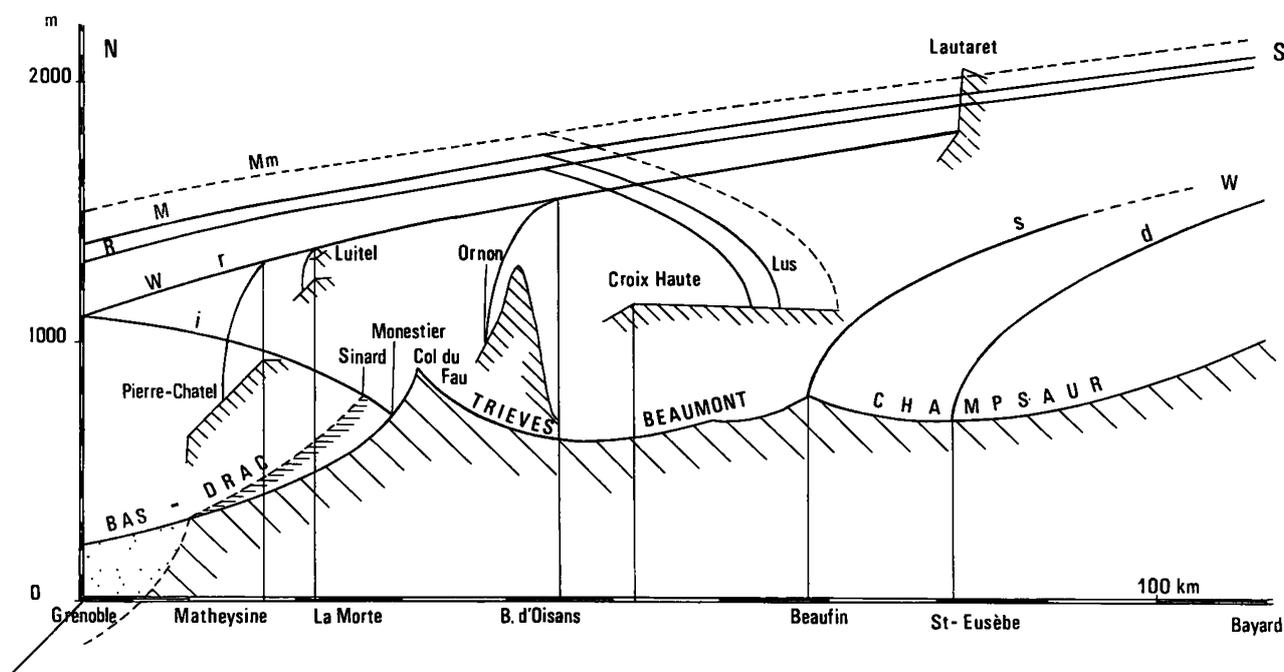


Fig. 2. — Profils théoriques des glaciers quaternaires du bassin du Drac.

Pointillés : remplissage de l'ombilic de Grenoble. Mm, Stade du Maximum (?); M, Mindel; R, Riss; W, Würm (i, Isère; r, Romanche; s, Séveraise; d, Drac).

Jusqu'au Riss, la nappe de glace est continue et s'écoule du S vers le N. Au Würm, par contre, il y a disjonction et un vaste secteur libre du verrou de Beaufin à Monestier et Sinard dans la vallée du Drac. Remarquer aussi les diffusions.

de la montagne de Charance et la marge gauche du glacier du Drac, et suivait librement la dépression de Tallard. Sa pression dans le sens S-N était donc réduite. Il s'ensuit que le système du Drac était quasi stagnant, expliquant par là le peu de creusement de cette vallée et des sections transfluentes intérieures.

Il en allait différemment aux ana et cataglaciers, lorsque les glaciers étaient disjoints. Alors,

la situation du maximum würmien se répétait, et des obturations glacio-lacustres étaient susceptibles de se produire dans les secteurs les plus tardivement englacés, notamment le Trièves et le Beaumont. Ces possibilités et le blocage ultérieur du système font comprendre pourquoi, théoriquement, il n'est pas interdit de penser que des dépôts plus anciens que le Würm ont pu s'accumuler puis se conserver jusqu'à l'époque actuelle.

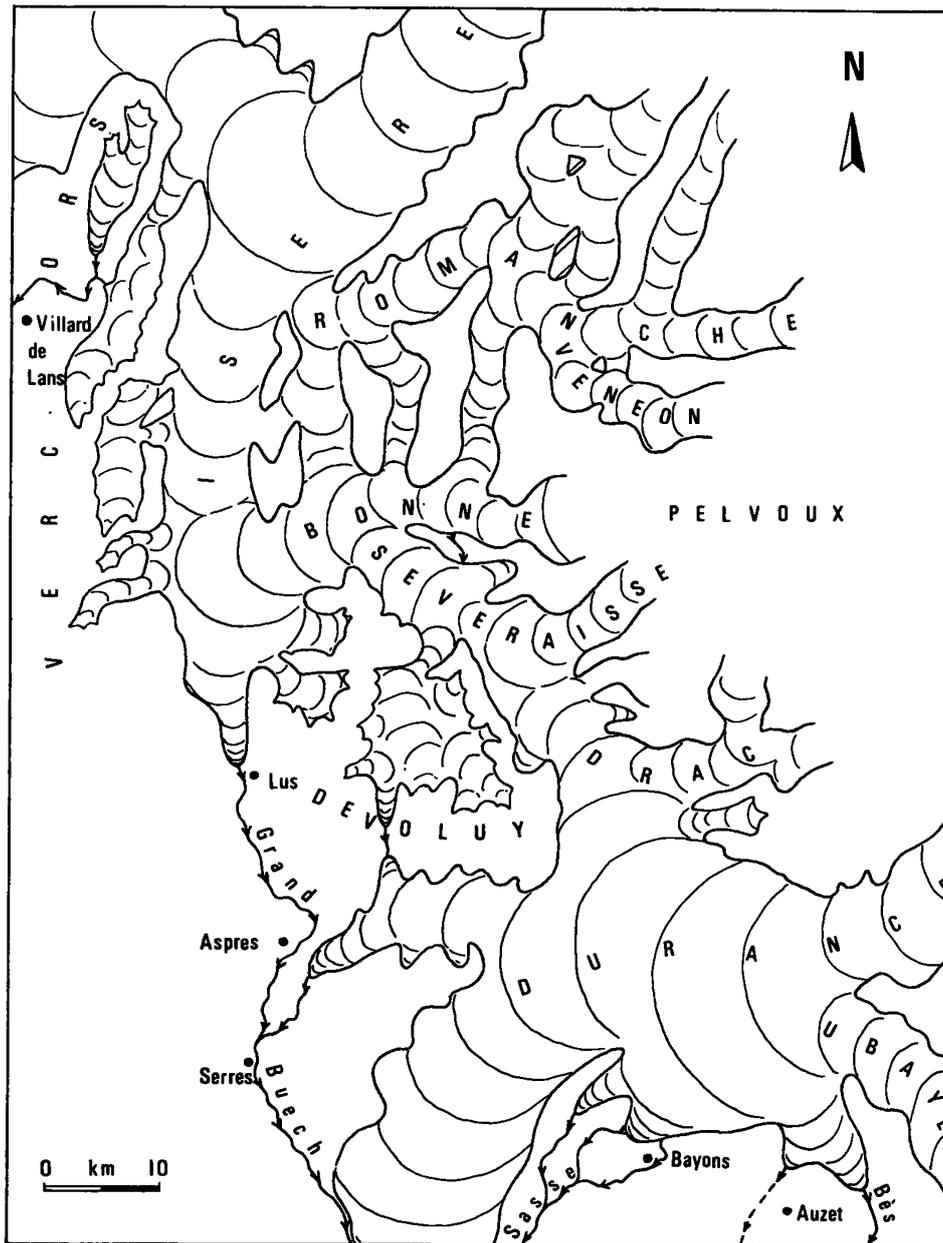


Fig. 3. — Paléogéographie des glaciers au Riss (Moraines Externes).

Remarquer la transfluence généralisée de la Durance vers l'Isère par le Drac. La Bourne (Vercors) et le Buech sont alors les seuls effluents du glacier Isère-Drac vers la basse Isère et la Durance.

Au Maximum de Würm, la construction des profils des glaciers montre que les transfluences du système Drac-Romanche étaient réduites au plus à des diffuences (fig. 2). Ainsi le glacier de la Romanche diffuait en Matheysine seulement jusqu'au S du lac de Pierre-Châtel, sans occuper le col de la Festinière ; à La Morte, il affleurait juste le seuil de la transfluence, n'y envoyant qu'une courte langue ; à Ornon, la diffuence vers le Valbonnais, beaucoup plus importante en raison du niveau élevé des glaces dans le bassin de Bourg-d'Oisans et de l'altitude modeste du col, venait s'arrêter contre le verrou des Daurens ; quant à la transfluence de l'Alpe de Venosc, elle se trouvait juste au-dessus de la surface des glaciers de la Romanche et du Vénéon.

La construction des profils glaciaires montre enfin qu'au Würm, et probablement aussi aux glaciations immédiatement antérieures, le niveau des glaciers de vallée était très en dessous des cols qui conduisent aux vallées voisines (Glandon, Croix-de-Fer, Lautaret en particulier), de sorte qu'ils ne furent ni diffuents ni transfluents, ce que confirme leur morphologie actuelle.

II.3. Méthode géométrique.

La méthode géométrique, enfin, confirme et complète la méthode graphique précédente. Elle n'est valable que pour le Würm et, accessoirement, les ana et cataglaciaires plus anciens, d'un point de vue théorique seulement.

Le principe, simple, est le suivant : aux périodes glaciaires, le climat était tel qu'il a permis l'établissement et le développement de glaciers par suite de conditions de température, précipitations, régime des vents, etc., différentes des interglaciaires et du postglaciaire. Or ces conditions sont inaccessibles à l'analyse. Par contre, les caractéristiques physiques des régions de glaciation (altitude, orientation, position), donc la topographie, sont restées les mêmes et sont directement mesurables [30].

Parmi ces facteurs, l'altitude, qui influe directement sur le climat, est de loin le plus important. Non l'altitude absolue (les glaciers sont allés à Lyon, 170 m, et n'ont pas dépassé Sisteron, 490 m), mais l'altitude moyenne qui seule intègre toutes les données géométriques ayant commandé au phénomène climatique de la glaciation. L'extension d'un glacier, fonction des facteurs climatiques,

l'est donc directement de l'altitude moyenne du bassin englacé en amont de son front. D'où la conclusion que, dans des vallées voisines, les glaciers quaternaires se sont développés en raison de leur altitude moyenne⁴. Inversement, si l'on connaît l'extension de glaciers voisins (moraines frontales par exemple), il sera possible de synchroniser les moraines correspondantes d'après les altitudes moyennes des bassins versants en amont. Ainsi, deux moraines frontales d'altitudes différentes seront synchrones si les altitudes moyennes d'amont sont égales (ou très proches, aux incertitudes de mesure près) ; des moraines d'altitudes semblables seront d'âges différents si leurs altitudes moyennes d'amont sont différentes, toutes choses égales par ailleurs.

Cette notion est perfectible car elle se prête à l'établissement de graphiques. Ainsi il est possible, à partir de repères, d'établir des courbes d'altitude moyenne de vallées, directement comparables entre elles, de sorte que l'on obtient théoriquement les correspondances des fronts glaciaires en chaque point de façon immédiate [25].

Les courbes obtenues sont utilisables sans correction pour les vallées très voisines de la Durance, du Drac et de la Séveraisse [25] (fig. 4.). Pour le système formé par ces vallées, l'Isère et la Bonne, une correction est nécessaire.

Nous avons d'abord constaté que les altitudes moyennes des glaciers Drac-Durance en amont des fronts définis cartographiquement et par la méthode graphique concordent remarquablement : l'altitude moyenne de la Durance est 1 815 m au Poët, du Drac 1 820 m au confluent de la Séveraissette, de même que cette dernière vallée et l'ensemble Drac-Séveraisse au verrou de Beaufin. Or tous ces points sont définis comme fronts glaciaires au Maximum de Würm.

L'altitude moyenne de l'Isère à Rovon (moraines internes) est de 1 600 m seulement, celle de la Bonne au confluent du Drac (moraines de La Mure) 1 645 m. Cela est dû à deux causes :

— d'abord leur position plus septentrionale, donc un climat plus rude générateur d'un plus fort englacement (1,2° d'écart moyen entre Durance et Isère, correspondant à une différence d'alti-

⁴ Notion dont l'importance n'avait pas échappé à M. GIGNOUX (Géologie stratigraphique).

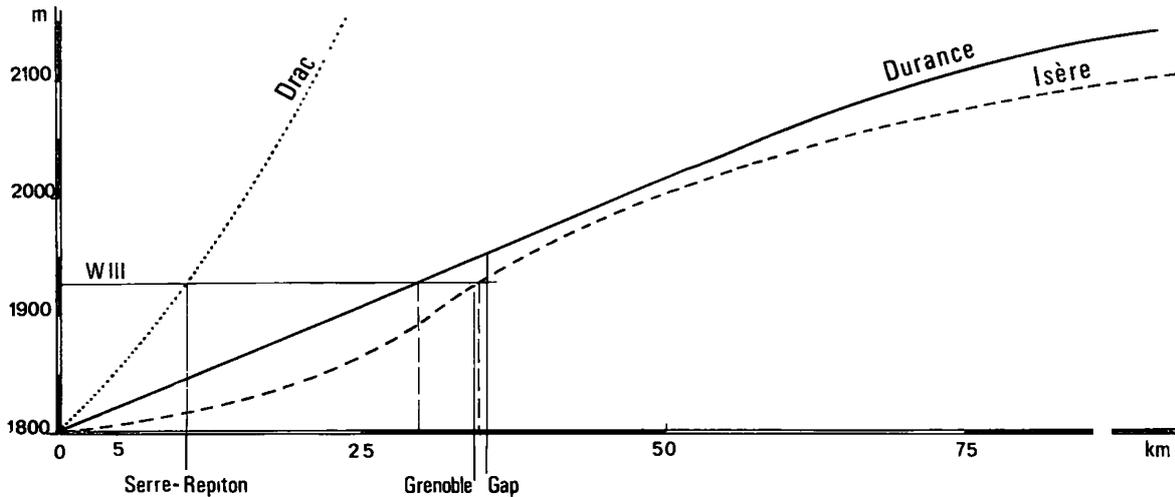


Fig. 4. — Courbes des altitudes moyennes corrigées des bassins versants du Drac, de la Durance et de l'Isère en amont des fronts glaciaires würmiens (Maximum, W II).
Remarquer la concordance des fronts Würm III (Récurrence).

tude de 240 m ; ainsi $1\ 600 + 240 = 1\ 840$ mètres corrigé) ;

— une configuration particulière de la vallée de la Bonne, comportant deux grandes transfluences (La Morte, Ornon) n'apportant aucune glace au Würm mais faisant fortement baisser l'altitude moyenne (1 870 m sans ces diffuences).

Moyennant ces corrections, il est possible d'établir des courbes corrigées sur lesquelles on lira les correspondances spatiales des fronts du Maximum de Würm et aussi de la « Récurrence » (fig. 4).

Ainsi, les méthodes quantitatives d'évaluation des glaciations permettent de localiser les divers fronts glaciaires, au Würm, avec une précision suffisante. Nous verrons plus loin que ces prévisions sont confirmées par les études de terrain.

III. LES DÉPÔTS GLACIO-LACUSTRES : ARGILES, DELTAS ET TERRASSES

Dans un précédent article [33], nous avons mis en évidence la généralité et la grande extension du faciès glacio-lacustre de la plus grande partie de la couverture argileuse du bassin du Drac, et son passage latéral à des formations de deltas notamment dans la région du Sautet. Approfondissant l'analyse, nous sommes arrivé à la notion de l'exis-

tence de *deux étendues lacustres*, dont les relations sont évidemment complexes.

Les argiles litées pures, contenant quelques blocailles et galets striés sporadiques montrant des figures d'enfoncement (fusion d'icebergs avec chute de blocs) se développent largement en amont de Sinard à la place des moraines qui ne reparaissent que vers La Mure. Elles culminent vers la cote 750 NGF au S de ce village (les Touches), où elles sont recouvertes de moraine, mais se retrouvent aussi à cette cote dans tout le Trièves, où elles n'ont subi d'autre érosion que superficielle. L'altitude 750 est donc bien, à très peu près, celle du sommet des argiles litées de ce bassin.

En remontant le Drac, on voit les argiles se charger progressivement en silts et sables, notamment sous Saint-Jean-d'Hérans, au point de former une série concordante d'argiles, silts et sables en bancs alternés se terminant, au sommet, par des graviers à structure deltaïque qui constituent les grandes terrasses supérieures, d'altitude 800 820 m (Lavars, Villard-Julien, St-Jean-d'Hérans). Il y a donc continuité stratigraphique des argiles aux terrasses supérieures, lacustres également.

A proximité du Vercors, les argiles s'interstratifient latéralement avec des dépôts sableux et sablo-caillouteux à litage oblique (deltas) dessinant des cônes morphologiquement nets (Thoranne,

Chaffaud) issus des bassins locaux de La Bâtie et de Chichilienne, et liés organiquement en amont aux moraines locales du Vercors (coupe de la Darne). Il s'est donc produit ici un complexe glacio-fluvio-lacustre, et une liaison latérale argiles-dépôts deltaïques-moraines locales.

A Avignonet et vers le château d'Ars, on voit la moraine reposer sur les argiles litées, ainsi que dans le ravin du Fanjaret (bassin de Saint-Paul-les-Monestier), sous la plate-forme d'abrasion glaciaire précédemment définie.

Deux questions se posent alors : d'où proviennent ces argiles et quel fut le barrage du lac dans lequel elles se sont déposées ?

Considérant que le niveau des eaux avoisinait 820 m d'altitude (terrasses lacustres) et que le niveau de la plaine de Grenoble n'est qu'à 200 m à proximité immédiate, aucun barrage permanent ne peut se justifier. Il ne peut donc s'agir que d'un barrage temporaire par le glacier de l'Isère, remontant justement jusqu'à Sinard et St-Paul-les-Monestier.

Quant au matériel argileux, il provient évidemment du substratum marneux des Terres Noires et du Lias schisteux érodé par les glaciers en amont (pour les argiles litées), et aussi du surcreusement des argiles d'Eybens dans le Grésivaudan par le glacier de l'Isère en aval (pour la moraine). La très grande surface du substrat argileux impliqué et sa fragilité expliquent son abondance particulière. Les argiles se sont sédimentées progressivement au fur et à mesure que s'élevait et s'avancait le barrage de glace vers le S, contribuant aussi à l'énorme volume de la moraine argileuse au N de Sinard, le glacier poussant et remaniant sur place les argiles dont il provoquait le dépôt, contre son front. Ainsi s'explique naturellement la disparition vers le S de la plate-forme d'abrasion glaciaire mise en évidence dans le bas Drac et la basse Gresse [33]. Enfin, la progression du glacier de l'Isère jusque vers St-Paul est confirmée par l'existence de phénomènes glaci-tectoniques dans le ravin du Fanjaret (fig. 5), de matériaux isérois en ce même lieu (blocs de granite et quartzite par ex.) et dans les sables des Silvains (minéraux lourds des Schistes lustrés n'existant nulle part ailleurs dans le Drac).

Le lac du Trièves se terminait en amont du défilé de Cognet. Dans le Beaumont, des argiles de même faciès, associées à des sables fins et des graviers, réapparaissent notamment à St-Sébastien,

Bas Beaumont, Pellafol et le Sautet. La même superposition stratigraphique se remarque dans les berges du Drac, principalement rive gauche mais aussi rive droite (Quet), se terminant au sommet

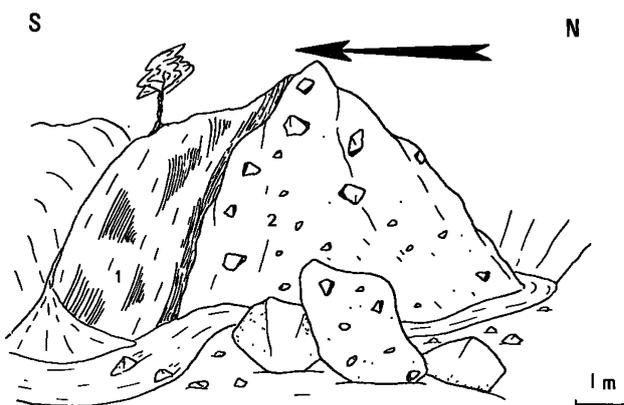


Fig. 5. — Coupe du Fanjaret.

1, Argiles litées type Eybens, redressées, bousculées et comprimées ; 2, Moraine argileuse alpine.

Cette coupe montre un phénomène de glaci-tectonique net, la position moraine-argiles définissant le sens de poussée du glacier (flèche, du N vers le S).

par les terrasses sableuses et caillouteuses remarquablement planes et horizontales de St-Sébastien (870 m), Serre - Izard (870), Cordéac (870), le Coin (880), Pellafol (890), le Sautet (890). Le schéma est identique à celui du Trièves, une épaisse série lacustre se terminant par des terrasses dont l'horizontalité même, en haute montagne, est significative, mais d'un niveau légèrement plus élevé (870-880 m contre 820).

Latéralement, les mêmes phénomènes de passage continu à des formations deltaïques puis glaciaires s'observent aux débouchés des vallées de la Croix-de-la-Pigne, de la Souloise et du Drac.

Sous l'Obiou, des moraines frontales calcaires très nettes apparaissent aux Roussins et à Côte-Belle, desquelles émane un magnifique cône fluvio-glaciaire (les Pélissiers). Sous ce hameau, les matériaux locaux du cône s'interstratifient avec les argiles et sables lacustres du Beaumont.

Dans la branche Souloise du lac du Sautet, les argiles litées affleurent au sein des sables et graviers de la terrasse de Pellafol à la Javergne, puis disparaissent en amont où de puissants bancs de sable les remplacent, eux-mêmes s'effilochant au

milieu des cailloutis calcaires du Dévoluy (ravin des Cros). Sous la Posterle, la coupe de l'Echarenne montre clairement, au milieu de la formation alluviale, une grosse passée glaciaire à blocs erratiques de Sénonien provenant évidemment des grandes

moraines locales des Veyres remplissant le défilé de la Souloise immédiatement en amont⁵. La terrasse de Pellafol est donc un cône glacio-fluvio-lacustre, comme le montre aussi sa pente sensible vers l'aval.

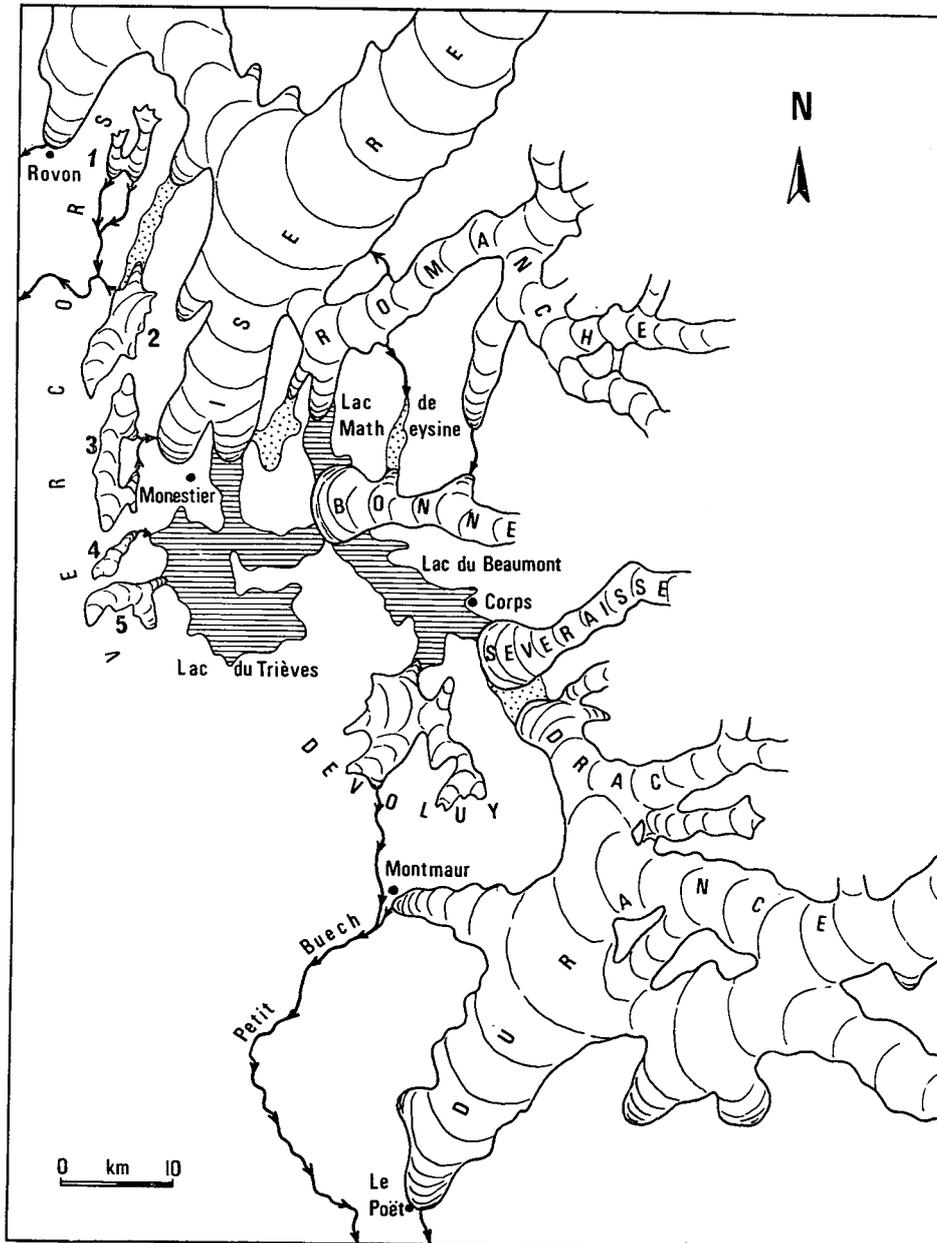


Fig. 6. — Paléogéographie des glaciers du Würm (stade du « Maximum », W II).
Pointillés : dépôts d'obturation non lacustres. Flèches : principaux effluents. Glaciers locaux du Vercors : 1, Autrans ; 2, Villard-de-Lans ; 3, Gresse-Saint-Andéol ; 4, La Bâtie ; 5, Chichilienne.

La grande terrasse de Corps, enfin, est formée d'interstratifications d'argiles litées, sables, cailloutis et argiles à éléments cristallins (un niveau) se terminant par une couche sablo-caillouteuse horizontale (le Coin), caractéristiques d'une série glacio-lacustre. Les cristallins sont de provenance Drac et surtout Valgaudemar, mais nulle part, en surface, n'existe de dépôt morainique. Le verrou de Beaufin opposait un obstacle que le glacier du Champsaur n'a pas franchi.

Il fallait qu'un barrage nouveau, entre Trièves et Beaumont, intercepte les eaux du Drac pour les maintenir en amont à un niveau de 50 m plus élevé qu'en aval. Ce barrage est matérialisé sur le terrain par la moraine frontale très argileuse de Peychaud, appartenant à l'amphithéâtre morainique du Calvaire de La Mure dépendant du glacier de la Bonne (Valbonnais). Ce dernier débouchait en un vaste lobe circulaire au confluent Bonne-Roizonne, s'appuyait sur le versant sud du Sénépy (Peychaud) et nord du Dévoluy (Masserange). La pétrographie des éléments du vallum du Calvaire confirme cette paléogéographie déterminée initialement par les méthodes quantitatives précédemment exposées (cf. II. 3).

Ce glacier n'est arrivé en position de barrage que tardivement, comme le prouve la stratigraphie de la coupe des Garguettes, à la base de laquelle apparaissent des argiles litées qui ne peuvent provenir que du lac du Trièves, le premier formé. Au maximum d'extension du glacier würmien de la Bonne, son lobe terminal circulaire fondait donc au milieu d'une étendue lacustre qu'il séparait en deux unités, le lac du Beaumont en amont et le lac du Trièves en aval (fig. 6).

De tout ceci, il résulte les notions fondamentales suivantes, qui serviront de fil conducteur à toute la suite de l'étude :

- les formations glacio-lacustres (argiles, terrasses, deltas) sont contemporaines en Trièves et Beaumont malgré une différence de niveau sensible (50 m environ) ;
- elles sont contemporaines des extensions glaciaires maximales du Würm, qui ont été les barrages générateurs des lacs ;
- elles passent latéralement aux deltas et aux dépôts glaciaires locaux (Vercors, Dévoluy, Champsaur), qui sont donc contemporains de l'extension würmienne majeure ;

- elles fossilisent une morphologie bien définie (terrasses enfouies, voir § V), dont elles définissent la limite supérieure ;
- elles attestent qu'aucune érosion glaciaire superficielle n'eut lieu en Beaumont et en Trièves depuis le retrait du dernier glacier rissien ;
- tous les dépôts quaternaires qu'elles recouvrent et protègent sont antérieurs à l'extension maximale des glaciers de Würm, dont une grande partie est plus ancienne que le Würm.

IV. ÉPIGÉNIES ET TALWEGS FOSSILES

Une particularité remarquable du Drac est son tracé presque entièrement épigénique du Champsaur à la plaine de Grenoble. Ainsi, les barrages sont fondés sur les sections recoupant le substratum rocheux en gorges étroites et profondes. À côté du cours actuel, qui le recoupe localement, on connaissait un cours fossile que P. LORY avait particulièrement étudié, ainsi que M. GIGNOUX. Une conséquence de ce phénomène apparaît dans les célèbres fuites de la retenue du Sautet à la base de la vallée affluente voisine de la Sézia, imprévues lors de la construction du barrage [13, 27]. Suite à cette expérience, il fut décidé d'étudier en détail le réservoir du barrage de Monteynard, en particulier par géophysique. Le résultat fut la découverte de *deux talwegs* anciens fossilisés, le « Drac de Cros » et le « Drac de Sinard » [20], chacun rempli par ses propres alluvions. Quelle signification donner à cette topographie fossile ?

Les auteurs de la découverte supposèrent que l'un des anciens cours (le Cros) était interstadiaire würmien, étant admis généralement que l'autre était antérieur, préwürmien [27]. Or une telle interprétation allait à l'encontre de la théorie de l'unicité de la glaciation würmienne de F. BOURDIER, lequel n'a donné aucune explication de ces faits, mais souligne simplement le remplissage d'un talweg ancien par des alluvions « de progression » de Würm au Sautet, et la « rapidité avec laquelle des vallées profondes peuvent se creuser en 10 ou 12 000 ans... ».

⁵ C'est de ces moraines que sortent les résurgences karstiques des Gillardes, aboutissement de tout le réseau souterrain du Dévoluy.

Il est possible maintenant d'apporter une réponse positive. La vallée actuelle du Drac est bien postglaciaire, et plus exactement postérieure au dernier maximum glaciaire. Or la date du maximum glaciaire würmien dans la région de Grenoble est maintenant connue avec précision : c'est le Würm II [40, 43, 45]. L'épigénie du Drac a donc débuté dès le retrait du glacier Würm II, qu'il y ait eu retour partiel des glaces ultérieure-

ment ou non. Le Würm II se terminant vers 40 à 45 000 ans BP, c'est pendant tout ce temps que le réseau s'est enfoncé à partir du sommet du remplissage glaciaire, et non 10 à 12 000 ans comme le supposait F. BOURDIER [13]. Un tel laps de temps est de l'ordre de grandeur d'un interglaciaire. Il se trouve que les talwegs anciens sont subégalement enfoncés dans le substrat, et presque autant que l'actuel. D'où l'on pourrait conclure

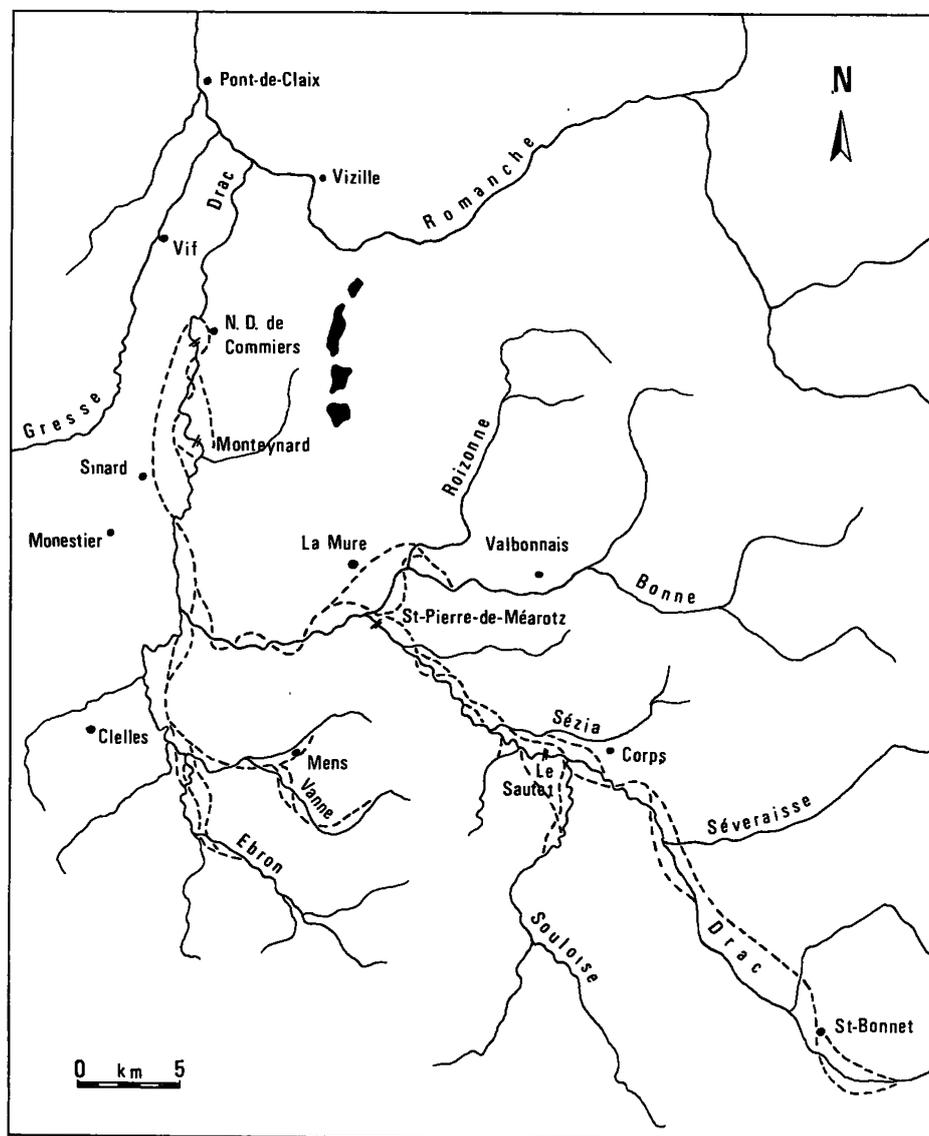


Fig. 7. — Anciens cours (fossiles) du Drac et de ses affluents (tirets); Barrages en trait double transversal.

que ces talwegs sont susceptibles d'être interglaciaires, à la condition que leur niveau de départ ait été analogue, ou peu différent.

Le niveau de remblaiement würmien du Drac, glacio-lacustre comme nous l'avons vu, s'établissait vers 830 m d'altitude en Trièves (plateau de Sinard). Aux périodes antérieures, Riss et Mindel par exemple, un dispositif analogue devait se produire lors des déglaciations. Après l'invasion totale de la vallée par les glaces, au cataglaciale, les appareils se dissociaient en autant de glaciers indépendants, abandonnant le centre du bassin d'abord, où pouvait s'établir une étendue libre glacio-lacustre barrée en aval par le glacier de l'Isère en retrait. C'est le niveau de cette obturation qui déterminait le niveau maximal de départ de l'érosion fluviale régressive, à condition que le lac d'obturation soit entièrement comblé. Le niveau de base local était la plaine de Grenoble, une fois les glaciers disparus (situation analogue à l'actuelle, postglaciaire).

Or le niveau glacio-lacustre cataglaciale ne pouvait dépasser l'altitude des diffluences (col de la Croix-Haute, 1 150 m, mais surtout val de Lans-en-Vercors, 1 000 m). Le remplissage alluvial se faisait donc à une altitude maximale analogue et certainement quelque peu inférieure, point de départ de l'érosion régressive lors de tous les interglaciaires. La tranche érodée étant de puissance comparable en un temps de durée analogue, il est naturel que l'incision interglaciaire fût de même profondeur, toutes choses égales par ailleurs. Cette condition étant remplie, il est logique d'en déduire que les talwegs fossiles sont interglaciaires. Nous les considérerons l'un comme Riss-Würm, l'autre comme Mindel-Riss. Dans la suite de cet exposé, nous verrons qu'il existe d'autres arguments confirmant cette manière de voir. La question est maintenant de déterminer la chronologie de ces talwegs enfouis.

Les auteurs précédents regardaient le « Drac de Sinard », plus évasé, comme antérieur au « Drac de Cros », plus étroit [20]. La nature différente de leurs remplissages nous avait conduit à exprimer le contraire [33], opinion confirmée par leur hiérarchisation révélée par la géophysique. On voit en effet le « Drac de Sinard » plus profondément enfoncé que l'autre, et le recoupant de façon évidente. De plus, le « Drac de Sinard » reçoit l'affluent fossile du ruisseau de Vaux, lui-

même plus encaissé que le « Drac de Cros » à proximité immédiate. Aucun doute, le « Drac de Cros » est bien le plus ancien, Mindel-Riss, le « Drac de Sinard » le plus récent, Riss-Würm. Nous les désignerons respectivement V1 et V2.

L'épigénie (ou plutôt les épigénies car elles sont trois à être maintenant connues) ne se limite pas à la section aval et au Beaumont, secteurs étudiés par P. LORY [27, 38]. Elle se développe sur tout le réseau non spécifiquement montagnard (dans les hautes vallées étroites, le tracé a toujours été le même), et notamment l'Ebron (fig. 7). Cela est naturel, mais la reconnaissance sur le terrain est malaisée par suite des nombreux glissements de la couverture argileuse superficielle. Nous nous bornerons à citer les sections principales et facilement accessibles, montrant le phénomène de façon spectaculaire.

Sur le Drac même, des sections épigéniques ont été décrites par M. GIGNOUX et L. MORET [27] à N.-D.-de-Commiers, Monteynard-Avignonet, Saint-Pierre-de-Méarotz et le Sautet. Au Sautet, les deux anciens cours sont identifiables. Nous y ajouterons Savel (combe du Chien), Cognet (pont de Cognet), Quet (combe de Savaux, plaine du Plat, pont de Quet où ils sont admirables), Aspres-les-Corps (Lapral) à l'entrée du Champsaur.

Sur les affluents, l'Ebron montre une première épigénie au pont de Brion, puis à la centrale de Parassat, au pont de Sandon et au moulin de Recourt, sous Prébois, particulièrement démonstrative. La Vanne est épigénique au tunnel de la route Clelles - Mens, à Foreyre, au moulin de Chardayre, à Bonnichère, à St-Baudille. La Bonne l'est au site bien connu de Pont-Haut, mais aussi à Bas-Roizon (moulin de Parassa), la Souloise à la Javergne et sous Moras (Brande des Ranches), et enfin le torrent de la Croix-de-la-Pigne sous les Pélissiers.

Souvent, et surtout dans le Trièves (réseau de l'Ebron), les talwegs fossiles sont plus encaissés que le cours actuel, sans que l'on puisse dire exactement de combien.

V. LES « ALLUVIONS DE BASE DU DRAC » : DEUX TERRASSES FOSSILES

Sous la couverture argileuse lacustre et morainique qui constitue partout le sommet de la série

quaternaire, se trouvent constamment des alluvions à galets bien arrondis, matrice sableuse abondante et stratification fluviale, ou « alluvions de base » (moraine à faciès fluviale de F. BOURDIER, alluvions « préwürmiennes » de P. LORY et M. GIGNOUX). Ces dernières remplissent les deux talwegs fossiles jusqu'à des niveaux différents et bien déterminés [20, 33]. Il y a donc deux ensembles distincts, dont les faciès très voisins rendent la détermination délicate (voir fig. 10).

Les cotes du sommet de ces ensembles alluviaux s'accroissent régulièrement vers l'amont en se rapprochant légèrement, sauf en Trièves où ils divergent, l'écartement restant de l'ordre d'une centaine de mètres. Nous savons maintenant qu'ils ne sont pas érodés en surface, mais fossilisés par les argiles lacustres qui les ont ennoyés, sauf dans la portion la plus basse de la vallée. Ces niveaux « sous-lacustres » sont donc tels qu'ils étaient à l'origine. Ils dessinent des terrasses enfouies, remarquablement régulières, dont la pente est subégale et parallèle aux cours actuels. Loin vers l'amont, nous verrons ensuite ces terrasses émerger du remblaiement lacustre et former alors des plaines alluviales morphologiquement individualisées, de véritables terrasses étagées enfin (Trièves).

Les affleurements sont particulièrement nets au château d'Ars (N d'Avignonet), à Rouac, Savel (combe du Chien), le Sautet (terrasse fossile de Corps, alluvions de base de la Sézia et de la Souloise). La terrasse la plus élevée (alluvions de Cros) remplit le talweg étroit, que nous avons déterminé comme le plus ancien, la terrasse inférieure le Drac de Sinard, plus récent. L'ordre de succession des vallées d'érosion se retrouve donc dans leurs comblements. Nous désignerons le premier par l'abréviation A2, le dernier par A3^o, car nous verrons qu'il existe encore des alluvions plus anciennes pour lesquelles nous avons réservé le symbole A1. Si nous suivons la chronologie des talwegs, les A3, inclus dans le talweg Riss-Würm, sont par conséquent würmiennes, les A2 remplissant le talweg Mindel-Riss rissiennes.

Sur le terrain, A2 et A3 se différencient non seulement par leurs niveaux respectifs, comme les terrasses subaériennes ordinaires, mais encore par leur faciès. Les A3, plus récentes, sont de matériel plus frais, plus clair que les A2 et toujours meubles. Les A2 sont généralement plus ternes et souvent plus consolidées. De plus, le calibre des

A3 est généralement plus grossier. Par contre, leur pétrographie est la même (nombreux cristallins, calcaires variés), reflétant l'identité des bassins d'alimentation. Il est donc très difficile de dater les fragments alluviaux isolés.

Les alluvions anciennes de toute nature semblent disparaître en Champsaur. Cela s'explique aisément par le fait que cette région fut presque totalement envahie par les glaciers, donc surcreusée, pendant le Würm.

A côté de ces terrasses enfouies, d'autres ensembles alluviaux, encore plus élevés, dépassent presque partout le remplissage lacustre et sont par conséquent encore plus anciens que les A2. Particulièrement développés en Trièves, autour du Serre-Vulson, ils forment des cols aplanis (Accarias, le Thaud) et des hauts niveaux en Beaumont (St-Pierre-de-Méarotz, Cordéac) dans les régions non atteintes par la glaciation würmienne. On leur rapportera aussi les alluvions élevées de Monteynard, dominant les A2 du Château d'Ars de plus de cent mètres, mais ici recouvertes de moraines würmiennes [33]. C'est le groupe des A1. Toutes ces formations caillouteuses avaient été confondues sous une même rubrique par la carte géologique au 1/80 000 (a1c, alluvions fluvio-glaciaires anté-würmiennes).

Pour des raisons de stratigraphie et de dynamique glaciaire, il n'est pas possible de dater ces alluvions d'une époque antérieure au maximum d'extension de la glaciation rissienne, qui a envahi tout le bassin. Elles sont aussi obligatoirement antérieures aux A2 pour des raisons de morphologie évidentes. On ne peut donc les rapporter qu'au Riss. Les études locales ultérieures préciseront leur stratigraphie et leur chronologie respectives.

VI. LES DÉPÔTS GLACIAIRES ANTÉ-WURMIENS

Ayant délimité l'extension maximale des glaciers au Würm, nous pouvons considérer avec certitude comme plus anciens les dépôts glaciaires qui se trouvent au-dessus et en dehors des limites ainsi définies. Cette distinction eut lieu d'abord en

^o Lire Alluvions 3.

Champsaur [25], où de nombreuses moraines latérales ont été rapportées au Riss. En effet, il n'est pas possible d'envisager avec vraisemblance la conservation de formations quaternaires meubles plus anciennes que le maximum d'extension des glaciers, qui est ici Riss.

On connaît de nombreux éléments cristallins remaniés dans toutes les formations du Drac, même locales, que P. LORY considérait avec raison comme vestiges du Riss, pensant que c'étaient les seuls. Puis J. SARROT-REYNAULD y ajouta des blocs exogènes éparpillés sur les hautes pentes du Conest et du Sénépy [52]. Il est vrai que l'on rencontre partout, notamment en Trièves et Beaumont, ces blocs étrangers de toute nature, principalement cristallins, mêlés aux formations locales ou directement posés sur le substratum des pentes, au point d'y avoir cartographié en tout lieu de la moraine (feuille Vizille à 1/80 000 par ex.). Cependant, ces blocs appartiennent toujours à des formations superficielles, résiduelles ou remaniées. Nous avons pourtant trouvé des affleurements de véritable moraine alpine caractéristique, datables du maximum de Riss.

En Trièves, ce sont les gisements très limités du Serre du Cotet au-dessus d'Esparron (Vercors, 1 307 m, moraine superficielle à blocs cristallins relativement altérés), du Serre-Vulson au NW de Mens (930 m, moraine argilo-sableuse typique sous des formations locales de versant), de Château-Méa (moraine très argileuse à galets striés sous l'échine de dépôts torrentiels en amont du village, eux-mêmes contenant des blocs anguleux d'amphibolites). Ce dernier gisement, situé au fond du bassin de Tréminis sous l'Obiou (Dévoluy), est très instructif : sa position topographique prouve que les bassins locaux, donc le réseau hydrographique, étaient au moins aussi encaissés avant le Riss qu'aujourd'hui, rejoignant en cela les conclusions du chapitre IV et leur apportant confirmation.

Nous y ajouterons les moraines à faciès local de la Croix-Haute (Les Miellons, le Logis de l'Ours, les Lussettes, etc.), résultant de la diffluence anté-würmienne (donc Riss) du lobe de glace du Trièves.

Dans le Beaumont, le col diffluent de l'Holme, au N de Sainte-Luce, et le replat de Saint-Michel-en-Beaumont-Villelonge sont tapissés d'un épais matelas morainique à gros blocs cristallins, en particulier de granite clair du Valbonnais. L'arête

nord des montagnes liasiques du Beaumont, au-dessus de la Bonne, est de même parsemée de blocs allogènes notamment au col de la Chaînelette où ils forment un rempart. Au col, les blocs sont frais, sans matrice, et peuvent appartenir de ce fait à la plus haute moraine latérale gauche du glacier würmien du Valbonnais. A Sainte-Luce et Saint-Michel par contre, les placages morainiques sont très riches en matrice et fortement altérés superficiellement, ainsi que les blocs cristallins isolés sur l'arête calcaire supérieure. Morphologie et faciès s'accordent donc pour les désigner comme plus anciens que le maximum de Würm.

Généralement, ces dépôts morainiques anciens ont perdu leurs formes initiales. Cependant, des crêtes ou vallums effacés et fragmentaires encore reconnaissables existent au col de la Croix-Haute, à Villelonge et en Bas-Champsaur (moraines supérieures des Festraux et de Rafam).

VII. LE DOMAINE RÉGIONAL. VALLÉE DU DRAC PROPREMENT DITE

C'est une vaste région d'une centaine de kilomètres de développement, dans laquelle de nombreuses interactions glaciaires avec les vallées principales voisines de l'Isère et de la Durance se sont produites. Par opposition, les domaines locaux que sont tous les affluents aussi bien côté subalpin (Vercors, Dévoluy) que massifs cristallins (Belledonne-Taillefer, Grandes-Rousses, Pelvoux) n'ont jamais été concernés que par leurs appareils glaciaires propres (glaciation locale). Des liaisons de l'une aux autres existent naturellement, mais nulle part l'influence des glaciers locaux ne fut déterminante dans le système général.

La dépression dracquoise se décompose aisément en une série de petites régions naturelles ayant chacune ses caractéristiques, non seulement des points de vue géographique et morphologique, ce qui est évident, mais aussi stratigraphique. Chacune pose des problèmes spéciaux et complexes qu'il n'est possible de traiter que localement.

Nous distinguerons ainsi l'ombilic de Grenoble, prolongement sud du Grésivaudan jusqu'à la sortie des vallées du Drac, de la Romanche et de la Gresse de leur cadre montagneux ; les basses vallées du Drac et de la Gresse liées par le débordement vers le S du glacier würmien de l'Isère,

jusqu'au col du Fau et au confluent de l'Ebron ; la zone des plateaux du Drac, de l'Ebron au défilé de Cognet, avec ses grandes terrasses lacustres ; le Trièves, fort bien délimité par une série de cols (le Fau, Cornillon, Accarias, St-Sébastien, Croix-Haute) auquel nous adjoindrons la diffluence de la Croix-Haute ; la Metheysine, grande vallée morte suspendue entre Romanche et Drac ; le Beaumont, du défilé de Cognet au verrou de Beaufin ; le Champsaur enfin, en amont de ce verrou, augmenté du vaste système transfluent du plateau Bayard faisant passage au domaine durancien du sillon de Gap. L'ordre de notre description sera géographique, de l'aval (Grenoble) à l'amont (Champsaur).

VII.1. L'ombilic de Grenoble.

Surcreusé de plus de 400 m (sondage de Beauvert, banlieue sud de la ville, soit plus de 177 m au-dessous du niveau de la mer), il est caractérisé par la confluence de la vallée de l'Isère (Grésivaudan) au N et du système Drac-Romanche au S. Nous les limiterons à l'entrée de la cluse de l'Isère, aux débouchés du Drac et de la Gresse dans la plaine de Varcès et de la Romanche dans le bassin de Vizille. Il comprend donc la basse plaine de Grenoble-Varces, le plateau de Champagnier et la vallée morte d'Uriage.

VII.1.1. MORPHOLOGIE.

Le trait principal est l'existence d'une diffluence, petite auge glaciaire très typique qui se développe de Vizille à Uriage où elle se termine, relayée par le ravin torrentiel du Sonnant, affluent de l'Isère. Elle fut façonnée par le glacier de la Romanche se bifurquant dans l'ombilic de Vizille, et est maintenant morte, la Romanche rejoignant le Drac par une gorge coupant le verrou de Champ (Etroits de Vizille). Au S de Grenoble se profile le célèbre plateau quaternaire de Champagnier qui domine la basse plaine de plus de deux cents mètres et s'appuie contre la ride rocheuse de Montchaboud-Herbeys qui le sépare de la diffluence d'Uriage.

VII.1.2. STRATIGRAPHIE.

Elle est connue depuis longtemps et exposée en détail dans de nombreuses publications [9, 23, 27, 38, 49], dont la principale est celle de F. BOURDIER [13]. Rappelons simplement qu'à la base apparaîtraient des moraines « rissiennes » (Marcelline) recouvertes par des argiles litées

(Eybens) et des sables fins (Bresson) passant à des cailloutis puissants (plateau de Champagnier) surmontés par une nouvelle moraine, würmienne. A Romage, des limons fossilifères sont également coiffés par de la moraine.

VII.1.3. PROBLÈMES.

Ils sont nombreux et leurs implications fondamentales au point de vue chronologie. Selon l'interprétation que l'on donne de la coupe d'Eybens-Champagnier, cela revient à nier (F. BOURDIER) ou reconnaître (A. PENCK, P. LORY) la dualité de la glaciation de Würm. A. PENCK [49], par analogie avec les dépôts de la vallée de l'Inn qui se présenteraient dans des dispositions semblables, avait daté du Würm la moraine de base de Marcelline, de l'interstade de « Laufen » les argiles, sables et cailloutis de Champagnier et des banquettes du Grésivaudan, et du stade ou oscillation « d'Achen » la moraine sommitale. P. LORY, de son côté, était arrivé aux mêmes conclusions de l'existence d'un « stade d'Eybens » matérialisé par les moraines latérales de Poisat et frontales des Alberges, correspondant au « Néowürm » défini un peu plus tard, selon d'autres critères, par W. KILIAN [31].

F. BOURDIER [13] remet en question cette stratigraphie, estimant plus simple d'attribuer la moraine de Marcelline au Riss, les argiles d'Eybens à un lac pro ou sous-glaciaire fini-Riss ainsi que les sables de Bresson, les cailloutis de Champagnier à l'interglaciaire Riss-Würm et la moraine supérieure du plateau au Würm, opinion qui a prévalu jusqu'à aujourd'hui.

Des critiques pouvaient être adressées aux deux conceptions. D'un côté, on ne trouverait de dépôts attribuables à la glaciation würmienne principale que les moraines latérales plaquées haut sur les versants, et la réalité de la seconde avancée (Achen) ne reposerait que sur l'existence d'une seule coupe (Champagnier), cette stratigraphie ne se retrouvant apparemment nulle part ailleurs. De l'autre, comment expliquer que les cailloutis de Champagnier soient interglaciaires alors que l'on ne trouve aucun autre dépôt interglaciaire grossier dans la région non plus que postglaciaire, ces périodes étant caractérisées par l'érosion et non la sédimentation ? Comment justifier le respect par le glacier würmien du plateau de Champagnier, avec sa morphologie quasi intacte, alors que cette

accumulation meuble a dû supporter le passage d'un glacier d'un millier de mètres d'épaisseur ? A cela vient s'ajouter la mise en évidence de la généralité des argiles d'Eybens dans tout le sous-sol du Grésivaudan [4, 7, 23], impliquant leur caractère lacustre et interglaciaire, de leur indépendance vis-à-vis de toutes les autres formations quaternaires de la région [23], et de l'existence d'une plate-forme d'abrasion glaciaire se développant dans le Sud, plongeant rapidement sous la plaine de Grenoble et à laquelle tous les dépôts quaternaires de l'ombilic seraient superposés [33].

VII.1.4. LE PLATEAU DE CHAMPAGNIER.

Actuellement, la moraine du cap de Marcelline n'est plus visible car un glissement en a masqué l'affleurement, très réduit [45]. On sait cependant que les argiles d'Eybens sont ravinées par les sables de Bresson qui le sont aussi par la masse des cailloutis du plateau [23] supportant la moraine superficielle.

Mais le plateau de Champagnier n'est pas simple. Il se décompose en deux ensembles complètement différents : le plateau de Champagnier proprement dit à l'W, formant une terrasse sub-horizontale à l'altitude de 400 m et *recouvert* de moraine (le lac) ; le plateau de Brié à l'E, d'altitude moyenne 450 m, légèrement penté vers le N, régulier et absolument *dépourvu* de couverture glaciaire. Ils sont séparés par un effluent marginal naissant à Jarric, se bifurquant à Roibet et allant rejoindre d'une part le ruisseau d'Herbeys à Tavernolles, d'autre part finissant suspendu au-dessus de Bresson (château de Montavie). Cette disposition démontre que la région de Champagnier-Brié ne fut pas totalement recouverte de glace au moment du dépôt de la moraine du lac, ce qui ne pouvait être le cas lors de l'extension maximum des glaciers de Würm.

Une particularité semblable, inexplicable dans l'hypothèse würmienne, existe plus au S avec le petit plateau du Croset. Cette terrasse deltaïque dont le niveau est 395-400 m, formée de graviers et sables fins au sommet, est absolument dépourvue de moraine en surface⁷ bien que située à peu de distance de Champagnier, au débouché de la vallée de la Gresse.

VII.1.5. LA DIFFLUENCE D'URIAGE.

La vallée morte de Vaulnaveys, qui se termine au seuil d'Uriage, contient un remarquable système

de moraines frontales et latérales du rameau principal du glacier de la Romanche, barré à Vizille par le verrou de Champ et la remontant à contre-pente. Ce système comporte les moraines frontales de la Tuilerie, des Guichards et de Vaulnaveys successivement en retrait les unes des autres. Rive droite, elles se raccordent aux moraines latérales bien individualisées des Roux et de Belmont, rive gauche à la magnifique gouttière qui recoupe obliquement le versant de Haut-Brié au Séminaire des Alberges, dont l'origine communique par la trouée de Brié avec la racine du plateau alluvial de ce nom. De petites terrasses lacustres à Vaulnaveys, le Mas, Vizille (E) et les Matons marquent d'autres stades de retrait du glacier de la Romanche dans la diffluence.

La coordination par la méthode moraine-chenal marginal [25] montre que, lors du stationnement du front romanchois aux deux premiers épisodes, sa marge latérale gauche affleurait la trouée de Brié, envoyant un effluent directement vers l'Isère. Simultanément, un lobe de glace s'étalait à la surface du plateau de Champagnier après avoir sauté le verrou de Champ, sa marge latérale droite servant alors d'appui aux alluvions fluvio-glaciaires émanées de la trouée de Brié qui construisaient la banquette marginale du même nom. Vers le N, cette banquette était maintenue par le glacier de l'Isère, dont les témoins actuels sont les moraines latérales à matériel isérois de Poisat, résiduelles mais caractéristiques. La marge latérale gauche de ce glacier venait s'appuyer aussi, plus en aval, contre le versant nord du plateau de Champagnier comme l'atteste la troncation caractéristique de son profil. Une fois les glaciers disparus, la morphologie de l'ensemble Vaulnaveys Brié-Champagnier s'est trouvée telle qu'elle subsiste encore aujourd'hui.

VII.1.6. COORDINATION.

Cette interprétation nécessite l'existence préalable des alluvions de Champagnier sur lesquelles la banquette de Brié serait littéralement surajoutée, quelle que soit leur origine. Cette préexistence est confirmée par la présence, dans les très basses vallées du Drac et de la Gresse, de témoins alluviaux qui peuvent leur être rattachés. Il s'agit des sables et cailloutis du Sert, au-dessus du Geneyray,

⁷ Contrairement à la carte géologique Vizille à 1/80 000, mais conformément à la nouvelle carte à 1/50 000 Vif.

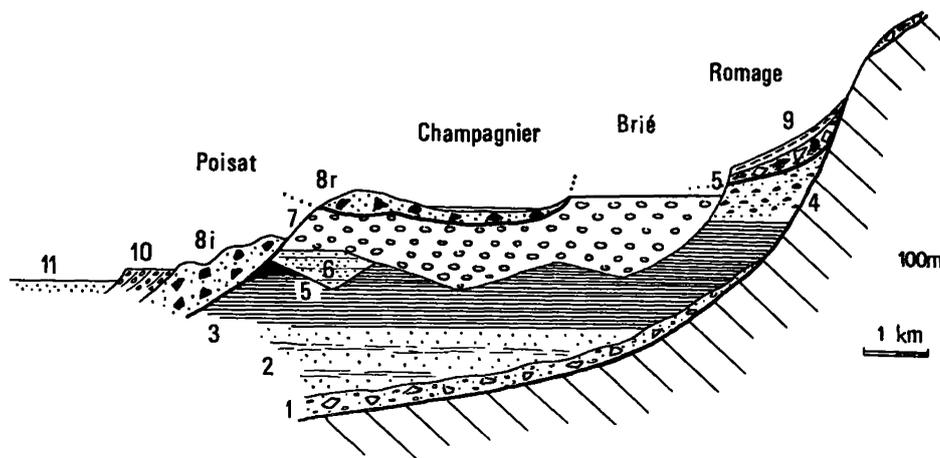


Fig. 8. — Coupe synthétique du plateau de Champagnier.

1, Moraine de base atteinte à Eybens par sondage (Riss); 2, Remplissage lacustre profond de l'ombilic de Grenoble (cataglaciale rissien, interglaciaire Riss-Würm); 3, Argiles d'Eybens (Riss-Würm); 4, Formation limoneuse de Romage (Würm I); 5, Moraine würmienne, stade du Maximum (Würm II); 6, Sables de Bresson; 7, Cailloutis du plateau de Champagnier (cataglaciale Würm II); 8, Moraines de la Récurrence, Würm III (r, Romanche; i, Isère); 9, Cône superficiel de Romage (Würm III ?); 10, Terrasse deltaïque du Crey (cataglaciale Würm III); 11, Plaine de Grenoble.

et des Chabous entre St-Pierre et Notre-Dame-de-Commiers, culminant aux altitudes identiques de 471 m. Ces alluvions, légèrement érodées en surface mais exemptes de moraine, sont manifestement antérieures au plateau deltaïque du Croset (395-400 m) lui-même légèrement plus bas que le sommet, érodé, du plateau de Champagnier (402 m). Les alluvions du Sert et des Chabous appartiennent certainement au cycle sédimentaire de Champagnier, car ils se trouvent en position stratigraphique et morphologique analogue, superposés à la plate-forme d'abrasion glaciaire plongeant sous la plaine de Grenoble ([33] et *vide infra* VII, 2, 3 et 4).

Le dépôt des alluvions de Champagnier, s'il se rattache avec vraisemblance à celui des banquettes analogues du Grésivaudan (St-Nazaire, la Flachère, Barraux, Planaise), est par contre totalement isolé de l'alluvionnement würmien du piedmont (terrasses iséroises de St-Marcellin, Cognin, Vinay, Romans, plaine de Bièvre). Il faut souligner que, loin en amont des moraines « internes » würmiennes du seuil de Rives, il s'est obligatoirement individualisé après le retrait total du glacier de la région de Grenoble et même du Grésivaudan, contrairement aux véritables terrasses fluvio-gla-

ciaires, contemporaines, d'aval. Notre explication est qu'il résulte d'un comblement par obturation cataglaciale du Grésivaudan, en amont d'un obstacle temporaire qui, n'ayant laissé aucune trace visible, ne pouvait être qu'une masse de glace morte résiduelle occupant la cluse de Grenoble⁸. Le phénomène est fréquent de l'abandon, en aval, d'un front de glacier coupé de l'appareil principal en retrait et mettant fort longtemps à disparaître [37]. L'orientation de la cluse, plein N, et son profond encaissement entre Vercors et Chartreuse rendent facilement compte du retard à la fusion de ce fragment isolé du glacier de l'Isère en retrait.

La stratigraphie du plateau de Champagnier, telle qu'elle ressort des nouvelles observations de surface [23] et de la coupe des sondages d'Eybens [7] et de Beauvert, se résume ainsi (fig. 8) :

- à la base, au fond de l'auge du Grésivaudan, moraine ancienne ;
- remplissant l'auge, des cailloutis, sables et argiles lacustres se terminant par les argiles d'Eybens ;

⁸ Interprétation confirmée par la structure deltaïque des cailloutis de Champagnier observable à la nouvelle carrière d'Echirrolles (Gringalet).

- sur ces argiles et les surcreusant, la moraine du Maximum de Würm (cap de Marcelline) ;
- les sables de Bresson et les cailloutis de Champagnier, cataglaciacaires, ravinant les deux termes antérieurs ;
- au sommet, la moraine de Champagnier (le Lac) et les cailloutis de Brié (seconde avancée glaciaire würmienne).

VII.1.7. CHRONOLOGIE.

Après la grande glaciation de Riss (moraines « externes »), l'auge profonde du Grésivaudan se transforme en une vaste étendue lacustre, qui se comble par des sables puis des argiles litées (Eybens), pendant l'interglaciaire Riss-Würm.

Lors de l'avancée principale des glaciers würmiens, les dépôts interglaciaires sont érodés par le glacier de l'Isère qui creuse une nouvelle auge dans les argiles d'Eybens et avance au S jusque dans la région de Sinard. Un témoin en est la moraine de Marcelline (« argileuse gris foncé extrêmement dure », [13])⁹, à la base du plateau de Champagnier.

Au cataglaciacaire du Maximum de Würm, un culot de glace morte subsiste dans la cluse de Grenoble, contre lequel viennent s'appuyer des alluvions caillouteuses d'origine romanchoise en aval (plateau de Champagnier), dracquoise en amont (alluvions du Sert-les-Chabous) et iséroise dans le Grésivaudan (banquettes latérales). L'obstacle éliminé par fusion, le réseau hydrographique s'y enfonce rapidement, surtout au confluent (Grenoble).

Survient une deuxième avancée des glaciers. Celui de la Romanche remonte la vallée morte d'Uriage jusqu'à la Tuilerie (moraines frontales), pendant qu'une diffluence latérale franchit le verrou de Champ et vient s'étaler, en l'érodant quelque peu, sur le plateau de Champagnier (amphithéâtre du lac). Ce lobe est beaucoup trop réduit pour atteindre les débouchés de la Gresse et du Drac. Le glacier de l'Isère, arrivant simultanément, s'engage légèrement dans la cluse de Grenoble tronquant au passage le versant interstadiaire du plateau de Champagnier. Dans l'espace compris entre ce glacier et le lobe romanchois, se dépose la banquette marginale de Brié. En amont, la dépression de Varcès, préalablement déblayée par l'érosion interstadiaire, devient lacustre (bar-

rage glaciaire de l'Isère), et s'y dépose le petit plateau deltaïque du Crosset (fig. 9).

Les glaciers récurrents se retirent à leur tour. Un dernier lac s'établit dans l'ombilic de Grenoble, à un niveau inférieur (250 m), attesté par la petite terrasse deltaïque du Crey (N de Bresson). Le glacier de l'Isère abandonne les moraines latérales de Poisat, celui de la Romanche les moraines frontales des Guichards et de Vaulnaveys.

Les eaux cataglaciacaires alluvionnent jusqu'au niveau actuel la plaine de Grenoble pendant que le creusement fluvial se poursuit en amont, dans la vallée du Drac.

Nous n'avons pas inséré dans ce schéma la formation limoneuse de Romage. Ne posant aucun problème stratigraphique, elle s'intercale entre la moraine du Maximum de Würm qui la surmonte et les argiles d'Eybens. Rien ne s'oppose donc à sa datation Würm I, comme le pense F. BOURDIER [13] pour des raisons paléontologiques.

Une hypothèse peut d'ores et déjà être formulée à propos de l'âge exact des formations quaternaires de Grenoble. D'après la datation au radiocarbone d'une moraine locale proche [43], nous avons conclu à l'absence définitive dans le bas Drac de tout glacier après 35 000 BP. Par conséquent, le glacier du maximum d'extension de Würm, qui a occupé ce site, est antérieur et ne peut être plus récent que le Würm II. L'interstade suivant serait alors le Würm II-III (Hengelo) et le glacier récurrent (moraines de Champagnier, Poisat et Uriage) pourrait être le Würm III. Désormais, nous nous référerons à cette hypothèse de travail jusqu'à ce que la coordination générale et la comparaison avec les vallées glaciaires voisines (Rhône, Durance) et le Würm européen confirme cette datation.

VII.1.8. RÉCAPITULATION.

La stratigraphie et la morphologie de l'ombilic de Grenoble ont confirmé l'opinion de A. PENCK selon laquelle deux extensions glaciaires ont envahi les vallées de l'Isère et de la Romanche au Würm. La première (Maximum) est vraisemblablement Würm II, et s'est avancée sur les argiles interglaciaires d'Eybens. Les cailloutis de Champagnier sont cataglaciacaires Würm II (obturation) et con-

⁹ Actuellement, une tranchée permet de voir les argiles « d'Eybens » perturbées (glacitectonique) sous la ferme même de Marcelline.

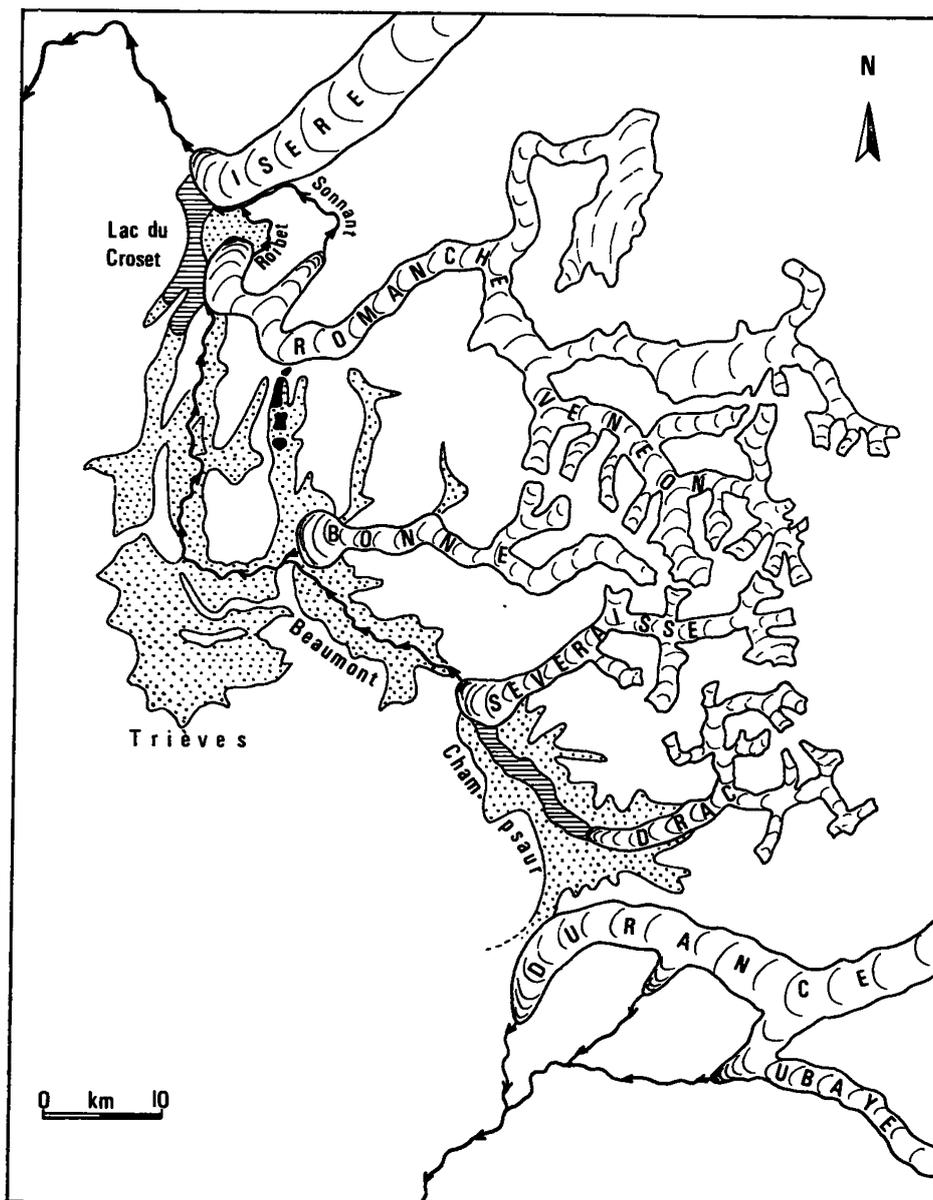


Fig. 9. — Paléogéographie des glaciers du Würm (stade de la « Récurrence », W III).
Pointillés : dépôts du Würm II. Hachures : obturations lacustres (hypothétique en Champsaur).
Flèches : principaux effluents glaciaires. La seule diffluence fonctionnelle est celle d'Uriage, et encore partiellement.

temporaires de ceux du Sert et des Chabous. La seconde est Würm III (Récurrence, ex-« Oscillation d'Achen », ex-« Stade d'Eybens », ex-« Néowürm »), marquée par la moraine superficielle de Champagnier, les moraines latérales de Poisat et frontales de la vallée morte d'Uriage. Confirma-

tion théorique de la possibilité de cette seconde glaciation est donnée par les courbes des altitudes moyennes des vallées considérées (voir fig. 4). Deux obturations lacustres (Le Croset, le Crey) accompagnent et suivent le dernier retour offensif des glaciers.

VII.2. Les basses vallées du Drac et de la Gresse.

La plaine de Grenoble se terminant au S à Vif et Saint-Georges-de-Commiers, la basse vallée du Drac lui fait suite jusqu'au confluent de l'Ebron et celle de la Gresse jusqu'à la barre tithonique du Vercors en amont de laquelle se creusent les bassins glaciaires locaux, jusqu'au col du Fau qui la sépare du Trièves. Ces deux vallées parallèles, séparées par une cloison de Dogger, communiquent latéralement aux Marceaux à la faveur d'une brèche. Elles sont remplies par des formations quaternaires de stratigraphie et morphologie variées, dont la couverture commune est une épaisse moraine argileuse.

VII.2.1. TALWEGS, ALLUVIONS FOSSILES ET STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE.

C'est rive gauche du Drac, en amont du « Bec d'Avignonet » sur lequel s'appuie le barrage de Monteynard, qu'ont été repérés les deux cours anciens du Drac (Sinard et Cros) [20] et leurs alluvions respectives. Une coupe transversale au niveau de Monteynard montre en effet la disposition suivante, d'E en W (fig. 10) :

- un sillon glaciaire élevé (840 m), couvert de moraine, à la base duquel apparaissent des alluvions caillouteuses consolidées culminant à la cote 750 (A1) ;
- la gorge actuelle du Drac (350 m) ;

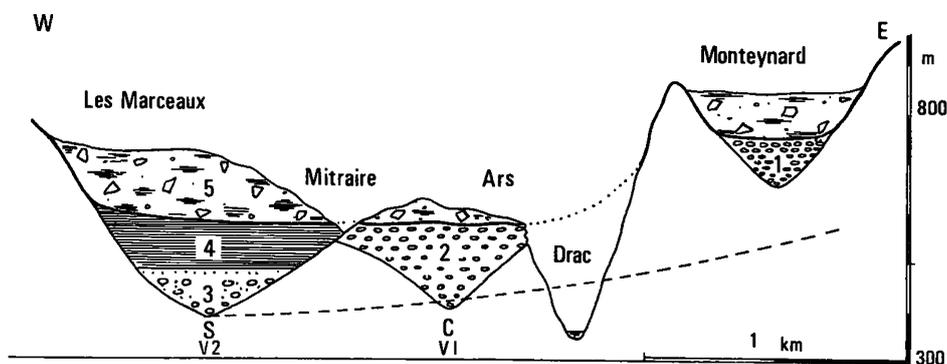


Fig. 10. — Coupe transversale des plateaux du Drac à Monteynard (talwegs fossiles). C, Drac de Cros (Mindel-Riss ?) ; S, Drac de Sinard (Riss-Würm). Tirets : paléo-talweg du Pérailler. 1, Alluvions élevées de Monteynard (A1) ; 2, Alluvions 2 de Cros (A1 et A2 Riss) ; 3, Alluvions 3 de Sinard (Würm I) ; 4, Argiles litées de Sinard (glacio-lacustre Würm II) ; 5, Moraine superficielle du glacier de l'Isère recouvrant et érodant tous les termes antérieurs (Würm II). Trait fort : fond d'auge glaciaire W II (prolongements en pointillés). — N. B. : Ce figuré est commun à toutes les coupes et partout les glissements ont été négligés.

- le talweg ancien du Drac de Cros (460 m par géophysique), rempli d'alluvions à galets localement cimentés jusqu'à la cote 600 (A2) ;
- le talweg ancien du Drac de Sinard, plus encaissé (400 m par géophysique) et comblé par des alluvions meubles ne dépassant pas la cote 500 (A3) ;
- des argiles litées, épaisses, superposées aux A3 (Sinard, Mitraire) avec un niveau de sable fin local (les Silvains) ;
- recouvrant le tout, une moraine très argileuse à nombreux blocs cristallins culminant au plateau de Sinard (cote 838 m).

On peut déduire de cette coupe que toutes les formations du Drac à Monteynard sont antérieures à la glaciation qui a déposé les moraines de Sinard, lesquelles passent en continuité à celles de la dépression de Monestier-de-Clermont, dans la vallée de la Gresse voisine, par la brèche des Marceaux (786 m).

VII.2.2. MORAINES ET ARGILES GLACIO-LACUSTRES.

C'est dans la région de Sinard que nous avons différencié et défini les deux complexes argileux du Drac, la moraine de fond et les argiles glacio-lacustres [33]. Au N de ce village, on voit en effet une moraine très argileuse se développer sur

plus de 300 m d'épaisseur (838 m au sommet, 516 m dans le ravin de Mitraire, où de minces argiles litées apparaissent coincées entre moraine et alluvions de base). Au S par contre, la moraine disparaît dès le hameau des Touches et est remplacée par une puissante formation d'argiles pures, bien litées horizontalement, sans blocs, entre les cotes 750 et 530, soit sur plus de 200 m. Il ne peut y avoir passage latéral de l'une à l'autre ; c'est donc un contact brutal qui les sépare, un plan de discontinuité qui n'est autre que la plate-forme d'abrasion glaciaire repérée plus en aval, se rele-

vant très fortement vers le S en quelques centaines de mètres (fig. 11). Parce que nous sommes ici à l'extrémité du front remontant du glacier de l'Isère, poussant devant lui les argiles qui se déposaient dans le lac d'obturation du Drac. Il n'y a donc pas lieu de chercher un prolongement vers le S à la plate-forme ainsi définie, qui se termine là avec le glacier qui l'a façonnée selon un profil différent de celui que nous lui avons supposé à l'origine, avant de connaître les véritables extensions des glaciers Drac-Isère au Würm ([33] fig. 10).

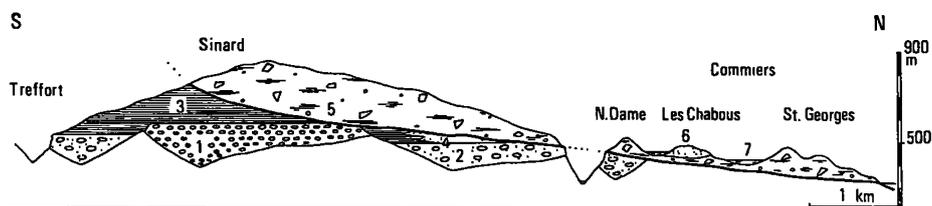


Fig. 11. — Coupe longitudinale du Bas-Drac.
 1, A2 (Riss) ; 2, A3 (Würm I) ; 3, Argiles glacio-lacustres de Sinard (Würm II) ; 4, Sables des Silvains (équivalent latéral de 3) ; 5, Moraine iséroise du maximum de Würm (W II) ; 6, Alluvions des Chabous (cataglaciale W II) ; 7, Cônes de déjection locaux (cataglaciale W III).
 Remarquer l'allure de la plate-forme d'abrasion glaciaire (trait fort), le glacier venant du N.

VII.2.3. STRATIGRAPHIE.

Les cailloutis de base du Drac (A3) apparaissent à N.-D.-de Commiers, cote 460, recouverts par la moraine argileuse ; puis ils passent rive gauche où ils affleurent jusque dans le ravin d'Ars (cote 500), toujours sous la moraine. Brusquement, au château d'Ars, des cailloutis semblables mais conglomérés forment le pointement 581, s'appuient au Bec d'Avignonet (cote 600), remplissent le ravin du Cros, au-dessous du Mas (cote 610) et celui des Adrets. En amont, dans le ravin de l'Hermalière, les cailloutis meubles réapparaissent dont le sommet horizontal, cote 540 m (A3), est surmonté directement par les argiles litées lacustres jusqu'à Treffort. Rive droite, des affleurements de cailloutis se terminent par un sommet horizontal à 620 m au N de Rouac (A2, promontoire du Payen), et sont immédiatement remplacés par d'autres appartenant au complexe de rive gauche (cote 530, A3) jusqu'en aval de Savel. Tous ces cailloutis sont noyés sous la masse des argiles lacustres. A Savel,

brusquement, les cailloutis montent de nouveau à la cote 644 (Serre du Poirier, A2).

Si les alluvions d'aval (N.-D.-de-Commiers, Ars) ont subi l'érosion glaciaires (moraines superposées), il n'en est pas de même en amont de Sinard, à partir du ravin du Cros, où ne reposent plus au-dessus d'eux que les argiles lacustres stratigraphiquement concordantes. L'horizontalité des contacts cailloutis argiles et leurs brusques décalages prouvent qu'il s'agit bien de niveaux différents, donc de terrasses qui sont seulement masquées par une couverture.

En aval de N.-D.-de-Commiers, la stratigraphie est très différente. Au N de la Tour Alleman, on voit la moraine recouvrir le substratum rocheux en biseautant les cailloutis A3, jusqu'à la gare de Saint-Georges. A Saint-Pierre (les Chabous), cette moraine est surmontée à son tour par des sables et cailloutis (cote 471), puis réapparaît seule en surface au N du village, formant les « vallums » de St-Georges et garnissant le bas versant. Elle est extrêmement argileuse, dure et compacte, noire, au

point de pouvoir être confondue avec les schistes liasiques en place.

A St-Pierre-de-Commiers donc, les cailloutis et sables des Chabous sont postérieurs à la phase glaciaire qui a déposé les moraines. On constate aussi la continuité latérale parfaite de la moraine de St-Georges jusqu'à Sinard, recouvrant les A3 en amont (Notre-Dame) et recouverte à son tour par des cailloutis en aval (les Chabous, fig. 11). Les alluvions des Chabous, et ceux qui leur sont assimilés (Champagnier), ne peuvent donc appartenir au même système que les alluvions de base (A1, A2 et A3).

Formations de versant. — Les pentes occidentales du Conest et du Sénépy disparaissent, vers la base, sous d'épaisses formations de versant qui en rendent le profil très régulièrement concave. Il s'agit de fragments centimétriques du substrat calcaire et schisteux du Lias, très anguleux et très bien lités parallèlement entre eux et à la pente superficielle. Ce sont des éboulis ordonnés typiques, d'origine périglaciaire, ou grèzes. On peut en distinguer trois ensembles emboîtés. Ils se superposent aux argiles glacio-lacustres et aux moraines en tronquant leur surface, donc sont postérieurs au Maximum de Würm. Ils sont particulièrement nets à Monteynard, au S de N.-D.-de-Commiers, mais surtout au N de Rouac jusqu'à Châteaubois. Vers la base, ils peuvent être repris en cônes de déjection (Marcieu, Châteaubois).

Basses terrasses. — C'est au S de Treffort (ravin de Pabra) qu'apparaissent, rive gauche, les premières basses terrasses du Drac. On distingue

trois niveaux (la Salette, la Blache, Herbelon), dont le plus élevé reçoit une série de petits cônes de déjection, entre les cotes 450 et 500. Elles sont directement taillées dans la roche en place, recouvertes d'une mince couche de galets ayant tous les aspects des alluvions de base du Drac, et se développent largement en amont, à partir de Savel. Elles sont postérieures, et de beaucoup, aux moraines et argiles glacio-lacustres du Maximum de Würm dans lesquelles elles s'emboîtent fortement (plusieurs centaines de mètres).

VII.2.4. LA BASSE GRESSE.

C'est dans la basse vallée de la Gresse qu'apparaît clairement la plate-forme d'abrasion glaciaire formant le plateau de Miribel-Lanchâtre, garnie de moraine argileuse, qui explicite la stratigraphie du bas Drac. Taillée ici uniquement dans les marnes du substrat, elle s'enfonce rapidement vers le N sous les alluvions actuelles de la plaine de Grenoble à la hauteur du Genevray (cimenterie Vicat). Or, au Genevray, les moraines argileuses affleurant à la base du versant sont recouvertes par des cailloutis (le Sert) atteignant la même cote que dans le Drac voisin (471 m). Plus au N encore s'individualise le petit plateau du Croset, remarquablement plan, à la cote 395-400 m, formé de graviers à litage oblique à la base passant à des sables fins au sommet, et renfermant des boules de moraine argileuse très dure remaniées [13]. On observe donc la même stratigraphie qu'aux Chabous et à Champagnier, sauf la couverture morainique inexistante ici (fig. 12).

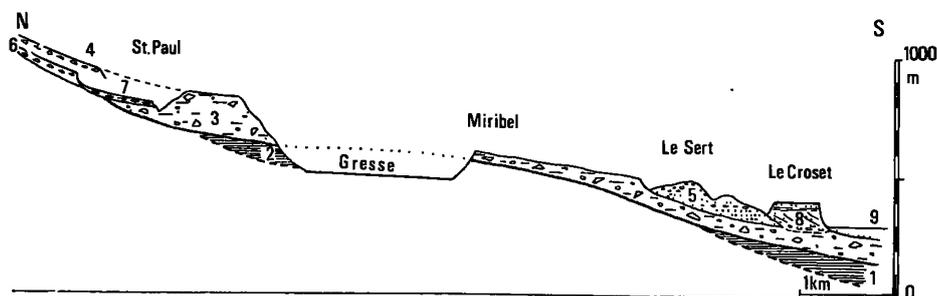


Fig. 12. — Coupe longitudinale de la Basse-Gresse.

1, Argiles d'Eybens (Riss-Würm); 2, Argiles du Fanjaret (glacio-lacustre W II); 3, Moraine iséroise argileuse (W II); 4, Glacis supérieur; 5, Alluvions du Sert (équivalentes de celles de Champagnier); 6, Glacis moyen; 7, Glacis inférieur et terrasse de Monestier (4, 5, 6 et 7 cata-glaciaires W II); 8, Plateau du Croset (glacio-lacustre W III); 9, Plaine de Grenoble.

Les moraines argileuses se développent extraordinairement en amont, dans le bassin de St-Paul-lès-Monestier, le remplissant totalement jusqu'à la cote 832 (plateau de Bonnotaire) et y atteignant une épaisseur de plus de trois cents mètres. C'est à leur base, dans le ravin du Fanjaret, que nous avons retrouvé les argiles litées fortement bousculées, redressées par glaci-tectonique et indiquant une poussée venue du N (glacier de l'Isère, voir fig. 5). Les moraines s'étendent sous le même faciès jusqu'à Saint-Paul, au contact des versants, où elles sont recouvertes par des terrasses caillouteuses locales (Saint-Paul, Monestier-de-Clermont).

C'est aussi dans le ravin du Fanjaret que nous avons trouvé le gisement originel des boules de moraine argileuse du Croset. De telles boules y existent actuellement, et sont façonnées à partir de blocs effondrés des rives. La moraine est ici si dure et compacte qu'elle tient en parois verticales et que le ruisseau y a même pratiqué, par dissolution, des tunnels (pont naturel de l'Oule). La moraine de Saint-Paul étant plus ancienne que le plateau du Croset, on explique facilement leur présence dans les alluvions de ce dernier, situé en aval du gisement.

La plate-forme d'abrasion glaciaire de Miribel-Lanchâtre est si régulière parce qu'elle est recouverte d'alluvions torrentielles calcaires, minces, qui l'ont façonnée à la manière d'une terrasse. On peut les observer dans la tranche du plateau, sous Lanchâtre et Miribel ainsi que dans la coupe du Bruant. Il s'agit de cailloutis et galets calcaires de provenance Vercors (haute Gresse), relativement bien roulés et calibrés. Dans la coupe du Bruant, ils s'intercalent entre la moraine alpine argileuse de base et la moraine locale calcaire du sommet. Leur minceur et leur faciès « local » expliquent qu'ils nous avaient d'abord échappé [33]. Néanmoins, leur existence prouve que c'est bien deux pulsations glaciaires qui sont enregistrées dans cette coupe. Il a fallu en effet que le glacier de l'Isère disparaisse d'abord de la basse Gresse et que le façonnement torrentiel de la plate-forme ait eu lieu (épisode fluviale) avant que le glacier local de Prélénfrey déborde de nouveau de son bassin dans la vallée pour y superposer sa moraine calcaire, datable du Würm III [43].

Vers l'amont, cette terrasse se raccorde parfaitement avec les niveaux alluvio-torrentiels de

Monestier et de Saint-Paul, issus des petits ravinelements des versants. Vers l'aval, elle est trop peu inclinée pour correspondre au plateau du Croset. Par contre, elle est compatible avec les cailloutis du Sert, ce qui confirme son origine cataglaciale Würm II.

Nous avons pensé trouver une moraine locale en amont de Saint-Guillaume, au fond de la Gresse [33]. Il s'agit en fait d'un fragment du glissement en masse du versant nord de la montagne de la Pale, impliquant le substratum marneux, calcaire et la couverture morainique, mimant le faciès et la morphologie d'un dépôt glaciaire.

VII.2.5. RÉCAPITULATION.

On relève dans cette petite région la succession complexe suivante :

- les A1 de Monteynard et les A2 du Cros, Riss ;
- les A3 de Sinard, postérieurs à l'érosion interglaciaire Riss-Würm et antérieurs à la moraine Würm II, donc début Würm (Würm I) ;
- la moraine argileuse et les argiles lacustres, maximum de Würm (Würm II) ;
- les alluvions des Chabous-le Sert et des terrasses amont, cataglaciales Würm II ;
- les dépôts lacustres du Croset et la moraine locale de Prélénfrey, Würm III ;
- les formations de versant et les basses terrasses du Drac, vraisemblablement contemporaines de cet épisode Würm III.

VII.3. Les plateaux du Drac.

Du confluent de l'Ebron au défilé de Cognet, qui limite le Beaumont, c'est une étroite zone de transition isolée du Trièves et caractérisée par l'existence de grandes terrasses (Villard-Julien, Saint-Jean-d'Hérans) d'altitude élevée.

VII.3.1. ALLUVIONS ANCIENNES.

La terrasse fossile des A3 se repère assez bien rive gauche par des affleurements continus dont le sommet passe de la cote 540 en face de Savel, sous Villarnet, à 600 en face de St-Arey (Peysset) et 630 en amont, aux Rives. Celle des A2, moins continue, est à 640 m au S de Cléau et en aval de Cognet, rive droite. Les A1 apparaissent dans la combe des Sables, rive droite en aval de Cognet, où elles tapissent tout le versant entre les cotes 650 et 780 (alors que sur l'autre rive se développent les argiles, silts et sables de la terrasse de

St-Jean-d'Hérans), ainsi qu'en lambeaux à l'altitude 700 m vers Saint-Arey.

VII.2.3. DÉPÔTS GLACIO-LACUSTRES.

Ils surmontent en concordance les alluvions anciennes et prolongent vers l'amont les argiles litées de Sinard. A Villarnet, ce sont toujours les mêmes argiles qui occupent tout le versant entre les cotes 540 et 730, donnant lieu à de grands

glissements. Vers le haut, elles passent en continuité à des sables puis des graviers polygéniques à litage oblique (deltaïque), sous le Serre, et enfin aux cailloutis horizontaux de la plaine de la Chau (terrasse de Villard-Julien, cote 770). Les dépôts deltaïques grossiers montrent que le lac avait bien un niveau de 750-760 m, les alluvions horizontales supérieures en étant le comblement subaérien final (fig. 13).

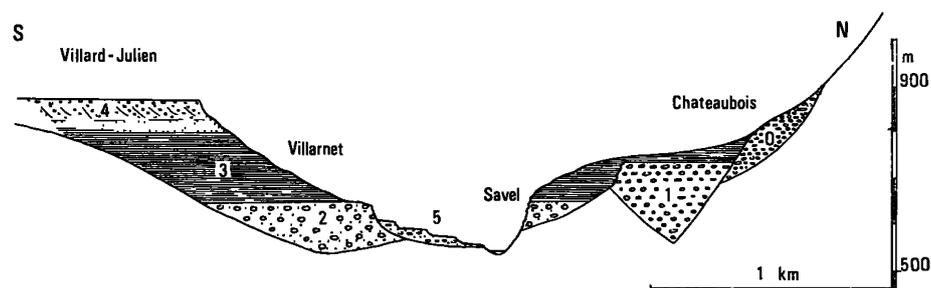


Fig. 13. — Coupe transversale des plateaux du Drac, zone amont.

0, A1 (Riss); 1, A2 (Riss); 2, A3 (W I); 3, Argiles glacio-lacustres (W II); 4, Terrasse deltaïque supérieure (W II); 5, Terrasses inférieures (W III).

Vers l'amont, sous la terrasse de Saint-Jean-d'Hérans d'un niveau un peu plus élevé (810-820 m), les argiles se chargent en silts et sables très fins eux-mêmes très bien lités, comme il est normal dans une sédimentation lacustre.

VII.3.3. FORMATIONS DE VERSANTS ET TUFFS.

Essentiellement cônes de déjection, ils accidentent la rive gauche au S de Chateaubois, à Cléau, Mayres, Saint-Arey. Tranchant la couverture argileuse, donc postérieurs au Maximum de Würm, ils restent suspendus au-dessus des basses terrasses. Ce sont vraisemblablement des dépôts cataglaciaires würmiens. Des tufs très localisés s'observent aussi de Saint-Arey à la Baume, antérieurs aux basses terrasses qui les ont tronqués.

VII.3.4. BASSES TERRASSES.

Tout un complexe de basses terrasses se développe sur les deux rives entre les cotes 600 en amont (les Rives) et 460 en aval (Savel). On compte au moins 4 ou 5 niveaux étagés, bien caractérisés en face de Savel (la Condamine), sous

Mayres, à Peysset (4 niveaux), à la Baume (3) et aux Rives (5 ou 6). Ce sont évidemment des terrasses locales, mais qui forment un ensemble parfaitement individualisé, bien groupé, fortement emboîté dans le remblaiement principal (200 m et plus), correspondant en aval à l'ensemble de Savel-Herbelon et se poursuivant aussi en amont, en Trièves et Beaumont. Elles dénotent une longue phase de stabilité des cours d'eau après une période d'intense érosion postérieure au Maximum d'extension des glaciers würmiens. De ce fait, on ne peut les mettre en rapport qu'avec la seconde avancée des glaciers, ayant entraîné le dépôt des terrasses lacustres du Croset - le Crey. Ce sont donc des alluvionnements très probablement contemporains du Würm III.

VII.3.5. RÉCAPITULATION.

La petite zone des plateaux montre les trois alluvionnements anciens, la fin du comblement du lac de barrage glaciaire Würm II ainsi qu'un grand développement des basses terrasses Würm III.

VII.4. Le Trièves.

C'est une vaste cuvette subcirculaire d'une quinzaine de kilomètres de diamètre, creusée par le réseau de l'Ebron dans les Terres-Noires formant un bombement anticlinal entre le Vercors, le Dévoluy et le « Dôme » de La Mure, ouverte seulement vers le N par le défilé de l'Ebron au pont de Brion. Partout alentour elle ne communique avec les régions voisines que par des cols peu élevés, le plus connu étant celui, diffus, de la Croix-Haute donnant sur le Bochaîne. Non englacée au Würm, elle renferme un très grand nombre de dépôts de nature variée qui la remplissent entièrement, et dont la stratigraphie complète celle que nous connaissons à l'aval.

VII.4.1. TERRASSES ENFOUIES.

Les deux terrasses fossiles distinguées dans le bas Drac se poursuivent et se développent inégalement en Trièves. Si les deux anciens talwegs de l'Ebron passent nécessairement au S du pont de Brion, on n'y repère que la terrasse inférieure (A3), à la cote 550. Désormais, toutes les alluvions sont exclusivement locales (calcaires), sauf rares éléments remaniés des dépôts glaciaires antérieurs. Cette terrasse est particulièrement nette le long du ruisseau d'Orbannes (serre des Sées, la Gerle), atteignant la cote 650 sous Saint-Martin-de-Clelles, et disparaît en amont. Le long de l'Ebron, on la retrouve à la centrale de Parassa et au pont de Sandon (600 m), le long de la route Clelles-Mens (Vanne) puis sous la terrasse de Prébois, remplissant notamment la splendide épigénie du moulin de Recourt (660 m).

Ce sont les A2 qui se développent considérablement et sont le principal remplissage caillouteux

du Trièves, constituant l'ossature des grandes croupes allongées subhorizontales et d'altitudes subégales appelées « serres ». D'un niveau inférieur à 700 m en aval, ils se relèvent lentement et régulièrement en amont (780 m à Clelles, 800 à Monestier-du-Percy), passant enfin à des glacis de pente de plus en plus forte et à matériel caillouteux de plus en plus grossier, paraissant se raccorder directement aux versants (S de Clelles).

Ces serres sont une accumulation très épaisse (plus de 100 m) de cailloutis calcaires à galets mal roulés mais émoussés et stratification torrentielle. Le calibre, le tri et le litage sont de plus en plus irréguliers vers l'amont alors qu'ils s'uniformisent vers l'aval. Au moment de leur dépôt, il est évident qu'il y avait un comblement généralisé de cônes de déjection coalescents dessinant une cuvette doucement inclinée vers le centre, le défilé de Brion, convergence unique vers la cote 650 et se raccordant aux A2 du Drac. C'est l'incision linéaire postérieure des torrents locaux générateurs issus des cluses périphériques qui a découpé le colmatage alluvial en serres, véritables terrasses interfluves, creusant ainsi le second réseau fossile dans lequel les A3 se sont déposées à leur tour.

L'observation directe de l'emboîtement des A3 dans les A2 est difficile en raison de la couverture argileuse qui masque tous les contacts. Cependant il est manifeste dans la région de Clelles, où les A3 du serre des Sées et de la Gerle s'appuient contre les A2 du serre de Bisaire sous Saint-Martin-de-Clelles (fig. 14). Un autre site, déjà décrit, est celui de Pompe-Chaude où les A2 du serre des Grandes-Blaches sont ravinées par un flanc de talweg Riss-Würm rempli d'argiles litées butant latéralement contre les cailloutis (voir fig. 19 et [33], fig. 12).

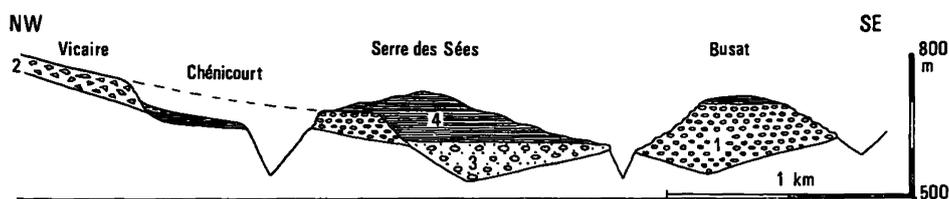


Fig. 14. — Coupe transversale des serres du Trièves.

1, A2 des serres (Riss) ; 2, Glacis de Vicaire (= A2) ; 3, A3 (W I) ; 4, Argiles glacio-lacustres (W II).

Remarquer l'emboîtement de la terrasse des A3 dans celle des A2, à morphologies sommitales conservées et fossilisées par le dépôt argileux glacio-lacustre.

VII.4.2. LES ARGILES GLACIO-LACUSTRES.

Présentes partout jusqu'à la cote maxi 750 m, elles ennoient toutes les formations quaternaires antérieures sous leur manteau noirâtre, notamment la terrasses A3 mais aussi la partie aval des serres, qui plongent naturellement sous ce remblaiement comme ils plongeaient sous les eaux du lac. Cela donne ainsi, sur le terrain, l'impression déroutante de passer sans transition de cailloux grossiers à un dépôt fin complètement différent lorsque l'on parcourt le sommet d'un serre (Buisson par ex., à l'E de Gabert). Elles sont directement superposées, sans érosion, sur les terrasses anciennes de sorte que l'on peut reconnaître ces dernières à leur seule morphologie superficielle, comme les terrasses à l'air libre. Elles s'insinuent partout entre les serres, jusqu'à la cote 750, notamment dans les hautes vallées de l'Ebron (Avers) et de la Vanne (Mens). Toujours de faciès égal, elles contiennent par place de beaux cristaux de gypse de néoformation

(Pompe-Chaude) ou de curieuses concrétions plates annulaires (Busat, Tapoulaire). Elles sont la cause d'innombrables glissements superficiels ou en masse.

VII.4.3. LES DÉPÔTS DELTAÏQUES.

On n'en trouve qu'en deux points seulement, aux débouchés des principaux torrents du Vercors (Grosse-Eau, Darne). Là, des formations sableuses et caillouteuses très épaisses, à stratification oblique vers le sommet, s'interstratifient avec des bancs argileux puissants, localement silteux, appartenant aux argiles glacio-lacustres. On le voit particulièrement bien à Thoranne, sous le serre Mounier, et à Chaffaud, le long de la N 75 (fig. 15). Dans l'ensemble, la sédimentation, très fine à la base, devient de plus en plus grossière vers le sommet où se manifestent des tendances glaciaires (carrière de Chaffaud, à blocs urgoniens roulés superficiels). La série est plus régulière et moins grossière à Thoranne, nous verrons pourquoi.

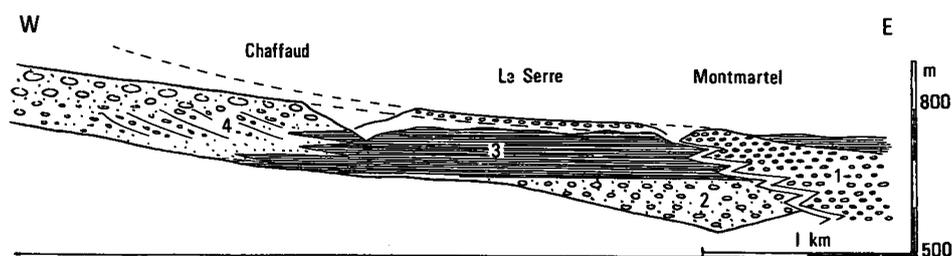


Fig. 15. — Coupe longitudinale de Chaffaud (Clelles).

1, A2 (Riss); 2, A3 (W I); 3, Argiles glacio-lacustres (W II); 4, Formation glacio deltaïque de Chaffaud, issue des moraines locales de Chichilianne (W II).

Remarquer le passage latéral de (4) à (3), d'où la datation de (4). Remarquer aussi l'apparente continuité morphologique du cône de Chaffaud avec le sommet du Serre, cause de leur identification antérieure. Mais la stratigraphie démontre l'indépendance de ces deux ensembles.

Il est évident qu'il y a dépôt simultané des argiles et des deltas dans le lac. Cependant, nous avons conclu précédemment (comme les anciens auteurs [32]) à la postérité des dépôts glaciaires. Au débouché de la Darne, à Chaffaud, s'il est bien vrai que les blocs se concentrent au sommet, ce n'est pas de la moraine. Ils apparaissent dans un alluvionnement particulièrement grossier mais concordant, donc aussi simultané. Et de fait, le sommet de la formation, véritable dépôt « fluvio-glaciaire », est un cône de déjection morphologiquement net, à pente forte, issu de la trouée

tithonique d'où il émane des moraines frontales de Chichilianne, très bien individualisées, à blocs beaucoup plus gros encore et anguleux. En ce lieu, on voit clairement la liaison latérale des alluvions deltaïques avec les moraines locales en amont, les argiles en aval, le tout constituant un seul ensemble glacio-fluvio-lacustre. Il en est de même à Thoranne, bien que les glaciers locaux du bassin de la Bâtie se trouvassent loin en amont, ce qui explique la granulométrie plus fine du delta.

Il y a donc lieu de paralléliser tous les dépôts glaciaires des bassins locaux du Vercors, en leur

attribuant l'âge de l'avancée principale, Maximum de Würm (W II).

VII.4.4. RELATIONS RÉCIPROQUES A2, A3 ET GLACIO-LACUSTRE.

Précédemment, nous avons admis la superposition vers l'aval des formations deltaïques sur les cailloutis des serres [33] (fig. 14). P. LORY [38] et Ch. JACOB [29], par contre, admettaient la liaison moraines locales - cailloutis des serres (grands cônes du Trièves) avec les vastes terrasses supérieures, les attribuant à la récurrence « néo-würmienne » (carte Vizille à 1/80 000^e). Nous ne pouvons plus accepter ces opinions, les liaisons stratigraphiques, complexes, étant les suivantes :

— Une coupe transversale au ruisseau d'Orbanes par le serre Busat et le serre des Sées, en aval, montre l'emboîtement des A3 dans les A2 (serre) et la superposition du tout par les argiles lacustres (fig. 14).

— En amont, sous Clelles, une même coupe transversale montre aussi l'emboîtement des A3 dans les A2, mais également celui des argiles dans les A2 du serre (effet du relèvement vers l'amont du sommet des A2) (fig. 15).

— Longitudinalement, les formations glacio-lacustres du cône de Chaffaud *ennoient et recouvrent*, en s'appuyant contre leurs paléo-versants, les formations précédentes en *aval*, et les *ravinent* en *amont*. La morphologie superficielle de ce cône, dont le fragment amont seul conservé, à forte pente, domine le serre Bisaire (830 m contre 782) en amont, donne l'illusion que les deux surfaces se raccordent, d'où les conclusions de LORY et JACOB. En fait, ces surfaces se recoupent sous un angle faible, celle du serre remontant fortement vers l'amont, celle du cône doucement puisqu'elle rejoignait, au plus, le niveau lacustre 750 des argiles alors qu'au même endroit (Montmartel) les A2 du serre émergent du lac (cote actuelle

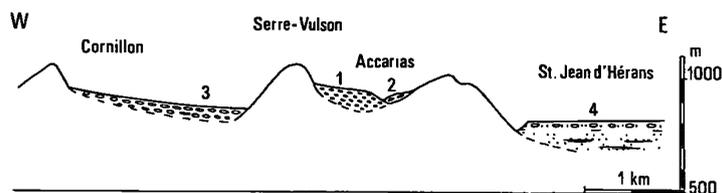


Fig. 16. — Coupe des cols du Trièves (alluvions élevées).
1, Cailloutis alpin du Collet; 2, Cailloutis locaux du col Accarias; 3, Cailloutis locaux de Cornillon (les trois Riss ancien); 4, Terrasse deltaïque de St-Jean-d'Hérans (W II).

756 m) fig. 15). Les stratigraphies différentes des sections amont et aval apportent la preuve de cette disposition. Les trois ensembles sont donc bien indépendants, témoignant chacun d'un épisode alluvial différent, bien que les convergences de faciès des alluvions aient donné l'impression d'une identité.

VII.4.5. ALLUVIONS ÉLEVÉES.

Si l'on trouve de place en place, sous les argiles, des affleurements sporadiques de cailloutis difficiles à rattacher aux A3 et A2 bien définis, on rencontre en revanche dans cette région des nappes alluviales très élevées que l'on ne peut paralléliser avec elles, mais qu'avec les A1 définis à Monteynard.

Il s'agit principalement du colmatage, par des cailloutis de natures diverses mais toujours à galets bien arrondis et calibrés, donc incontestablement fluviaux, de cols périphériques (Cornillon, Combed'Andrieux, Accarias, Collet-d'Hérans, le Thaud, etc.), leur conférant une morphologie plane très caractéristique. Tous ces cols sont localisés autour du Serre-Vulson (fig. 16).

Ce sont soit des alluvions polygéniques (alpines), au-dessus de Cornillon (913 m), au Collet (904-960 m), au Collet-d'Hérans (934 m), soit des galets locaux, uniquement calcaires (Combe d'Andrieux, 857 m), château de Cornillon (900 m), col Accarias (892 m), col du Thaud (882 m). Deux ensembles

différents ont l'air de se dégager par leur position topographique et leur faciès : un ensemble élevé (plus de 900 m, polygénique) et un plus bas (850-900 m, local). Il faut y ajouter des cailloutis à galets locaux énigmatiques remaniés dans une vieille formation de versant recouvrant le gisement de moraine alpine de la carrière du Thaud, vers 920 m.

Affleurant toujours en surface, ces cailloutis, bien que ne formant nulle part terrasse (sauf à la Combe d'Andrieux), sont certainement les restes de vieilles nappes alluviales. Postérieures à l'extension maximale des glaciers (Riss), elles sont aussi antérieures aux alluvions des serres (A2) elles-mêmes rissiennes. C'est pourquoi nous les rattachons aux groupes, déjà nombreux, des A1.

VII.4.6. LES GLACIS.

Nous avons déjà employé ce terme descriptif pour désigner le prolongement amont des serres

paraissant se raccorder aux versants. Or il existe, près de Saint-Michel-les-Portes et dans la région de Mens notamment (haute Vanne), de grands plans inclinés à structure alluviale, plus exactement torrentielle, formés d'une épaisse accumulation de cailloutis calcaires locaux. Les principaux sont ceux de Vicaire (St-Michel), Menglas et Montmeilleur, entre Mens et Saint-Baudille.

Le glacis de Vicaire montre, sur sa tranche érodée au-dessus de Chénicourt, une accumulation épaisse de plusieurs dizaines de mètres. Sa surface, très bien conservée, plonge vers l'Ebron avec une pente telle qu'elle se raccorde indubitablement au sommet du serre de Champot (A2) (fig. 17), composé du même matériel, donc au second alluvionement du Drac. Simplement, son profil est plus tendu que les serres, sans doute parce qu'il fut engendré par des torrents locaux de très petite taille (versant du Baconnet). Une butte de cailloutis

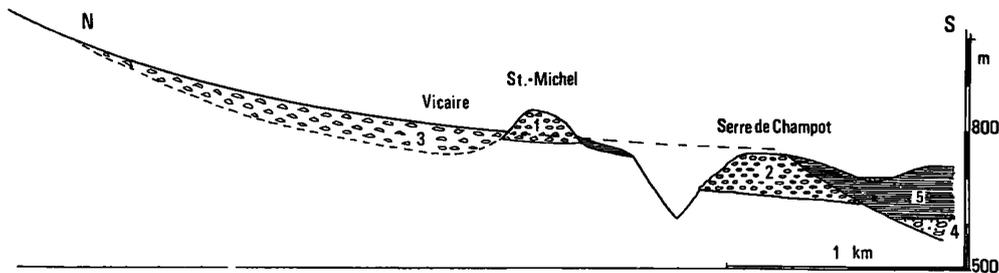


Fig. 17. — Coupe longitudinale du glacis de Vicaire.

1, Cailloutis local de Saint-Michel (A1, Riss); 2, A2 du serre de Champot (Riss); 3, Cailloutis du glacis de Vicaire (= A2); 4, A3 (W I); 5, Argiles glacio-lacustres du Trièves (W II). Cette coupe montre l'équivalence des grands glacis avec les serres, ainsi que l'existence de glacis plus anciens démantelés, correspondant aux A1.

de même nature et faciès dépasse la surface du glacis, au-dessus de Saint-Michel. Il faut la rapporter à un glacis supérieur démantelé, correspondant donc aux A1. Tout le long du Vercors jusqu'à la trouée de la Croix-Haute, les glacis des serres s'appuient contre des résidus torrentiels plaqués contre le bas des versants et rapportables à d'anciens glacis I.

De Lalley à Avers, le versant du Tournavon est frangé, à sa base, par des glacis coalescents dont on peut voir le matériel torrentiel déjà bien trié, évolué, dans de petites carrières le long de la route. Ces derniers plongent rapidement sous la

terrasse d'Avers-Prébois, donc sont antérieurs. Leur profil permet de les raccorder avec les alluvions 3 qui forment terrasses le long de l'Ebron sous les argiles lacustres (fig. 18). Il existe ainsi une génération de glacis 3 liés aux A3 comme les glacis 2 sont liés aux serres (A2).

Rive droite de la Vanne, le glacis de Montmeilleur, épais de plus de cent mètres d'une accumulation d'éléments calcaires du Dévoluy imparfaitement roulés et calibrés, grossièrement lités, se raccorde en aval au serre de la Plaine du Serron (836 m), donc aux A2. En amont, sa racine atteint l'altitude de 1 100 m au-dessus de Longueville, où

il est interrompu par l'entonnoir de réception de la Vanne.

Le dominant de plusieurs dizaines de mètres, le glaciaire de Menglas, de même nature, s'élève de 1 000 à 1 300 m à Grange-Borel. Antérieur à celui de Montmeilleur, il est donc à grouper avec les A1.

Sur tous les versants alentour, des témoins ou débris de glaciaires montrent la même alluvion caillouteuse et se répartissent entre les trois groupes cités. Ainsi sont les glaciaires de Saint-Genis (A1), Romeyer, Menglas inférieur (A2), les Vignasses (A3).

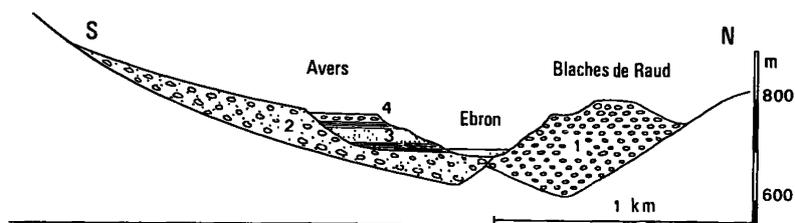


Fig. 18. — Coupe transversale de l'Ebron, en amont de Prébois.
1, A2 des serres (Riss) ; 2, A3 des glaciaires d'Avers (= A3 de la base de la terrasse de Prébois, voir fig. 19), W I ; 3, Ensemble argilo-sableux (glacio-lacustre W II) ; 4, Terrasse d'Avers (= Prébois, W III).

VII.4.7. LA TERRASSE PRINCIPALE.

Emboîtée dans les serres à une altitude inférieure d'une cinquantaine de mètres environ, très bien caractérisée morphologiquement, une terrasse se développe au-dessus de l'Ebron et de la Vanne, dont le fragment le plus important est celui de Prébois. De nombreux autres peuvent lui être rapportés avec certitude, notamment à Mens, Saint-Beauvais, le Perrier, Foreyre, Avers, Saint-Maurice (Mas des Chauds), les Bayles, Longefont, etc. Tous sont en position stratigraphique identique.

Les cailloutis de ces terrasses, franchement alluviaux, reposent en effet par ravinement sur les argiles litées du Trièves, elles-mêmes superposées aux A3. La coupe sous Prébois est classique (fig. 19) et représentative de toutes les autres. Cette

terrasse est donc postérieure à l'obturation glacio-lacustre du Maximum de Würm. Vers l'aval, elle est interrompue par le défilé de Brion mais, en prolongeant sa pente superficielle, on la raccorde aisément avec les basses terrasses de la Condamine-Herbelon, au confluent Drac-Ebron. Elle appartient par conséquent à l'épisode Würm III de la plaine de Grenoble.

Vers l'amont, la terrasse de Prébois remonte l'Ebron jusque dans le bassin de Tréminis, par Avers et les lambeaux de Vareilles, les Moulins, les Orgines. Elle aboutit au petit niveau du Temple, dominant Château-Bas, et à la ride torrentielle de Château-Méa sous laquelle se trouve l'un des gisements de moraine alpine du Trièves (voir VI). Le long de la Vanne, la terrasse de Saint-Beauvais se

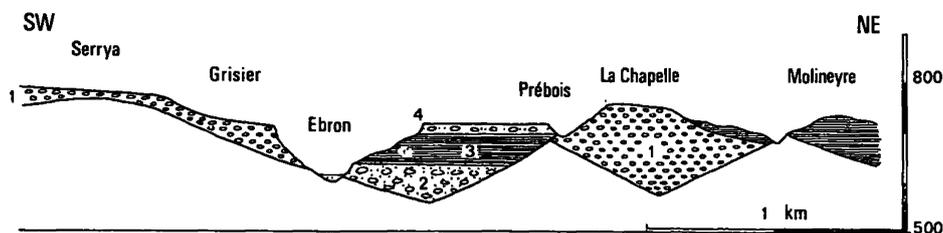


Fig. 19. — Coupe transversale de l'Ebron, à Prébois.
1, A2 des serres (Riss) ; 2, A3 de base (W I) ; 3, Argiles glacio-lacustres (W II) ; 4, Terrasse de Prébois, tronquant (3) (W III).

poursuit par celle de Saint-Baudille-la-Guichardière, dominant les grands cônes de déjection récents comme à Tréminis.

Côté Trièves, la terrasse de Prébois trouve sa réplique dans celle du Mas-des-Chauds, rive opposée, laquelle n'est que le prolongement du gros cône de déjection des Touches au S de Saint-Maurice (fig. 20). Plus au N, la ferme de Chénicourt se situe sur un aplanissement à cailloutis calcaires tronquant les argiles litées, qui se poursuit vers l'amont par l'aplanissement de la Rivoire et des Moulins, façonné dans les argiles, puis par le fort

cône de déjection du Fau qui recouvre à son tour les argiles à Martine. Comme les A1, A2 et A3 donc, qui trouvent leur origine dans les glacis, la terrasse Würm III dérive de l'alluvionnement torrentiel de cônes de déjection caractérisés. D'où l'on pourrait tirer la conclusion inverse que, dans le Trièves, les glacis d'accumulation si nombreux ne sont autres que des anciens cônes de déjection qui ont perdu leurs attaches, ce qui explique leur contemporanéité avec l'alluvionnement des terrasses déjà prouvé stratigraphiquement.

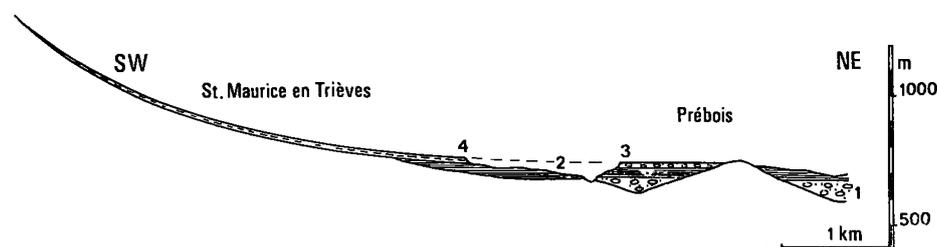


Fig. 20. — Coupe longitudinale du cône de Saint-Maurice-en-Trièves.

1, A3 de base (W I); 2, Argiles glacio-lacustres (W II); 3, Terrasse de Prébois (W III); 4, Cône de St Maurice (W III).

Remarquer les correspondances morphologique et stratigraphique du cône de St Maurice et de la terrasse de Prébois, d'où la datation du cône.

VII.4.8. BASSES TERRASSES ET CÔNES DE DÉJECTION ASSOCIÉS.

En contrebas des terrasses Würm III, mais entaillées par les alluvions actuellement remaniées par les torrents, s'étend une nappe alluviale principalement torrentielle. De petites terrasses basses apparaissent le long de l'Ebron, sous Prébois, mais surtout dans le défilé conduisant au bassin de Tréminis. Elles passent en amont à des cônes de déjection, particulièrement développés dans la Vanne à partir de Saint-Baudille (Bonnichère, l'Aulagne, Gauthier, Longueville) et dans le bassin de Tréminis (les Touches, Teysnière, Jasserand, etc.). Cette phase d'alluvionnement, très active, est peut-être à mettre en rapport, hypothétiquement, avec un éventuel Würm IV.

VII.4.9. MORAINES ALPINES ET PSEUDO-MORAINES LOCALES.

Les cartes géologiques à 1/80 000 Vizille et Die notent un G13 (Glaciaire würmien) et un G14

(Glaciaire local) comme partout ailleurs dans le bassin du Drac. Le « Glaciaire würmien » est en réalité les argiles lacustres. Quant au « Glaciaire local », à part les dépôts morainiques des bassins locaux du Vercors appartenant en fait au Maximum de Würm, il n'existe pas en Trièves, ni dans les hauts bassins de l'Ebron et de la Vanne. Les formations notées ainsi sont soit des alluvions torrentielles de glacis (Longueville, Château-Méa, Prébois), soit des effondrements ou glissements en masse du substrat rocheux, dont l'allure chaotique et le matériel calcaire disloqué mime la moraine locale. C'est le cas notamment à Grange-Borel, sous le Châtel, et à Rochassac entre l'Aiguille et l'Obiou.

Les vraies moraines alpines sont les trois gisements déjà signalés (Esparron, Serre-Vulson, Château-Méa) auxquels il faut ajouter cependant quelques résidus superficiels de faible étendue, mélange de blocs cristallins anguleux avec des dépôts remaniés des versants, apparaissant sporadiquement sur

les pentes notamment au SE de Prébois (voir carte Mens à 1/50 000).

VII.4.10. DIFFLUENCE DE LA CROIX-HAUTE.

Les moraines du bassin de Lus sont connues depuis longtemps. P. LORY [38] distinguait deux avancées glaciaires, Riss et Würm, la plus longue (Riss) dépassant de 14 km le col au S. Il n'y eut pas de diffuence au Würm, mais seulement aux glaciations précédentes. L'étude théorique des profils des glaciers indique, au Riss, une langue de diffuence de 11 km, au Mindel 13,5 km (voir fig. 2). Il n'est d'ailleurs pas certain que la diffuence mindélienne ait eu vraiment lieu, compte tenu du travail d'érosion nécessaire à l'ouverture du col.

Sur le terrain, on ne trouve de véritable moraine qu'entre les Oddolayes et les Touches. C'est un matériel chaotique entièrement calcaire, sauf rares cristallins disséminés. Deux vallums caractéristiques existent rive gauche (les Miellons, le Logis de l'Ours), un seul rive droite (les Lusettes). La nature du matériel s'explique du fait que c'est la marge latérale gauche du glacier du Drac qui a difflué, après avoir suivi pendant des dizaines de kilomètres le versant est du Dévoluy en Champsaur, en Beaumont puis en Trièves.

Il est toutefois certain que le glacier s'est étendu plus loin que les actuels dépôts glaciaires. On trouve en effet des cristallins vers le sommet de la butte du Cheylar, W de Lus, à plus de 1 100 m d'altitude, et P. LORY [38] en a recueilli plus loin encore vers le S. Rien cependant sur le terrain, dans la géologie ni la morphologie, ne permet de reconnaître la limite exacte de la diffuence. Les chiffres proposés par l'étude théorique semblent être un maximum.

VII.4.11. RÉCAPITULATION.

La stratigraphie du Trièves se résume donc ainsi : 1, Moraines antéwürmiennes du Trièves et de Lus ; 2, Dépôts fluviatiles élevés (A1) et glaciés supérieurs ; 3, Dépôts torrentiels des serres (A2) et glaciés moyens ; ces trois ensembles sont Riss ; 4, Terrasse fossile A3 et glaciés inférieurs (Würm I) ; 5, Argiles glacio-lacustres, hautes terrasses, deltas glacio-lacustres et moraines locales (Würm II, Maximum) ; 6, Terrasses et cônes de déjection emboîtés (Prébois, Würm III) ; 7, Basses terrasses et cônes de déjection inférieurs (Würm IV ?) ; 8, Alluvions actuelles des lits majeurs,

VII.5. La Matheysine.

C'est la grande vallée morte suspendue entre Romanche au N et Drac au S, magnifique transfluence dans laquelle se tapissent quatre lacs de barrage morainique, les lacs de Laffrey. Il faut y adjoindre la vallée de diffuence de Vaux qui la double à l'W, auge glaciaire parfaite ; le petit bassin quaternaire de La Motte-d'Aveillans, à son débouché, relié à la Matheysine par le col transfluent de la Festinière ; la diffuence de La Morte enfin, à l'E, sous la dépendance du glacier de la Romanche au N et du lobe de La Mure au S.

L'étude théorique des extensions glaciaires a montré qu'au Maximum de Würm le glacier de la Romanche n'a dépêché en Matheysine une diffuence que jusqu'au S du lac de Pierre-Châtel. Dans la vallée de Vaux, la diffuence se terminait à Notre-Dame. A La Morte, le glacier s'est à peine engagé. Au débouché du bassin de La Motte enfin, le glacier remontant de l'Isère dépassait tout juste le défilé du Pérailler. Cela indique donc qu'au Würm aucune des vallées transfluentes de Matheysine ne fut submergée par les glaces (voir fig. 6).

Au S enfin, le glacier de la Bonne s'étalait dans la région de La Mure, construisant l'amphithéâtre du Calvaire - Peychaud, moraine latéro-frontale droite du lobe de Valbonnais.

VII.5.1. LE BASSIN DE LA MOTTE-D'AVEILLANS.

Sa stratigraphie, très complexe, est la suivante de bas en haut (fig. 21) :

- des cailloutis polygéniques conglomérés, cote 756,5 (le Vivier), correspondant à ceux de Monteynard (A1) ;
- des argiles lacustres litées superficielles et des cailloutis deltaïques (Treffort) ;
- une moraine très argileuse, tapissant le versant nord (la Ville, La Faurie) ;
- des cailloutis polygéniques formant des terrasses (les Buttarias, cote 810-900) ;
- des formations de versant superficielles recouvrant localement l'ensemble.

S'y ajoutent les formations suivantes :

- un niveau d'argiles litées reposant sur le substrat et n'apparaissant pas en surface, cote 900-950 m [28] ;
- enfin des moraines colmatant le col de la Festinière, recouvertes de dépôts superficiels et connues seulement par les travaux du tunnel.

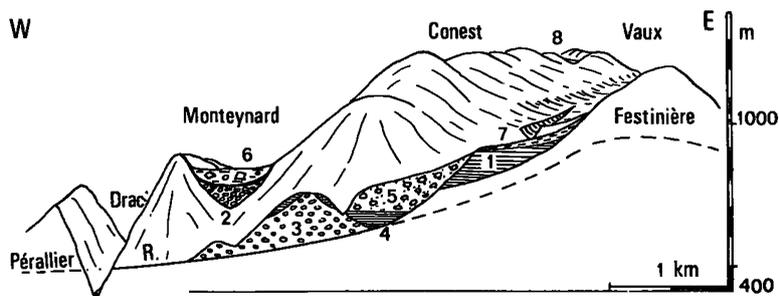


Fig. 21. — Coupe semi-cavalière du bassin de La Motte-d'Aveillans.

1, Argiles varvées élevées, connues seulement par les travaux miniers (Riss); 2, A1 de Monteynard (Riss); 3, A1 du Vivier (Riss); 4, Argiles glacio-lacustres (W II); 5, Cailloutis glacio-deltaïques d'obturation (W II); 6, Moraine supérieure (W II); 7, Formations de versant (W II ?); 8, Col diffluent de la Chal. Tirés : profil du col diffluent de la Festinière (R).

Remarquer l'épaule de la vallée de Vaux.

Tous ces dépôts se relient assez bien à ceux de la vallée du Drac, sauf les cailloutis des Buttarias, les argiles profondes et la moraine du col.

La moraine du col est anté-würmienne, puisque située en dehors de la zone d'extension de tous les glaciers de Würm. La transfluence est donc ancienne, ce qui explique sa morphologie oblitérée.

Les argiles fossilisées, connues seulement par les travaux miniers et reposant sur le rocher à une altitude supérieure au sommet (érodé) des cailloutis A1 du Vivier sont obligatoirement anciennes, pré-würmiennes. Elles ne peuvent en effet résulter de l'obturation du bassin par le glacier würmien de l'Isère, d'un niveau inférieur.

Les cailloutis des Buttarias, d'aspect frais, formant des petites terrasses étagées de forte altitude (810 m et au-dessus) ne peuvent être mis en rapport qu'avec l'obturation du bassin par le glacier würmien de l'Isère à Avignonet. Les cotes sont compatibles d'une part, et d'autre part le matériel provenait évidemment de la fusion de la difffluence glaciaire romanchoise de Vaux. Ces cailloutis ennoient d'ailleurs tous les dépôts antérieurs.

Les cailloutis anciens du Vivier (A1) et de la Ratte (Monteynard, cote 752) sont recouverts par la moraine argileuse d'une petite difffluence du glacier würmien de l'Isère (La Faurie). Quant aux argiles de Treffort, associées à un delta local du Rif Montey, leur niveau (750 m) et leur position stratigraphique (elles ennoient les A1) les rattachent indubitablement aux argiles litées de Sinard.

Le petit bassin des Mottes a donc, au Würm, fonctionné comme un véritable piège à sédiments, ce qu'il a sans doute été aussi avant (argiles fossiles).

VII.5.2. LA VALLÉE DE VAUX.

Elle ne contient d'autres dépôts glaciaires que ceux tapissant le fond et les versants, jusqu'à Notre-Dame. Plus au S, la moraine disparaît, justifiant l'estimation théorique désignant ce lieu comme point d'avancée extrême de la difffluence romanchoise au Würm.

Le profil transversal montre une rupture de pente intermédiaire vers 1 000 m, pouvant faire penser à un emboîtement d'auge. En réalité, cette forme qui cesse également à Notre-Dame, est simplement due à ce que les dépôts supérieurs (éboulis remaniés, cônes de déjection) s'appuyaient latéralement contre le glacier et sont demeurés « suspendus » après sa fusion. D'autres dépôts de pente ravinent à leur tour les bas de versants, colmatant le fond de vallée dont la moraine n'est visible que dans les talwegs et les sondages.

VII.5.3. LA MATHEYSINE.

À la différence du bassin des Mottes, aucune stratigraphie n'est possible en Mathesine, qui montre en revanche une admirable morphologie glaciaire.

À leur maximum d'extension, le glacier würmien de la Romanche a difflué jusqu'aux Bruneaux, N de Pierre-Châtel, et celui de la Bonne s'est avancé

jusqu'à Pontcharra, les deux appareils barrant complètement les extrémités de la vallée qui préexistait donc en tant que transfluence. Entre leurs fronts non jointifs subsistait un espace libre, fermé de tous côtés puisque le col de la Festinière est plus élevé, qui s'est comblé de dépôts lacustres horizontaux, argileux, sableux puis tourbeux (sondages des H.B.D.), le Marais de La Mure.

L'épaisseur des dépôts morainiques est très faible sur le plateau même, le socle affleurant au N du

lac de Petichet. La profondeur est grande sous le Marais et la moraine du Calvaire. Comme ce ne peut être l'érosion glaciaire qui en est seule responsable, il ne peut s'agir que d'un creusement fluviale interglaciaire par la Bonne et la Roizonne décrivant un large méandre vers le N. Des dépôts alluviaux reconnus en certains points confirment cette supposition (fig. 22).

Ainsi, il n'est pas nécessaire de faire intervenir un retour hypothétique des glaciers pour expliquer

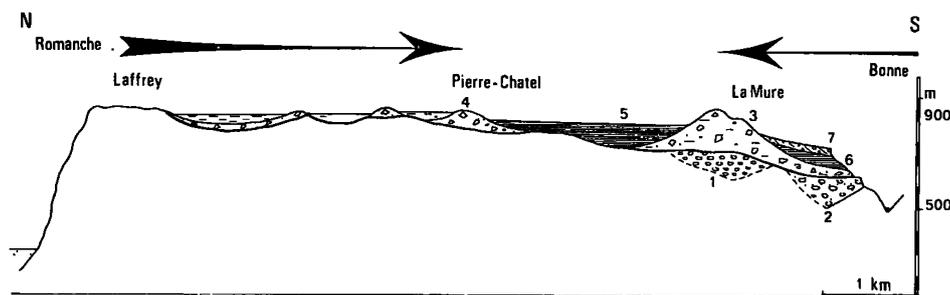


Fig. 22. — Coupe longitudinale de la Matheysine.

1, A2 (R) ; 2, A3 de base (W I) ; 3, Moraines de La Mure (Calvaire, Peychaud, W II) ; 4, Moraines des lacs (Romanche, W II) ; 5, Remplissage glacio-lacustre du Marais (obturation glaciaire W II) ; 6, Argiles glacio-lacustres de la Tuilerie (cataglaciale W II) ; 7, Terrasses intérieures de l'ombilic de La Mure.

simplement l'existence des moraines du Calvaire et des lacs, non plus qu'imaginer la superposition, sur le plateau, de deux dépôts glaciaires impossibles à différencier [13, 27, 52]. Le profil du glacier récurrent de la Romanche le confirme, qui atteignait l'altitude 800 m seulement au niveau du seuil de Laffrey (voir fig. 2), donc ne pouvait diffuser, comme l'avait bien vu, par d'autres moyens, W. KILIAN [31].

Ce sont les moraines romanches qui sont les plus nombreuses. Chaque lac est retenu par un petit système frontal crevé en son milieu par un effluent radial aujourd'hui canalisé. Ce sont de simples arcs de retrait de la diffuence würmienne, le niveau décroissant des lacs du S au N suivant le retrait. Ils se rattachent à un système latéral bien développé rive gauche (E), dont les cordons s'insinuent dans les trouées de la grande ride courant de Cholonge à Tord, formant les invaginations du Mas au S de Cholonge et des Troussières à l'W de Villard-Saint-Christophe. La ride de Cholonge, cou-

verte de moraine, préexistait donc à la diffuence würmienne. Ses dépôts glaciaires, plus anciens, sont à rapporter au Riss, époque où la Matheysine était transfluente.

Cette « grande moraine latérale » de Cholonge, classiquement citée [27], n'en est pas une en réalité. Elle n'est pas latérale, puisque située presque au milieu de la vallée, et est partout à ossature rocheuse, qui perce notamment à Cholonge, aux Troussières, à Côte-Longue, etc. En fait, c'est un grand drumlin, dont le profil décroissant du N au S traduit le sens d'écoulement des glaces.

Sur ce drumlin ancien, les moraines latérales würmiennes s'appuient jusqu'à venir affleurer le sommet en amont, se confondant aux moraines anciennes au col du Fond des Sciaux. Elles se différencient nettement vers le S (aval), longées par de magnifiques chenaux marginaux (Cholonge-la Fayolle, combe de l'Oche) dont le plus important, de Villard-Saint-Christophe à Pierre-Châtel, suivait le front externe et se jetait dans le lac du Marais.

L'amphithéâtre du Calvaire, à moraines uniquement valbonnaises, est un exemple magnifique de rempart latéro-frontal régulier, d'une cinquantaine de mètres de haut. Il est longé aussi par un beau chenal partant de Haut-Roizon qui, par la trouée de Serbouvet, rejoint la brèche radiale de la Croix-des-Sept-Chemins pour se jeter dans le Marais à Pontcharra.

VII.5.4. LA DIFFLUENCE DE LA MORTE.

Le glacier würmien de la Romanche, dépassant tout juste le seuil du Couvent, n'envoyait dans cette ancienne transfluence qu'un petit appendice latéral qui, s'appuyant sur la butte morainique, plus ancienne donc Riss, des Guillels, l'entourait d'un cordon morainique net barrant la vallée morte du Désert. Le colmatage glaciaire de fond, jusqu'à Moulin-Vieux, est donc ancien, Riss, masqué par des formations de versant.

De ce village à La Valette, la Roizonne ne contient que des alluvions torrentielles de fond, récentes. Au S et jusque vers Siévoz, des terrasses apparaissent auxquelles se raccordent des dépôts deltaïques (La Valette, cote 950) et torrentiels (cônes de déjection des Girauds, d'Oris-en-Rattier). Deux niveaux peuvent s'y distinguer (fig. 23) :

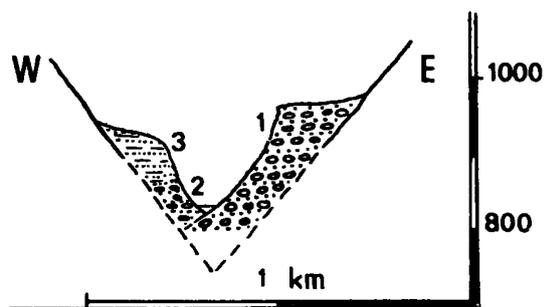


Fig. 23. — Coupe transversale de la Roizonne, entre La Valette et Oris.

1, Terrasse supérieure à cailloutis grossiers (W II) ; 2, 3, Terrasse inférieure à sables fins (W III).

Noter les grandes différences de faciès d'une rive à l'autre, sur une courte distance, interdisant d'y voir un seul alluvionnement.

- un niveau élevé, rive gauche (les Evarras-Oris), cote 970, à structure caillouteuse grossière ;
- un niveau inférieur, cote 940, rive droite, à matériel fin (sables, silts).

Il y a là manifestation deux dépôts d'obturation provoqués par le barrage de la basse Roizonne par

le glacier de la Bonne, correspondant vraisemblablement à deux épisodes successifs, tant les faciès sont différents d'une rive à l'autre. Nous rapporterons le premier (les Evarras) à une obturation Würm II, le second (La Valette) à une obturation Würm III.

VII.5.5. RÉCAPITULATION.

La région matheysine montre un glaciaire rissien bien développé, des argiles élevées (cataglaciale rissien) et des alluvions anciennes (A1 et A2, Riss). Elle n'a pas été noyée par les glaces du Maximum de Würm (moraines frontales de Pierre-Châtel, des Déserts pour la Romanche, du Calvaire de La Mure pour la Bonne). De nombreux dépôts d'obturation les accompagnent (terrasses, argiles superficielles et deltas du bassin des Mottes, Marais de La Mure, première terrasse de la Roizonne). La récurrence ne s'y marque que par la seconde terrasse de la Roizonne.

VII.6. Le Beaumont.

Cette petite région comporte essentiellement la vallée du Drac du défilé de Cognet au verrou de Beaufin, la région de La Mure située à l'intérieur de l'arc des moraines du Calvaire, avec les confluent Drac-Bonne-Roizonne, la cuvette du Sautet enfin, confluent Drac-Souloise jusqu'au verrou de la Posterle qui ferme l'entrée du Dévoluy. C'est peut-être le secteur le plus complexe quant au Quaternaire, du moins celui dans lequel se complète la stratigraphie des terrains alluviaux et glaciaires les plus anciens.

VII.6.1. TALWEGS ET TERRASSES FOSSILES.

Au défilé de Cognet, les cailloutis alluviaux atteignent la cote 710 et se montrent à un niveau équivalent au confluent de la Bonne. Ce sont les A2, avec des résidus A1 inséparables. Les A3 apparaissent au pont de Ponsonnas (cote 650-670) et se poursuivent sous Bas-Beaumont (682), Cordéac (700), pour ne réapparaître que dans la cuvette du Sautet (la Javergne, 770, où ils passent latéralement aux cailloutis calcaires de la Souloise). Sous La Mure, ils forment les alluvions de base de la coupe des Demoiselles et du ravin des Garguettes (660).

Les A2 pointent dès Cognet (710 m) sous les moraines argileuses, et dans le ravin de la Nantette, à l'intérieur de l'arc morainique du Calvaire (le

Pivol, 760 m). Dans le Drac, ils remplacent les A3 en amont de Cordéac et leur surface s'élève régulièrement de 800 m (Combe Bramafan) à 820 (les Gauthiers), 830 (les Gachets), 840 (ferme Vernet), 850 (le Sautet), 860 (Corps). Chaque terrasse ancienne semble remplir un talweg fossile, difficile cependant à identifier.

VII.6.2. TERRASSE GLACIO-LACUSTRE.

Les deux terrasses fossiles (A2 et A3) sont enfouies sous le remblaiement glacio-lacustre formant les grands plans du Beaumont, très horizontaux rive gauche (St-Sébastien, Serre-Izard, Cordéac, 870 m, etc.) se terminant à Corps (880-890 m) et Pellafol. Le matériel n'est essentiellement argileux qu'en aval (St-Sébastien) et à la base (Croix de la Pigne, la Javergne). Il se charge rapidement en silts, sables et même graviers qui forment des bancs continus (2 principaux) sous l'influence de la sédimentation grossière des cônes fluvio-glaciaires issus des moraines locales des Péli-

siers, de Pellafol-la Posterle (Dévoluy) et de la Séveraisse. C'est le niveau du Maximum de Würm (Würm II) (fig. 24).

VII.6.3. TERRASSES ANCIENNES.

Comme le Trièves, le Beaumont renferme des nappes alluviales élevées mais mieux développées et conservées. La première et la plus importante est la très belle terrasse des Payas, dominant celle de Pellafol d'une trentaine de mètres et constituée uniquement de cailloutis calcaires (Souloise, Dévoluy) fortement cimentés (voir fig. 31 et 32). Nous la désignerons A1b. Sur les deux rives, au-dessus de la terrasse glacio-lacustre, s'accrochent des témoins alluviaux étendus : les Berliions (960 m, calcaire), les Souchons (900 m, polygénique) continuant ceux des Vignes-de-la-Grange, que nous appellerons A1a. Leur surface n'étant pas conservée, à la différence des Payas, ils semblent appartenir à un ou deux cycles anciens antérieurs (fig. 24).

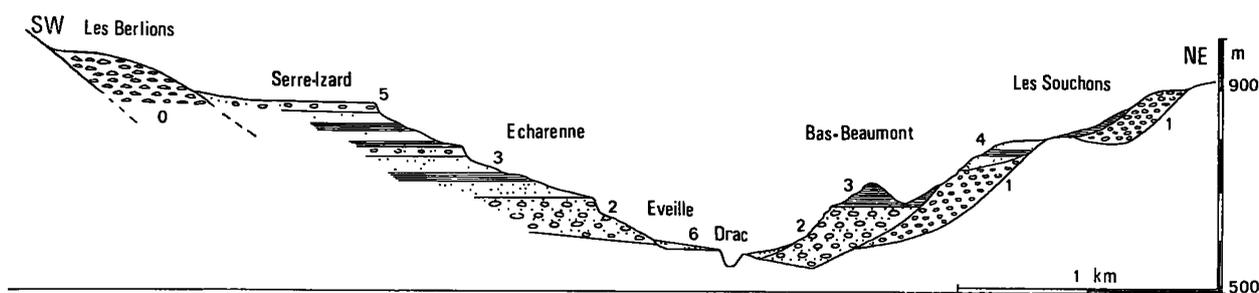


Fig. 24. — Coupe du Beaumont (aval).

0, Alluvions calcaires des Berliions (A1, R); 1, Alluvions supérieures alpines des Souchons (A1, R); 2, Alluvions de base (A3, W I); 3, Complexe argilo sableux glacio-lacustre, à niveaux caillouteux (W II); 4 (*id.*, rive droite, voir fig. 30); 5, Entablement supérieur de la terrasse glacio-lacustre du Beaumont (W II).

VII.6.4. VÉRITABLES ET PSEUDO-MORAINES.

Les moraines les plus développées sont celles de La Mure-Peychaud, ces dernières seules étant argileuses (contact frontal avec les argiles lacustres du Trièves). Des moraines de la Bonne apparaissent en outre au N de Saint-Sébastien (cote 871), au sommet du Serre-de-l'Aigle sur des cailloutis, sur la colline des Mayers et la ride quaternaire des Miards, à Siévoz-le-Haut enfin (voir fig. 28). Nulle part ailleurs qu'à La Mure-Peychaud elles ne forment vallum, contrairement à la carte géologique

Vizille à 1/80 000. Il n'y a de plus aucune moraine à Siévoz, où n'existe qu'un remblaiement alluvial (cf. VII.6.5).

Des moraines locales terminales existent à Côte-Belle et à la Posterle (Dévoluy), mais la carte géologique note aussi des « moraines locales G14 » sur tout le versant nord-est du Dévoluy et la terrasse des Payas. La moraine des Payas est alpine et non locale. Quant aux autres, ce ne sont que des effondrements et tassements de versants comme côté Trièves, dont le principal est celui de Mones-

tier-d'Ambel, facilement observable de Pellafol. Le mélange des blocs calcaires disloqués et des marnes glissées explique l'aspect pseudo-morainique de ces formations.

VII.6.5. LA RÉGION DE LA MURE.

Sa stratigraphie est très complexe. Dans le ravin de la Nantette, les coupes des Demoiselles et de Bas-Roizon sont les suivantes (fig. 25) :

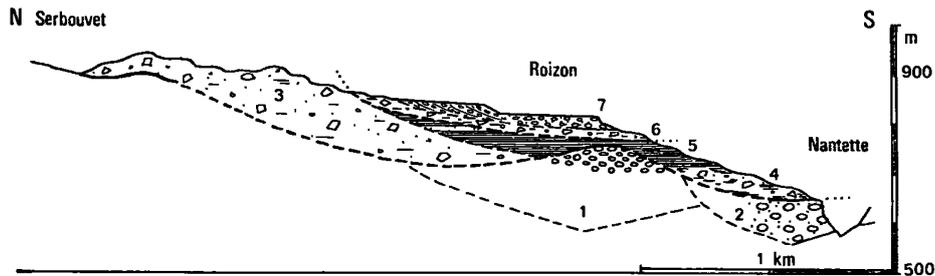


Fig. 25. — Coupe générale du ravin des Demoiselles (La Mure).

1, Alluvions du Pivotal (A2, R) ; 2, Alluvions de base (A3, W I) ; 3, Moraine valbonnaise du Calvaire de La Mure (W II) ; 4, Moraine argileuse inférieure de la coupe des Demoiselles (W II) ; 5, Argiles glacio-lacustres de la Tuilerie (cataglaciale W II) (avec couche sableuse au sommet) ; 6, Moraine supérieure argileuse (W III) ; 7, Terrasses deltaïques inférieures de Roizon (cataglaciale W III).

Cette coupe montre clairement la superposition de deux moraines séparées par un niveau non glaciaire.

- à la base, cailloutis A3 ;
- moraine inférieure argileuse dans laquelle sont découpées les cheminées de fée (demoiselles) ;
- argiles litées, épaisses, de type Sinard (Tuilerie) ;
- sables et cailloutis fins ;
- couche argileuse à galets striés et blocs (moraine supérieure) ;
- au sommet, l'ensemble se termine par une série de terrasses (Bas-Roizon, Haut-Roizon, Susville) entre 820 et 850 m, à structure deltaïque, qui s'appuie contre l'intérieur de l'arc des morai-

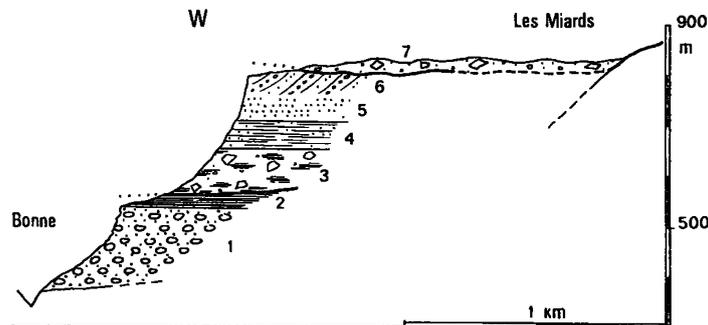


Fig. 26. — Coupe du ravin des Garguettes (face à celui des Demoiselles).

1, Alluvions de base (A3, W I) ; 2, Argiles inférieures (= argiles du Trièves, glacio-lacustres W II) ; 3, Moraine argileuse inférieure (W II) ; 4, Argiles sableuses litées ; 5, Sables fins lités ; 6, Sables et cailloutis fins deltaïques (4, 5, 6 glacio-lacustres cataglaciales W II) ; 7, Moraine supérieure à gros blocs (W III).

Cette coupe montre encore mieux que la précédente (fig. 25) l'existence de deux phases glaciaires dans l'ombilic de La Mure.

nes du Calvaire - Peychaud. Nulle part on n'observe la superposition de moraines sur ces alluvions, contrairement aux descriptions habituelles [13, 27, 52].

Remarquer ici l'ordre stratigraphique inverse de la moraine et des argiles litées, évidemment lacustres, par rapport à la coupe de Sinard.

Sur l'autre rive de la Bonne, le ravin des Garguettes montre la succession suivante (fig. 26) :

- à la base, Alluvions 3 ;
- mince couche d'argiles litées ;
- moraine argileuse inférieure, épaisse ;
- silts et sables fins argileux, bien lités horizontalement ;
- sables fins puis graviers à stratification oblique (delta) ;
- moraine supérieure à gros blocs, peu épaisse, au sommet (les Miards).

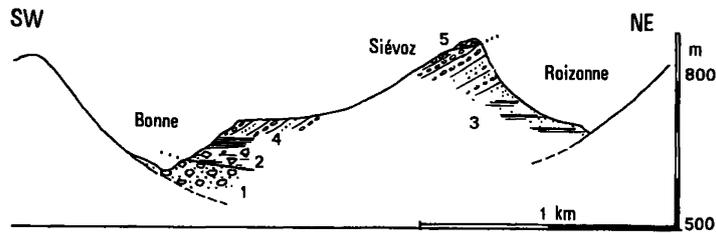


Fig. 27. — Coupe Bonne Roizonne à Siévoz.

1, Alluvions de base (A3, W I) ; 2, Moraine inférieure argileuse (W II) ; 3, Formation sablo-caillouteuse des Gorges (glacio-lacustre cataglacière W II) ; 4, Argiles litées des Rivoites et terrasse deltaïque de Siévoz ; 5, Moraine supérieure de Siévoz le Haut (W III).

A Siévoz, la coupe est encore différente (fig. 27) :

- côté Roizonne, le ravin des Gorges montre un remblaiement argileux, sableux et caillouteux sur toute la hauteur, à litage oblique vers le haut, jusqu'à la crête (de 700 à 882 m). Tout à fait à l'amont seulement apparaît une couverture morainique à gros blocs (Siévoz-le-Haut) ;
- côté Bonne, à la base sont des argiles litées (la Rivoire) passant au sommet aux cailloutis deltaïques (pendage amont) de la terrasse du Plan de Siévoz, qui recouvrent en aval des cailloutis cristallins (A3) par l'intermédiaire d'une moraine argileuse. En amont enfin, de grandes accumulations de sables et graviers deltaïques garnissent la sortie du verrou du Pont-du-Prêtre (Plafin, cote 730).

Sous le Serre-de-l'Aigle (St-Pierre-de-Méarotz), la même succession qu'aux Garguettes est très perturbée par de nombreux glissements.

Ces coupes montrent la superposition de deux ensembles morainiques. Leur interprétation nécessite de prendre en considération l'ensemble de la région, qui apparaît d'abord comme l'intérieur d'un ombilic glaciaire, celui du glacier du Valbonnais.

Les premiers dépôts sont les cailloutis (A2 et A3) de base bien connus. Puis viennent des argiles litées (Garguettes) dont le niveau (670 m) est compatible avec celui des argiles du Trièves, auxquelles nous les assimilons. C'est ensuite la moraine argileuse de base, puissante, ravinant les dépôts sous-jacents, et en particulier toutes les argiles (Demoiselles) à l'exception du lambeau des Garguettes. Elle se trouve en position stratigraphique analogue à celle de Sinard et ne peut se rattacher, sous les terrasses internes de l'ombilic, qu'au vallum du Calvaire-Peychaud (Maximum de Würm). La nature très argileuse de la moraine de Peychaud et la coupe de la Nantette le confirment.

Après la fusion du lobe, dans la dépression centrale libérée s'établit un lac, qui se combla d'argiles (Tuilerie) et de sables (Roizon), jusqu'à un niveau élevé (882 m à Siévoz).

Une nouvelle avancée glaciaire survient, creusant un deuxième ombilic moins profond dans les dépôts lacustres et glaciaires précédents, déposant les moraines supérieures des Demoiselles et de Roizon (avec glacis-tectonique à La Faurie), du Serre-de-l'Aigle, des Miards et de Siévoz-le-Haut (fig. 28).

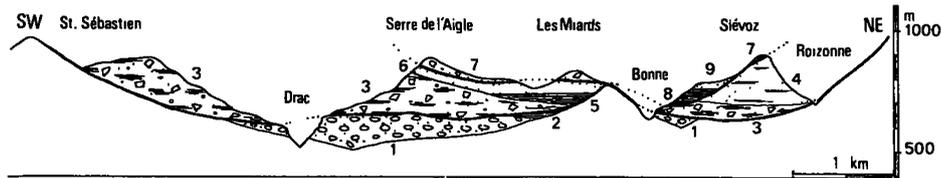


Fig. 28. — Coupe transversale de l'ombilic de La Mure.

1, Alluvions de base (A3, W I) ; 2, Argiles inférieures des Garguettes (glacio-lacustre W II) ; 3, Moraine argileuse principale (W II) ; 4, Formation sablo caillouteuse des Gorges (cataglaciale W II) ; 5, Formation lacustre des Garguettes (= 4) ; 6, Sables et cailloutis deltaïques des Garguettes (= 4) ; 7, Moraine supérieure (W III) ; 8, Argiles litées des Rivoires ; 9, Terrasse deltaïque de Siévoz (8 et 9 glacio lacustres cataglaciales W III). Emboîtement de deux complexes glacio-lacustres würmiens.

Ce glacier disparaît à son tour et, dans le second ombilic se dépose une nouvelle série glacio-lacustre cataglaciale, comprenant des argiles au centre (les Rivoires), des deltas en amont (Plafin) et en aval (terrasses deltaïques de Bas-Roizon (820 m) et de Siévoz (780 m), morphologiquement emboîtée dans la terrasse du Beaumont (870 m) (fig. 29).

Seul, un schéma à double série glaciaire-glacio-lacustre, emboîtées et superposées, permet de ren-

dre compte et d'intégrer tous les faits accumulés dans ce petit secteur.

La moraine de base et de l'amphithéâtre du Calvaire de La Mure est du Maximum de Würm (W II), le premier remplissage glacio-lacustre cataglaciale W II, la seconde avancée W III (Récurrence) et le second remplissage glacio-lacustre cataglaciale W III. La succession des dépôts et des événements est la même que celle de l'ombilic de Grenoble, avec une morphologie différente fonction des données topographiques locales.

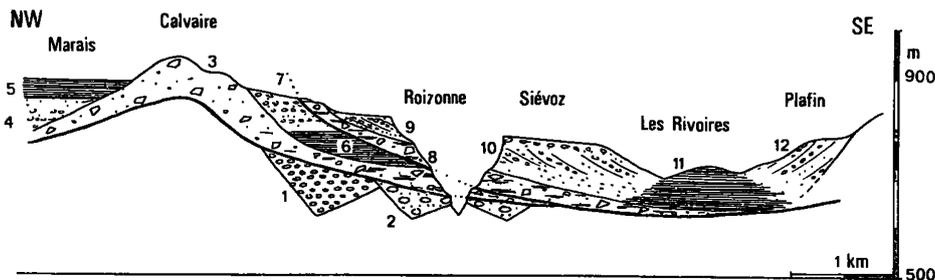


Fig. 29. — Coupe longitudinale de l'ombilic de La Mure (normale à 28).

1, Alluvions du Pivol (A2, R) ; 2, Alluvions de base (A3, W I) ; 3, Moraines du calvaire de La Mure et des Demoiselles (W II) ; 4, Remplissage caillouteux inférieur du Marais de La Mure ; 5, Argiles supérieures (4 et 5, glacio-lacustres W II) ; 6, Argiles de la Tuilerie ; 7, Sables intermédiaires et terrasses supérieures (6 et 7 glacio-lacustres cataglaciales W II) ; 8, Moraine supérieure des Demoiselles (W III) ; 9, Terrasses deltaïques inférieures de Roizon ; 10, Terrasse deltaïque de Siévoz ; 11, Argiles litées des Rivoires ; 12, Sables et cailloutis deltaïques de Plafin (9 à 12, cataglaciale glacio-lacustre W III ; 10, de provenance Roizonne ; 12, Bonne).

Remarquer le remplissage de l'ombilic abandonné par le glacier W III de la Bonne, avec ses variations de faciès liées aux différents apports (litage et morphologie).

VII.6.6. LE BEAUMONT PROPREMENT DIT.

Du confluent de la Bonne à celui de la Souloise (barrage du Sautet), c'est le secteur des grands plans horizontaux glacio-lacustres à surface

sableuse. Sauf à Saint-Sébastien, où le Nord de la terrasse (cote 871) montre de la moraine argileuse et des chenaux morts suspendus (Chabrier), car ici fondait le front du glacier würmien de la Bonne,

dans les eaux du lac du Beaumont qu'il retenait et contre lequel se sont appuyées les alluvions glacio-lacustres en amont (fig. 6, 28). Ces alluvions montrent une structure complexe, avec superposition concordante d'argiles (Echarenne), cailloutis (Botte), sables et silts argileux finement lités (les Garniers, Botte), cailloutis encore (Casse, Ribeyre) puis les sables fins sommitaux (Serre-Izard) (fig. 24). Deux minces niveaux à galets (10 m), très continus et localement consolidés, s'interstratifient dans les dépôts lacustres fins, remontant régulièrement vers l'amont comme de véritables terrasses (alluvions intermédiaires de P. LORY [38]).

Souvent, de grands glissements perturbent les versants, notamment au N de Saint-Sébastien (les Bayles, Malvezin, les Pélistiers, etc.). La rive droite est particulièrement touchée, ce qui rend les observations difficiles (aucun plan alluvial n'est conservé). Seul le secteur entre Saint-Pierre-de-Méarotz et Bas-Beaumont est resté en place, car formé par les épaisses A1 consolidées des Souchons qui tapissent tout le versant, sous le placage mince des argiles (fig. 30). Sous Cordéac même, un pan entier du substrat marneux s'est effondré avec sa couverture alluviale (promontoire de la Saume et Combey), mimant un niveau de terrasse emboîtée.

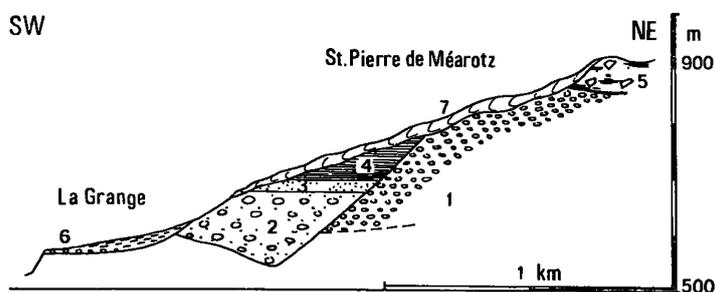


Fig. 30. — Coupe des Vignes de la Grange à Saint-Pierre-de-Méarotz.

1, A2 (R); 2, Alluvions de base (A3, W I); 3, Sables fins concordants; 4, Argiles litées (3 et 4 glacio-lacustres W II); 5, Moraine supérieure de la Garde (W III); 6, Basse terrasse du Drac (cataglaciale W III); 7, Glissements superficiels.

Cette coupe a permis de vérifier *in situ* l'emboîtement de (2, 3 et 4) dans (1).

Une série de basses terrasses étagées se développent entre les cotes 580 en aval et 710 en amont (la Grange, Eveille, Brison, les Serrues, Chambon, Quet). Comme celles des Rives et de Savel-Herbelon dont elles sont le prolongement amont, elles sont à mettre en rapport avec la seconde obturation glacio-lacustre de l'ombilic de Grenoble, donc avec l'avancée Würm III. Leur niveau très bas (200 m sous le comblement cataglaciale W III de Siévoz) montre que la vallée du Drac n'était alors pas barrée au défilé de Cognet comme au Würm II (voir fig. 9).

VII.6.7. LA CUVETTE DU SAUTET.

Elle comporte le remplissage quaternaire du confluent Drac-Souloise-Sézia en amont du barrage, édifié sur une section épigénique du substrat.

La surface repère est toujours la terrasse glacio-lacustre du Maximum de Würm qui forme ici les niveaux du Coin (880), des Garets (890), de Corps (900), de Pellafol - Croix-de-la-Pigne (890-900) et d'Ambel (910 m) à structure alternativement argileuse, sableuse et caillouteuse (coupe de Pellafol) sur plus de 200 m de puissance. Elle ennoie les deux terrasses fossiles, dont celle des A3 particulièrement nette sous la Javergne (cote 775), et celle des A2 qui forme toute l'ossature du remblaiement de Corps (820 m au Sautet, 860 sous Corps) (fig. 31).

Du remplissage glacio-lacustre würmien émerge une grande terrasse le dominant d'une trentaine de mètres (les Payas), à matériel calcaire (Souloise, Dévoluy) très consolidé. Ce niveau se retrouve au

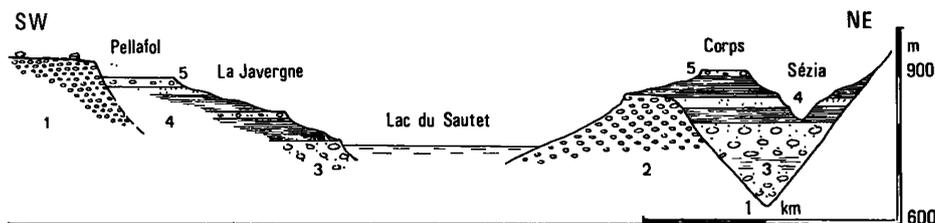


Fig. 31. — Coupe transversale du Beaumont (amont).

1, Terrasse supérieure des Payas (A1, Riss ancien) recouverte de moraine (Riss récent); 2, Terrasse fossile du Sautet (A2, cataglacière Riss récent); 3, Alluvions de base (terrasse fossile des A3, W I); 4, Complexe glacio-lacustre (W II); 5, Terrasse glacio-lacustre W II.

petit pointement 897 dominant le plateau du Coin, constitué par un cailloutis polygénique congloméré (Drac), ainsi qu'au promontoire du Serre-de-l'Aigle, en amont d'Ambel (995 m) (fig. 32). Ces trois alluvionnements (A1, A2 et A3) remplissent les deux talwegs anciens sans que l'on puisse discerner s'il en existe un troisième. Ainsi, les deux anciens cours de la Souloise passent l'un sous les Payas et Brande-des-Ranches, rejoignant le Drac actuel

au confluent du torrent de la Croix-de-la-Pigne, l'autre sous la Javergne et rejoignant l'ancien Drac en amont du barrage, ce dernier débouchant dans l'actuelle Sézia sous le Coin (origine des fuites). Le second talweg fossile du Drac passe sous la terrasse de Corps et rejoint la Sézia sous Pâques.

La terrasse des Payas est donc antérieure au Maximum de Würm, et par conséquent Riss. Or elle est recouverte par une moraine (blocs cristal-

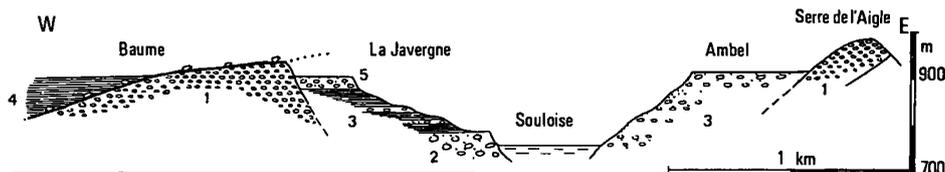


Fig. 32. — Coupe longitudinale du Beaumont (amont).

1, Terrasse supérieure des Payas (A1, Riss ancien), rabotée et recouverte de glaciaire (Riss récent); 2, Alluvions de base (A3, W I); 3, Complexe argilo-sablo-caillouteux; 4, Argiles glacio-lacustres du Beaumont; 5, Terrasse de Pellafol-Ambel (3, 4, 5 glacio-lacustre W II).

lins en surface, dépôt de la combe de la Baume sur les cailloutis calcaires cimentés). La morphologie superficielle à peine retouchée indique une érosion faible, donc une épaisseur de glace minimale. Il n'empêche qu'une plate-forme d'abrasion glaciaire plongeant vers l'aval a été façonnée, garnie de moraine et noyée ensuite par les argiles glacio-lacustres (Brande des Ranches, fig. 32, et voir [33], fig. 19). Ce fait est fondamental.

Ce ne peut être le glacier würmien qui en est responsable, contrairement à ce que nous pensions auparavant, car la terrasse glacio-lacustre contemporaine occupe toute la cuvette jusqu'à Corps et même franchit le verrou de Beaufin en amont

(Aspres). Il s'agit donc d'une phase glaciaire rissienne. Or celle-ci est très modeste, car elle a en outre respecté, peu de distance en aval, les dépôts riss ancien des Berlions et des Souchons, dépourvus de moraine. Le front de ce glacier rissien s'est donc arrêté entre la Croix-de-la-Pigne et Cordéac.

Nous savons aussi qu'il s'est produit, au Riss, l'extension générale des glaces (fig. 3), antérieure à tout dépôt fluvial. Il y a donc la preuve, ici, d'une deuxième avancée glaciaire rissienne beaucoup plus faible que la première, mais cependant supérieure à celle de Würm.

La cuvette du Sautet permet donc de compléter l'histoire rissienne des dépôts dracquois, et surtout de mettre en évidence la dualité de cette glaciation.

VII.6.8. RÉCAPITULATION.

Le Beaumont contribue fondamentalement à compléter vers le bas la stratigraphie établie en Trièves et dans le bas Drac. Tous les événements würmiens y sont représentés et confirmés. La région de La Mure montre les deux complexes morainiques et glacio-lacustres würmiens superposés et emboîtés, la cuvette du Sautet l'existence d'une deuxième poussée glaciaire rissienne, et l'axe dracquois l'obturation générale du Maximum de Würm plus un système de basses terrasses correspondant à la deuxième avancée, Würm III.

VII.7. Le Champsaur et le seuil Bayard.

Le Champsaur est la haute vallée du Drac en amont du défilé de Corps (verrou de Beaufin) jusqu'au verrou de Pont-du-Fossé, entrée du Haut-Champsaur. En font partie les confluent de la Séveraisse et Séveraissette, le large ensellement de Bayard entre Champsaur et Sillon de Gap, et le petit ombilic perché d'Ancele.

La théorie montre que le Champsaur aurait été totalement envahi par les glaces au Würm, contrairement aux autres régions dracquoises (cf. II). Cette conception sera nuancée après les études de terrain.

Dans un précédent travail, nous avons coordonné les dépôts glaciaires du Champsaur et du Sillon de Gap [25]. Rappelons-en brièvement les résultats : Sept stades glaciaires sont distingués dans le Sillon de Gap, six dans le haut Drac. Le premier stade du Drac (les Forestons-Charbillac) correspond au second de la Durance (le Poët, Maximum de Würm). Le stade antérieur (O) était présumé Riss. Par contre, les six stades würmiens n'étaient pas rattachés à la chronologie générale de cette glaciation.

VII.7.1. LA DISPARITION DES ALLUVIONS ANCIENNES ET LES TALWEGS FOSSILES.

Dans le Champsaur, on ne trouve plus systématiquement le complexe caillouteux de base. Cependant, la géophysique a reconnu un ancien cours du Drac, plus profond, au N du défilé de Lapral et sous la terrasse de Chauffayer. Il en existe un aussi sous Aspres-les-Corps, ou deux (un ancien Drac à l'W, une ancienne Séveraisse à l'E, séparés par le

seuil rocheux de la Clause). Plus en amont, l'épigenie actuelle est évidente au pont de la Guinguette, bâti sur un îlot de schistes. Un ancien Drac se tient sans doute sous le plateau de Saint-Eusèbe, passant sous le Villard et rejoignant l'actuel peu en amont de Saint-Bonnet (voir fig. 7). Si les deux cours interglaciaires étaient plus ou moins confondus, cela expliquerait leur encaissement supérieur dans le substrat.

Des alluvions à galets bien roulés et de grande taille existent localement à la base du cône d'Aspres (les Grimandais, 800 m) et des plateaux de St-Eusèbe (les Terres, l'Ubac, 950 m) et de Villeneuve (Riou-Bel, les Sanites, 970 m). Il est fort possible qu'ils soient des relictés d'alluvionnements anciens car ils se tiennent en dehors des sites englacés au Würm (voir VII.7.2). Leur surface supérieure est parfaitement régulière, et recouverte d'argiles et sables fins probablement lacustres.

On ne peut pas leur attribuer d'âge précis. Pourtant ils sont nécessairement postérieurs aux glaciers rissiens, qui ont occupé tout le Champsaur. Donc ils sont soit cataglaciaires Riss III (A2), soit Würm (A3), soit compréhensifs.

VII.7.2. LES EXTENSIONS GLACIAIRES.

Diverses méthodes situaient le front würmien du Drac au confluent de la Séveraissette, lieu où les altitudes moyennes de la Durance et du Drac sont subégales. Or, en aval, l'altitude moyenne de la Séveraisse est très supérieure à celle du Drac au même point (écart 200 m). Mais celle de l'ensemble Drac-Séveraisse égale Durance et Drac seuls au verrou de Beaufin (voir fig. 4). Cela signifie que le glacier du Valgaudemar était de loin le plus puissant, fait déjà connu notamment par les grandes moraines de la Broue-Chauffayer qui s'ouvrent en tenaille et barrent presque complètement le Drac au Motty et à Aubessagne, et qu'il n'a pas dépassé le verrou.

En amont de ces moraines s'étend un plateau élevé (St-Eusèbe, 1 050 m) à surface alluviale horizontale se terminant contre le plateau à couverture morainique du Villardon (1 100 m). Il est donc certain qu'au Maximum de Würm un espace libre subsistait entre les glaciers Drac et Séveraisse, rapidement comblé de dépôts d'obturation, donc que l'englacement du Champsaur n'était pas absolument continu (fig. 33).

Par contre l'englacement fut général au Riss, lors des deux phases décelées en Beaumont. Il s'ensuit que les dépôts glaciaires élevés, donc

rissiens, ne peuvent être distribués entre elles. Ils appartiennent probablement à la deuxième, en partie et peut-être en tout.

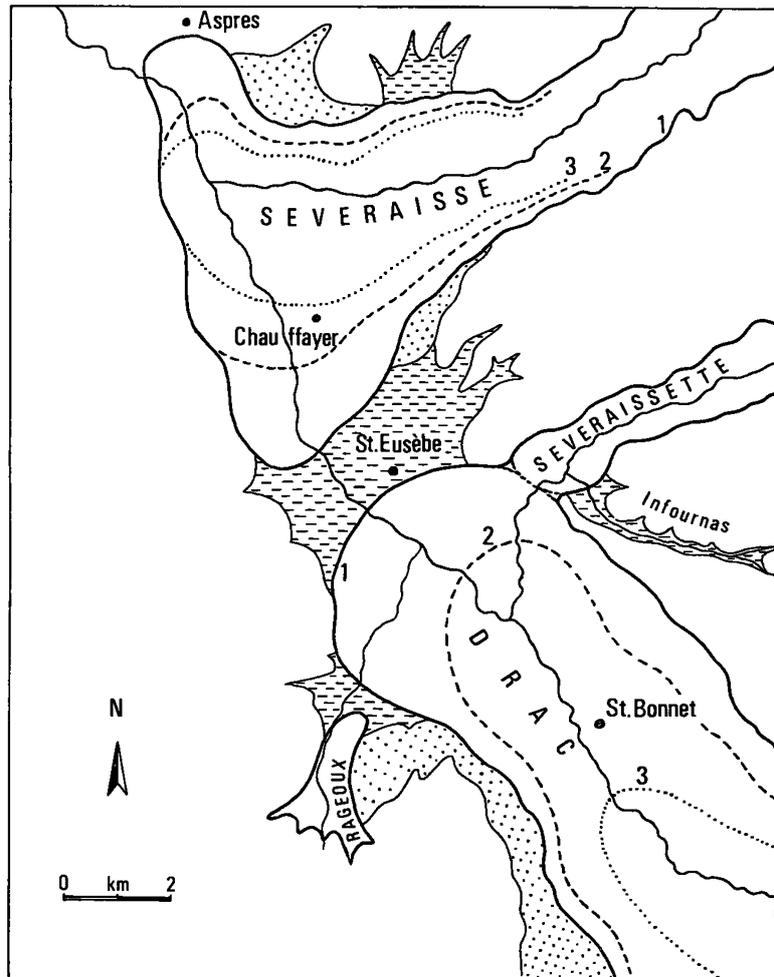


Fig. 33. — Schéma paléogéographique des glaciers Drac-Séveraisse au Würm.

1, 2, 3, Positions respectives des glaciers du Maximum de Würm (W II), aux stades de retrait correspondants. Pointillés : moraines rissiennes. Tiretés : dépôts d'obturation glaciaire W II.

Au Würm III, les glaciers sont revenus sensiblement à leur position du Würm II, stade 3.

VII.7.3. MORAINES WÜRMIENNES ET RISSIENNES.

On reconnaît des moraines de la Séveraisse, du Drac, de la Séveraissette, de la Rouanne, du Rageoux et de la Durance, plus quelques dépôts locaux de bassins glaciaires élevés.

Les moraines de la Séveraisse se cantonnent dans l'ombilic de St-Firmin-Chauffayer, atteignant une ampleur exceptionnelle (voir fig. 38). L'arc würmien comporte deux branches dont celle de droite (Bois de la Broue) se termine contre le

verrou de Beaufin, sous les cônes torrentiels d'Aspres-les-Corps (équivalents de la terrasse de Corps), ce qui prouve que le glacier n'a pas franchi le défilé Beaumont - Champsaur. Celle de gauche, de Rafam à Aubessagne, se moule sur un relief morainique plus élevé semble traverser le Drac (pointement morainique des Gauthiers, rive gauche), et montre des cordons de retraits bien individualisés, dont celui des Bannettes-Chauffayer, séparé de la masse principale par le profond chenal marginal des Blachus. Les deux branches s'appuient donc sur des masses morainiques préexistantes (les Festreaux au N, Rafam au S), puissantes, sans morphologie nette, que l'on peut rapporter avec vraisemblance à un stade (tardif) du Riss.

Les moraines würmiennes du Drac s'échelonnent du Villardon (stade 1) au Villard (2), Poligny (3), Forest-Davin (4), Serre-Repiton (5), le Villard-les Eyrauds (6), le Lauza (7), les Eustaches (8), toutes moraines terminales ou fragments d'arcs frontaux correspondant aux stades des moraines latérales précédemment déterminées [25]. Plus haut sur les pentes, de nombreux éléments de crêtes morainiques sont donc Riss (Grand Bois de Poligny, Grand-Clot, les Brunets rive gauche, les Payas, Chauvet, Chaillollet, les Marrons, etc., rive droite).

Le glacier de la Séveraissette n'a laissé de moraines frontales qu'à son débouché dans le Champsaur (La Motte-en-Champsaur), du Maximum de Würm et barrant le vallon des Infournas dont une grande partie des formations d'obturation sont à rapporter à cette même phase.

Les moraines du Rageoux (les Chaups) appartiennent aussi au Maximum würmien, car le cône fluvio-glaciaire qui en émane (sandur de la Chapelle-Saint-Etienne) vient se raccorder au plateau de Villeneuve, équivalent rive gauche de celui de Saint-Eusèbe.

Nous avons déjà décrit les moraines diffluentes de la Durance (lobes de Bayard, de Manse, du Collet, de Moissière), ainsi que les moraines latéro-frontales d'Ancelle (glacier de la Rouanne) en connexion morphologique avec celles du Drac (stades 3, 4) et appartenant aussi au Würm [25] (fig. 1).

Toujours au Würm maximum, nous rattachons les moraines locales haut perchées de Chaillol (Buissard) et des Bayles (Brudour), de petits glaciers de la montagne de Tourond, en raison de leur altitude moyenne (1 890 m) et du fait que le cône émissaire de Saint-Michel-de-Chaillol est un dépôt d'obturation latérale du glacier du Drac (stade 1), barré par la moraine dracquoise de Saint-Michel-le-Serre.

VII.7.4. LES TERRASSES DU CHAMPSAUR.

De nombreux niveaux alluviaux, horizontaux ou plus ou moins pentés vers l'aval, occupent chaque rive du Drac. Leur structure n'est pas morainique, contrairement aux indications des cartes à 1/80 000, mais torrentielle, fluviale et même lacustre. Morphologiquement, on distingue les ensembles suivants :

- le plateau de St-Eusèbe-Villardon-Villeneuve, le plus élevé et comportant deux niveaux : un niveau supérieur (Villardon, Villeneuve) à couverture morainique mince, un niveau inférieur (St-Eusèbe, Poligny) purement alluvial. Sa structure est complexe : fluviale à la base (galets), lacustre au milieu (argiles litées), fluviale puis glaciaire au sommet (fig. 34) ;
- des lambeaux d'une terrasse étroite, rive gauche (1 122 m au Noyer, 982 à Pouillardenc) ;
- un grand niveau de rive droite, en amont du Villardon, la terrasse de St Bonnet (1 020 m) ;
- rive gauche, une série de cônes de déjection latéraux, des Allards à St-Laurent-du-Cros (*id.*) ;

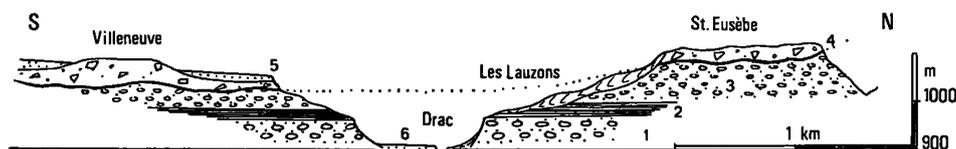


Fig. 34. — Coupe transversale des plateaux de Saint-Eusèbe - Villeneuve.

1, Alluvions de base (A2, A3 ?) ; 2, Argiles litées ; 3, Cailloutis des plateaux (2 et 3, glacio-lacustre W II) ; 4, Moraine dracquoise supérieure (W II) ; 5, Cône de déjection superficiel de Villeneuve (cataglacière W II) ; 6, Basse terrasse.

- en amont, d'autres cônes torrentiels plus encaissés (Forest-St-Julien, St-Julien-en-Champsaur), en relation avec les très basses terrasses du Drac (la Plaine, Lestiguière, 970 m, etc.) ;
- dans l'intérieur des moraines de la Séveraisse, les célèbres terrasses de Chauffayer-le-Glaizil (900 m), à structure très complexe ;
- des cônes de déjection latéraux emboîtés (Lesdiguières, 850 m), à soubassement argileux (lacustre) ;
- le système des cônes de déjection successifs de Saint-Firmin-en-Valgaudemar.

Bien que le complexe des niveaux alluviaux soit étagé comme des terrasses ordinaires, le fait que les pentes superficielles soient très variables et les situations paléogéographiques différentes par rapport aux extensions respectives des divers glaciers impose de les traiter en fonction des conditions locales plus que selon la méthode classique. Ainsi,

nous distinguerons d'une part les niveaux *extérieurs* à l'extension glaciaire würmienne, d'autre part ceux qui se trouvent à l'*intérieur*, nécessairement plus récents.

VII.7.4.1. *Les niveaux externes* comprennent les plateaux de St-Eusèbe-Poligny déjà cités, les dépôts d'obturation élevés de l'Esparcelet (1 271 m) au-dessus de St-Firmin, et de St-Michel-de-Chaillo (1 350 m), cônes de déjection locaux retenus par les moraines latérales du Maximum de Würm.

Le plateau de Saint-Eusèbe est alluvio-lacustre, résultant du comblement du Champsaur à la suite du barrage aval du glacier de la Séveraisse (moraines d'Aubessagne). Sur ce comblement, le glacier du Drac s'est avancé tardivement, car moins puissant et de moindre taille (coupe du Villard, fig. 35). Les chenaux cataglaciaires ont ensuite découpé une terrasse dans le remblaiement initial (les Lantelmes, Poligny). Toutes les autres terrasses sont postérieures.

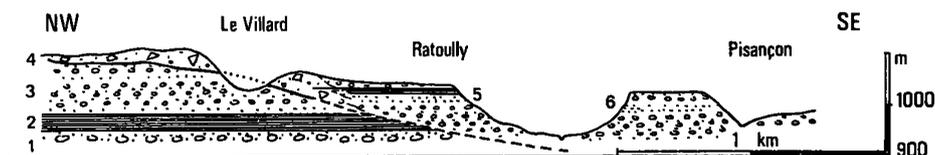


Fig. 35. — Coupe longitudinale du plateau de Saint-Eusèbe.

1 à 4, *id.* fig. 34 ; 5, Cailloutis, sables et argiles glacio-lacustres cataglaciaire W II ; 6, Terrasse de Saint Bonnet, aval (*id.*).

Remarquer le plan de discontinuité (plate-forme d'abrasion glaciaire) séparant les formations de Saint-Eusèbe en aval de celles de Saint-Bonnet en amont.

VII.7.4.2. *Les niveaux internes* comprennent :
 LA TERRASSE DE CHAUFFAYER - LE GLAIZIL, à l'intérieur des moraines Séveraisse, donc postérieure au retrait du glacier de l'ombilic de Saint-Firmin. Sa structure est très variable d'une rive à

l'autre et d'amont en aval, à l'exception du remblaiement sablo-caillouteux sommital.

En aval rive droite, sous l'Aiguillon, la base de la terrasse est constituée de moraine très argileuse, compacte, à gros blocs (fig. 36). En amont de

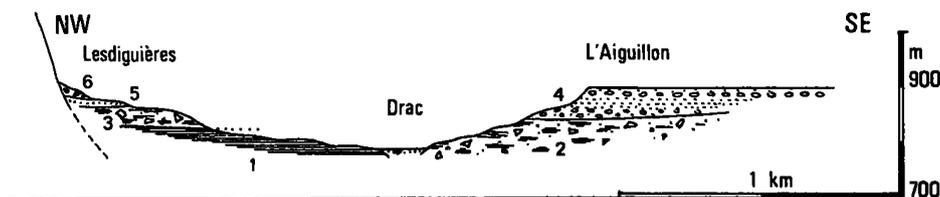


Fig. 36. — Coupe transversale de la terrasse de Chauffayer-le Glaizil (aval).

1, Argiles litées de la base de la terrasse du Glaizil (Lesdiguières) ; 2, Moraine argileuse de la base de la terrasse de Chauffayer ; 3, Moraine argileuse de Lesdiguières ; 4, Terrasse de Chauffayer ; 5, Sables superficiels de Lesdiguières (= terrasse du Glaizil, = 4) ; 6, Eboulis à gros blocs.

Chauffayer, sous le Marais, la falaise sapée par le Drac ne montre, aux mêmes niveaux, qu'un matériel fin, argilo-sablo-caillouteux, bien lité et d'allure glacio-lacustre (fig. 37).

Rive gauche, la base de la terrasse est formée d'argiles pures, litées, sans éléments grossiers, sur

lesquelles reposent en discordance des moraines argileuses au N de Lesdiguières (en face de l'Aiguillon) supportant elles-mêmes des sables fins (cote 880, fig. 36). Sous le Glaizil, la terrasse est caillouteuse et tronquée par des cônes de déjection emboîtés (les Sagnes).

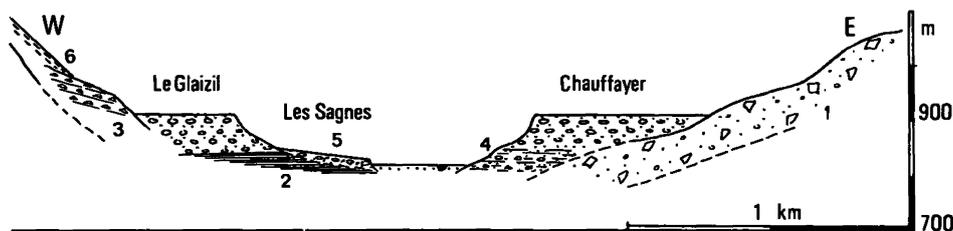


Fig. 37. — Coupe transversale de la terrasse de Chauffayer-le Glaizil (amont).
1, Moraine latérale Séveraisse ; 2, Argiles lacustres de Lesdiguières ; 3, Grèzes grossières ; 4, Terrasse de Chauffayer-le Glaizil ; 5, Cône de déjection inférieur.

Cette stratigraphie différente d'une rive à l'autre ne peut s'expliquer que par deux cycles glacio-lacustres emboîtés. Le premier comprend l'avancée maximale du lobe Valgaudemar au Würm (moraines du Bois de la Broue - Aubessagne), dans la dépression centrale duquel, une fois la glace fondue, se déposent des argiles cataglaciales d'un lac d'ombilic (Lesdiguières). Une nouvelle avancée de ce glacier provoque ensuite l'érosion des argiles *en amont* (l'Aiguillon) et la superposition de moraine argileuse *en aval* du courant glaciaire, sur les argiles (Lesdiguières) (fig. 38). Ces moraines latérales la Broue - Chauffayer retiennent à l'extérieur amont du glacier Séveraisse les dépôts glacio-lacustres du Marais (obturation). A cette limite

correspond, dans la morphologie, la moraine latérale des Bannettes - Chauffayer, bien individualisée et longée par le gros chenal externe des Blachus. Ce n'est qu'une fois ce glacier récurrent disparu que le dépôt de la terrasse de Chauffayer-le-Glaizil a pu se faire dans la dépression ainsi libérée, grâce à une seconde obturation en aval (moraines de la Broue).

L'extension bien moindre de cette seconde avancée explique que les argiles aient été respectées partiellement rive gauche du Drac, le glacier récurrent ayant à peine atteint le bord du Dévoluy (voir fig. 33). C'est le même schéma stratigraphique et morphologique qu'à La Mure, et nous lui accorderons la même chronologie :

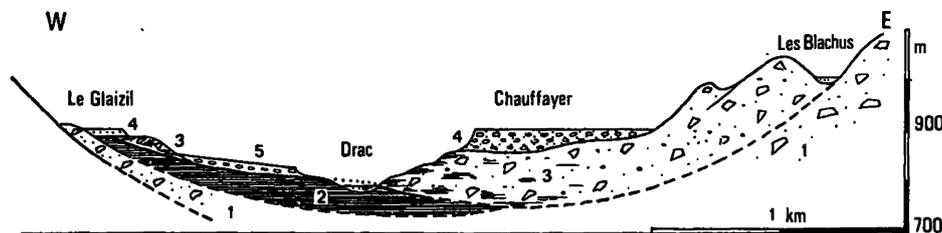


Fig. 38. — Coupe générale interprétative de l'ombilic de Chauffayer.
1, Moraines latérales supérieures Séveraisse (W II) ; 2, Argiles litées de Lesdiguières (glacio-lacustre cataglaciale W II) ; 3, Moraines inférieures de Chauffayer-les Bannettes (W III) (Remarque le chenal marginal intermédiaire des Blachus) ; 4, Terrasse de Chauffayer-le Glaizil, superposée à (3) ; 5, Cônes de déjection inférieurs (4 et 5, cataglaciale W III).
Remarque la superposition et l'emboîtement de deux complexes glacio-lacustres würmiens.

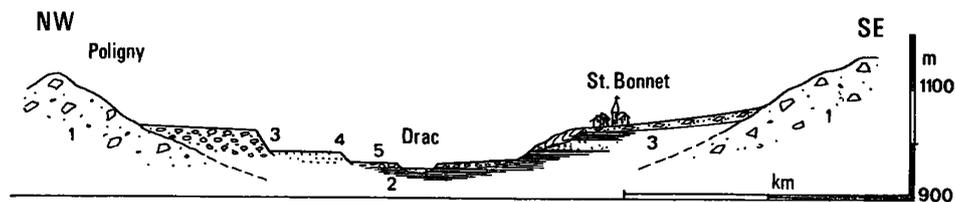


Fig. 39. — Coupe transversale de la terrasse de Saint-Bonnet.

1, Moraines latérales dracquoises de Poligny-l'Aulagnier (W II); 2, Argiles litées de base; 3, Complexe argilo sableux de la terrasse et du cône de déjection de Saint-Bonnet (2 et 3, glacio-lacustre cataglaciaire W II); 4, Moyenne terrasse du Drac; 5, Basse terrasse du Drac (cataglaciaires W III).

- les moraines principales (Aubessagne, Bois de la Broue) sont Würm II (Maximum);
- les argiles de Lesdiguières lacustres interstadières Würm II-III;
- les moraines argileuses de Chauffayer-Lesdiguières et latérales des Bannettes-la Broue, internes, Würm III;
- la terrasse « interne » de Chauffayer-le Glaizil cataglaciaire Würm III.

LA TERRASSE DE SAINT-BONNET, à l'amont des moraines d'Aubessagne, est cataglaciaire Würm II. Sa structure est glacio-lacustre, avec des niveaux d'argiles litées (fig. 39) et de sables fins (N de

Lestiquière). La coupe de Forest-Davin (fig. 40) montre un niveau morainique intermédiaire en rapport avec le front du glacier du Drac en retrait stationnant à Robin, en amont (stade 4). Elle résulte du comblement du lac d'obturation du Champsaur retenu par la moraine d'Aubessagne lors du retrait des glaciers du Maximum de Würm. En aval, la petite terrasse de Pouillardenc en est un élément de retrait.

A Serre-Repiton, la moraine argileuse du stade 5 recouvre, en surface, des sables fins à litage oblique (lacustres) de cette terrasse (fig. 41). Ici se trouve matérialisée, par la stratigraphie et la morphologie (arc morainique), la limite de la réavancée du glacier du Drac récurrent. La chronologie est évidemment la même que pour la Séveraise :

- les moraines du Villardon (stade 1) sont du Maximum de Würm (W II);
- la terrasse glacio-lacustre de Saint-Bonnet est cataglaciaire Würm II;
- les moraines de Serre-Repiton (stade 5) sont Würm III.

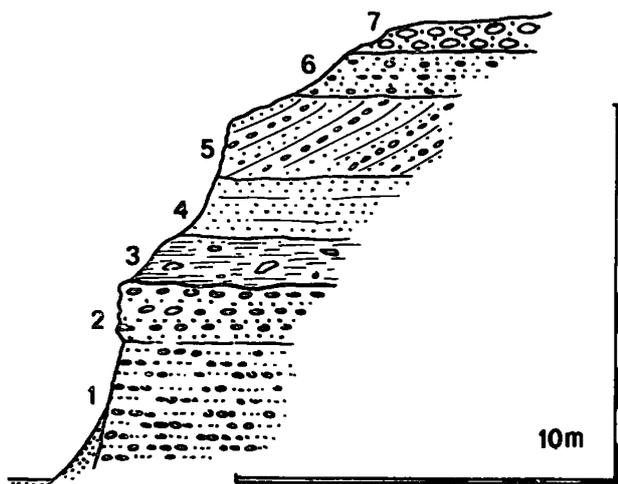


Fig. 40. — Coupe de Forest-Davin (terrasse de Saint-Bonnet, amont).

1, Cailloutis de base; 2, Banc plus grossier; 3, Argiles à galets et petits blocs (moraine à faciès lacustre); 4, Sables fins horizontaux; 5, Cailloutis supérieurs à stratification oblique (deltaïques); 6, Cailloutis horizontaux (comblement du lac); 7, Cailloutis grossier supérieur.

Cette coupe montre la séquence glacio-lacustre W II de l'amont du Champsaur.

LES NIVEAUX INFÉRIEURS appartiennent à la décrue du Würm III. Au stade 6 (Saint-Léger) appartient la terrasse de Chauffayer - le Glaizil, au stade 7 (le Lauza) les cônes de déjection les plus vastes (Lesdiguières, Saint-Firmin, Brutinel), et au stade 8 (Les Eustaches) la seconde génération des cônes torrentiels et les basses terrasses associées (les Sagnes, St-Julien-en-Champsaur, Forest-Saint-Julien). Un dernier épisode enfin (Würm IV ?) se matérialise dans la terrasse inférieure (la Plaine) qui précède l'alluvionnement de fond de vallée, réglé par le verrou de Beaufin à Lapral.

VII.7.5. RÉCAPITULATION.

Le Champsaur complète la série glaciaire vers le haut. Les débouchés de la Séveraise et du haut

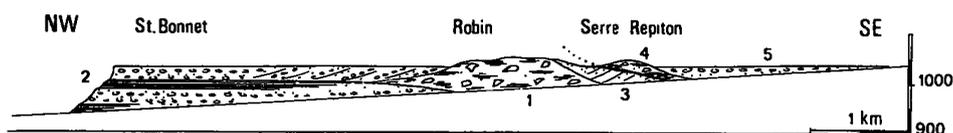


Fig. 41. — Coupe longitudinale de l'amont du Champsaur.

1, Moraine dracquoise de Robin (W II); 2, Terrasse de Saint-Bonnet (glacio-lacustre W II); 3, Sables lacustres de Serre Repiton (glacio-lacustre cataglacière W II-III); 4, Moraine de Serre Repiton, superposée à (3) (W III); 5, Terrasse de l'ombilic W III du Drac (cataglacière W III). Cette coupe montre les deux complexes glacio-lacustres würmiens du glacier du Drac. Forest-Davin est 1 km en aval de Robin.

Drac montrent la même stratigraphie que les régions aval, à savoir une double glaciation würmienne séparée par une importante phase de retrait :

- Riss : hautes moraines de la Séveraisse et du Drac-Durance (Bayard).
- Würm II (Maximum) : stades 1 à 4 des glaciers de la Séveraisse et du Drac. Plateau d'obturation de Saint-Eusèbe.
- Cataglacière Würm II : argiles lacustres de Lesdiguières, terrasse de Saint-Bonnet.
- Würm III : stades 5 à 8 du Drac, moraines de Lesdiguières (Séveraisse).
- Cataglacière Würm III : terrasses de Chaufayer - le Glaizil (Séveraisse), cônes des Allards - le Cros (Drac).
- Würm IV : terrasse inférieure du Drac.

Les stades récurrents se correspondent entre Drac et Durance non seulement morphologiquement et géométriquement (voir fig. 4), mais aussi stratigraphiquement si la superposition de moraine durancienne à des dépôts interstadiers (stade de Gap d'E. HAUG) est bien exacte.

VIII. BASSINS LOCAUX

Ce sont tous les affluents du Drac qui ont subi la glaciation locale, à l'exception de l'Ebron (Trièves) qui n'a pas nourri de glaciers, tout au moins au Würm. Ils présentent une particularité remarquable : tous ceux de rive gauche ou presque (Vercors, Dévoluy) sont garnis d'abondants dépôts morainiques ; ceux de rive droite par contre (massifs cristallins) en sont totalement dépourvus, sauf à la périphérie des glaciers actuels. Ce fait a sans doute une signification quant à la dyna-

mique de la déglaciation, et peut-être du climat « fini-glaciaire ».

VIII.1. Bassins « subalpins ».

C'est la série des bassins monoclinaux de la bordure orientale du Vercors (Prélenfrey, Saint-Andéol, Gresse, La Bâtie, Chichilianne, Esparron) plus les plateaux de Saint-Nizier - Pariset, le Peuil de Claix et le ravin du Lavanchon, et la totalité du Dévoluy.

VIII.1.1. PLATEAUX DE SAINT-NIZIER - PARISET.

Surplombant Grenoble de l'altitude 1 100 m, le plateau de St-Nizier offre surtout une belle morphologie glaciaire. Une série de moraines latérales gauches du glacier du Grésivaudan, séparées par des chenaux marginaux creusés dans le substrat, forment autant de stades de retrait (la Chaussère, les Guillets, les Roux, le Mollard, Charvet) correspondant aux dépôts glaciaires du val de Lans et du Furon (Engins, le Fournel). Un chenal remarquable aboutit au Pas du Curé, site réputé [27].

Le versant de Pariset est recouvert d'un placage glaciaire à nombreux éléments isérois mélangés à du matériel local calcaire et marneux. L'ensemble a glissé sur la pente argileuse, avec même des coulées actives (les Pinières), et est raviné vers la base (cônes de Seyssins, du Cossey, etc.). Rien n'étant en place, il est illusoire d'y distinguer des « stades » [2], ou d'y faire la part d'éventuelles influences glaciaires de l'Isère et du Drac [60], ce dernier restant d'ailleurs confiné loin en amont (Champsaur) au Würm.

VIII.1.2. PLATEAU DU PEUIL.

Ce vaste effondrement en masse, antéwürmien (les moraines würmiennes le recouvrent), supporte des cordons morainiques isérois pentés vers le S

(le Punais, le Peuil, Savoyère) se raccordant à une moraine frontale (Saint-Imbert) qui barre le plateau torrentiel de Saint-Ange. D'autres cordons latéraux accidentent le bas versant au-dessus de Claix. Tous appartiennent au Würm II (Maximum).

VIII.1.3. LAVANCHON.

Démesurément élargi en aval par la remontée d'une langue du glacier de l'Isère, il montre au fond une série de dépôts d'obturation étagés (les Combes, les Coins, Gros-Moran), correspondant à des stades de retrait du Maximum de Würm.

VIII.1.4. BASSIN DE PRÉLENFREY.

Garni d'éboulis et de cônes torrentiels, il ne possède de moraine locale qu'à son issue (coupe du Bruant [voir 33], fig. 9). Ces moraines sont datées de plus de 35 000 ans BP [33, 43, 44] par un fragment de bois. Deux interprétations sont possibles : le bois est de l'interstade d'Hengelo (W II-III), et la moraine locale est W III, la moraine alpine inférieure W II (voir VII.2.4) ; le bois est plus ancien (interglaciaire Riss-Würm par exemple), et les deux moraines sont antérieures à l'interstade W II-III. Dans les deux cas, la moraine iséroise est d'une phase précoce, et non tardive, de la glaciation würmienne [13]. Morphologiquement, il faut signaler l'effondrement de la corniche urgonienne entre les Deux-Sœurs et les Aiguilles, venu s'étaler en un lobe boursouflant le versant au N du col de l'Arzelier (les Ecoutoux) en contrefaisant un « vallum » local.

VIII.1.5. BASSIN DE SAINT-ANDÉOL.

Il n'est rempli de moraine locale à gros blocs urgoniens qu'au N de Rif-Clar, rive gauche, sans morphologie glaciaire originelle (sauf peut-être au Grand-Clot). Sa base est ravinée et colmatée par un système de cônes de déjection (la Combe, les Chazeaux, Bourgmenu, Garneyre) actuellement « suspendus » donc anciens. Ceux-ci semblent se raccorder, en aval, au plateau torrentiel de Miribel-Lanchâtre, ce qui les daterait du cataglaciale du Maximum de Würm.

VIII.1.6. BASSIN DE GRESSE.

Dépression ovalaire à fond subhorizontal, suspendue vers l'altitude 1 200 m, elle montre une belle morphologie glaciaire. On distingue trois arcs morainiques concentriques : un arc externe dont il ne reste que des moraines latérales gauches aux Petits-Deux et aux Grands Deux ; un arc inter-

médiaire bien conservé avec les moraines frontales de Gresse (brèche radiale) et latérales de la Ville et Côte-Emblay (chenal marginal de la Fontaine du Clot) ; un arc interne avec seulement les fragments morainiques latéraux du Champ-de-l'Herse, la Bourelle et Combe-Longue. Ce sont des stades de retrait d'un même glacier.

La dépression centrale (la Ville) est comblée par une nappe torrentielle d'où émergent les drumlins de Gressette et de la Ville.

VIII.1.7. BASSIN DE LA BATIE.

Plus petit et plus creusé que celui de Gresse, il ne montre que des fragments de moraines latérales droites (les Grands-Clots) et des placages rive gauche (la Bâtie, Rochefort) du glacier de Peyre-Rouge, dont les sédiments fluvio-glaciaires ont construit le delta de Thoranne, en Trièves (Maximum de Würm). Son fond est comblé de cônes de déjection récents.

VIII.1.8. BASSIN DE CHICHILIANNE.

C'est le plus vaste et le plus creux du Vercors, son glacier étant le seul (avec Prélenfrey) à avoir franchi la cluse tithonique. Il contient deux alignements morainiques continus et quasi intacts : les moraines latérales gauches de Ruthière-Richardièrre, droites de Château-Vieux. En aval, elles se ferment en un système frontal à quatre arcs successifs de retrait (scierie Falquet). Ces moraines latérales obturent un système de cônes de déjection latéraux (les Serres, Pré-Darbon, les Oches) contemporain du remplissage torrentiel de la dépression centrale de Donnière (cône de Brochette). Il n'y a, à Chichilianne, qu'un épisode glaciaire auquel succède un épisode torrentiel.

Le cône fluvio-glaciaire émané des moraines locales de Chichilianne (Chaffaud) se raccorde, en Trièves, à l'épisode glacio-lacustre du Maximum de Würm (voir VII.4.3). Donc les moraines locales sont bien du Maximum de Würm, comme à Saint-Andéol et La Bâtie. Par conséquent, tout le glaciaire local de la bordure est du Vercors date de ce Maximum.

VIII.1.9. BASSIN D'ESPARRON.

C'est le seul à ne montrer aucun dépôt glaciaire local. Par contre, la moraine alpine à blocs cristallins recouvre le Serre du Cotet (1 307 m, près du col de Menée) et appartient à l'extension maximale des glaciers (Riss).

VIII.1.10. LE DÉVOLUY.

Il fut beaucoup plus englacé que le Vercors. D'épaisses moraines calcaires, à matrice argilo-sableuse claire, fine, très abondante et à nombreux blocs calcaires striés (présence de silex) remplissent les deux vallées synclinales d'Agnières et Saint-Etienne-en-Dévoluy. Cinq ensembles morainiques se juxtaposent sans se confondre :

- le glacier du Vallonnet au S de l'Obiou, en aval, dont les grandes moraines des Veyres s'interstratifient, sous la Posterle, avec la terrasse de Pellafol (voir VII.6.2) ;
- le glacier du Grand-Ferrand dont il reste les moraines latérales de Clos-Mounard, Villard-Joly, Grand Villard et Serre-la-Touisse en aval d'Agnières ;
- le glacier de Costebelle et du Vallon des Aiguilles, le plus puissant, occupant le col du Festre et dont on distingue cinq stades de retrait (Serre-la-Touisse, Maubourg, Agnières, l'Ubac, le Festre) ;
- le glacier d'Aurouze, séparé en deux courants par la crête des Baumes ;
 - le courant de Rioupes à l'W, montrant trois arcs successifs (Rioupes, Grand-Clot, Serre-Long, plus les culots de glace morte des marais) ;
 - le courant de Laus à l'E, avec quatre arcs concentriques (les deux premiers démantelés dans le berceau du Bois-de-Boucherac, la bergerie du Gros-Laue et le Petit-Laue) ;
- le glacier de Saint Etienne, comprenant cinq arcs de retrait (Saint-Etienne, les Cypières-Truziaud, les Nonnes, l'Enclus et Bois Rond).

Comme celui du Vercors, le glacier dévoluard est du Maximum würmien, par sa liaison aval avec les formations glacio-lacustres du Beaumont.

A l'extérieur des moraines würmiennes, le Dévoluy contient des résidus morainiques, notamment dans sa partie nord est (col du Noyer, la Grézière, le Courtil, le Collet, ravin de Queyras), abondants et à morphologie estompée. Ils sont à rapporter au Riss.

VIII.1.11. RÉCAPITULATION DU GLACIAIRE SUB-ALPIN.

Bordure orientale du Vercors et Dévoluy montrent un beau développement de moraines locales, calcaires, dans lesquelles il n'est pas possible, comme dans le Drac, d'introduire des subdivisions

stratigraphiques malgré la présence de nombreux arcs morainiques successifs. La glaciation subalpine locale est contemporaine du maximum d'extension des glaciers würmiens alpins, et seul le Dévoluy renferme des témoins datables indubitablement de la glaciation de Riss.

VIII.2. Bassins « cristallins ».

Le plus important est celui de la Romanche, avec ses affluents l'Eau-d'Olle et surtout le Vénéon. Viennent ensuite le Valbonnais (Bonne), le Valgaudemar (Séveraisse) et le haut Drac (Orcières et Champoléon).

VIII.2.1. LA ROMANCHE.

Les seuls dépôts morainiques notables, à l'exception des placages de versant et des moraines historiques et actuelles, sont :

- les bourrages d'anfractuosités latérales de Rioupéroux (les Clots) et peut-être de Ponant, dans le couloir de Livet, sans signification stratigraphique ni chronologique ;
- les moraines indubitables du débouché du Vénéon (les Ougiers, la Danchère, Lauvitel). La moraine des Ougiers, au fond de la vallée, informe et oblitérée par des écroulements superficiels, ne peut être datée. Elle peut appartenir à la Récurrence ou à un stade plus récent, mais pas plus ancien. Par contre, l'arc morainique local du Lauvitel est une moraine terminale très probablement postérieure à celle des Ougiers dont elle est indépendante, donc vraisemblablement Würm IV.

Les buttes allongées du pont de Gavet, Versaire et Bâton, citées comme moraines, sont en fait des accumulations de blocs locaux anguleux (amphibolites), sans matrice, résidus d'écroulements locaux.

Une terrasse à gros blocs, très pentée et localement dédoublée, occupe le couloir de Livet et se raccorde, en amont, au cône de déjection de Voudaine. On peut l'attribuer, à la suite de R. BLANCHARD [9], à la brusque et catastrophique vidange du lac de l'Oisans, après la rupture du barrage torrentiel naturel Voudaine-Infernet du 14 septembre 1249.

VIII.2.2. LE VALBONNAIS.

Ce petit ombilic montre trois niveaux de cônes de déjection et terrasses au-dessus des alluvions de

fond de vallée (les Nicolaux, Valbonnais-la Roche, les Verneys). La terrasse de Valbonnais a une structure deltaïque. L'ensemble se situe à l'intérieur de l'extension du glacier Würm III de la Bonne, donc est plus récent. Il s'agit probablement du comblement cataglaciare W III d'un lac de barrage retenu en aval par un bouchon temporaire (moraine ou glace morte) au niveau du verrou du Pont-du-Prêtre.

VIII.2.3. LE VALGAUDEMAR.

On n'y trouve aucune moraine nette, mais un système de terrasses et cônes torrentiels en aval de Villar-Loubière. Il y a trois niveaux étagés, indépendamment des cônes de déjection et rattachables, en aval, aux stades 6, 7 et 8 du Champsaur. Il s'agit donc bien d'alluvions d'origine climatique, et non locale comme on le supposait [24].

VIII.2.4. LE HAUT DRAC.

Les deux branches ne montrent que des alluvions torrentielles de fond de vallée, à l'exclusion de tout dépôt morainique autre que de versant.

VIII.2.5. RÉCAPITULATION DU GLACIAIRE « CRISTALLIN ».

Absence presque totale de dépôts morainiques récents (antérieurs aux moraines historiques, bien nettes), sauf l'arc local du Lauvitel, probablement Würm IV ; présence de quelques terrasses climatiques cataglaciaires W III, sont les caractères principaux des bassins « cristallins ». L'action érosive des eaux de fonte des glaciers W III et W IV dans des vallées aussi étroites et rapides en est une explication, mais pas entièrement satisfaisante. On ignore encore tout, en fait, de la fin du Würm dans ce secteur.

VIII.3. Récapitulation du glaciaire local.

Les domaines locaux ne nous ont réellement montré que les grands épisodes glaciaires des vallées principales : un Riss non différencié dans le Dévoluy, le Maximum de Würm (W II) dans le Vercors et le Dévoluy, encore que dans ce massif les multiples moraines locales successives enregistrent peut-être le stade de la « Récurrencé », un hypothétique Würm IV au Lauvitel (Pelvoux). Malgré la présence des glaciers actuels, avec leurs moraines récentes et historiques (ces dernières encore mal connues), il n'a pas été

possible d'établir la moindre succession entre la glaciation würmienne et l'Holocène.

IX. COORDINATION GÉNÉRALE

Le schéma stratigraphique dégagé de l'étude de la région de Grenoble (superposition de deux complexes glaciaires würmiens) se retrouve aux débouchés des principales vallées glaciaires : Valbonnais (coupes de l'ombilic de La Mure), Valgaudemar (coupe de Lesdiguères), Champsaur (coupe de Serre-Repiton). Les systèmes morainiques terminaux des deux extensions ont aussi été mis en évidence (moraines « internes » de Rives pour le système Isère - Romanche, puis Poisat pour l'Isère, Champagnier - les Guichards pour la Romanche ; Calvaire de La Mure-Peychaud et Siévoz-les-Miards pour la Bonne ; Aspres les-Corps et la Broue-Chauffayer pour la Séveraisse ; le Villardon et Serre-Repiton pour le Drac). La dualité de la glaciation würmienne a donc un caractère général dans le bassin du Drac.

Au début de la glaciation de Würm, deux terrasses alluviales parfaitement définies occupaient les vallées (A2 et A3), et particulièrement le Trièves. Bien au-dessus, un complexe de niveaux alluviaux était en voie de démantèlement (A1). Les hauts niveaux et la terrasse A2 appartiennent au Riss, car la basse terrasse A1, localisée dans le talweg interglaciaire Riss-Würm, est la seule qui puisse appartenir au Würm (W I).

La première glaciation würmienne se produit alors, et c'est l'extension maximale. Le glacier de l'Isère arrive le premier à Grenoble, creusant une auge dans les argiles interglaciaires du Grésivaudan (Eybens), et remontent les basses vallées du Drac et de la Gresse respectivement jusqu'à Sinard et Monestier-de-Clermont. Le glacier de la Romanche le rejoint, et diffuse en Matheysine jusqu'à Pierre-Châtel. Le front isérois provoque le barrage de la basse vallée du Drac en amont de laquelle se développe une obturation glacio-lacustre qui occupe notamment tout le Trièves. Ce lac se comble d'argiles, sables et graviers deltaïques formant les grandes terrasses (Villard-Julien, St-Jean-d'Hérans), provenant pour partie des alluvions fluvio-glaciaires émanées des glaciers locaux du Vercors (deltas de Toranne, Chaffaud) et noyant les deux terrasses précédentes (A2 et A3).

Le lac du Trièves remontait initialement en Beaumont mais, rapidement, le glacier de la Bonne vint s'étaler en lobe dans la région de La Mure, construisant l'amphithéâtre morainique du Calvaire-Peychaud. Ainsi fut barrée la Matheysine (lac du Marais) et le Beaumont, où un lac s'établit à une cote légèrement plus élevée qu'en Trièves. Ce lac se combla d'argiles, sables et alluvions deltaïques construites surtout par les cônes fluvio-glaciaires des glaciers locaux du Dévoluy (les Pélissiers, Pellafol) et de la Séveraisse (Corps), formant le niveau lacustre du Beaumont (terrasses principales de Saint-Sébastien, Cordéac, Corps, etc.) et recouvrant également les anciennes terrasses (A₂ et A₃).

Dans le Champsaur, les glaciers de la Séveraisse et du Drac restèrent séparés par un espace réduit dans lequel se déposa le plateau alluvial d'obturation de Saint-Eusèbe.

Le stationnement des glaciers würmiens à leur maximum d'extension fut suffisamment long pour que les lacs d'obturation se comblent entièrement. Sur les plaines alluviales ainsi constituées, les cours d'eau divaguèrent librement jusqu'au moment où, les glaciers se retirant, ils s'enfoncèrent verticalement, pratiquant l'épigénie actuelle. L'érosion fut profonde et d'autant plus violente que le niveau de base (plaine de Grenoble) était plusieurs centaines de mètres plus bas et à proximité.

Au cours de son retrait, le glacier de l'Isère abandonna un culot de glace morte dans la cluse de Grenoble, en amont de laquelle une obturation cataglaciale se produisit (dépôt des alluvions de Champagnier et des banquettes du Grésivaudan). Dans le Champsaur, le barrage du défilé de Corps par le glacier de la Séveraisse provoqua l'obturation responsable du dépôt de la terrasse de St-Bonnet, à structure lacustre, par les alluvions issues du glacier du Drac, beaucoup moins puissant et en rapide retrait.

Avant que les vallées soient fortement creusées, les glaciers réavancèrent presque à leurs limites précédentes, creusant une nouvelle auge dans les dépôts antérieurs. C'est le stade de la « Récurrence ». Une deuxième série glacio-lacustre s'emboîta et se superposa à la première (moraines de Poisat - Champagnier pour l'Isère et la Romanche, série glacio-lacustre de Siévoz pour la Bonne, de Lesdiguières pour la Séveraisse, de Serre-Repiton pour le Drac). Une deuxième obturation, par le

glacier de l'Isère, se produisit dans l'ombilic de Grenoble où elle provoqua le dépôt des terrasses deltaïques du Croset puis du Crey, et par celui de la Séveraisse dans le Bas Champsaur (terrasse de Chauffayer-le Glaizil). Dans le reste du bassin, cette obturation amena l'alluvionnement d'une basse terrasse (Savel-Prébois) parfois multiple (les Rives, Beaumont).

Puis les glaciers récurrents disparurent à leur tour, après avoir observé quatre stades de stationnement (5 à 8). Le creusement fluvial reprit dans le domaine précédemment englacé, alors qu'il n'avait pas cessé ailleurs, dans l'incision post-Maximum. Peut être y eut-il enfin une dernière avancée (Lauvitel), accompagnée du dépôt des alluvions de fond de vallée.

Au-dessus des dépôts würmiens, et particulièrement des terrasses glacio-lacustres du Maximum (niveau repère), existe toute une série d'alluvions et de moraines, surtout en Trièves et dans le Beaumont, qui sont donc à rapporter au Riss. Il s'agit de terrasses bien individualisées (Serres du Trièves, A₂, terrasse des Payas, A₁) et de lambeaux alluviaux divers, restes de terrasses encore plus hautes aujourd'hui démantelées (A₁).

Les moraines anciennes se subdivisent en moraines « externes », directement posées sur le substrat, les hauts versants ou localisées à la périphérie du bassin (Trièves, Croix-Haute, Beaumont), et en « internes » superposées à des alluvions anciennes (terrasse des Payas, en Beaumont). De même, deux séries de dépôts alluviaux anciens se distinguent : une série supérieure, non recouverte ni retouchée par la seconde poussée des glaces du Riss (les Berlions par ex., dans le Bas-Beaumont), et une terrasse recouverte par des moraines (les Payas, Haut-Beaumont). Les relations réciproques moraines-terrasses permettent d'affirmer la dualité de la glaciation rissienne (comme celle de Würm), et de les situer dans une chronologie relative.

On posera pour principe que les plus anciens dépôts quarternaires connus sont les moraines « externes », du Maximum glaciaire, bien que certaines alluvions (celles qui comblent les talwegs interglaciaires Mindel-Riss, A₁ pro parte) puissent être antérieures, et on les rapportera à un Riss I. Le groupe entier des A₁, avec ses multiples niveaux, est donc postérieur et résulte vraisemblablement d'obturations successives et d'altitudes décroissantes des glaciers Riss I, se dissociant au

cours de leur retrait en glaciers de vallée abandonnant d'abord les régions centrales du Trièves et du Beaumont. Il est probable aussi qu'une partie des A1, notamment les niveaux inférieurs (A1 b), date d'un épisode de caractère « périglaciaire » du Riss (Riss II).

Puis les glaciers réavancent, sans occuper le Trièves ni l'aval du Beaumont, et recouvrent localement les alluvions précédentes (les Payas). Cette seconde avancée rissienne, moins étendue que celle du Riss I mais supérieure à celle du Würm, caractériserait le Riss III. En se retirant, les glaciers abandonnent une terrasse cataglaciale généralisée, la première terrasse fossile (A2).

Enfin, pendant l'interglaciaire Riss-Würm, le second réseau fossile du Drac (V2) se creuse, au même niveau que l'actuel, et se comble ensuite, au début du Würm, par un alluvionnement caillouteux (deuxième terrasse fossile, A3, W I) entièrement noyé par les dépôts glacio-lacustres du Maximum de Würm (W II).

X. CHRONOLOGIE

La réalité des double extensions glaciaires du Riss et du Würm étant établie, il reste à les situer relativement dans le cadre local, puis à les relier aux épisodes correspondants du glaciaire alpin général.

X.1. Riss.

On ne peut en faire qu'une chronologie relative. Au début du Riss (R I), se déposent les alluvions de fond du talweg interglaciaire précédent (M-R), puis vient l'extension générale des glaciers (transfluence Durance-Isère). C'est le seul épisode connu qui envahit tout le bassin et diffuse vers le Buech. Pendant le retrait, des obturations successives provoquent le dépôt des plus hautes terrasses (A1).

Pendant la seconde phase du Riss (R II), un alluvionnement généralisé se produit, sous climat probablement « périglaciaire », déposant les glacis supérieurs du Trièves et une partie des hautes terrasses A1 (les Payas). Cet épisode est difficile à séparer du précédent, dont il constitue peut-être une oscillation finale.

La troisième phase (Riss III) est bien marquée par la réavancée des glaciers, qui ne parviennent pas cependant à occuper tout le Trièves et le Beaumont, comme le prouvent les nombreux témoins

alluviaux plus anciens non érodés. Au cours de leur retrait, une nappe alluviale cataglaciale générale s'emboîte dans les dépôts antérieurs (A2, première terrasse fossile et serres du Trièves).

Ce schéma ternaire rejoint sensiblement celui établi dans le piedmont par F. BOURDIER [13] qui en diffère seulement par la place réservée aux poussées des glaciers (Riss I et II). Cependant, l'intercalation d'une phase non glaciaire dans la vallée du Drac n'est pas tout à fait clairement établie.

X.2. Würm.

C'est la période la mieux connue, et une chronologie absolue peut y compléter la relative établie par la morphologie et la stratigraphie.

Au Würm I, un alluvionnement caillouteux remplit partiellement le réseau des talwegs creusés pendant l'interglaciaire Riss-Würm, et forme une seconde terrasse fossile emboîtée (A3) dans la première. Puis la double extension des glaciers a lieu, séparée par un long intervalle au cours duquel ceux-ci se retirent loin en amont, sans que l'on sache exactement jusqu'où. L'extension principale est la première (moraines internes), datée par radiochronologie dans la superposition morainique de la coupe du Bruant (§ VII.2.4), ainsi que par un gisement d'industrie préhistorique contenant des pièces moustériennes sur la moraine latérale iséroise des Guillets [40], du Würm II. La stratigraphie conduit ensuite à attribuer au Würm III la réavancée des glaciers (Récurrence).

Les coordinations Drac-Durance aboutissent à dater également du Würm II les moraines « internes » du Poët, et du Würm III celles du « stade de Gap ».

Côté Isère, nos datations ne correspondent pas tout à fait à la chronologie admise [14], qui attribue les moraines « internes » du Seuil de Rives aux Würm IIIa, IV et V. Pour nous, ces moraines terminales appartiennent toutes au Maximum de Würm et à son retrait (W II).

Mais la comparaison avec d'autres régions glaciaires semble confirmer nos résultats. Ainsi dans le bassin du Rhône, la *même stratigraphie* a été mise en évidence dans la région lémanique, et datée [15]. Dans les sondages de Sionnex, Vinzier et la coupe d'Armoy, il y a :

— une moraine inférieure (W II) ;

- un interstade (Lignites d'Armoy), antérieur à 30 000 BP (Hengelo) [5] ;
- une moraine intermédiaire, W III ;
- une tourbe interstadienne, à 27 000 BP (« Paudorf ») ;
- une moraine supérieure W IV, subdivisée par un interstade mineur (IV a-b, 23 500 BP, Tursac).

Dans les Pyrénées, les moraines würmiennes se répartissent en quatre stades [1] dont les deux premiers sont contemporains du Moustérien, comme le Maximum isérois.

La double glaciation du Würm existe en Europe orientale. Dans la plaine russe, après l'interglaciaire de Mikulino (R-W), la glaciation de Valdaï (Würm) comporte deux avancées : le stade principal de Bologoïe (50 à 65 000 BP) et celui de Vepsoso (10-25 000 BP), séparés par le long interstade (Interglacial) de Karukula [54]. En Sibérie occidentale, la glaciation de l'Altaï comprend deux phases : la glaciation ermakovienne, antérieure à 45 000 BP et la plus étendue, le stade norilskien, vers 21 700 BP, encadrant le grand interstade de Kargy accidenté par la poussée de Lipovaya [61].

C'est la même chose en Europe centrale, dans les plaines [21] et les montagnes. Ainsi les Carpathes montrent une phase précoce, de 55 à 70 000 BP, un Pléniglaciaire entre 55 et 15 000 BP interrompu par un interstade « Paudorf », et une phase tardive entre 15 et 10 000 BP [55]. Le pléniglaciaire du Würm moyen pourrait correspondre aux stades II et III des glaciers alpins.

Les phases climatiques du Würm ont aussi été enregistrées dans la *sédimentation* et la *faune* marines, aussi bien en Méditerranée [18, 36, 57] qu'en Atlantique [16, 17, 50] et Mer du Nord [48]. Quatre pics de froid sont toujours mis en évidence, parmi lesquels ceux des Würm II et III sont particulièrement nets, séparés par un interstade II-III chaud et humide daté de 36 à 43 000 BP [18].

La même évolution caractérise les limons du bassin de Paris [12], représentant trois phases froides de Würm dont les deux premières associées au Moustérien (W I et II), ainsi qu'un interstade II-III correspondant au Moustérien final, de climat tempéré.

Du point de vue *paléontologie*, c'est du Würm II que date l'établissement définitif de la faune froide (Renne, Mammouth, Rhinocéros laineux), ainsi

que l'apogée du Renne [11, 19], ce qui est bien en accord avec une extension considérable des glaciers.

Trop d'arguments concordants, provenant des horizons les plus divers, ne permettent plus de douter de la multiplicité des crues glaciaires au Würm (II, III et peut-être IV), séparées par des périodes de réchauffement et de retrait des glaces (interstades), dont la plus importante serait le II-III (Hengelo). Les glaciers de Savoie et du Dauphiné n'auraient enregistré, pour leur part, que les deux premières oscillations.

XI. CONCLUSION

Pour terminer, nous rappellerons rapidement la succession des événements quaternaires qui se sont déroulés dans le bassin du Drac :

Pendant le grand *interglaciaire Mindel-Riss*, un profond réseau fluvial se creuse dans le substratum. S'il reste des dépôts mindéliens ou antérieurs, rien ne les distingue des sédiments rissiens analogues.

Au début du Riss (*Riss I*), des cailloutis fluviaux comblent les talwegs interglaciaires puis vient l'extension maximale des glaciers (moraines externes), qui envahissent tout le bassin, s'insinuent jusqu'au fond du Trièves et défluent par le col de la Croix-Haute. C'est l'époque de la transfluence de la Durance vers l'Isère par le Drac.

Peut-être faut-il la subdiviser en deux stades (R I et II) ou sous-stades (R Ia et Ib) ? Pendant leur retrait, les glaces abandonnent d'abord le Trièves et le Beaumont où se déposent les terrasses d'obturation les plus élevées (A1a).

Une forte érosion interstadienne (*Riss I-II*) incise alors les dépôts précédents, dans laquelle se fait un remblaiement torrentiel et alluvial puissant (glacis supérieurs du Trièves, terrasse A1b) au cours du *Riss II*. Aucun dépôt glaciaire ne correspond à ce stade.

Après une érosion interstadienne modérée (*R II-III*), une deuxième crue glaciaire survient, débordant les limites atteintes ensuite par le Würm mais d'extension partielle, au *Riss III*. Pendant son retrait, une terrasse cataglaciale généralisée s'emboîte, qui formera la première terrasse fossile (A2), et les Serres du Trièves.

Localisation Chronologie	AVAIL (Bas-Dauphiné, Isère)	GRENOBLE (et Grésivaudan)	GRESSE	BAS-DRAC	TRIEVES	MATHEYSINE (La Mure)	BEAUMONT	CHAMPSAUR	Bassins Locaux	AMONT (Rhône, Léman)
Holocène		Alluvions								
Würm IV	?	de fond						?	LAUVITEL	VINZIER (moraine sans lac)
WIII-IV		de vallées								?
Cataglacière WIII				?	?					
(Récurrence) Würm III	?	POISAT (Isère) CHAMPAGNIER (Rhône)		Bassins		ROUZON	Terrasses	CHAUFFAYER		(m. moy.)
WII-III (Hengelo)										?
Cata WII										?
(Maximum) Würm II		MARCELLINE MARCIER		SIMARD		CAUVAINRE		ASPRES		(m. inf.)
Würm I	?		?	Deuxième		Terrasse	Fossile	(A3)		Glaciers ?
R-W (Eemien)										
Cata R III	?	?						(A2)		?
Riss III		LA COTE ST-ANDRE					Fossile			(m. bas)
Riss II	?	?						(A1b)	?	Glaciers ?
Cata R I	?	?						(A1a)		?
Riss I (Moraines Ext.)		BEAUFORT								
M-R (Holstein)		?								?

Fig. 42. — Tableau récapitulatif des principaux événements quaternaires dans la vallée du Drac et les vallées adjacentes. Pointillés gras : dépôts morainiques. Hachures : dépôts glacio-lacustres et lacustres. Pointillés fins : dépôts alluviaux. Blanc : érosion. Point d'interrogation : indétermination entre érosion ou sédimentation par manque de données.

Pendant l'*Interglaciaire Riss-Würm*, le Grésivaudan surcreusé se transforme en un vaste lac qui finit par se combler d'argiles litées (Eybens), pendant que la vallée du Drac est soumise à une intense érosion fluviale qui incise le réseau ancien (première épigénie).

Au *Würm I*, le talweg interglaciaire se remplit d'alluvions caillouteuses qui formeront la seconde terrasse fossile (A3).

C'est ensuite que les glaciers würmiens prendront leur extension maximum (*Würm II*). Le glacier de l'Isère creuse une auge superficielle dans les argiles du Grésivaudan (Eybens), remonte loin dans le bas Drac et provoque l'obturation glaciolacustre du Trièves. Au même moment, le glacier de la Bonne barre l'aval du Beaumont et de la Matheysine (moraines de La Mure), et celui de la Romanche y diffuse jusqu'à Pierre-Châtel. Dans les lacs ainsi délimités (Trièves, Beaumont, Marais de La Mure) se fait une sédimentation argileuse, sableuse et deltaïque qui se termine par les hautes terrasses glaciolacustres, noyant et fossilisant la plupart des dépôts antérieurs, et notamment les terrasses de la fin du Riss et du début du Würm.

Dans le Vercors et le Dévoluy, des glaciers locaux s'installent et, de leurs moraines frontales, émettent des cônes glacio-torrentiels qui se jettent dans les lacs en y construisant des deltas (Thoranne, Chaffaud, les Pellissiers, Pellafol). Les glaciers de la Séveraisse et du Drac occupent presque tout le Champsaur, mais ne débordent pas en Beaumont. Le glacier de la Durance diffuse dans le Champsaur, par le col Bayard, et y renforce celui du Drac.

Puis les glaciers du Maximum würmien se retirent, laissant derrière eux des dépôts et terrasses cataglaciaires (terrasse de Saint-Bonnet, argiles de Lesdiguières en Champsaur ; argiles litées de La Mure, plateau de Champagnier et banquettes du Grésivaudan, etc). Pendant l'*Interstade d'Hengelo*

(*W II III*), le réseau épigénique actuel du Drac commence à se creuser (deuxième épigénie).

Au *Würm III*, tous les glaciers réavancent, pas tout à fait aussi loin qu'au stade précédent (Récurrence). Le glacier de l'Isère réoccupe l'ombilic de Grenoble (moraines latérales de Poisat), dont il obture la partie sud (terrasse deltaïque du Croset). Celui de la Romanche déborde sur le plateau de Champagnier (moraines du lac) et remonte l'auge d'Uriage jusqu'à la Tuilerie. Celui de la Bonne creuse un second ombilic dans les sédiments würmiens de La Mure (moraine superficielle), mais ne barre plus le Beaumont. Le glacier de la Séveraisse revient en Bas-Champsaur (moraines supérieures de Lesdiguières), et celui du Drac en Haut-Champsaur (moraines de Serre-Repiton), recouvrant l'amont de la terrasse de Saint-Bonnet. Plus aucune diffluence n'a lieu à ce stade, et il n'est pas possible de prouver une nouvelle avancée des glaciers locaux subalpins, sauf à Prélénfrey. Dans tous les secteurs non englacés (Trièves, Beaumont, Drac moyen), se construit une basse terrasse (Prébois), parfois multiple (Savel).

Puis les glaciers se retirent définitivement (*Interstade W III-IV*). Le lac d'ombilic de Grenoble se stabilise momentanément à un niveau inférieur (terrasse deltaïque du Crey), celui de La Mure se comble d'argiles et sables deltaïques (Siévoz) ainsi que celui de Chauffayer (terrasse de Chauffayer-le Glaizil), alors que le Champsaur connaît un intense alluvionnement torrentiel.

Une dernière pulsation, mineure (*Würm IV ?*), est peut-être enregistrée dans les moraines frontales du Lauvitel (Vénéon). Mais, depuis la fin du Würm II, les cours d'eau du bassin du Drac n'ont fait, globalement, qu'éroder les dépôts des stades antérieurs pour se raccorder au niveau de base local de l'ombilic de Grenoble, tandis que l'Isère a fini de combler le dernier lac puis la basse plaine d'inondation du Grésivaudan.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. ALIMEN (H.) (1964). — Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre (*Mém. Serv. Carte Géol. France*, n° 56).
2. ALLIX (A.) (1914). — La morphologie glaciaire en Vercors (*Rev. Géogr. Alpine*, t. II, n° 1).
3. ALLIX (A.) (1929). — Un pays de haute montagne, l'Oisans. 1 vol. in 8°, Armand Colin éd., Paris.
4. APRAHAMIAN et al. (1970). — Observations nouvelles sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère (*C. R. Acad. Sc.*, t. 271, sér. D, p. 1071-1074).
5. BAKALOWICZ et al. (1970). — Sur la position respective du niveau d'Armoy et du conglomérat des Dranses (*id.*, p. 891-894).
6. BELLAIR (P.) (1969). — Livret-guide de l'excursion A8 (Dauphiné), 8^e Congr. INQUA, Paris.
7. BELLAIR (P.) et al. (1970). — Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan (*C. R. Acad. Sc.*, t. 270, sér. D, p. 711).
8. BILLIET (J.) (1957). — Terminaison méridionale du gradin supérieur de Belledonne (*D.E.S. Géogr.*, Grenoble).
9. BLANCHARD (R.) (1941). — Les Alpes Occidentales. 13 vol. in-8°, Arthaud éd., Grenoble.
10. BOCQUET (A. et J.) (1969). — Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac würmien du Grésivaudan (*Rev. Géogr. Alpine*, t. LVII, n° 3, p. 475-485).
11. BONIFAY (E.) (1962). — Les terrains quaternaires dans le SE de la France (*Mém. Inst. Préhist. Univ. Bordeaux*, n° 2).
12. BORDES (F.) (1954). — Les limons quaternaires du bassin de la Seine, stratigraphie et archéologie préhistorique (*Arch. Inst. Paléont. Hum.*, mém. n° 26).
13. BOURDIER (F.) (1961). — Le bassin du Rhône au Quaternaire. 2 vol. in-4°, éd. C.N.R.S., Paris.
14. BOURDIER (F.) (1967). — Tableau sommaire du Quaternaire français (*Réunion INQUA*, Hanovre).
15. BRUN (A.) et DELIBRIAS (G.) (1967). — Datation et caractéristiques palynologiques des sédiments glaciaires de la coupe d'Armoy (Haute-Savoie) (*C. R. Acad. Sc.*, t. 264, p. 215-217).
16. CARALP (M.) et VIGNEAUX (M.) (1970). — Le Pléistocène marin sur un dôme sous-marin du golfe de Gascogne (*C. R. Acad. Sc.*, t. 271, sér. D, p. 1949-1952).
17. CARALP (M.) (1971). — Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paléoclimatique (*Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit.*, t. 11, fasc. 1).
18. CHAMLEY (H.) (1968). — Sur le rôle de la fraction sédimentaire issue du continent comme indicateur climatique durant le Quaternaire (*C. R. Acad. Sc.*, t. 267, sér. D, p. 1262-1265).
19. COMBIER (J.) (1967). — Le Paléolithique de l'Ardèche (*Mém. Inst. Préhist. Univ. Bordeaux*, n° 4).
20. CROSNIER-LECOMPTE (J.) et al. (1953). — Séparation de deux anciens lits successifs dans la vallée du Drac à Monteynard (Isère) (*C. R. Som. Soc. Géol. France*, n° 12, p. 221-223).
21. DYLIK (J.) (1968). — The earliest warmer substage of the Würm (Amersfoort) in Poland (*Soc. Sc. et Let. de Lodz*, vol. XIX, fasc. 4).
22. ESCALON DE FONTON (M.) (1968). — Problèmes posés par les blocs d'effondrement des stratigraphies préhistoriques du Würm à l'Holocène dans le Midi de la France (*Bull. A.F.E.Q.*, n° 17, p. 289-299).
23. FOURNEAUX (J.-C.) et al. (1969). — Sur l'extension des argiles d'Eybens (Isère) et leurs rapports avec les formations quaternaires voisines (*C. R. Acad. Sc.*, t. 268, p. 2641-2644).
24. GIBERT (A.) (1923). — Le Valgaudemar (*Rev. Géogr. Alpine*, t. XI, n° 4, p. 663-678).
25. GIDON (M.) et MONJUVENT (G.) (1969). — Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du haut Drac (*Bull. A.F.E.Q.*, n° 19, p. 145-161).
26. GIDON (M.) et al. (1969). — Sur la coordination des dépôts glaciaires de la basse Isère, de la Bièvre et du Rhône (*C. R. Acad. Sc.*, t. 266, sér. D, p. 1464-1467).
27. GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise. 1 vol. in-8°, Masson éd., Paris.
28. HAUDOUR (J.) (1961). — Le bassin quaternaire de La Motte-d'Aveillans (Isère) (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 37, p. 25-30).
29. JACOB (C.) (1905). — Observations géologiques faites en 1903 et 1904 pour servir à la révision de la feuille Vizille (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 7, n° 2, p. 430-435).
30. JOUKOWSKI (E.) et GAGNEBIN (E.) (1945). — L'altitude moyenne des vallées et le retrait des glaciers des Dranses de Savoie (*Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 62, n° 263).
31. KILIAN (W.) (1911). — Sur les « seuils de débordement » glaciaires et sur une phase importante dans la succession des oscillations glaciaires dans les

- Alpes françaises (*Bull. Soc. Géol. France*, 4^e sér., t. 9, p. 33-38).
32. LALANDE (G.) (1953). — La morphologie glaciaire du sillon alpin du Sud (*Thèse Doct. Univ. Grenoble*).
33. LAMBERT (A.) et MONJUVENT (G.) (1968). — Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac (note préliminaire) (*Géologie Alpine*, t. 44, p. 117-138).
34. LAVILLE (H.) (1969). — L'interstade Würm II-III et la position chronologique du Paléolithique supérieur ancien en Périgord (*C. R. Acad. Sc.*, t. 269, sér. D, p. 10-12).
35. LEROI-GOURHAN (A.) (1968). — Dénomination des oscillations würmiennes (*Bull. A.F.E.Q.*, n° 17, p. 281-289).
36. LETOLLE (R.) et al. (1971). — Composition isotopique de carbonates organogènes quaternaires de Méditerranée occidentale : essai d'interprétation climatique (*C. R. Acad. Sc.*, t. 273, sér. D, p. 2225-2228).
37. LLIBOUTRY (L.) (1965). — *Traité de glaciologie*. 2 vol. in-8°, Masson éd., Paris.
38. LORY (P.) (1931). — Quatre journées d'excursion géologique au Sud de Grenoble (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 15, fasc. 3, p. 41-70).
39. LUMLEY (H. de) (1965). — Evolution des climats quaternaires d'après le remplissage des grottes de Provence et du Languedoc méridional (*Bull. A.F.E.Q.*, n° 3, p. 165-170).
40. MALENFANT (M.) (1969). — Découverte d'une industrie moustérienne de surface sur le plateau des Guillets (massif du Vercors, Isère) (*C. R. Acad. Sc.*, t. 268, sér. D, p. 1380-1383).
41. MARTIN (D.) (1926). — Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var. 1 vol. in-8°, Jean et Peyrot éd., Gap.
42. MICHEL (R.) et ROTHE (J.) (1959). — Sur la nature et l'épaisseur des alluvions quaternaires dans le bassin de Vizille (vallée de la Romanche, Isère) (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 35, p. 7-14).
43. MONJUVENT (G.) (1969). — Datation par le radio-carbone dans une moraine locale des chaînes subalpines à Prélénfrey-du-Guâ près de Grenoble (Isère) (*C. R. Acad. Sc.*, t. 268, sér. D, p. 1372-1375).
44. MONJUVENT (G.) (1969). — Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du Sillon alpin méridional (*Rev. Géogr. Alpine*, t. LVII, fasc. 3, p. 545-559).
45. MONJUVENT (G.) (1969). — Excursions dans la vallée du Drac. Livret-guide des excursions A7 (Alpes-moyenne vallée du Rhône) et A8 (Dauphiné) (*VIII^e Congr. INQUA*, Paris).
46. MONJUVENT (G.) (1971). — Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin (*Thèse Univ. Paris VII*).
47. MORET (L.) (1956). — Données nouvelles sur l'âge absolu et l'origine des argiles d'Eybens près de Grenoble (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 32, p. 11-15).
48. OLAUSSON (E.) (1969). — Le climat au Pléistocène et la circulation des océans (*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. XI, fasc. 3, p. 251-264).
49. PENCK (A.) et BRUCKNER (E.) (1901-1909). — Les Alpes françaises à l'époque glaciaire. Trad. Chaudel (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 8, 1907, p. 111-267). Les glaciations des Alpes du Sud. Trad. Arbos (*id.*, t. 9, 1908, p. 21-72).
50. PUJOS-LAMY (A.) (1971). — Les foraminifères benthiques abyssaux : leur utilisation pour la mise en évidence des variations climatiques dans une carotte du Quaternaire récent (*C. R. Acad. Sc.*, t. 272, sér. D, p. 215-218).
51. ROBEQUAIN (C.) (1922). — Le Trièves : étude géographique (*Rev. Géogr. Alpine*, t. X, n° 1, p. 5-124).
52. SARROT-REYNAUD (J.) (1961). — Etude géologique du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes (*Mém. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, n° 2).
53. SAUVAN (S.) (1942). — Le Haut Bochaîne. Etude géographique (*Rev. Géogr. Alpine*, t. XXX, n° 2, p. 225-364).
54. SEREBRYANNY (J.-R.) (1969). — L'apport de la radiochronométrie à l'étude de l'histoire tardiquaternaire des régions de glaciation ancienne de la plaine russe (*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. XI, fasc. 3, p. 293-303).
55. STARKEL (L.) (1968). — L'étagement des processus morphogénétiques dans les Carpathes au cours de la dernière glaciation (*Biul. Perygl.*, Lodz, n° 17, p. 205-221).
56. TRICART (J.) (1953). — Les séquences morainiques et l'hypothèse du défonçage périglacière d'après l'exemple de La Mure (Isère) (*Géologica Bavarica*, n° 19, p. 195-200).
57. VERGNAUD-GRAZZINI (C.) et HERMAN-ROSENBERG (Y.) (1969). — Etude paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée orientale (*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. XI, fasc. 3, p. 279-292).
58. VEYRET (P.) (1945). — Les pays de la Moyenne-Durance alpestre. Etude géographique. 1 vol. in-8°, éd. Arthaud, Grenoble.
59. VIVIAN (R.) (1965). — Glaces mortes et morphologie glaciaire (*Rev. Géogr. Alpine*, t. LIII, p. 371-401).
60. VIVIAN (R.) et RICQ DE BOUARD (M.) (1969). — Moraines de versant et confluences glaciaires : étude de morphologie glaciaire sur le plateau de Saint Nizier (Vercors NE) (*id.*, t. LVII, n° 3, p. 529-543).
61. ZUBAKOV (V. A.) (1969). — La chronologie des variations climatiques au cours du Pléistocène en Sibérie occidentale (*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. XI, fasc. 3, p. 315-325).