Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin .

Guy Monjuvent

▶ **To cite this version:**

Guy Monjuvent. Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin .. Géomorphologie. Université Paris-Diderot - Paris VII, 1979. Français. NNT : . tel-00441486

HAL Id: tel-00441486

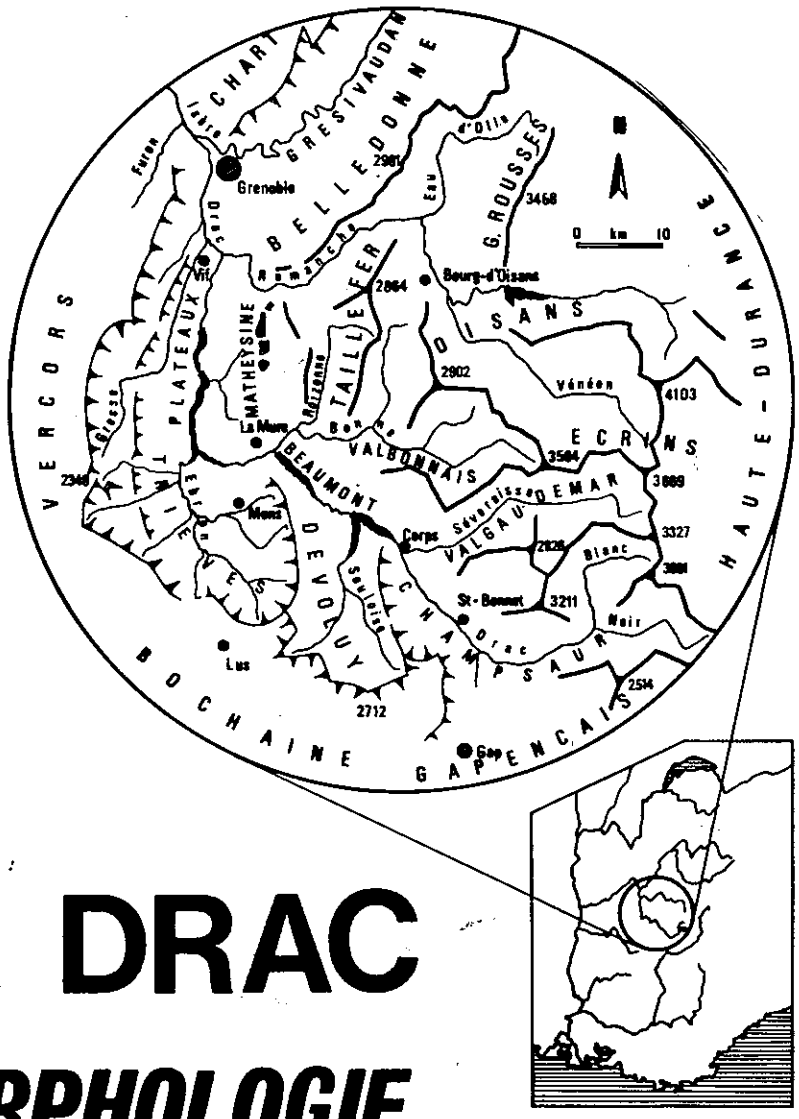
https://theses.hal.science/tel-00441486

Submitted on 16 Dec 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Guy Monjuvent



LE DRAC

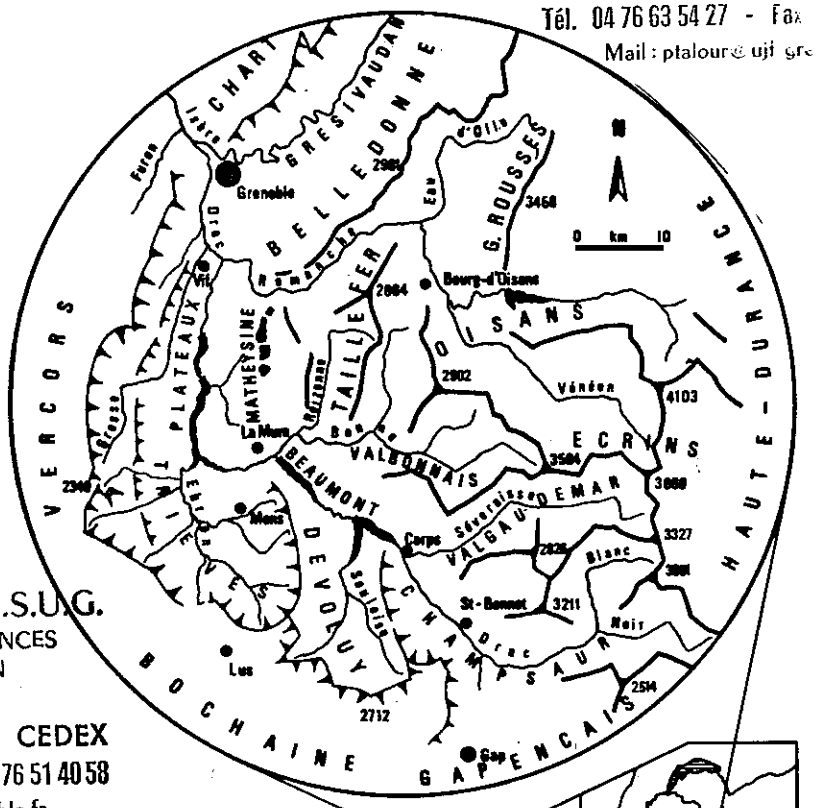
MORPHOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE QUATERNAIRES D'UN BASSIN ALPIN

Ouvrage publié avec le concours du
Centre National de la Recherche Scientifique

GRENOBLE, 1978

Guy Monjuvent

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

LE DRAC

MORPHOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE QUATERNAIRES D'UN BASSIN ALPIN

Ouvrage publié avec le concours du
Centre National de la Recherche Scientifique

GRENOBLE, 1978

L'auge de Bourg-d'Oisans vue du Nord. Au fond en bas, débouché de l'auge du Vénéon venant du centre du Pelvoux. A gauche la Romanche. A l'arrière plan, sommet cristallin de la Muzelle (3465m). Cliché M. GIDON.

AVANT-PROPOS

C'est d'une façon singulière que j'ai été amené à cette étude de l'évolution quaternaire d'un bassin alpin. Ma formation de Quaternariste, que je dois à un enseignement spécialisé de 3ème Cycle de l'Université de Lyon, bientôt supprimé, et dans lequel professaient H.GAUTHIER, M.GIGOUT, G.MAZENOT, J.CORBEL, J.VIRET, J.DEJOU, me destinait plus à la résolution des problèmes " classiques " du Quaternaire de piedmont qu'à celui des régions montagneuses. Malgré les travaux de W.KILIAN, P. LORY, M. GIGNOUX, F.BOURDIER et des auteurs suisses, on n'admettait guère qu'il puisse exister, à l'intérieur de la zone d'extension des glaciers würmiens, une stratigraphie quaternaire complexe et surtout complète, directement accessible à l'observation. C'était notamment le cas du bassin du Drac. C'est pourquoi j'étais loin de me douter des difficultés qui m'attendaient lorsque j'entrepris les premiers levés de terrain.

L'idée de consacrer une thèse au Quaternaire du " sillon alpin " me fut suggérée par J.MASSEPORT, au Spitsberg. C'était l'époque où les recherches géographiques et géologiques sur les " hautes latitudes" étaient en plein développement sous la responsabilité de J.CORBEL, trop tôt disparu, dont l'enthousiasme communicatif m'avait fait désirer d'y participer. Mais la relative pauvreté de cette région en dépôts quaternaires m'a vite fait renoncer à y engager une étude, le pays étant plus favorable au glaciologue et au morphologue qu'au Quaternariste. Cependant le voyage ne fut pas inutile car il me permit d'observer un paysage glaciaire tel que devaient être les Alpes et leurs bordures au cours des glaciations.

Au retour de cette expédition de l'été 64, je fus avisé de mon admission auCNRS. C'est encore à J.CORBEL que je dus ma nomination ainsi que ma présentation au Pr.J.DRESCH, directeur de l'Institut de Géographie de Paris, qui accepta d'être mon directeur de thèse. Je commençai au printemps suivant mon programme sur le terrain.

Au cours de ces six années de travail, au début desquelles j'allai m'installer à Grenoble, je fus toujours bien accueilli à l'Institut de Géographie Alpine où son directeur, P.VEYRET, me manifesta son amabilité coutumière et son intérêt, et me permit d'utiliser le laboratoire de Géomorphologie pour y faire mes premières analyses. J'y rencontrai aussi Y.BRAVARD, qui avait travaillé dans le piedmont bas-dauphinois sur des problèmes qui m'étaient plus familiers et avec lequel j'eus ensuite beaucoup de conversations intéressantes.

Je dois aussi une particulière reconnaissance à l'Institut Dolomieu, où mes recherches bibliographiques furent facilitées au maximum et où tout le personnel me témoigna sa sympathie; en particulier R.BARBIER, J.DEBELMAS puis J.SARROT-REYNAULD, M. GIDON, J.P. USELLE, J.Cl. FOURNEAUX, J.APRAHAMIAN, A.BOCQUET, avec lesquels s'instaura une agréable et fructueuse collaboration. Le laboratoire de sédimentologie accepta de traiter nombre de mes échantillons, consciencieusement analysés par M.REVOL. J'y trouvai enfin le cadre pratique et laborieux nécessaire pour la rédaction et l'illustration de ce mémoire.

La préparation des voyages d'étude du Congrès de l'INQUA 1969 dans les Alpes (A7, A8 et B16) m'a fourni l'occasion, outre de présenter mon terrain aux congressistes, d'aborder certains problèmes, trop brièvement à mon gré, avec F.BOURDIER qui m'a toujours reçu à Paris avec une extrême amabilité. J'ai eu également le plaisir de voir accepter par le Pr.P.BELLAIR le projet d'un forage d'étude sur le site d'Eybens, prélude à une collaboration sympathique et fructueuse. Au cours des excursions j'ai eu la satisfaction de voir mes interprétations, pourtant nouvelles et contraires à ce qui était considéré comme classique, acceptées après discussions par S.VENZO, G.B. CASTIGLIONI, R.HANTKE, K.ERIKSSON, R.J. PRICE, S.E. WHITE, K.A.HABBE entre beaucoup d'autres. Cet accord fut un encouragement à la veille de la rédaction. La question des argiles d'Eybens, toujours controversée, a été largement évoquée sur le gisement même où, malgré la présence de plusieurs spécialistes et les données objectives du sondage, leur interprétation n'a pas fait l'unanimité. Espérons que l'étude en cours des carottes apportera des faits précis permettant une meilleure compréhension.

Matériellement, les courses sur le terrain me furent grandement facilitées par ma nomination en qualité de Collaborateur de la Carte Géologique que je dois à J.DEBELMAS, pour les levés du Quaternaire du bassin du Drac.

Je ne puis citer ici tous ceux qui, de près ou de loin, ont collaboré avec moi, m'ont aidé ou conseillé ou m'ont simplement manifesté leur amitié ou leur sympathie. Cependant, je tiens à évoquer mes amis polonais J.BURACZYNSKI, de Lublin, et M.PULINA, de Wroclaw, et à remercier particulièrement A.LAMBERT, M.GIDON et M. MALENFANT.

C'est grâce aux travaux précédents et à la collaboration d'A.LAMBERT, géologue à l'EDF, que la lumière a pu se faire plus rapidement, pour moi, dans la stratigraphie si complexe du Quaternaire du Drac inférieur où, mal débarrassé encore des idées " classiques", je me demandais si un jour je pourrais enfin débrouiller un fil conducteur de la multitude de faits apparemment contradictoires qui masquaient l'unité de l'ensemble. Sa perspicacité,

son sens de l'observation m'ont été d'une aide précieuse dans le début de mon travail.

Avec M. GIDON, dynamique Maître de Conférence à L'Institut Dolomieu, une collaboration amicale s'est très vite établie. Intéressé par les problèmes du Quaternaire, notamment des régions de Gap et de Voiron, c'est lui qui prit d'abord contact avec moi et c'est ensemble que nous avons mis au point la méthode morphologique " moraine-chenal marginal " pour la caractérisation et la coordination des stades glaciaires. Nous appliquâmes aussi les méthodes physiques (planimétrie, profils glaciaires calculés) pour l'étude des bassins d'englacement et de leurs appareils. On verra dans le cours de ce travail que j'ai fait très largement appel à ces méthodes inhabituelles, entre autres, que nous avons testées en commun.

Le Docteur MALENFANT, enfin, a été pour moi un ami et un guide dans le domaine de la Préhistoire qui m'est devenu petit à petit plus familier. Nos discussions, nos tournées sur le terrain m'ont été d'un grand enrichissement. C'est grâce à l'une de ses nombreuses découvertes qu'une datation absolue a pu être appliquée aux moraines de la région de Grenoble, permettant ainsi de " caler " l'ensemble des dépôts glaciaires du bassin du Drac, ou presque, dans la chronologie würmienne.

A tous, qui m'ont toujours témoigné leur bienveillante compréhension, je fais l'hommage de ce travail qui leur doit beaucoup.

La Meije (Oisans, 3983m), vue de l'Ouest. Cliché M. GIDON.

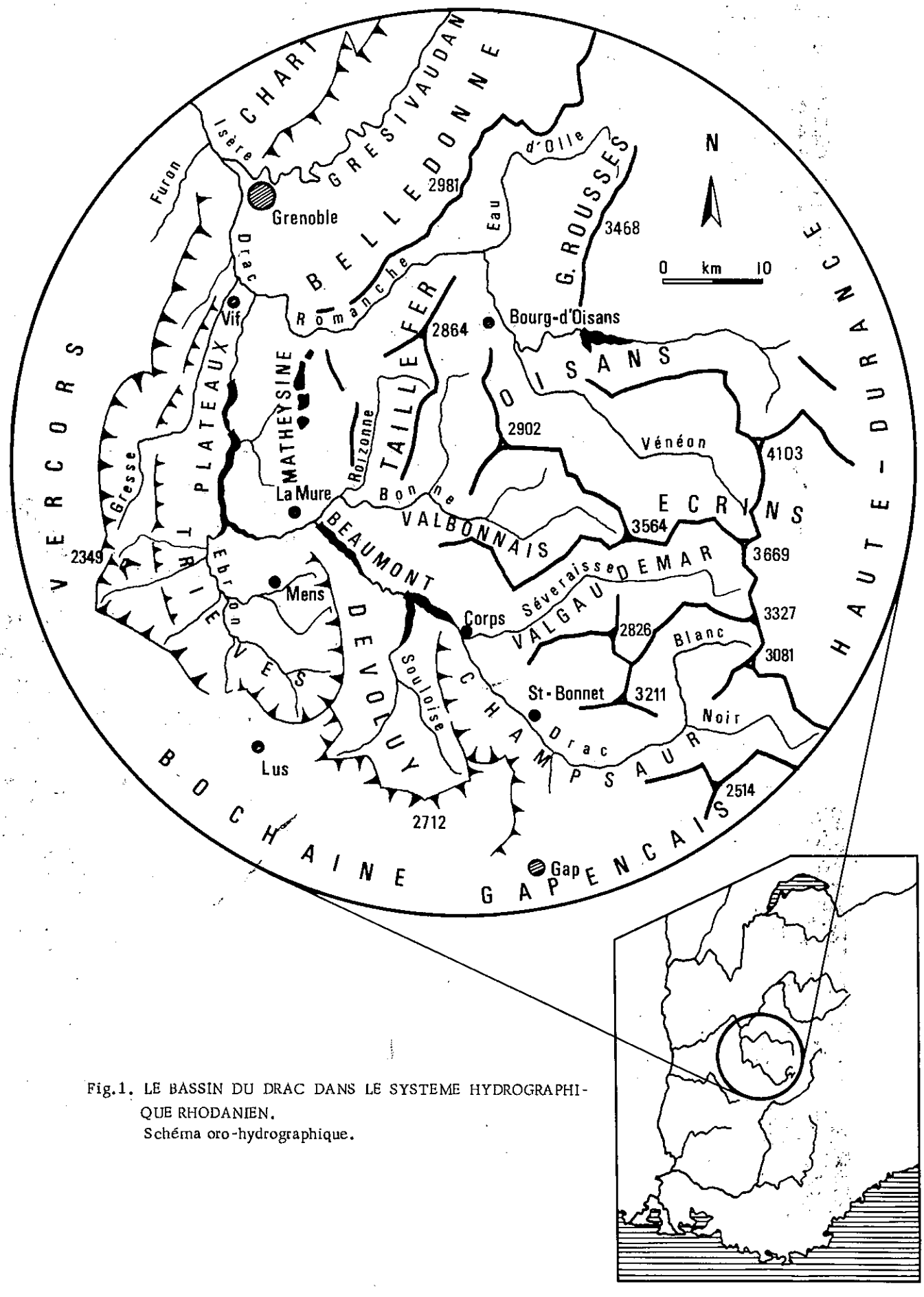


Fig.1. LE BASSIN DU DRAC DANS LE SYSTEME HYDROGRAPHIQUE RHODANIEN.
Schéma oro-hydrographique.

INTRODUCTION

Le sillon alpin, un des traits orographiques et hydrographiques principaux des Alpes Occidentales, est réputé ceinturer grossièrement les massifs cristallins externes (Mont-Blanc- Aiguilles Rouges, Belledonne - Grandes Rousses, Pelvoux) à l'W, séparant nettement ces dernières des chaînes subalpines (Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors, Dévoluy), entre Saint-Gervais et le col Bayard près de Gap. Très bien individualisé au N de Grenoble jusqu'à Albertville, où il prend l'allure d'un corridor presque rectiligne, à fond pratiquement plat et de faible altitude (200 à 300 m) par rapport aux massifs qui l'encadrent en dépassant tous largement les 2 000m , il est par contre beaucoup moins marqué au S. On peut considérer qu'il se prolonge de manière identique seulement jusqu'aux environs de Vif, à une quinzaine de kilomètres de Grenoble. Plus loin, il se sépare en deux dépressions suivies respectivement par le Drac et la Gresse, cette dernière provenant du rebord oriental du Vercors. La vallée de la Gresse remonte progressivement jusqu'au Col du Fau (899m), au-delà duquel lui fait suite le large bassin du Trièves. Quant au Drac, il contourne par le S le petit massif de la Mure et, par un défilé étroit et encaissé qui ne rappelle en rien la large avenue du N, s'enfonce entre les hauteurs du Dévoluy septentrional et du Beaumont. Ce n'est qu'après l'étroit de Beaufin, dans le Champsaur, que la dépression alpine du Sud retrouve un visage familier, entre la crête orientale du Dévoluy et les cîmes du Chaillol. Mais c'est déjà la fin, le large col Bayard se profile à l'horizon, annonçant les paysages de la Durance. Son altitude moyenne est ici voisine de mille mètres. Contournant le large seuil qui sépare le Champsaur du Sillon de Gap, la vallée du Drac s'enfonce à l'intérieur de la masse montagneuse du Pelvoux méridional (fig. 1).

Ainsi , sur une centaine de kilomètres environ, le " Sillon alpin du Sud " ne présente que deux courts tronçons, à ses deux extrémités, comparables en tous points à sa physionomie habituelle. Entre ces deux régions ce n'est qu'une série de bassins élargis franchis par des défilés étroits qui ont fourni des sites remarquables d'équipement hydroélectrique. Le trait commun, celui qui est à l'origine de la définition même du sillon, demeure. C' est une région creuse, évidée, qui sépare deux ensembles montagneux différents, cristallins à l'E, sédimentaire à l'W. Sa structure, déjà moins simple qu'il n'y paraît au N, devient très complexe sinon embrouillée. C'est que celle des montagnes qui l'encadrent le devient aussi. Nous verrons que la vallée du Drac ne répond aucunement aux caractères structuraux du véritable Sillon alpin.

Le Sillon dans son ensemble est l'artère maîtresse du drainage des massifs cristallins des Alpes occidentales. Au N. les affluents rive droite de la Haute-Isère remontent jusqu'aux contreforts du massif du Mont Blanc. Au centre la Romanche, surtout par son affluent le Vénéon, étend ses ramifications sur la plus grande partie du massif du Pelvoux. au S. enfin, les affluents de rive droite du Drac (Bonne, Séveraisse) et sa haute vallée se partagent le reste. Les torrents qui dépendent de la Haute Durance ne font qu'écorner la retombée orientale de ce massif.

Le point de confluence de tout cet ensemble hydrographique est la cuvette de Grenoble. Au N , il est facile de constater que le Sillon alpin joue seulement le rôle d'un canal d'écoulement. En effet, depuis Albertville mais surtout à partir du confluent de l'Arc, la vallée de l'Isère ne reçoit aucun affluent notable ni de rive gauche, ni de rive droite, entre Belledonne, Bauges et Chartreuse. La cluse de Chambéry est actuellement morte, celle de Faverges aussi.

Il en est autrement au S. A quelques kilomètres de Grenoble seulement, le Drac reçoit la Gresse sur sa rive gauche, affluent mineur certes mais non négligeable. Tout de suite après, rive droite, c'est la Romanche, qui peut rivaliser d'importance avec son collecteur par l'étendue de son bassin et son débit. A peu de distance encore, l'Ebron, drainant le Trièves, rejoint le cours d'eau principal. Ensuite, les affluents importants s'échelonnent régulièrement. D'abord la Bonne, venant des contreforts occidentaux du Pelvoux, puis la Souloise qui rassemble la totalité des eaux du Dévoluy, la Séveraisse et la Séveraissette dépendant aussi du Pelvoux méridional, et enfin les deux Dracs qui se réunissent dans le Haut-Champsaur.

Ainsi, on comprend pourquoi le " Sillon alpin du Sud "ne ressemble pas à son homologue du Nord. Ce dernier est effectivement un sillon, qui sépare nettement deux chaînes allongées élevant de chaque côté deux murailles continues. Le premier, au contraire, ne remplit cette condition, et encore bien imparfaitement, que sur une très courte distance, prolongement méridional évident de l'autre branche. Enfin, il s'agit seulement d'une vallée établie au contact de deux massifs certes très élevés (. le Dévoluy est le plus élevé des Massifs subalpins, et le Pelvoux ne le cède en altitude qu'au Mont-Blanc), mais dont la forme plus ramassée a induit un drainage plus régulièrement réparti.

Dans sa physionomie générale, le Sillon alpin paraît exclusivement tributaire de l'hydrographie. Mais il subit toutes les conséquences du phénomène glaciaire, qui lui laissa une profonde empreinte. Ici encore, l'opposition est totale entre les parties septentrionale et méridionale.

Le Sillon alpin du N est une " combe " évidée (Combe de Savoie, Grésivaudan) dont le fond, plat ou

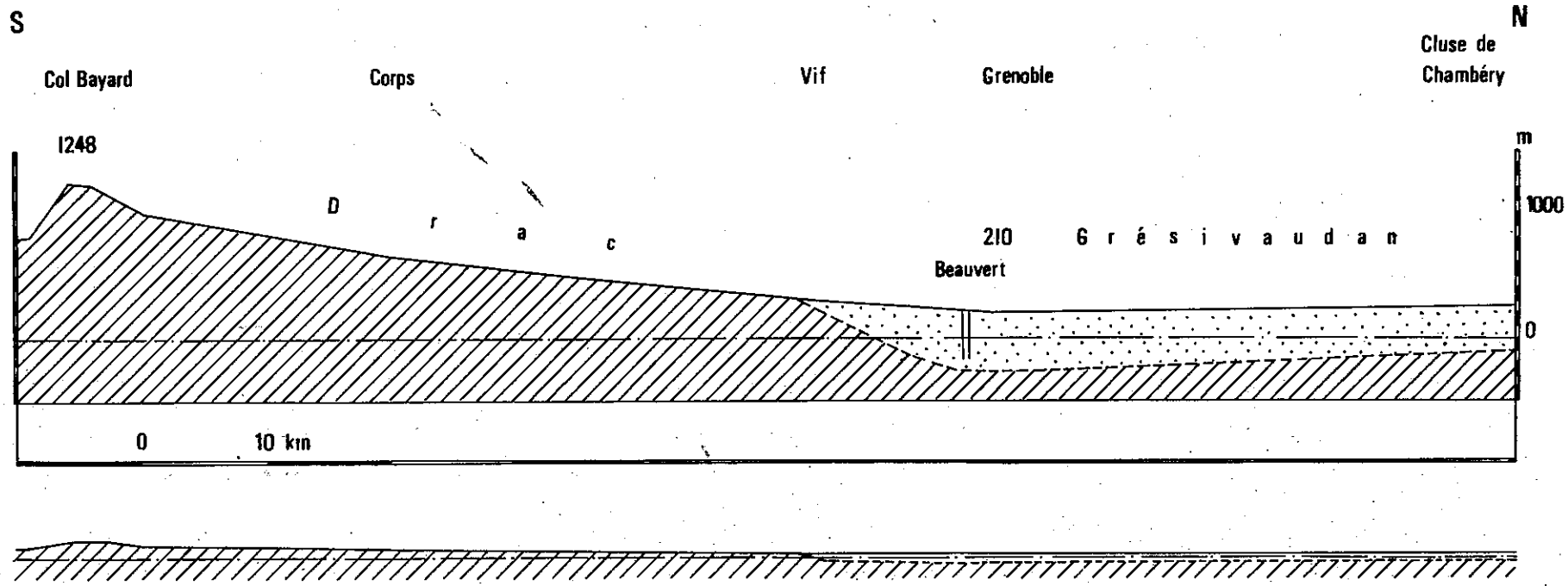


Fig. 2. COUPE N-S GRESIVAUDAN-VALLEE DU DRAC, DE PART ET D'AUTRE DE GRENOBLE.
Haut : Echelle verticale exagérée 10 fois
bas : Echelles verticales et horizontale égales
Hachures : substratum, Pointillé : remplissage quaternaire du sillon alpin du N. Remarquer le talweg du Drac très fortement suspendu au-dessus du fond d'auge de l'Isère, jusqu'à Vif, ainsi que le très fort surcreusement (plus de 400m) du sillon alpin du N à Grenoble. Au Sud du col Bayard, dépression de la Durance (sillon de Gap).

presque, est constitué par les alluvions modernes de l'Isère qui remplissent, sur une puissance inconnue mais certainement considérable (voir les sondages in BOURDIER F., 1961, fig 7 ; en tout cas plusieurs centaines de mètres), une vallée de surcreusement glaciaire. Seuls quelques lambeaux de terrasses plus élevées, à couverture généralement morainique, en rompent sporadiquement la régularité. Le terme même de sillon s'applique donc ici parfaitement.

C'est tout le contraire en ce qui concerne la partie sud. Dès la sortie de Grenoble on trouve une masse considérable de dépôts quaternaires qui domine la ville de plus de deux cents mètres, le plateau de Champagnier. Plus en amont ces dépôts prennent une place plus considérable encore. Presque partout, le Drac coule entre deux hauts versants façonnés exclusivement dans du matériel détritique récent, mais sur le substratum rocheux. Le Drac y est encaissé en un véritable cañon, tandis que l'Isère coule à la surface de ses alluvions (fig.2).

Enfin, si l'on s'en réfère aux conditions actuelles ou subactuelles, le Sillon alpin du Nord était une région en cours d'alluvionnement avant l'établissement des digues de l'Isère et du Bas-Drac. Le Sud, par contre , était soumis à une intense érosion avant l'édification des barrages hydroélectriques, dont les produits allaient justement, dans la dépression grenobloise, rejoindre et grossir ceux amenés par l'Isère dans le Grésivaudan.

Ainsi, il existe une véritable dualité, une opposition même entre les deux branches principales du Sillon alpin. Opposition qui est éclatante surtout en ce qui concerne l'évolution quaternaire, mais en réalité beaucoup plus profonde, originelle. Elle tient au premier chef à la structure de cette partie des Alpes occidentales qui, nous le verrons, a influencé et même commandé la morphologie jusque dans ses plus récents développements. C'est ainsi que les glaciations ont connu des modalités et ont eu des effets complètement différents dans la partie sud et dans la partie nord. On peut dire, à la limite, qu'il y eut véritablement interaction des deux phénomènes. La structure générale des Alpes a déterminé deux styles différents à la même glaciation. Ces deux " styles glaciaires", réciproquement, ont imprimé de façon différente leur sceau à chacune de ces régions , le résultat étant une morphologie qui diffère totalement de part et d'autre de la cluse de Grenoble.

Le " Sillon alpin du Sud " est classiquement limité à la vallée du Drac amputée de son très haut cours, exactement de la partie comprise à l'intérieur des affleurements les plus occidentaux des nappes de l'Embrunais-Ubaye faisant partie des zones alpines internes. Or la vallée du Haut-Drac, en Champsaur, n'est séparée de la vallée de la Durance (s.l.), plus exactement du Sillon de Gap, que par un seuil très modeste, le col Bayard. Le Drac, au droit de ce dernier, coule à l'altitude de 1 000m exactement et la ville de Gap, à égale distance du col au Sud, est établie dans le sillon à une altitude de peu inférieure (800 m, le col culminant à 1260 m). La dénivellation est très faible au N (250 m environ), un peu plus importante au Sud où elle n'atteint cependant pas 500 m. Ce seuil est en fait un ensellement où se succèdent une série de quatre cols de plus en plus élevés vers l'E (Cols Bayard, de Manse, du Collet, de Moissière). Le Sillon de Gap ayant été au Quaternaire l'auge principale du grand glacier de la Durance, et la vallée du Drac en Champsaur ayant été largement englacée elle aussi, le seuil Bayard fut le lieu de rencontre des deux appareils. Toute sa morphologie actuelle porte l'empreinte de cette action glaciaire. Comme d'autre part, le glacier de la basse vallée du Drac confluait dans la région de Grenoble avec celui de l'Isère occupant le Grésivaudan, il s'ensuit qu'à chaque glaciation la vallée du Drac a joué le rôle d'une énorme transfluence entre les glaciers de la Durance et de l'Isère. C'est , assurément, une disposition peu commune, et en tout cas unique en ce qui concerne les glaciers de vallées dans les Alpes françaises.(fig.3). Par leurs hautes vallées, le Drac et ses affluents de rive droite plongent jusqu'au coeur d'un massif très élevé, ayant été au Quaternaire une grande zone d'alimentation de glace, où subsistent encore de nombreux glaciers de cirque ou de vallée. Ainsi peut-on suivre, jusqu'à leurs positions actuelles, les appareils dont la réunion, au Quaternaire, a permis leur débordement sur le piedmont et leur avancée jusqu'au pied du Massif-Central.

Enfin, les massifs subalpins du Vercors et du Dévoluy ont été le siège d'un développement important de glaciers locaux, certainement à toutes les époques de glaciations, comme leurs correspondants plus septentrionaux d'ailleurs. Mais, à la différence de ces derniers qui, tous , ont été submergés par l'immense invasion des glaces proprement alpines, c'est-à-dire venant des hauts massifs du centre de la chaîne, le Vercors et le Dévoluy ont été épargnés, chacun pour des raisons particulières sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir. Ils ont donc conservé l'intégralité des formes et dépôts façonnés par leurs appareils propres. Mais ils n'étaient pas complètement isolés du courant général et, en quelques points de contact bien déterminés, les glaciers locaux ont été en relation avec les glaciers alpins. Il y eut, là encore, des interactions réciproques dont les résultats sont d'une grande importance tant au point de vue morphologie que chronologie.

Dans un autre domaine, celui des formes d'érosion, la région considérée présente un intérêt particulier. Les glaciers ont été aux prises avec les roches cristallines et cristallophylliennes du socle hercynien, qui affleurent largement tant dans Belledonne que dans les Grandes Rousses, le Taillefer et le Pelvoux. En ce qui concerne les roches sédimentaires, les calcaires du Vercors et du Dévoluy ont eu à supporter un contingent de glace plus faible mais néanmoins considérable, alors que le " Sillon " offrait à l'érosion glaciaire la substance tendre de ses marnes et de ses schistes. Nous aurons ainsi à comparer les résultats que l'action des glaciers à induit dans des milieux si opposés par la lithologie et l'altitude.

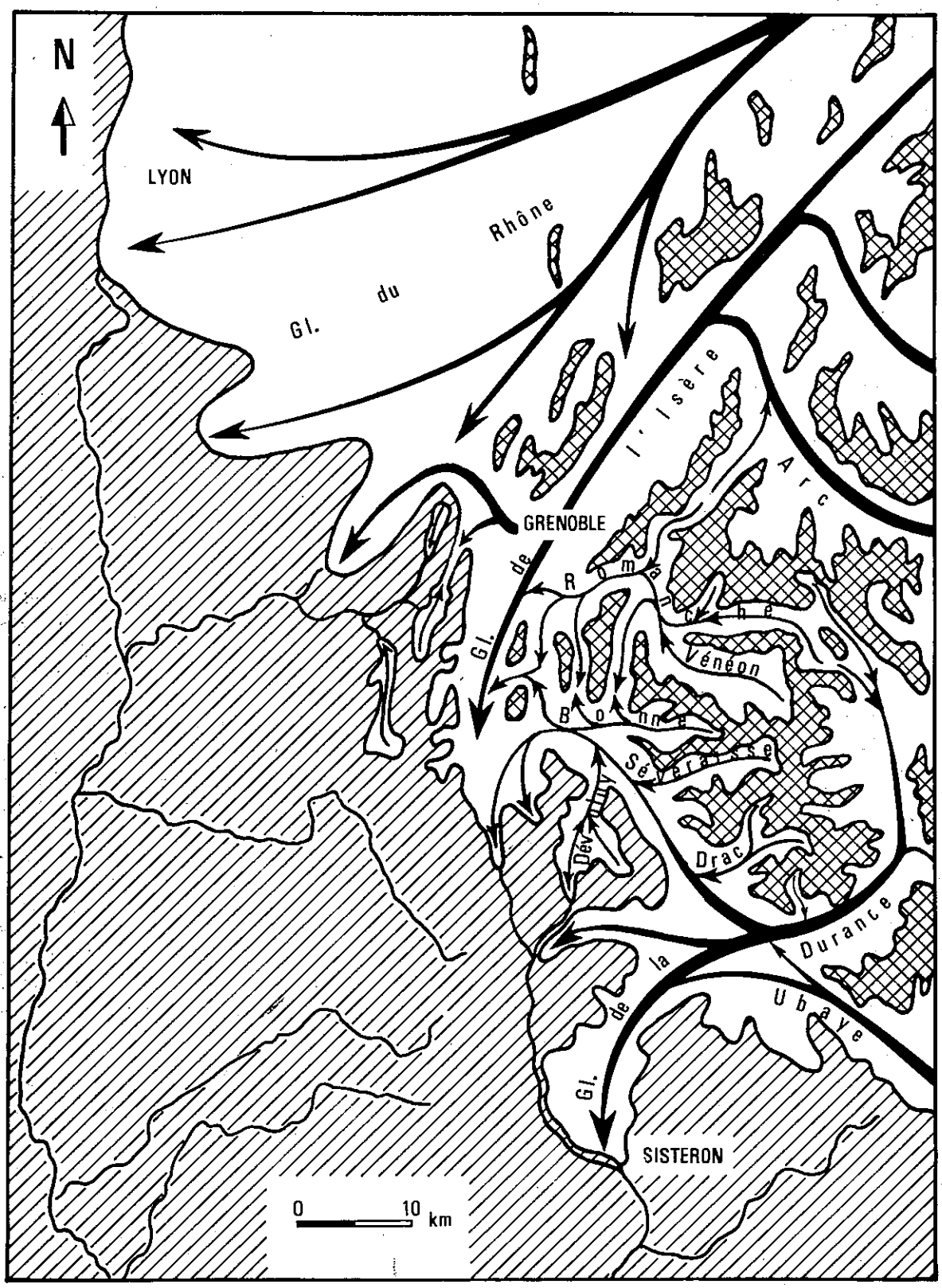


Fig. 3. LES GLACIERS ALPINS LORS DE LEUR EXTENSION MAXIMALE, AU QUATERNAIRE
En blanc : la nappe de glace
Hachures : aire non englacée
Croisés : sommets et arêtes dépassant le niveau général des glaces (nunataks).

Telle qu'elle vient d'être définie, la région qui fait l'objet de cette étude ne se limite donc pas exclusivement à la vallée du Drac, qui n'en est que l'axe central, l'élément le plus important. Autour de ce centre d'intérêt principal se greffe une série de pôles d'intérêt non moins important, dont l'ensemble englobe le bassin dans sa totalité. C'est donc une région naturelle limitée par une frontière physique, la ligne de partage des eaux qui se jettent à Grenoble dans l'Isère, que ce travail va essayer de présenter.

PREMIERE PARTIE

CADRE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE

Le bassin du Drac est situé en totalité ou presque dans la zone alpine externe, ou des structures autochtones et parautochtones. Seule; la haute vallée pénètre dans la zone interne qui constitue une partie des massifs du Champsaur au S du Pelvoux.

La zone externe qui nous intéresse comprend, d'W en E : les massifs subalpins du Dévoluy (en totalité) et du Vercors (en partie); le "Sillon alpin Sud" ou vallée du Drac; les montagnes bordières (surtout liasiques) de la Matheysine et du Beaumont; les massifs cristallins externes, Belledonne méridional, Taillefer, Grandes Rousses, Pelvoux; l'enveloppe sédimentaire orientale de ces massifs, Aiguilles d'Arves au N du Pelvoux, Champsaur autochtone au S.

La zone interne comporte, toujours d'W en E, les unités subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise avec la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui en forme la plus grande partie.

Du point de vue morphologique, la grande discontinuité ne provient pas de la dualité zone externe zone interne, fondamentale en ce qui concerne la géologie, mais se tient dans l'opposition des massifs cristallins externes et de leur enveloppe (couverture) sédimentaire; cependant l'individualisation de ces massifs a une origine également tectonique, ce qui fait que le contraste est à la fois lithologique et structural.

I.1. LE MATERIEL ROCHEUX.

I.1.1. MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

Ils sont constitués essentiellement par un ensemble de métamorphites (anatexites, gneiss, amphibolites, micaschistes) et un socle granitique (granites du Pelvoux). En de rares points, des granites s'injectent dans les schistes cristallins qui présentent quelques inclusions ultrabasiques (gabbros, serpentines), localisés surtout dans les massifs de Belledonne-Taillefer.

Les massifs cristallins externes sont considérés appartenir à la chaîne hercynienne dont ils représentent la marge orientale (P.TERMIER, 1896, P. GIDON, 1954, J.SARROT REYNAULD,1961). La présence, dans les assises métamorphiques du Pelvoux et des Grandes-Rousses, d'inclusions de poudingues à galets de gneiss et de micaschiste prouve l'existence d'un socle encore plus ancien (Calédonien ?) (P.TERMIER,1900, P. BELLAIR,1946). Or ce socle a été récemment reconnu et daté du Précambrien (P.Le FORT et al.,1969, P. Le Fort, 1964, F. CARME, 1965), après avoir été mis en évidence pour la première fois dans le massif des Aiguilles Rouges (série de Fully) (R.CHESSEX et R.LAURENT, 1968) par des mesures d'âge absolu. Il s'agit d'un noyau très granitisé constituant la plus grande partie du haut massif des Ecrins-Pelvoux, entouré d'un complexe détritique cortical (Taillefer, Chaillol, Combeynot), vieux de 630 MA environ, repris par le métamorphisme hercynien et recoupé par les granites du type Pelvoux (330-310 MA).

Le matériel hercynien comprend aussi des métamorphites qui sont l'enveloppe du noyau précambrien, et des granites. Il forme essentiellement les chaînes de Belledonne-Taillefer et des Grandes Rousses. On y a distingué trois séries métamorphiques différentes : une série brune à micaschistes et gneiss migmatiques, une série verte ou basique comprenant surtout des amphibolites et dans laquelle se trouvent les masses de gabbros, serpentines et gneiss albitiques, et une série satinée, supérieure, à séricitoschistes et leptynites (P.BORDET, 1966). Les granites, bien circonscrits, ont aussi été datés (Rochail, 319-324 MA, Valbonnais, 342-370 MA, Pelvoux, 296 MA, Sept-Laux, 370 MA) (M. BONHOMME et al., 1963, J.B. STORET,1968 p. 272); ils sont carbonifères.

En résumé, il existe un massif composé presque entièrement de granites et de gneiss, le Pelvoux, et des chaînes plus occidentales où se développent largement les schistes cristallins, Belledonne-Taillefer et Grandes-Rousses.

I.1.2. L'ENVELOPPE SEDIMENTAIRE.

Les assises non ou très peu métamorphiques commencent au Houiller et se terminent au Tertiaire (Miocène).

Le Houiller limnique, que l'on retrouve uniquement dans les massifs cristallins où il est généralement inclus dans des structures " synclinales", est discordant et transgressif sur le socle et commence par le Westphalien D (ou assise de la Houve) conglomératique, schisteux puis gréseux. Il se poursuit par le Stéphanien A (ou assise de Rive-de-Giers), également transgressif, bréchique puis alternativement schisteux et gréseux, qui contient les couches productives (La Mure , J.SARROT-REYNAULD). L'ensemble du Houiller y atteint sa puissance maximale

(70 m de Westphalien, 800 de Stéphanien). Localement le Viséen supérieur serait représenté sous forme de grès (P. GIBERGY , 1968).

La sédimentation continentale se poursuit au Permien par des formations rouges, conglomératiques, gréseuses et pélitiques (argilites), dont la puissance maximale atteint 250 m (les Rouchoux). On a pu y distinguer l'Autunien dans la région d'Allevard (P. GIDON, 1950), concordant sur le Houiller, et le Saxonien, partout légèrement discordant et transgressif (J. APRAHAMIAN ,1968, p. 14, J. SARROT-REYNAULD ,1961). Des faciès particuliers, localement intéressants, ont été mis en évidence à Entraigues-en-Valbonnais (arkoses) et surtout à Chamrousse (aphanites). L'aphanite de Chamrousse, roche siliceuse apparemment amorphe (CH.LORY,1860), recouvre le socle cristallophyllien arasé d'une couche mince (quelques mètres) et est considérée comme une croûte d'altération d'origine climatique.

C'est pendant le Permien, long épisode continental, que se produit sous climat aride et chaud une relative planation des reliefs cristallins (pénéplaine antétriasique), à la surface de laquelle la mer va transgresser. A partir du Trias, le régime devient uniquement marinsauf à la fin du Crétacé supérieur où commencent à apparaître d'importantes lacunes de sédimentation (Cénomanien, Danien). Ainsi, la série mésozoïque sera presque complète.

Le Trias, beaucoup plus largement répandu que le Permien, est de type " vosgien ou germanique réduit " (M. GIGNOUX, 1960), car son épaisseur est toujours faible (moins de 50-60m). Il débute par des grès minces et sporadiques au Werfénien, se continue par des calcaires dolomitiques siliceux, gris-jaunâtre (dolomies capucin) avec cargneules du Muschelkalk inférieur, puis des marnes schisteuses bigarrées à niveaux salins (anhydrite, gypse), de nouveaux calcaires dolomitiques dont certains ont un faciès récifal (Ladinien), un niveau important d'évaporites pouvant atteindre une puissance de 200 m (Keuper), et se termine généralement par l'épanchement de coulées de laves ou cinérites, anciennes andésites dont le nom local est " spilite ". La distribution verticale et horizontale du Trias permet, mieux encore qu'au Houiller, de se faire une idée de la paléogéographie de cette époque. Ainsi, l'alternance de faciès lagunaires et marins dénote une instabilité permanente que caractérise l'aspect syntectonique de la sédimentation (J. SARROT-REYNAULD, 1961). A côté des faciès réduits qui se localisent sur les massifs cristallins existent des zones où le Trias est beaucoup plus puissant : dans les chaînes subalpines, en relation alors avec les bassins germaniques et provençaux et dans la mer alpine à l'Est (Briançonnais). Ainsi ,l'emplacement des massifs cristallins externes se marquerait par un seuil, un haut-fond instable dont certaines parties n'étaient pas submergées : le seuil vindélicien. On a pu y individualiser un relief important, l' " île Pelvoux " (P. GIDON,1954, p.25,), dont les rivages coïncidaient grosso-modo avec les contours actuels du Haut-Massif (vallée de la Romanche au N, Drac au S.)

Le Jurassique, de faciès dauphinois typique (M. GIGNOUX et L. MORET , 1952), débute par les marno-calcaires du Rhétien puis le Lias se divise en deux ensembles : un Lias inférieur calcaire, un Lias supérieur schisteux (Toarcien , Aalénien). Comme le Trias, le Lias est sujet à des variations de faciès et d'épaisseur rapides, au contact des massifs cristallins. Ainsi, dans la région de la Mure, il y a de nombreuses lacunes accompagnées de remaniements du Trias (émersion) avant le Sinémurien, représenté par des calcaires massifs à entroques (faciès "Laffrey"). Des lacunes réapparaissent du Lotharingien supérieur au Domérien moyen. Le Domérien supérieur est de faciès marneux mais des calcaires à entroques envahissent : de nouveau le Toarcien avec des hard-grounds. A partir de l'Aalénien, la sédimentation s'uniformise (marnes), partout les épaisseurs s'accroissent fortement vers le S. Au Jurassique inférieur les faciès montrent donc l'existence d'un géosynclinal accidenté de hauts fonds émergeant plus ou moins, traduisant la persistance du " seuil vindélicien " : le seuil matheysin à l'W, situé à l'emplacement de Belledonne - Dôme de la Mure, la dorsale pelvousienne centrée sur les massifs cristallins Pelvoux- Grand Châtelard, puis la cordillière tarine à l'E, faisant frontière avec le domaine briançonnais (fig.4).

Au Jurassique moyen, l'uniformisation des faciès de la zone externe est acquise . Le Bajocien est représenté partout par des calcaires marneux noirs, le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien sont réunis sous le même faciès des " terres noires " , marnes schisteuses très tendres et épaisses (300m) sauf sur la cordillière tarine (brèches du Niélard et du Télégraphe) (R. BARBIER , 1948).

Puis ce complexe marneux va progressivement s'enrichir en calcaire, du Lusitanien au Kimméridgien inférieur (marno-calcaires à petits bancs calcaires) et se termine par le Tithonique, groupant Kimméridgien supérieur et Portlandien, sous la forme de calcaires sublithographiques clairs en gros bancs, épais de plusieurs dizaines de mètres.

Cependant le seuil matheysin ne disparaît que lentement (lacunes du Bajocien inférieur et du Bathonien), de même que la dorsale pelvousienne. C'est au Dogger que ces deux hauts-fonds disparaissent, tandis que la cordillère tarine demeure plus ou moins émergée durant tout le Jurassique.

Le Crétacé n'est connu presque exclusivement que dans les chaînes subalpines où il est de type " mixte " (fig .5.). Le Berriasien alternativement calcaire et marneux est peu épais (30-40m). Le Valanginien moyen, marneux ,peut atteindre 500 m et se termine par un faciès calcaire grossier (calcaires du Fontanil) devenant de plus en plus argileux vers le S. L'Hauterivien comprend une centaine de mètres de marnes et calcaires marneux en bancs alternés. Le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur sont réunis sous le faciès urgonien, calcaire compact cristallin, en gros bancs, zoogène, d'un blanc pur (faciès récifal et subrécifal), puissant (plus de 300 m), surmontant les

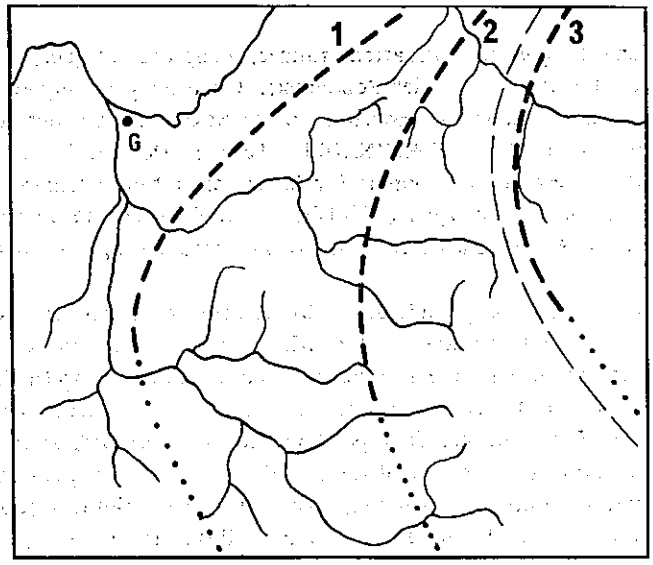


Fig.4. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LIAS
1. Dorsale dauphinoise(au centre, dorsale matheysine)
2. Dorsale pelvousienne
3. Cordillère tarine
Tireté fin : limite des zones externes (à l'W) et internes .
Pointillés : extension probable des structures vers le S ; G : Grenoble.

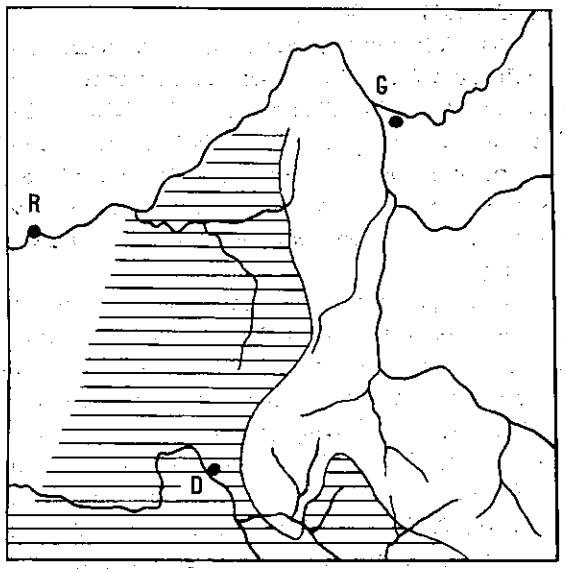


Fig.6. EXTENSION DE LA MER TURONIENNE

(d'après B. PORTHAULT, 1968).

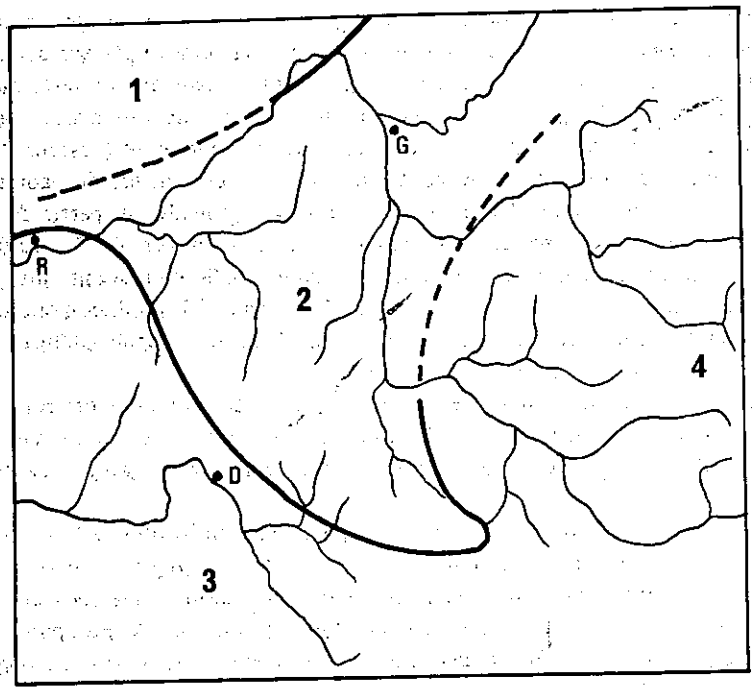


Fig.5. GRANDES ZONES DE FACIES DU CRETACE INFERIEUR (d'après M. GIGNOUX, Géol. Strati., p. 433).
1. Faciès jurassiens
2. Faciès mixte
3. Fosse vocontienne
4. Avant-fosse alpine

G : Grenoble
D : Die
R : Romans

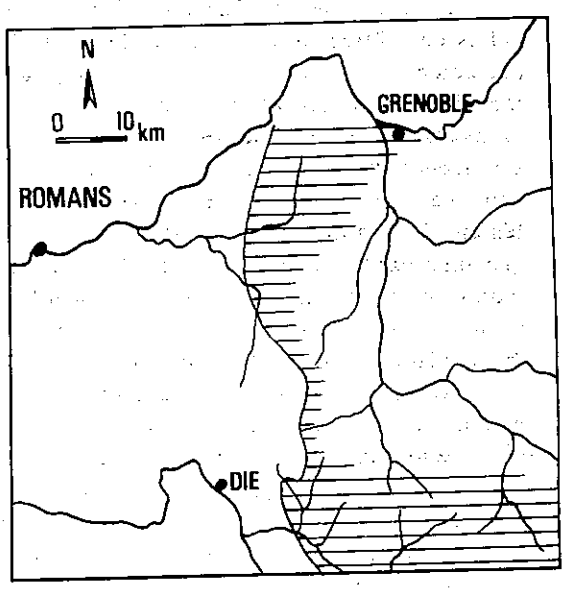


Fig.7. EXTENSION DE LA MER SANTONIENNE

(d'après B. PORTHAULT, 1968).

calcaires moins purs du Barrémien inférieur par l'intermédiaire d'un horizon marneux, la couche à Orbitolines. L'Aptien supérieur se présente sous la forme d'une mince couche de calcaires gréseux et glauconieux ; l'Albien, grès et sables verts glauconieux, est très sporadique ; le Turonien n'est connu que dans la partie Ouest du Vercors (Turonien supérieur) et en Bochaine (B. PORTHAULT ,1968) ; enfin le Sénonien est un ensemble de calcaires en petits bancs ; compacts, clairs, gréseux à la base (lauzes), à silex au sommet, et dont la puissance varie de 100 à 200 m (Vercors) jusqu'à 800 m (Obiou, Dévoluy).

Au Crétacé, les variations de faciès et de puissance sont peu sensibles et, surtout, se font sentir dans le sens méridien au contraire de ce que se passait auparavant, du fait de l'apparition de la fosse vocontienne. Ce sont surtout les horizons calcaires qui en sont affectés (calcaires du Fontanil devenant marneux vers le S, comme l'Urgonien d'ailleurs, Sénonien devenant très puissant en Dévoluy.

Le Crétacé, qui était inconnu sur les massifs cristallins et dans les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise, a été trouvé récemment dans la partie occidentale du Pelvoux (massif d'Ornon), sous la forme d'un Néocomien normal mais réduit (100 à 120m) (J. REBOUL,1962 p. 137) et dans les écailles ultradauphinoises de soleil-Boeuf (Champsaur) où il comprendrait un Barrémien calcaire à radiolarites (S. BEUF et M. LATREILLE,1961) Ainsi, il semblerait que l'absence actuelle du Crétacé sur ces massif soit plutôt due à l'érosion qu'à une absence de dépôt, d'autant plus qu"il est très bien représenté au N, dans la vallée de l'Arc (sauf sur la cordillère tarine) et à l'E, dans la zone interne (Crétacé supérieur).

Enfin, chronologiquement, c'est au Crétacé supérieur qu'appartient l'ensemble du Flysch à Helminthoïdes du Haut-Champsaur, dépendant de la grande nappe de l'Embrunais-Ubaye. C'est une série très épaisse, pouvant atteindre un millier de mètres (compte-tenu des reploiements tectoniques) de schistes noirs (schistes gréseux et calcschistes), caractérisés par la présence de pistes labyrinthoïdes tracées à la surface de certains bancs calcaires. La série gréseuse serait turonien-sénonien, la série calcaire terminale sénonien inférieur, et son origine piémontaise (Cf. KERCKHOVE,1963,1969).

Notre domaine, au Crétacé , est caractérisé par l'existence de hauts-fonds instables (Vercors) différents de ceux du Jurassique. Ces hauts-fonds, apparus au Barrémien, émergent au Cénomanien (lacune) puis subissent une sorte d'oscillation à partir du Turonien. Ainsi, au Turonien inférieur, le SE du Vercors s'exonde (conglomérat des Gas de Châtillon-en-Diois), et sans doute le reste du massif (lacune). Au Turonien supérieur, l'Ouest du Vercors est envahi par un golfe dépendant de la fosse vocontienne (fig.6), limité au N et à l'E par la ride partiellement émergée du Dévoluy. A la limite Coniacien-Santonien un renversement de subsidence se produit, aboutissant à l'exondation de la région occidentale et à la submersion de la région occidentale emergée où s'effectue la transgression Santonienne qui va durer jusqu'à la fin du Crétacé, en liaison avec celle du Dévoluy (fig.7). Ainsi serait défini un domaine occidental auquel appartiendrait le Diois et un domaine nord-oriental avec le Dévoluy et le Bochaine, leur limite étant actuellement matérialisée par le grand synclinal miocène Rencurel - Col du Rousset.

Avec le Tertiaire, le domaine exclusivement marin caractéristique du Secondaire dans le bassin du Drac va faire place à une aire beaucoup plus diversifiée. Ainsi on ne rencontre aucun sédiment tertiaire sur les massifs cristallins externes à l'exception de la bordure orientale et méridionale du Pelvoux, et les dépôts tertiaires deviennent successivement marins et continentaux.

L'Eocène inférieur y est partout continental, à la suite de la régression généralisée de la fin du Crétacé. Il se présente sous la forme de sables réfractaires (Vercors), sables siliceux plus ou moins argileux ou bigarrés (Dévoluy), et manque sur les massifs cristallins.

L'Eocène supérieur, marin, apparaît à l'E avec la transgression du Nummulitique alpin. Il commence par des grès et conglomérats de base directement transgressifs jusque sur le socle cristallin dans les Aiguilles d'Arves (R.BARBIER, 1948, p.90) et le Champsaur, sur le Sénonien en Dévoluy (R. DUBOIS ,1962), datés du Lutétien. Il se poursuit par la classique " trilogie priabonienne " (L. MORET in M. GIGNOUX, 1960; p.566) comprenant des calcaires et calcschistes à petites Nummulites, des schistes siliceux et se terminant par des grès (grès du Champsaur, Flysch gréseux des Aiguilles d'Arves) très épais (500 à 1 000m) , l'ensemble priabonien variant de 1 000m(Champsaur) à 2 000 m (Arves).Le Dévoluy montre une semblable alternance mais réduite en épaisseur (quelques centaines de mètres) (R. DUBOIS , 1962). Ainsi à l'Eocène supérieur, la plus grande partie du bassin du Drac appartenait à la marge orientale du continent centralien où s'exerçait une intense karstification, dont une péninsule, le Pelvoux, poussait une pointe dans la mer nummulitique alpine qui formait un vaste golfe à l'emplacement du Champsaur et de l' Est du Dévoluy (fig.8).

Le tableau change radicalement à l'Oligocène, où le domaine alpin entier émerge, à l'exception du centre du Dévoluy où se poursuit une sédimentation marine en relation avec le golfe provençal. Les dépôts manquant totalement entre le Dévoluy et les Bauges, il n'est pas du tout sûr qu'il y ait eu un bras de mer oligocène continu comme cela est classiquement admis (M. GIGNOUX , 1960), d'autant plus que l'âge oligocène de l'ensemble des dépôts nummulitiques marins du Dévoluy est contestable (R. DUBOIS , 1962). Au contraire, l'Oligocène semble devenir lagune-lacustre et se terminer par les formations continentales de la " molasse rouge " où argiles, marnes, calcaires,

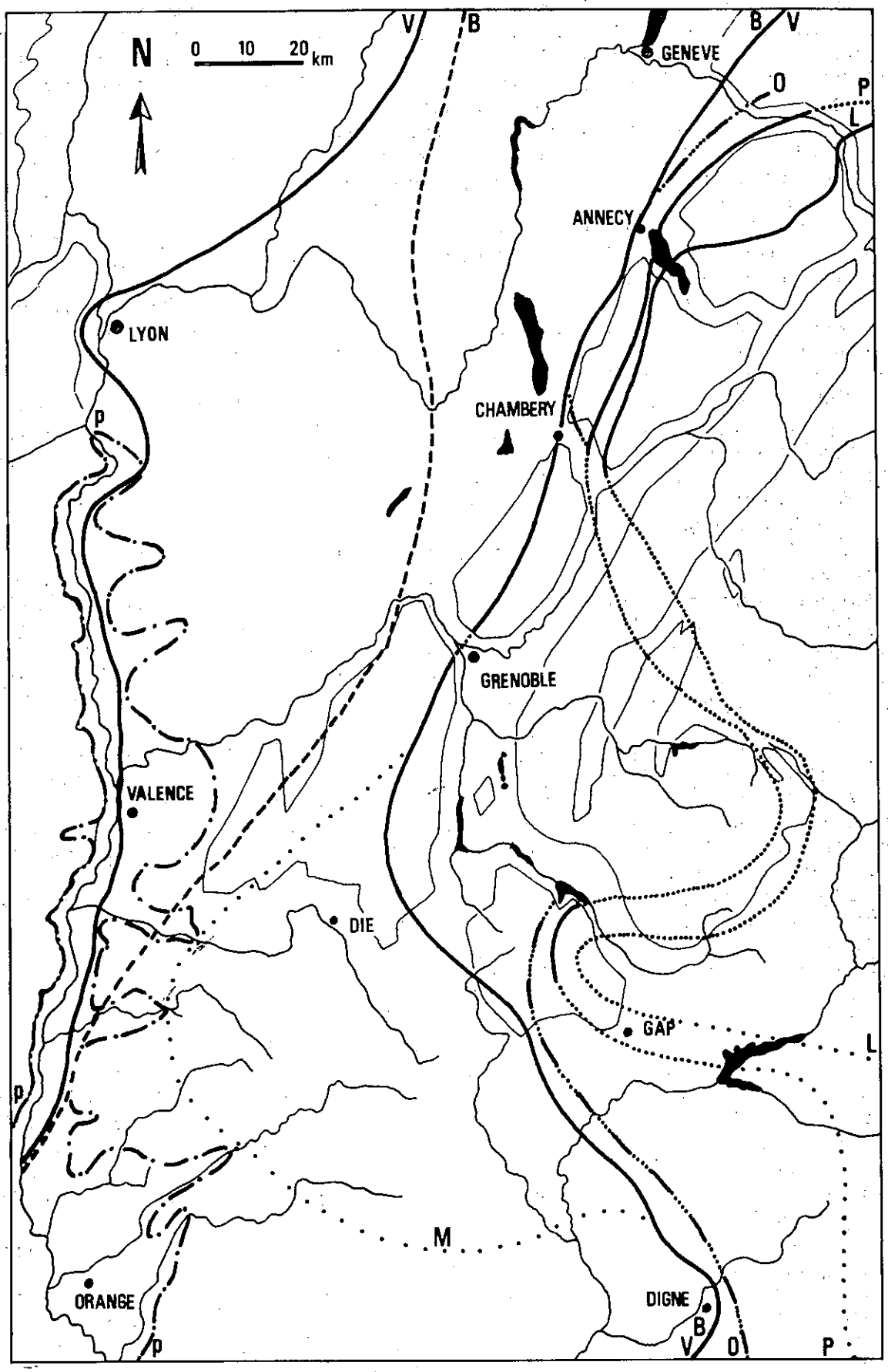


Fig. 8. LES TRANSGRESSIONS MARINES AU TERTIAIRE (d'après M. GIGNOUX, Géol. Strati., modifié). Limites de la mer : L : au Lutétien, P : au Priabonien, V : au Miocène, p : au Pliocène (Plaisancien). Pointillés espacés : limites interpolées. Remarquer la persistance du môle du Pelvoux pendant tout le Tertiaire. M: Limite de la mer miocène en Diois et Baronnies d'après J. MASSEPORT (1959) et G. DEMARCQ (1970).

grès, conglomérats se succèdent avec de rapides variations de faciès.

Le Miocène, enfin, n'atteint pas Grenoble, dans le Nord-Est du Vercors. Il s'étend du Girondien supérieur (ex-Burdigalien) au Tortonien, et se présente uniquement sous la forme d'une série compréhensive de conglomérats dont l'origine deltaïque a été démontrée (J. BOCQUET,1966). Partout ailleurs le bassin du Drac faisait partie du continent miocène et est resté, depuis, définitivement émergé.

La stratigraphie et la paléogéographie de ce domaine sont donc relativement simples et bien connues. Après les épisodes continentaux du Houiller et du Permien, faisant suite à l'édification de la chaîne hercynienne, s'individualise au Trias le grand géosynclinal alpin dans lequel les vestiges de cette chaîne subsistent sous la forme du seuil vindélicien. Au cours du Jurassique ces hauts fonds se résolvent en une série de dorsales (dauphinoise, pelvousienne, tarine) instables où se poursuit une sédimentation syntectonique puis, au Dogger, l'ensemble disparaît dans une subsidence générale et continue. Le Crétacé voit réapparaître, au Barrémien supérieur, des hauts-fonds caractérisés par une sédimentation récifale mais à l'emplacement des chaînes subalpines et non plus des massifs cristallins externes. Enfin, à la fin du Secondaire, l'ensemble émerge d'abord à l'W (continent centralien) puis à l'E (domaine alpin) à la fin de l'Eocène, tandis qu'apparaît une zone subsidentee occidentale, d'abord laguno-lacustre (Oligocène) puis marine (Miocène), à laquelle le bassin du Drac reste étranger.

Ce que nous montre donc la stratigraphie est la grande ancienneté des axes orographiques actuels, qui correspondent à des ensembles paléogéographiques bien déterminés. Les massifs cristallins externes ne sont que la réapparition du Seuil vindélicien, lui-même lointain écho de la chaîne hercynienne, les massifs subalpins étant esquissés dès le début du Crétacé. Nous allons voir que les mouvements tectoniques qui ont abouti à l'édification de la chaîne alpine sont étroitement dépendants de ces grandes orientations initiales.

I.2. MISE EN PLACE DE L'ENSEMBLE.

I.2.1. TECTONIQUE ET TECTOGENESE.

Les premières structures des massifs cristallins ayant quelques incidence morphologique sont dues aux effets de l'orogenèse hercynienne. Cependant les témoins des orogènèses antérieures existent, ne seraient-ce que les assises de la zone corticale du noyau précambrien dont le faciès " Culm " indiquerait l'existence d'une " chaîne calédonienne " (P. LE FORT et al., 1969, J. SARROT REYNAULD,1961 t. 1, p. 207), la discordance de la série satinée de Belledonne- Grandes Rousses sur la série verte étant unanimement attribuée à la phase bretonne de Stille.

Ensuite, les granites intrusifs de tous les massifs cristallins se présentent en affleurements allongés de direction générale méridienne, et jalonnant le coeur d'anticlinaux (P. BELLAIR,1948, pp. 299 et 305 ; Cl et P. BORDET, 1954 , Cl. BORDET, 1957, p. 157 , P. BORDET,1958) correspondant à des plissements antérieurs au Houiller (absence de métamorphisme) que l'on estime actuellement dinantiens (phase sudète). Ces plissements ont conféré aux chaînes de Belledonne-Taillefer et des Grandes-Rousses leur structure isoclinale et fait émerger l'ensemble qui sera soumis à l'érosion précédent le dépôt du Houiller. Corrélativement, cette phase est suivie ou accompagnée d'une fracturation engendrant de grands accidents (accidents N-S de la Pra dans Belledonne, de Belledonne - Sept-Laux avec mylonitisation, accidents transversaux majeurs de Fond-de-France dans Belledonne, du Col du Sabot entre Belledonne et Grandes-Rousses, fractures mylonitisée du Pelvoux).

Actuellement , les sédiments houillers se rencontrent à l'affleurement le long de certains alignements parallèles qui sont d'W en E : les zones la Mure - Arly, de Belledonne, Herpie - Arèches et Grand Sauvage- Grande Reynière. Leur répartition et leur localisation sont commandées par les accidents antéhouillers. La zone La Mure - Arly se suit par une série de petits affleurements alignés le long d'un accident de socle à la limite occidentale de Belledonne ; la zone de Belledonne compte les lambeaux horizontaux du Houiller qui coiffent certains sommets de la chaîne (Grande Lauzière, Grande Lance de Domène, Roche-Rousse, Roche-Noire) ou " chapeaux houillers " de Belledonne ; les deux dernières zones intéressent surtout les Grandes-Rousses dont elles encadrent la crête. La zone Herpie-Arèches ou occidentale s'étend du Pic de l'Etendard à Venosc. La zone orientale, beaucoup plus large, affleure du Col de la Croix-de-Fer à l'Alpe du Mont-de-Lans par le Chambon. Dans le Pelvoux, il semble que l'on ne suive que la zone occidentale par les affleurements de la Muzelle et de l'Aiguille des Marmes, peut-être jusqu'aux gisements des Rouchoux et de Beaufin - Aspres-les-Corps dans la vallée du Drac (J. SARROT-REYNAULD,1961). Le dernier témoin houiller, à l'E, serait celui du Jandri, sous le glacier du Mont-de-Lans.

Tous les sédiments houillers sont inclus dans de profondes structures à l'intérieur des massifs cristallins, définies par P. TERMIER (1894,1896) comme de véritables synclinaux ayant reployé ensemble le matériel du socle et couverture houillère. En réalité ces structures correspondent plutôt à des zones d'effondrement entre failles ou joints tectoniques comblés à la suite de cassures affectant un matériel précédemment induré au cours de la phase saalienne d'importance très générale (Cl . BORDET, 1957, p. 184 , J. SARROT REYNAULD, 1961).

C'est après les mouvements saaliens que se place la longue période d'érosion continentale du Permien qui va conduire à la destruction, l'arasement des massifs cristallins avec leurs structures houillères, aboutissant à la formation d'une surface de discordance majeure, la pénéplaine antétriasique (A. ALLIX , 1929). C'est sur cette surface que la

transgression généralisée des mers secondaires va se produire.

L'activité tectonique cesse ou se ralentit considérablement après les derniers mouvements hercyniens pendant la plus grande partie du Secondaire, marquée seulement par les mouvements mineurs des dorsales et cordillères que traduit la sédimentation syntectonique du Trias et du Lias puis l'individualisation des hauts-fonds urgoniens. C'est dans les chaînes subalpines, maintenant, que vont apparaître les premières manifestations de l'orogénèse alpine avec les plissements " antésénoniens " du Dévoluy.

Le Dévoluy est caractérisé, comme le Bochaîne et le Diois, par l'existence d'un système de plis très accusés de direction ENE-WSW, rabotés et recouverts en discordance par l'épaisse série des calcaires sénoniens. Récemment, le plissement ancien du Dévoluy a pu être daté avec précision du Coniacien, et serait donc en réalité anté-santonien (B. PORTHAULT, 1966, J. MERCIER, 1958, R. DUBOIS et J.C. FONTES , 1962). Des mouvements analogues ont pu être mis en évidence en Vercors et en Chartreuse (lacune et légère discordance au Turonien inférieur et moyen (M. GIGNOUX, et L. MORET , 1952, B. PORTHAULT, 1968), dans le dôme de la Mure où ils seraient responsables de l'ennoyage vers le S de la terminaison du rameau externe de Belledonne (plis E-W associés à des failles)(P. LORY 1894, J. SARROT-REYNAULD, 1961), dans les massifs cristallins externes même (faille limite du Combeynot)(R. BARBIER, 1963), dans le massif des Ecrins (D. DONDEY, 1961)) et dans la zone ultradauphinoise à St-Sauveur près d'Embrun (J. DEBELMAS et M. LATREILLE ,1956). L'absence du Crétacé supérieur sur les massifs cristallins externes ne serait pas un argument en faveur d'une éventuelle lacune, car il existe à proximité immédiate, dans la vallée de la Durance, sous forme de sédiments très fins (Saint-Sauveur). On a pu en déduire que si la mer n'a pas recouvert le Pelvoux à cette époque, c'est qu'elle a entouré une zone de reliefs très plats à dominante calcaire, incapable d'alimenter une sédimentation détritique.

Une seconde phase de plissements importants se situe à l'Eocène, certainement au Lutétien : la phase arvinche (R. BARBIER, 1948). En effet, le Flysch des Aiguilles d'Arves repose partout en transgression et discordance, donc en contact stratigraphique, sur un substratum mésozoïque intensément plissé, même écaillé, et profondément arasé puisque le flysch surmonte directement le Cristallin du Combeynot et du Champsaur (R. BARBIER, 1956). D'où la notion de l'existence, avant le Priabonien, d'une véritable chaîne de montagnes, possédant d'importants reliefs, la chaîne arvinche, d'axe sensiblement N-S passant au droit du col du Lautaret. Ce serait une phase majeure en raison de la grande épaisseur des conglomérats de base mais aussi de la présence, pour la première fois, de galets cristallins prouvant une profonde attaque du socle. Cette phase s'atténue rapidement vers le S où elle est cependant encore sensible en Dévoluy par la présence de conglomérats lutétiens ravinant le Sénonien et discordants sur des ondulations d'orientation SSE-NNW (R. DUBOIS , 1962).

Au Priabonien, une énorme subsidence affecte la chaîne arvinche démantelée, et sur le talus de la mer nummulitique s'entassent les grandes épaisseurs du Flysch autochtones (aiguilles d'Arves, Champsaur). Cependant la transgression ne recouvre pas le Pelvoux qui se présente, une fois encore, comme une péninsule du continent centralien. En effet, on ne connaît aucun sédiment nummulitique repris dans les intenses écaillages internes de l'Est du massif, et l'on a même pu retrouver des témoins d'une plage de cette époque dans la région de Dourmillouse (P. GIDON, 1954, p. 177.)

A la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène, l'arrêt de la sédimentation des flysch traduit le début du soulèvement des massifs cristallins, la mer se retirant de tout le domaine alpin excepté le centre du Dévoluy et l'Ouest des Bauges (Le Désert). A l'W le continent centralien va se trouver affecté par une subsidence provoquant la formation des bassins oligocènes rhodaniens qui mordent sur la " chaîne dauphinoise " (Y. BRAVARD, 1963), et dans lesquels s'accumule une épaisse sédimentation lacustre, suivie par l'invasion marine miocène. Puis, au cours de l'Oligocène, le soulèvement des Alpes se poursuit, amenant la disparition du bras de mer ou des rias oligocènes dans lesquels la sédimentation devient continentale (molasse rouge), alors que le Bas-Dauphiné continue à s'enfoncer. Le relèvement des massifs cristallins provoque un basculement de la couverture nummulitique qui prend une inclinaison générale vers l'E, en un mouvement simple, lent, n'amenant aucune perturbation dans la régularité des assises du flysch. On remarquera simplement que dans les massifs subalpins du Vercors et de la Chartreuse, la limite orientale de la zone lacustre subsidente est sensiblement la même que celle de la mer miocène qui va lui succéder (voir fig. 8 et 13).

Il ne se produit donc aucun plissement à l'Oligocène dans la région dracquoise, mais seulement un grand soulèvement d'ensemble amenant l'exondation complète et certainement l'apparition de reliefs importants à l'emplacement des massifs cristallins, comme l'indique le pendage de la couverture nummulitique.

Le Miocène est marqué, sur les marges de notre domaine, par l'invasion de la mer burdigalienne dans le fossé oligocène rhodanien à l'W et par l'affaissement de la zone de l' Embrunais à l'E. Les dépôts miocènes bas-dauphinois mordent largement sur les actuels massifs de la Chartreuse et du Vercors puisqu'ils arrivent jusque vers Grenoble. Dans l'Embrunais, cet enfoncement favorise le glissement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui, après plusieurs étapes, vient enfin prendre définitivement sa place dans un ensellement tectonique entre Pelvoux et Argentera (J. DEBELMAS , 1963). Cette mise en place s'accompagne de rabotages et d'écaillages du substrat, allant du Nummulitique jusqu'au socle, mais très peu sensible dans notre périmètre (P. BELLAIR, 1948, P. GIDON, 1954,

J.VERNET, 1965). C'est surtout la partie orientale du Pelvoux qui en est affectée, lui conférant sa structure concentrique " en artichaut " (P. GIDON, 1954). Puis au cours du Miocène, le soulèvement des massifs cristallins se poursuit, toujours régulier semble-t-il, amenant le relèvement vers l'Est du Nummulitique jusqu'à son pendage actuel de 45° et arrêtant certainement le cheminement de la nappe du Flysch. C'est à la fin du Miocène également (Tortonien) que se produit le comblement et l'arrêt de la sédimentation du bassin molassique bas-dauphinois.

La dernière et plus importante manifestation de la tectonique se produit alors ; le plissement des chaînes subalpines et leur soulèvement jusqu'à leur altitude actuelle. Cette phase, postérieure aux derniers dépôts miocènes qui se trouvent violemment pincés dans les synclinaux du Vercors et de la Chartreuse, se placerait à la limite du Pliocène (phase ponto-pliocène de J. DEBELMAS, 1963). Cet important épisode a eu, à coup sûr, des répercussions dans la zone plus orientale des massifs cristallins externes, mais l'absence totale de sédiments tertiaires nous interdit de faire, directement, leur part.

Les mouvements alpins ne sont pas terminés avec le plissement des chaînes subalpines. On a la preuve de mouvements pliocènes, ne serait-ce que par l'altitude à laquelle se trouvent des témoins marins de cet étage dans le Bas-Dauphiné (310 m). Par contre, il ne semble pas que le Villafranchien ait eu une grande activité tectonique, au moins différentielle (G. MONTJUVENT, 1969). Mais nous ne sommes pas plus dans le cas de l'apprécier qu'en ce qui concerne le Miocène, car Pliocène et Quaternaire ancien n'existent pas dans notre région.

I.2.2. PLISSEMENTS.

Les plissements alpins, dont l'édification définitive est due aux mouvements de la phase " ponto-pliocène " après s'être dessinée dès le début du Tertiaire, sont très réguliers à la fois en amplitude et en direction, constamment N-S. On le remarque aisément en Vercors et dans le Dévoluy. Seules les montagnes jurassiques du Beaumont montrent une direction de plissement légèrement déviée vers le NE, en relation avec la proximité de la bordure cristalline du Pelvoux, accompagnée d'une intensité légèrement plus forte. Dans l'ensemble les plissements s'amortissent du N vers le S, comme on peut le voir dans la disparition des structures chevauchantes du Vercors, manifestes dans la Cluse de Grenoble.

Les plissements subalpins sont repris transversalement par des grands mouvements d'axe E-W, qu'attestent le relèvement de la dalle urgonienne du Vercors et sénonienne du Dévoluy vers le S. En ce qui concerne le Vercors, la pente tectonique est régulière alors que le Dévoluy a subi, dans sa partie Nord, l'influence de la surrection du Dôme de la Mure, dont le résultat est l'acquisition d'une ondulation synclinale transverse que nous aurons l'occasion d'étudier plus en détail.

La tectonique " souple " a donc laissé dans notre secteur une structure plus ondulée que violemment plissée, ce que traduit l'importance des affleurements continus de calcaire dans les massifs du Vercors et du Dévoluy et l'allure isoclinale des bassins. Mais cette simplicité des plissements est compliquée par l'existence d'un réseau de fractures extrêmement important.

I.2.3. FRACTURATION.

Un système de failles très dense et complexe intéresse l'ensemble des massifs cristallins et la couverture sédimentaire. Mais , à la différence des plissements, il est beaucoup plus difficile de les dater même relativement en raison de l'absence ou du peu de signification des dépôts impliqués notamment sur les massifs cristallins. Ce système, qui est en gros celui déjà défini par Ch.LORY au siècle dernier, compte quatre directions principales : N-S, E-W, NE-SW et NW-SE.

Nous avons vu que les structures hercyniennes méridiennes résultaient non de plissement mais de cassures du socle accompagnées d'effondrements (fossés tectoniques). Un réseau de failles de même direction affectant seulement le socle cristallin (mylonites) existe notamment entre Belledonne s.s. et les Sept-Laux, dans le prolongement de la basse vallée de l'Eau d'Olle, mettant en contact anormal les granites des Sept-Laux avec le Série Brune (P. BORDET, 1963). De même le contact entre les rameaux externe et interne de Belledonne se fait par l'intermédiaire d'un grand accident (accident médian de Belledonne) (R. MICHEL et P. BERTHET, 1958), qui devient plus complexe (écaillage) au S de la Romanche. Ces accidents N-S sont recoupés et décrochés, au N, par une autre structure cassante, l'accident de Fond-de-France, NE-SW, qui implique le Houiller et le Permien. D'après leur direction et les séries qu'ils affectent , ces accidents sont mis en relation avec les mouvements hercyniens.

Parmi les grandes structures méridiennes les plus importantes sont assurément les zones sédimentaires qui séparent les massifs cristallins, et dont les principales sont la zone Ornon-Glandon entre Belledonne et Grandes-Rousses et la zone Venosc-Villar-Loubière intéressant les Grandes- Rousses et l'Ouest du Pelvoux. Comme les accidents médians, ce sont des fossés d'effondrement profonds dans lesquels le contenu généralement liasique (allant jusqu'à l'Hauterivien à Ornon) est intensément pincé et même replissé (P. BELLAIR, 1948, J. REBOUL, 1962). Ce sont ces affleurements sédimentaires, allongés parallèlement aux crêtes sommitales, qui sont creusés en larges dépressions et par conséquent commandent directement l'orographie.

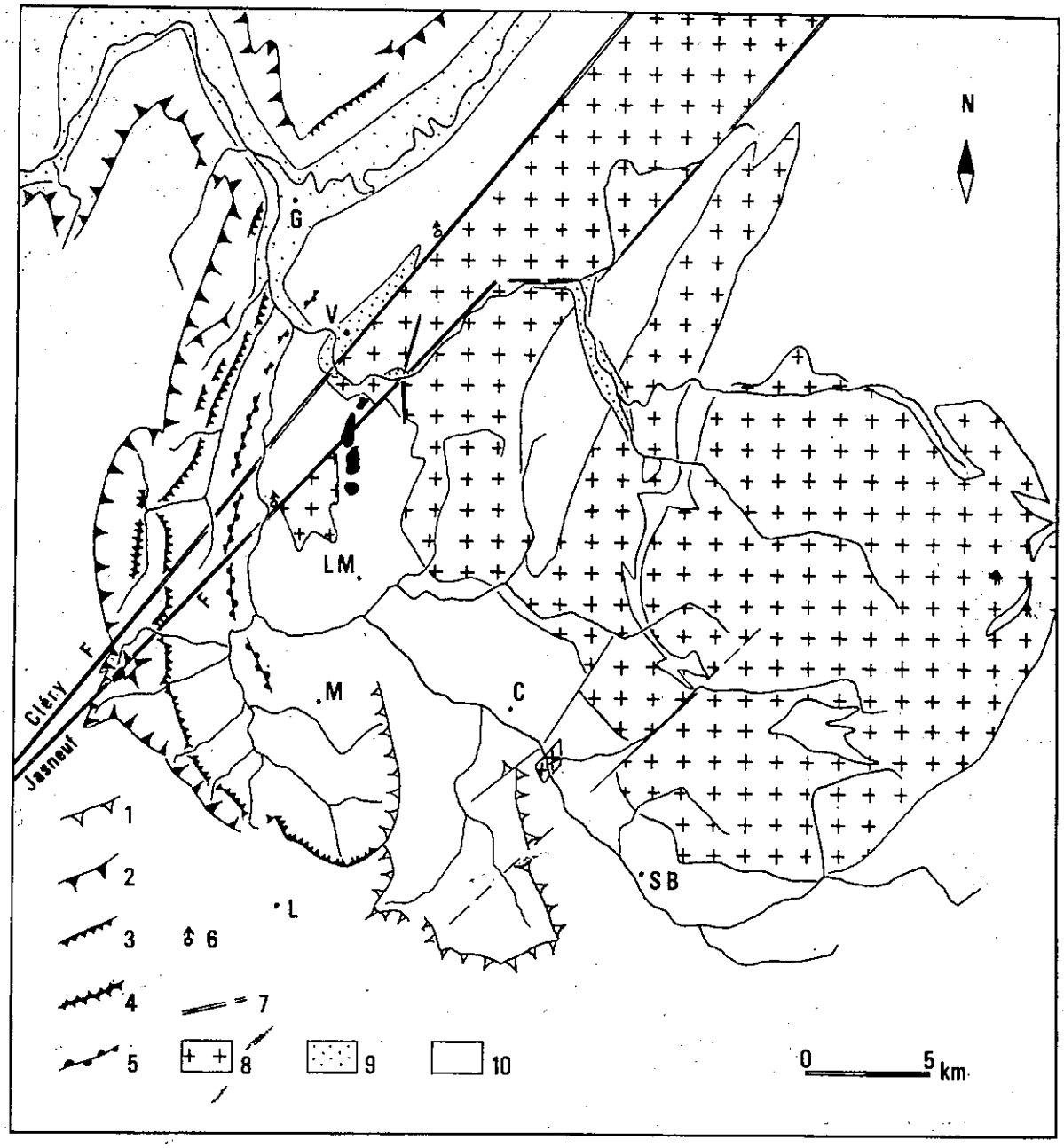


Fig.9 SCHEMA GEOMORPHOLOGIQUE DU BASSIN DU DRAC (très général).

1. Corniche sénonienne, 2. Corniche urgonienne, 3.Corniche tithonique, 4.Crête anticlinale tithonique, 5. Crête du Dogger, 6. Sources thermo-minérales importantes, 7.Grandes fractures transverses décrochantes (N, Cléry, S, Jasneuf), 8. Massifs cristallins externes, 9.Principaux surcreusements quaternaires, 10.Terrains post-hercyniens non différenciés.

G : Grenoble, V : Vizille, B : Bourg-d'Oisans, LM: La Mure, M : Mens, C : Corps, SB : Saint-Bonnet, L : Lus-la-Croix-Haute.

Remarquer : - la vallée du Drac qui contourne grossièrement les terrains cristallins, généralement localisée dans des affleurements marneux (Lias schisteux au N, Terres-Noires au S).

- l'allure géométrique du réseau hydrographique pelvousien, révélant les 4 directions majeures de fractures : N-S, E-W, NE-SW, NW-SE.

- l'encadrement du massif de Belledonne par les deux principaux systèmes de failles décrochantes.

- la boutonnière hercynienne de La Mure limitée au N par la faille de Jasneuf.

- la localisation des sources thermo-minérales du contact des grandes fractures (Uriage le long de la Cléry, La Motte-les-Bains le long de Jasneuf).

D'autres accidents méridiens sont connus dans le Pelvoux où ils affectent uniquement le matériel cristallin (Faille du Vallon des Etages, Faille du Pelvoux (P. BELLAIR,1948). Enfin, une dernière fracture de socle importante a été récemment reconnue dans la vallée du Drac du Trièves à Vif, ne semblant pas se répercuter au niveau de la couverture actuellement affleurante (J. FLANDRIN et Ch. WEBER,1966).

Un groupe important de fractures, E-W ou ENE-WSW, peut avoir pour origine première les mouvements " anté-sénoniens " du Dévoluy. Déjà mises en évidence dans le Dôme de la Mure (P. LORY, 1896, J. SARROT-REYNAULD, 1961), responsables de son ennoyage vers le S par un jeu de " marches d'escalier ", elle sont actuellement prouvées et datées dans l'Ultradauphinois du Nord du Pelvoux (failles de la Meije, du Combeynot) (R. BARBIER,1963), et joueraient un rôle important dans les chaînes de Belledonne-Taillefer et des Grandes Rousses (failles de la face nord du Taillefer notamment). Elles auraient d'abord fonctionné en décrochement avant de rejouer verticalement, lors d'une phase ultérieure. A cette catégorie appartiendrait la fracture simple du Soreiller (P. BELLAIR,1948), celle de Bonne-Pierre etc.

Le groupe des failles NW-SE est à vrai dire peu connu. Cependant il est manifeste dans la région de Grenoble où le chaînon tithonique du Rachais est un véritable escalier de failles descendant vers la cluse de l'Isère(R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1960), dans la bordure orientale du Vercors où il provoque des décrochements importants des différentes corniches (J. SARROT-REYNAULD,1960,1965) et sur le plateau du Vercors même où il s'agirait plus de fractures simples que de failles ayant un certain rejeu (H. ARNAUD, 1966). On n'a guère repéré d'accidents de ce genre dans les massifs cristallins, excepté la faille du Haut-Valjouffrey ou de Font-Turbat (P. BELLAIR ,1948) peut-être pour la raison simple qu'on ne les a pas cherchés systématiquement.

Enfin le système de failles NE-SW est le mieux représenté notamment en Chartreuse (J. GOGUEL,1948), où il s'agit de failles de décrochement importantes d'origine ancienne (anté-chattiennes) ayant rejoué récemment (P. GIDON,1964). Ce système est maintenant bien connu en Vercors, la faille de la Cléry en étant un élément principal (H. ARNAUD, 1968, COGNE et al. 1966), dans le Pelvoux et le Dévoluy où elles sont également décrochantes et intéressent à la fois le socle cristallin et la couverture (faille Aspres-les-Corps - Beaufin - Gicon, faille du Valgaudemar)(J.COGNE et al., 1966), ainsi que dans le Taillefer où elles ont été bien étudiées (J.DEBELMAS et J. SARROT-REYNAULD,1960). Difficilement datables sur place, elles seraient récentes non seulement en raison de leure grande fraîcheur apparente, mais parce que leurs prolongements dans le Diois (Cléry) affecteraient le Miocène et des structures du Miocène supérieur (J. FLANDRIN,1966)(fig.9).

Soupçonné plus que mis en évidence par Ch. LORY (1860), nié par P. TERMIER (1894,1896) , démontré morphologiquement par A. ALLIX (1929), décrit par P. BELLAIR (1948), le système de failles des massifs alpins est maintenant de mieux en mieux connu et son importance apparaît de plus en plus évidente. Cependant l'incertitude demeure lorsqu'il s'agit de les relier à telle ou telle phase orogénique, une telle entreprise restant encore, dans la plupart des cas, conjecturelle.

I.3.APERCU SUR LA MORPHOGENESE.

Un des problèmes les plus importants que nous allons évoquer rapidement est l'apparition du réseau hydrographique, donc de la formation des grandes vallées, qui, aujourd'hui, sont les limites géographiques nettes des ensembles montagneux. Ensuite, nous verrons comment ce réseau s'est installé dans la structure pour donner à ces massifs la physionomie qu'on leur connaît.

I.3.1. L'APPARITION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

La stratigraphie et la tectonique ont montré qu'après la longue période d'immersion sous les mers mésozoïques la plus grande partie de ce qui est aujourd'hui le bassin du Drac émerge à la fin du Crétacé (chaîne dauphinoise) (Y. BRAVARD,1963), tandis que la sédimentation se poursuit dans la mer nummulitique à l'E du Pelvoux. Or, si la transgression de la mer de la molasse, au Miocène, va atteindre la bordure orientale des massifs subalpins actuels, par contre les massifs cristallins, le Dévoluy dans sa plus grande partie de même que l'emplacement du cours du Drac vont rester, désormais, totalement émergés jusqu'à l'époque actuelle. Par conséquent, c'est dès l'Eocène supérieur (Lutétien-Priabonien) que les conditions vont être crées pour l'établissement du réseau hydrographique.

I.3.2. LE RESEAU EOCENE.

On a la preuve, en plusieurs points, de l'existence de ce réseau. Le conglomérat de la base du Flysch des Aiguilles d'Arves, au N du Pelvoux, atteint une puissance extraordinaire (600m) qui varie très rapidement en direction méridienne. L'épaisseur maximale est atteinte sous les aiguilles d'Arves et de la Saussaz,et, diminue régulièrement autour de ce point pour n'atteindre plus que quelques décimètres à proximité du Combeynot. Cette particularité s'expliquerait par une origine deltaïque, que la morphologie des galets ne contredirait point, le cours d'eau géné-

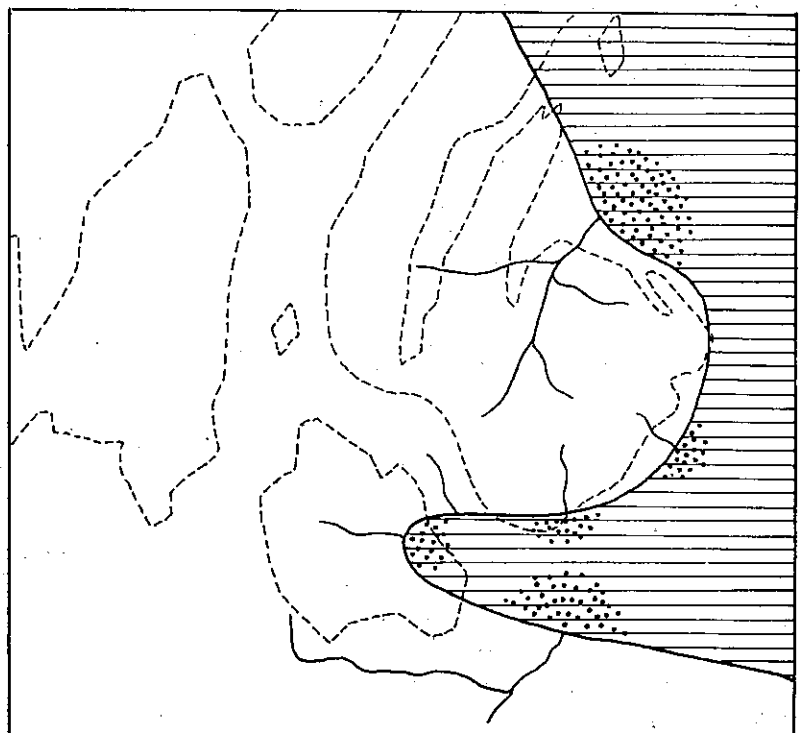


Fig.10. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LUTETIEN.
Pointillés : zones conglomératiques (deltas).

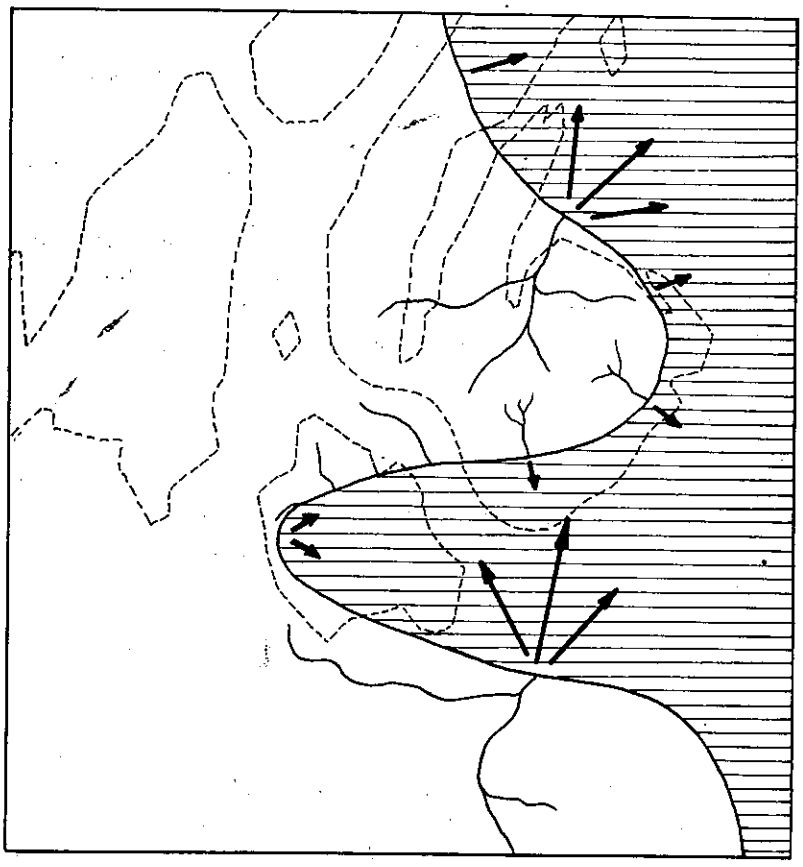


Fig.11. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU PRIABONIEN.
Flèches : direction des principaux apports du continent dans la mer du flysch (Flysch des Aiguilles d'Arves, Grès du Champsaur et du Dévoluy).

rateur venant de la terre émergés à l'W (R.BARBIER , 1956). On connaît d'autres conglomérats, notamment ceux à galets énormes et très localisés du col du Cheval de Bois à l'E du Pelvoux (J. VERNET,1956), dans le Champsaur nummulitique (Chaillol) où ils ravinent profondément le socle (P.A. POULAIN, 1964), et en Dévoluy où leur calibre est plus petit, mais où ils ont été datés du Lutétien supérieur-Priabonien (R. DUBOIS, 1962). Au Priabonien , la sédimentation change avec la trilogie du Flysch mais la paléogéographie ne varie guère et l'on sait, par des études sédimentologiques fines dans les Grès du Champsaur, que les courants et le matériel détritique provenaient non du Pelvoux mais du SW (J. PERRIAUX et J.P. USELLE, 1968), c'est-à-dire d'une terre émergée se trouvant quelque part vers le Gapençais (fig. 10).

Existait-il des reliefs importants à l'Eocène ? On serait tenté de répondre par l'affirmative étant donné les épaisseurs énormes des sédiments détritiques du flysch. Mais il faut tenir compte du climat qui, à peu de distance dans les Baronnies, était tropical à saisons sèches accusées (J. MASSEPORT, 1960, pp. 57-69). Par ailleurs les variations même des faciès du flysch semblent correspondre plus à des variations climatiques qu'à un jeu tectonique quelconque, la subsidence du bassin se révèlant régulière. Nous y verrions volontiers deux crises rhexistasiques sans doute en relation avec un accroissement de l'aridité, au début et à la fin du Priabonien, séparées par une période de rémission biostatique (calcaires), dénotant peut-être un retour des conditions plus humides. Quoiqu'il en soit des fleuves existaient, qui ont été comparés à de courts mais rapides organismes côtiers du type de la Vésubie, dont l'orientation nous permet de tirer quelques conclusions.

D'abord la distribution des terres et des mers montre que ce réseau ne pouvait couler que dans des directions inverses de l'actuel, avec lequel il n'avait vraisemblablement aucun rapport (fig.11). Le fleuve le plus important était celui qui se jetait dans la région des Arves. Il devait drainer la plus grande partie du Pelvoux et des Grandes-Rousses, d'où une dissymétrie originelle dans la masse pelvousienne initiale.

Le golfe du Champsaur était relativement étroit et allongé (Dévoluy). Un ancêtre du Drac, coulant vers le S, pouvait s'y jeter mais nous n'avons aucune preuve de son existence.

Enfin ce réseau hydrographique s'était déjà fortement imprimé puisqu'il atteignait le socle cristallin, et il devait être déjà très bien organisé (étroite localisation des deltas). Quant à son extension elle est purement hypothétique.

I.3.3. LE RESEAU OLIGOCENE . SEUIL DRACQUOIS.

Dès le début de l'Oligocène, le tableau change totalement à la suite de la phase " sannoisienne " (J. DEBELMAS,1963), qui provoque l'émersion par soulèvement des régions jusqu'alors recouvertes et le reflux de la mer nummulitique dans un chenal périalpin (M. GIGNOUX, 1960, p. 562). Or, si l'on suit relativement bien ce " chenal " au N (synclinal des Déserts - Annecy etc...) et au S (Dévoluy-Gigors - Castellanne), par contre un hiatus considérable existe entre Dévoluy et Bauges, à l'emplacement du bassin du Drac. Il pourrait s'agir d'une lacune due à l'érosion mais, sachant qu'une partie au moins du Nummulitique du Dévoluy, considérée comme oligocène, est en réalité Eocène (R. DUBOIS, 1962), le problème se pose de la continuité de ce chenal. On peut considérer avec vraisemblance que si l' Oligocène manque dans notre domaine, c'est qu'il ne s'y est pas déposé par suite de l'existence d'une terre émergée en relation avec le môle pelvousien, que nous appellerons " seuil dracquois ". Ce serait bien un seuil en effet, puisqu'encadré au N et au S par deux golfes, les golfes savoyard et provençal (fig. 12), résidus de la mer alpine.

L'individualisation d'une domaine lacustre subsident , à l'W des chapines subalpines actuelles, est aussi un fait nouveau de l'Oligocène, et nous savons que ce lac dessinait un petit golfe dans la région de Grenoble (gisement de Maupertuis près de Quaix), à proximité de la cluse actuelle.

Comme à l'Eocène donc, un réseau hydrographique existait à l'Oligocène, mais dont les directions d'écoulement étaient radicalement différentes. Il est évident que des cours d'eau se jetaient dans les deux golfes marins et dans le lac, nous en avons même des preuves stratigraphiques.

Ainsi le golfe provençal recevait un important fleuve venu du l'E, qui a abandonné dans les environs de Montmaur une grande quantité de conglomérats (nagelfluh oligocène) caractérisé par l'abondance des roches alpines internes (variolites, roches vertes, verrucano permien, quartzites, cristallin) dont certaines caractéristiques du Briançonnais (M. GIGNOUX et L. MORET, 1938, p. 188) . On peut y voir l'ancêtre de la Durance dont le cours devait être plus ou moins superposé avec les acutels Sillon de Gap et seuil de la Freyssinouse, cheminant à la surface de la nappe du Flysch (P. VEYRET, 1945) et possédant déjà une vallée bien caractérisée. Rien ne s'oppose à ce qu'une ancienne Ubaye existât également, plus au S, sensiblement superposée au cours actuel.

Un fleuve important, ayant son embouchure au fond du golfe dévoluard donc venant du N, devait exister sur le seuil dracquois (conglomérats et grès de la molasse rouge aquitanienne du Dévoluy), caractérisé par la nature exclusivement calcaire de ses dépôts grossiers. Il pouvait s'agir d'une ancienne Romanche, suivant sensiblement l'axe de la Matheysine qui se trouve dans le prolongement du golfe, mais dont les ramifications ne devaient pas s'étendre fort loin sur le Pelvoux que nous avons vu déjà décapé jusqu'au socle à la fin de l'Eocène.

Nous ne savons rien du golfe savoyard. Mais il n'est pas exclu non plus que des organismes précurseurs de l'Arc

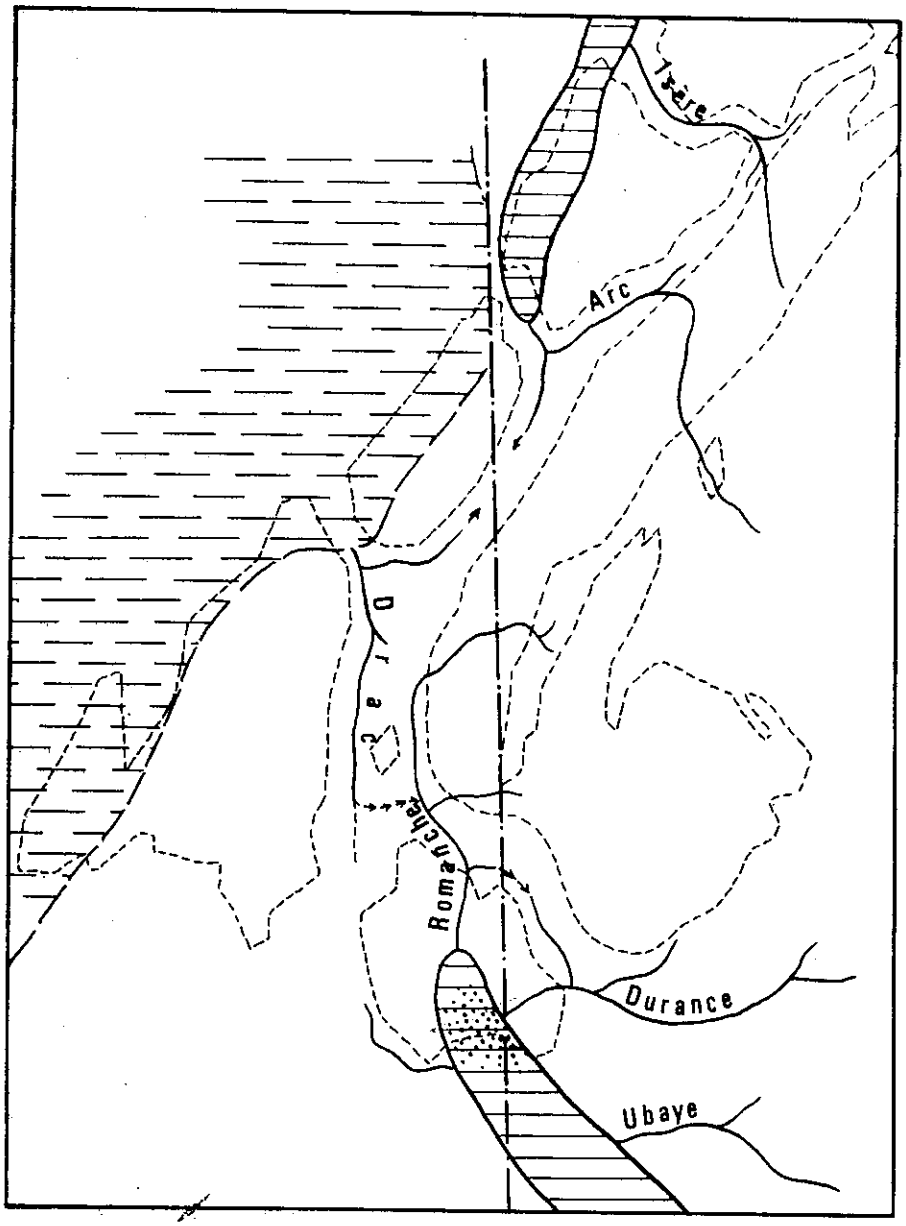


Fig.12. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'OLIGOCENE. On a choisi l'hypothèse de deux golfes étroits (savoyard au N, provençal au S), séparés par le seuil pelvousien.
En blanc : le continent
Hachures interrompues : lac oligocène bas-dauphinois
Hachures continues : mers oligocènes
Pointillés : delta conglomératique de la Durance (nagelfluhe du Dévoluy-Gapençais)
Traits noirs : réseau hydrographique
Flèches : directions des captures à partir de l'Oligocène.
Remarquer l'existence de l'Isère, Arc, Drac, Romanche, Buech, Durance et Ubaye qui seraient tous des fleuves indépendants à cette époque.

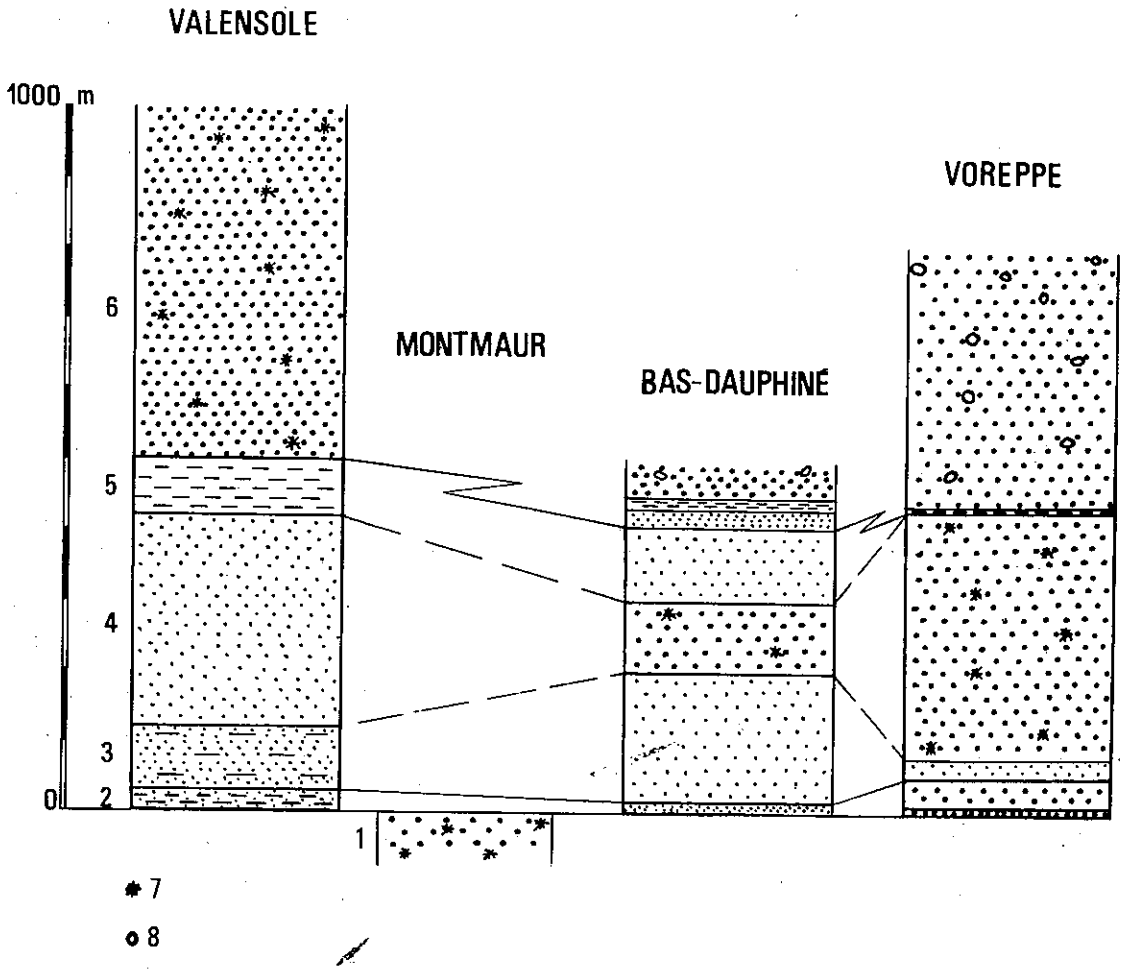


Fig.13. LES FACIES DU MIOCENE A VALENSOLE ET DANS LE BAS-DAUPHINE.
A : Valensole, B : Bas-Dauphiné, V : Voreppe, O : Notre-Dame de l'Osier.
Remarquer l'arrivée des conglomérats à Valensole seulement à la fin du Miocène ("Pontien"), époque du détournement de la Durance par l'Ubaye du bassin du Drac dans celui de la Provence.
1. Oligocène, 2. Helvétien inférieur, 3. Helvétien moyen, 4. Helvétien supérieur, 5. Tortonien inférieur, 6. Tortonien supérieur, 7. Roches vertes du Montgenèvre, 8. Roches cristallines.

et de l'Isère, coulant d'E en W selon la pente tectonique, n'amorcent les actuelles cluses de Chambery et de Faverges. Ce ne sont pas les plissements subalpins, beaucoup plus tardifs, qui pouvaient empêcher un tel drainage.

Il n'est pas interdit de penser enfin qu'un petit fleuve se jetait dans le lac bas-dauphinois à l'emplacement du golfe de Grenoble, peut-être guidé dans ses directions par les mouvements de la tectonique " anté-chattienne " (M. GIDON, 1964) qui amorce les anticlinaux et synclinaux subalpins. Un tel cours ne pouvait se développer que dans la direction de ces structures, de telle sorte qu'un ancien Drac, empruntant le cours inférieur actuel, avait toute probabilité d'apparaître.

Quel pouvait être le régime de ce réseau ? Les sédiments oligocènes nous indiqueraient un climat orienté plutôt vers la biostasie que la rhexistasie (notamment ceux qui se déposent dans le lac bas-dauphinois), chaud avec des variantes arides et humides (Y.BRAVARD, 1963, p.44-57) . Cela expliquerait les alternances d'apports calcaires, grèseux et conglomératiques encore que ces derniers, limités au S, pouvaient être repris des conglomérats éocènes. Cependant l'apparition de nettes tendances au refroidissement attestées par des arguments paléobotaniques (F. BOURDIER, 1961) pourrait expliquer les reprises d'érosion facilitées par le soulèvement continu des Alpes. Le système hydrographique alpin, à l'Oligocène, devait ressembler à celui des Vosges, qui se développait dans les mêmes conditions (J. TRICART et J. VONFELT,1955)

I-3-4.- LE RESEAU MIOCENE.

Les principales modifications qui interviennent au Miocène sont la disparition des golfes marins oligocènes et la transgression de la mer burdigalienne le long d'un chenal périalpin dont la limite orientale, en Vercors et en Chartreuse, se confond avec celle du lac oligocène bas-dauphinois.

La subsidence miocène, qui va s'accentuer tout au long de cette période, est maximale dans la région de Grenoble où l'on trouve les plus grandes épaisseurs de molasse (800 à 900m, contre 500 m environ en Bas-Dauphiné) (G. DEMARCQ, 1970). Tout ce passe donc comme s'il s'était produit, à la fin de l'Oligocène, une inversion tectonique. En effet, on assiste au relèvement des régions auparavant couvertes par la mer nummulitique (Dévoluy et massifs subalpins savoyards) et à l'enfoncement de la région médiane entre Chartreuse et Vercors. Il se forme alors une vaste inflexion synclinale dont le point bas se trouve aux environs de Grenoble, et qui par conséquent va devenir le lieu d'appel de l'écoulement hydrographique. C'est bien ce que l'on constate dans les faciès et la répartition des sédiments miocènes.

Le Miocène du Bas-Dauphiné est caractérisé par la présence, au sein des sables et grès molassiques, d'une importante masse de conglomérats dans lesquels l'apparition, à tous les niveaux, de bancs de lignites, atteste un dépôt dans des conditions subaériennes. Depuis longtemps ces conglomérats étaient considérés comme le cône de déjection de l'Isère miocène dans la mer molassique (M. GIGNOUX et L. MORET, 1962,p.144.) ; Puis la remarque a été faite que ces conglomérats dessinaient un large éventail centré exactement sur la cluse de l'Isère actuelle, entre Chartreuse et Vercors (Y. BRAVARD, 1963, p. 73, G. DEMARCQ,1970) dont l'épaisseur maximale matérialise, en Bas-Dauphiné, exactement l'axe de la cluse. Des études plus récentes ont, en outre, établi que le fleuve qui déposait ces alluvions coulait du SE au NW, comme l'Isère actuelle (J. BOCQUET,1966). La nature pétrographique des galets et ses variations de la base au sommet de la série montrent une certaine évolution. La plus grosse partie du matériel est composée de calcaires et de silex de faciès subalpin (75 à 100 % selon les niveaux). Les roches vertes et autres d'origine interne, notamment les variolites du Mont-Genèvre, apparaissent dès la base et dispataissent brusquement au Tertiaire supérieur alors que les granites apparaissent, toujours avec des pourcentages assez faibles (Id., p. 68)

Or, pendant la même période, le bassin subsident de Valensole enregistrait une sédimentation molassique relativement fine (sables argileux, marnes etc...), qui se termine par les puissantes séries conglomératiques terminales (poudingues " pontien " ou tortonien supérieur) (G. DEMARCQ, 1970, C. CORNET,1965). Dans cette évolution sédimentologique des deux bassins alpins qui encadrent en gros la région dracquoise, deux faits sont très remarquables :

- dans le Bas-Dauphiné, à une sédimentation oligocène très fine (marnes, calcaires lacustres, évaporites) succède l'apparition brusque d'énormes masses conglomératiques. En Provence, au contraire, à une sédimentation oligocène très grossière (nagelfluh), fait suite une sédimentation fine .
- Le matériel d'origine durancienne (variolites du Mont-Genèvre, verrucano, quartzites briançonnais), qui caractérisait la nagelfluh de Montmaur disparaît de Provence et réapparaît , au même moment, dans le Bas-Dauphiné (fig . 13).

Une seule solution s'impose : le cours d'eau venant du Briançonnais et que nous avons assimilé à une Pré-Durance quitte son tracé primitif et se détourne vers le Bas-Dauphiné auquel il apporte désormais ses alluvions, à la limite de l'Oligocène et du Miocène. Nous pensons que ce détournement s'est probablement produit à la suite de la capture de la Pré-Durance par le Drac.

Rapportons-nous au schéma péléogéographique de l'Oligocène (fig. 12). On y voit que le Drac a pu s'an-

nexer la Durance par l'intermédiaire de la Romanche et de ses affluents. La subsidence rapide du Bas-Dauphiné aurait donné au Drac l'energie nécessaire d'autant plus que le soulèvement du Dévoluy et du dôme de Rémollon a eu tendance à faire dériver la Durance monoclinalement vers le N.. Ainsi un affluent E-W du Drac, profitant sans doute de l'ennoiement vers le S du dôme de la Mure et des structures anté-sénoniennes, a pu venir capturer la Romanche dans la région de la Mure, tandis qu'un affluent méridional de cette dernière s'est trouvé en mesure de détourner la Durance dont l'embouchure, jusqu'alors très proche, s'est trouvée reportée loin vers le S à la suite des mouvements tectoniques (fig. 14). Quelles que soient en réalité les modalités de cette opération il reste que la Durance, au début du Miocène, est venue se jeter dans le Bas-Dauphiné en passant par-dessus le col Bayard (seuil de capture) et en empruntant un trajet exactement superposé à celui du Drac actuel (une éventualité de ce genre avait déjà été formulée par E. De MARTONNE, 1942, p. 155, avec sensiblement les mêmes arguments d'ordre pétrographique). Cependant, nous ne croyons pas que l'Ubaye ait été impliqué dans cette affaire, c'est-à-dire qu'il était déjà affluent de la Durance. Une des raisons pour lesquelles nous pensons qu'il était à l'époque un fleuve déjà puissant et indépendant est que seul il était en mesure d'alimenter le bassin de Valensole en matériel sableux à partir des formations de la grande nappe de flysch à Helminthoïdes qu'il drainait, comme les sables molassiques du Bas-Dauphiné viennent principalement de la destruction du flysch autochtone priabonien du Champsaur et des Arves (G. LATREILLE, 1969).

Mais la Haute-Durance ne va pas rester longtemps tributaire du Drac. Au Tortonien supérieur, qui est l'époque de la grande extension des conglomérats terminaux("pontiens ") du Bas-Dauphiné, les espèces pétrographiques duranciennes en disparaissent brusquement (J. BOCQUET, 1966). D'autre part, le Tortonien supérieur est l'époque de l'énorme apport du Poudingue de Valensole, épais de plus de 500 m, dans lequel ces espèces pétrographiques sont largement représentées. (C. CORNET, 1965). Cette brusque arrivée d'alluvions grossières pourrait être due à ce que la Durance vient de reprendre le chemin du S., le changement de cours intervenant exactement à la limite du Tortonien inférieur et supérieur. Cet évènement est à mettre en rapport avec la brusque accélération de la subsidence du bassin de Valensole, tandis que celle-ci se calmait dans le Bas-Dauphiné (fig. 13). Il est probable que l'opération de détournement s'est faite au moyen d'un affluent de l'Ubaye, selon le mécanisme suivant.

Après l'annexion de la Haute-Durance au réseau dracquois, ce dernier se trouvait posséder un cours très long dont la partie durancienne était fort éloignée de son embouchure. Au contraire l'Ubaye était, aux environs de Gap, assez proche de la mer et, de plus, l'approfondissement rapide du bassin de Valensole allait lui donner l'avantage. Plus exactement c'est un de ses affluents, le Rousine, actuellement en position monoclinale à la périphérie du Dôme de Rémollon, qui se trouve en situation favorable. Nous pensons donc qu'au début du Tortonien supérieur toutes les conditions étaient réunies pour que la Durance soit attirée de nouveau vers le Sud, empruntant la vallée du Rousine et passant donc par l'actuel Sillon de Gap, qui serait ainsi un trait originel de cette région (fig. 15).

Outre les arguments d'ordre pétrographique qui semblent déterminants, le jeu des captures miocènes de la Durance semble attesté par le fait que, globalement, le volume des conglomérats alpins croît régulièrement de la base au sommet du Miocène, leur répartition entre deux aires subsidentes différentes changeant seule. De plus, les mouvements tectoniques miocènes semblent de nature à avoir favorisé ces variations. On sait en effet que pendant cette période aucun plissement ne se prosuit, mais simplement des mouvements d'exhaussement et d'affaissement tels ceux déjà évoqués, de sorte que rien ne pouvait empêcher l'évolution hydrographique selon le schéma que nous venons de proposer.

Les conglomérats miocènes, de même que ceux des époques antérieures, ont été surtout considérés comme l'indice de grands mouvements tectoniques (J. DEBELMAS, 1963), servant à situer les phases paraxysmales de plissement ou de soulèvement, et cela est sans doute exact. Ainsi, ces dernières dénoteraient une surrection généralisée et continue du domaine alpin pendant tout le Miocène. Cependant on ne peut négliger la signification climatique qu'ils impliquent. Le Miocène fut une époque de rhexistasie généralisée. Comme le climat varie d'une ambiance subtropicale et même tropicale vers une ambiance plus sèche, aride, de type savane (Colloque sur le Miocène, p. 318, in BRAVARD, 1963), les dépôts conglomératiques surtout terminaux seraient de vastes nappes d'épandage dont le " Pontien " du Bas-Dauphiné, qui a attient le Massif-Central, serait le type. Mais l'importance de la masse détritique et la vitesse estimée des courants, 2 km/s (J. BOCQUET, 1966), soit la même que celle du Rhône à Lyon, pose le problème de l'importance du relief de l'arrière-pays en fonction d'un réseau déjà considérablement étendu. Il ne s'agit plus des petits fleuves côtiers à forte pente du Lutétien-Priabonien, les sédiments corrélatifs prouvant que les organismes étaient aussi développés qu'aujourd'hui ou presque. La seule réponse à cette question est qu'il existait déjà des montagnes fortement élevées, sans doute beaucoup moins plissées mais portées à leur altitude simplement par l'effet de mouvements verticaux différentiels, opinion que nous allons voir confirmée par l'étude de l'évolution pliocène et quaternaire.

I.3.5. DU PLIOCENE AU QUATERNAIRE RECENT.

A la fin du Miocène, le réseau dracquois est donc constitué dans ses grandes lignes, non sans quelques différen-

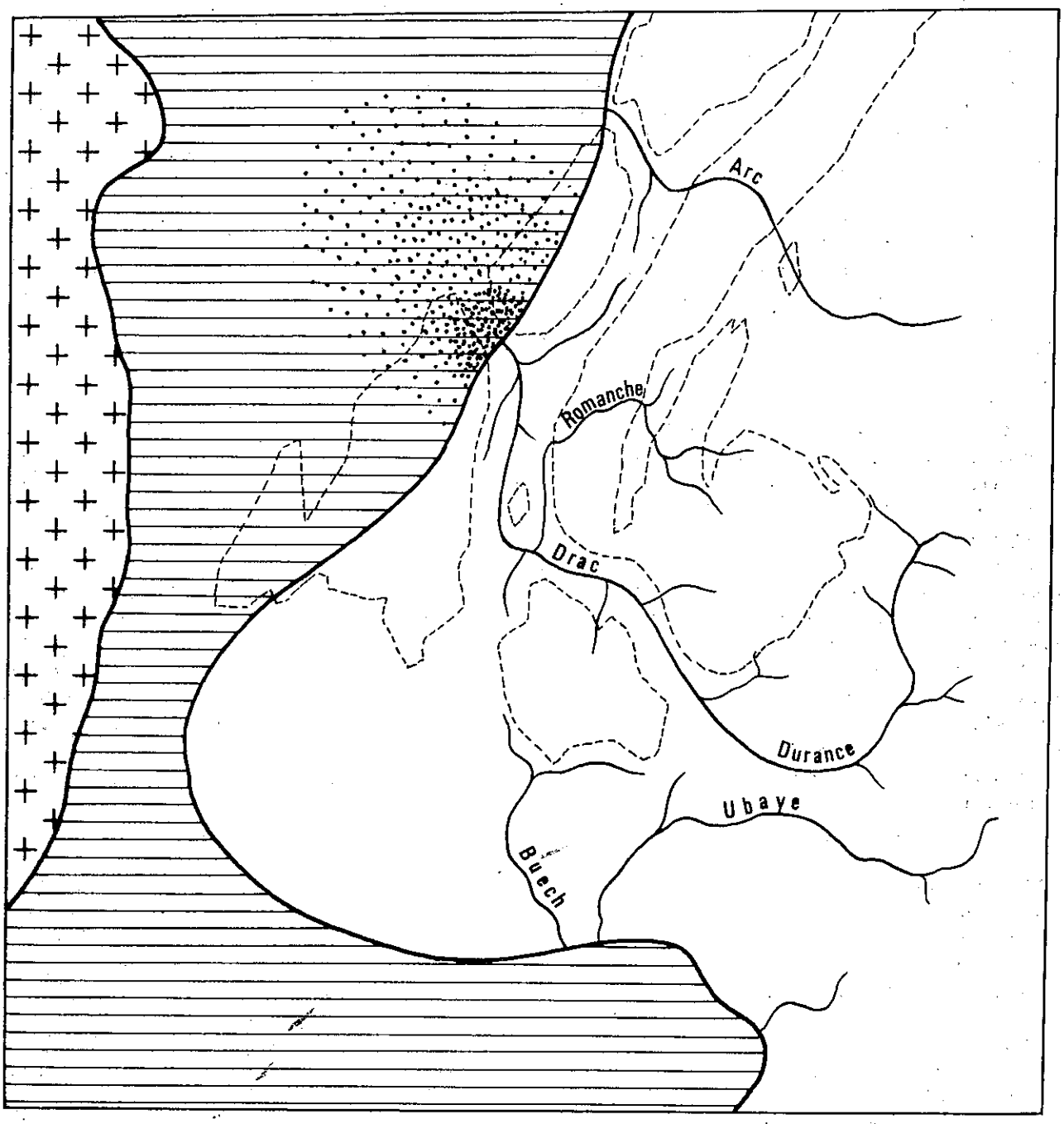


Fig.14. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU MIOCENE (d'après l'hypothèse de J.MASSEPORT et la carte de G.DEMARCQ).
Blanc : continent alpin
Croix : Massif Central
Hachures : mers miocènes
Pointillés : delta conglomératique du Bas-Dauphiné-Voreppe.Extension des faciès grossiers :
Pointillés serrés : au Burdigalien, moyens : à l'Helvétien moyen., lâches : à l'Helvétien supérieur.
Remarquer la grande parenté du réseau hydrographique avec l'actuel. Le Drac est le cours principal. Il a capturé la Romanche et la Durance et s'étend jusque dans le Briançonnais. Le Buech et l'Ubaye sont encore des fleuves indépendants, ne déversant aucune alluvion grossière dans le golfe provençal.

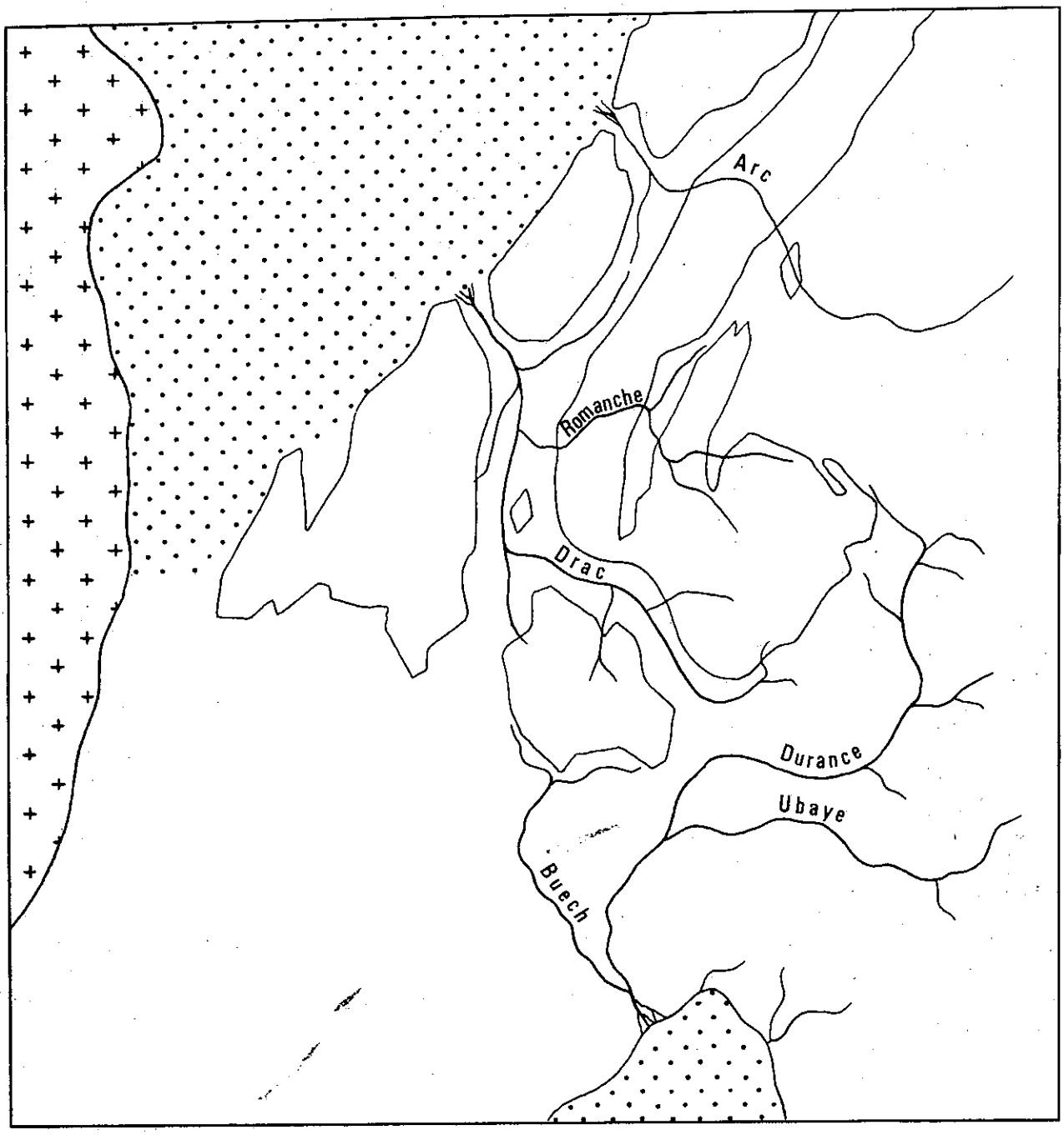


Fig.15. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU MIOCENE TERMINAL (" Pontien ").
Pointillés : les piedmonts " pontiens " (conglomérats à galets impressionnés) du Bas-Dauphiné (auN) et de Valensole (au S). La mer s'est retirée loin au S. Le réseau hydrographique est réalisé dans ses grands traits, analogue au réseau actuel.
L'Ubaye a capturé la Durance (qui passe dans le sillon de Gap), et pris le Buech en affluent.
Le Drac, amputé de son cours supérieur, est réduit à son cours actuel. Il a aussi court-circuité la Romanche par les Etroits de Vizille. Ce schéma, piedmont compris, est le même pour le Villafranchien.

ces importantes. Par exemple la Romanche passerait toujours par la Matheysine, la vallée d'Uriage n'existerait pas de même que la plupart des autres transfluences qui, nous le verrons , datent seulement du Quaternaire. C'est donc au cours de cette période intermédiaire et très obscure dans notre domaine, puisqu'aucun dépôt ne lui correspond, que le réseau va prendre son visage définitif.

Partout, le Pliocène inférieur a vu un creusement linéaire intense. On en a la preuve dans la vallée du Rhône où les dépôts marins remplissent de profondes vallées enfoncées dans le Miocène.(P. MANDIER,1969). Il en a été de même dans les zones montagneuses, que ce phénomène soit d'origine tectonique (épirogénie), eustatique ou climatique (Cette opinion avait déjà été émise par E. de MARTONNE,1942, p. 160, sous le nom de " rajeunissement pliocène des Alpes "). Certainement, plusieurs phénomènes ont dû jouer simultanément. Ainsi il est certain que les mouvements tectoniques fini-miocènes (plissements ponto-pliocènes) ont contribué à la poursuite de la surrection alpine, qui atteint maintenant les chaînes subalpines, au moins la Chartreuse et le Vercors.

Pendant que la chaîne des Alpes continuait son ascension, peut-être accidentée par des arrêts ou même des mouvements négatifs, les cours d'eau montagnards dont le Drac poursuivaient activement le creusement de leurs vallées. On en est assuré par le fait que, dès le Tortonien supérieur, le massif cristallin du Pelvoux est mis à nu (apparition de galets de granite du Pelvoux dans les conglomérats " pontiens " , mais pas encore des métamorphites des autres chaînes) (J. BOCQUET,1966), tous les massifs (Belledone-Taillefer, Grandes-Rousses) étantt débarrassés de leur couverture sédimentaire, au moins en partie, au Pliocène supérieur (nombreux élements métamorphiques, gneiss, amphibolites, micaschistes etc... dans les cailloutis du Pliocène supérieur bas-dauphinois). Le creusement se poursuit et s'accentue au Villafranchien, comme l'atteste la vaste nappe alluviale de Chambaran-Bonnevaux, et, globalement, ne s'arrêtera plus.

C'est pendant cette période intermédiaire entre le Miocène et l'englacement général des massifs montagneux que le réseau hydrographique du Drac acquiert sa configuration définitive. La seule modification vraiment importante n'est, d'ailleurs, que l'établissement du cours de la Romanche sur les Etroits de Vizille, donc l'abandon de la Matheysine. Si nous ne pouvons apporter aucune précision sur la date exacte de cet évènement, du moins son mécanisme nous semble aisé à démontrer.

Les cours montagnards attaquent les massifs cristallins dès la fin du Miocène, et en particulier la Romanche qui est le plus interne. Par conséquent cette dernière va se trouver lithologiquement défavorisée par rapport au Drac qui, lui, reste constamment à la périphérie du Pelvoux dans la couverture sédimentaire. De plus on observera que le cours matheysin allonge considérablement le tracé Romanche-Bas Drac, le plus court chemin étant l'actuelle voie des Etroits de Vizille. Une différence de niveau sensible devait donc exister dans le cours du Drac entre Champ et Vizille. Une telle " chute " pouvait être mise à profit par des affluents de rive droite du Drac même, remontant leurs têtes dans la partie nord du Conest à la faveur des importantes fractures E-W qui l'affectent (voir carte géologique Vizille 1/ 80 000, 4e ed.). C'est un de ces ravins, travaillant facilement dans ces zones faillées où apparaissent les gypses du Trias qui, à un moment donné, s'est trouvé en mesure d'atteindre le cours supérieur gêné dans son enfoncement par son long parcours cristallin, et de la court-circuiter directement vers le Bas-Drac. Mais il est certain, d'autre part, que cette "capture " ou plutôt ce raccourcissement de tracé assimilable à une coupure de méandre, s'est produit suffisamment tôt pour que la Matheysine, déjà bien dessinée, ne soit pas trop enfoncée. Autrement il est vraisemblable que le glacier de la Romanche, dès le début du Quaternaire, aurait creusé cette vallée beaucoup plus qu'elle ne l'est en dépit de son soubassement cristallin (en fait des micaschistes, les roches les moins résistantes de la série cristallophyllienne mis à part les rares affleurements ultrabasiques).Sa position structurale (graben) n'est point défavorable et son orientation bien meilleure, en ce qui concerne l'écoulement des courants de glace, que la zone du verrou de Champ et, à fortiori, la diffluence d'Uriage.

Donc, sans pouvoir dire à quel niveau (ou altitude) était parvenu le réseau pliocène, nous pouvons affirmer qu'il avait pris la configuration générale qu'on lui connaît aujourd'hui. Mais c'est certainement pendant le Villafranchien que se fait le grand creusement des vallées montagnardes.

Nous connaissons au moins le profil de l'alluvionnement, donc de l'Isère, sur le piedmont bas-dauphinois (plateaux de Chambaran-Bonnevaux) (G. MONJUVENT,1969) et nous savons que l'édification de ces plateaux date de la phase froide ou même glaciaire de Biber au début du Villafranchien (F. BOURDIER,1961). Or ce profil, qui aboutit à estimer l'altitude de la rivière à 1 000m environ en aval de la cluse de Grenoble, nous indique qu'en toute hypothèse les vallées alpines étaient déjà très fortement enfoncées, les versants étant peut-être aussi élevés qu'aujourd'hui sinon plus.

Si l'on poursuit vers l'amont le profil villafranchien d'aval, on s'aperçoit que partout, même en tenant compte d'une augmentation normale de la pente, le talweg se tient en gros un millier à 1 500m plus haut que le cours actuel. Or il faut tenir compte de la présence de la couverture sédimentaire des massifs cristallins, dont l'existence est démontrée (J. BOCQUET,1966) , et de l'action érosive considérable des glaciations quaternaires, notamment en ce qui concerne les surcreusements . Jusqu'ici nous nous sommes placés dans l'hypothèse de l'inexistence de déformations différentielles du piedmont post-villafranchiennes (G. MONJUVENT,1969). Si on admet ces déformations qui, selon tous les auteurs qui les soutiennent (voir in Y. BRAVARD,1963) témoigneraient d'un relèvement du piedmont vers l'E,

on voit que le profil initial était supposé beaucoup moins penté et, par conséquent, que les vallées alpines devaient être encore beaucoup plus creusées que dans la conception précédente ((ou les massifs moins élevés, ce qui revient au même). Enfin on connaît aussi l'existence de nombreuses terrasses anciennes dans les vallées du Rhône et de l'Isère, qui montrent que le cours des rivières était très encaissé dans celui des plateaux villafranchiens, ce qui implique un enfoncement corrélatif de tout le réseau amont (fig. 16).

Il y a plus. Nous n'avons pas tenu compte des faits climatiques de cette période qui appartient au Quaternaire et, par conséquent, est caractérisée par l'apparition des glaciers. Or, les glaciers creusent, et même surcreusent, nous en donnerons ultérieurement des exemples. On sait aussi que dès le Villafranchien ancien les alluvionnements ont un caractère glaciaire (fluvio-glaciaire) F. BOURDIER, 1961,). Cela implique l'existence de glaciers en montagne, qui sont restés des glaciers de vallée puisque le débordement sur le piedmont ne date que du Mindel, ou au plus tôt du Gunz (id.).

Or, si des glaciers de vallées existaient au Villafranchien, leur activité érosive a contribué à excaver bien en-dessous du profil fluviatile théorique les talwegs dans lesquels ils étaient installés, et qui n'étaient autres que nos hautes vallées actuelles, moins enfoncées, mais d'une valeur que nous ne pouvons chiffrer encore (on verra, dans la partie traitant du Quaternaire, comment on peut faire cette estimation).

C'est donc à partir d'une topographie villafranchienne que le bassin du Drac va acquérir l'aspect qu'on lui connait aujourd'hui.

I.3.6. LES RAPPORTS DU RESEAU AVEC LA STRUCTURE .

L'axe hydrographique de notre région, le Drac, sépare deux zones dans lesquelles les vallées suivent des directions tout à fait différentes. On a remarqué depuis longtemps que celui-ci, qui contourne grossièrement la périphérie des massifs cristallins, se trouve généralement en position monoclinale dans des bandes de terrain tendre. Mais le fait que presque partout, sauf en Champsaur, ce torrent ne coule pas au contact des massifs cristallins dont il est séparé par un large alignement de montagnes calcaires élevées (Conest, Sénépi, montagnes du Beaumont) ne désigne pas sa vallée comme un exemple de dépression périphérique. A l'E, les affluents qui descendent presque radialement des massifs cristallins (Romanche, Bonne, Séveraisse...) ne paraissent absolument pas adaptés à la structure " alpine ", tandis qu'à l'W ceux qui drainent les massifs subalpins sont de façon beaucoup plus évidente des vallées structurales (fig. 9).

I.3.6.1. L'axe dracquois . C'est ce que l'on appelle habituellement le " Sillon alpin du Sud ", prolongation méridionale du Grésivaudan. Apparemment, la position structurale est homologue mais elle ne l'est pas en réalité. Le Grésivaudan et la Combe de Savoie suivent fidèlement les affleurements des Terres Noires (Callovo-Oxfordien), ce que le Drac ne fait que dans le Champsaur. Sur la plus grande partie de son cours, il se maintient dans les couches aaléniennes (Lias schisteux) à pendage ouest, sauf dans la retombée méridionale du dôme de la Mure où il traverse perpendiculairement les structures alpines méridiennes par suite d'un coude de capture ancien comme nous l'avons vu. De plus, le Sillon du Nord répond à une structure bien particulière , celle de la Chartreuse ((anticlinaux méridiens recoupés par des failles de décrochement NE-SW), qui ne se retrouve aucunement dans la vallée du Drac. C'est pourquoi, nous pensons que cette vallée n'est pas le prolongement méridional du Sillon.

Quoiqu'il en soit, l'adaptation du Drac est partout évidente jusqu'au Seuil Bayard. Son cours N-S, du confluent de la Romanche à celui de l'Ebron, suit fidèlement les affleurements aaléniens et est superposé à une profonde fracture de socle (J. FLANDRIN et WEBER, 1966) , le tronçon E-W, de l'Ebron à Ponsonnas (capture), correspond aux failles et structures anté-sénoniennes ; le tronçon NW-SE du Beaumont, aussi dans l'Aalénien, est monoclinal entre Beaumont et Nord-Dévoluy ; le Champsaur est aussi en position monoclinale dans les Terres-Noires, à la suite de la grande faille de décrochement Aspes-les-Corps-Beaufin et cette situation se poursuivrait dans le Sillon de Gap, après un court passage anticlinal au droit du Seuil Bayard, si le détournement de la Durance n'était intervenu. les cuestas urgoniennes du Vercors et sénoniennes du Dévoluy attestent par leur régularité d'ensemble cette adaptation fidèle à la structure (déjà soulignée par J. BLACHE, 1931, en ce qui concerne la bordure du Vercors).

I.3.6.2. Les vallées cristallines . Nous appelerons ainsi toutes les vallées de rive droite qui descendent des massifs cristallins. Leur caractéristique est l'indépendance totale qu'elles semblent manifester avec les orientations des grandes unités du socle.

Ces grandes unités sont , nous l'avons déjà mentionné, les chaînes de Belledonne-Taillefer, des Grandes-Rousses et le massif du Pelvoux. Leurs limites géographiques ne correspondent pas à leurs limites structurales, qui ne sont pas toujours évidentes.

La chaîne de Belledonne s.l. est traversée transversalement par la Romanche, qui sépare les deux ensembles géographiques de Belledonne et du Taillefer appartenant à la même unité. Belledonne est isolée des Grandes-Rousses par la zone d'effondrement Ornon-Glandon, à couverture jurassique, qui pourrait se poursuivre, selon nous, par l'affleurement

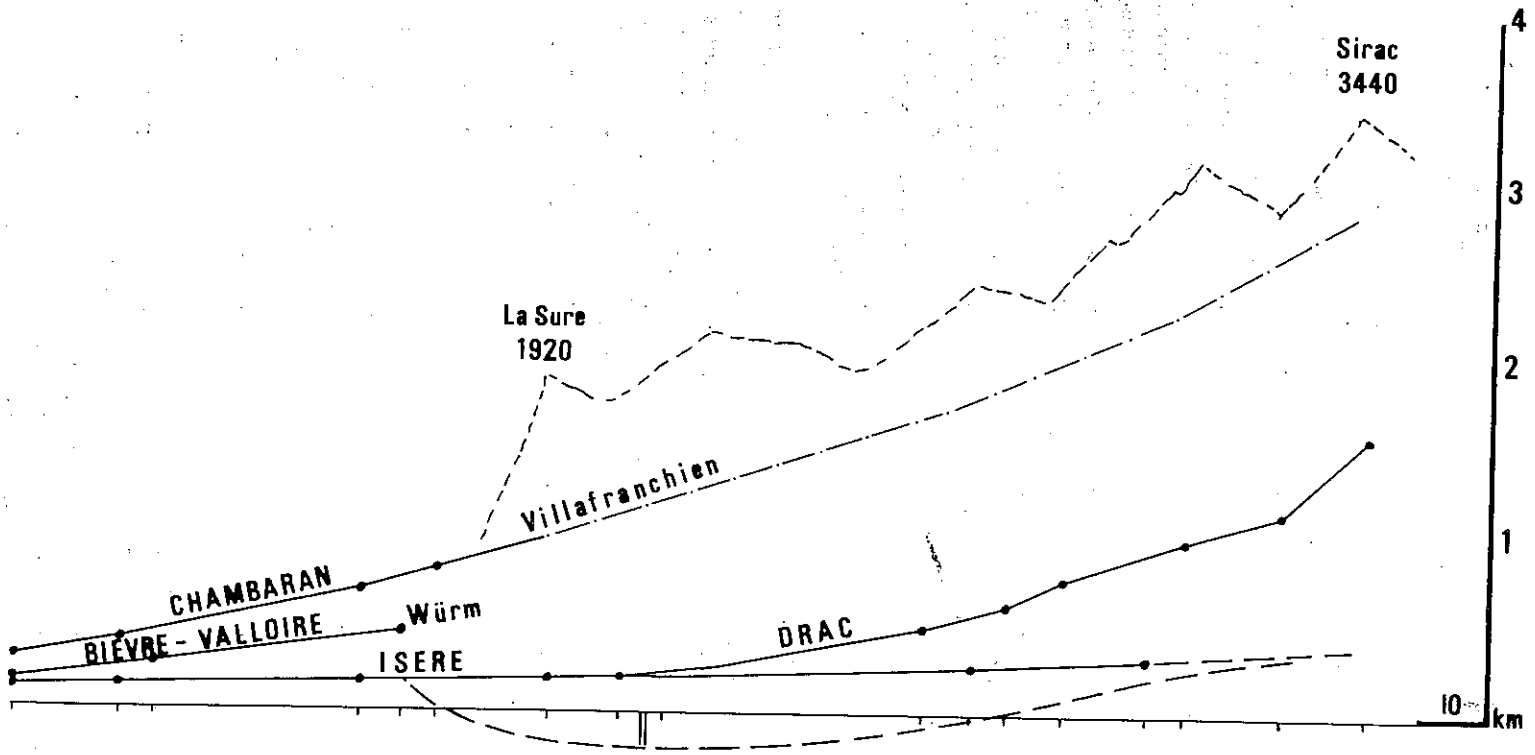


Fig.16. PROFILS LONGITUDINAUX ACTUELS ET ANCIENS DES ALLUVIONNEMENTS QUATERNAIRES DU DRAC-ISERE.

Profils inférieurs : talwegs actuels de l'Isère et du Drac
Tireté long : profil de l'auge du Grésivaudan
Profil moyen : Bièvre-Valloire, maximum de Würm (WII)
Profil supérieur : plateaux de Chambaran-Bonnevaux. Début Villafranchien (Biber)
Pointillé fin : profil actuel des massifs alpins jusqu'au centre du Pelvoux (Sirac)
On s'aperçoit qu'en prolongeant vers l'amont le profil villafranchien tel qu'il est actuellement sur le piedmont, en tenant compte d'un accroissement de pente raisonnable, partout ce profil hypothétique se trouve fortement encaissé dans le volume montagneux actuel (et a fortiori dans le volume montagneux fini-pliocène). D'où la notion vraisemblable d'un fort creusement des vallées alpines dès la fin du Tertiaire (compte non tenu des probables glaciations de vallées du Villafranchien, voire du Pliocène supérieur).

liasique du Vet et les montagnes du Beaumont, toujours dans la même direction méridienne. Les Grandes-Rousses aussi sont recoupées par la Romanche, notamment dans la plaine d'Oisans. Fort bien individualisée au N (horst faillé complexe), la chaîne se poursuit au S., séparée du Pelvoux par les accidents profonds de Venosc-Valsenestre (P. BELLAIR, 1948, J. VERNET, 1965), dans les massifs de Pied-Moutet, du Rochail et du Clapier du Peyron. Mais ici un problème délicat de raccordement va se poser. Pour P. BELLAIR, la zone des Rousses se termine au Valsenestre contre " une faille qui fait se rejoindre par une terminaison biseautée les synclinaux d'Ornon et de Valsenestre ". Le massif de Chaillol, au S. du Pelvoux et du grand accident Villard-Loubière-Aiguille de Morges constituerait donc le dernier tronçon de Belledonne. J. VERNET prolongeait la zone des Rousses par l'" anticlinal " de l'Arcanier et l'anticlinal disloqué des Rouchoux-Beaufin jusque dans la vallée du Drac. Quant à nous, à la lumière des connaissances nouvellement acquises notamment les grandes failles de décrochement (J. COGNE et Al, 1966) nous pensons qu'effectivement la zone des Rousses se poursuit au S. Elle serait limitée par l'importante fracture NE-SW Aspres-les-Corps - Les Rouchoux se prolongeant par la face ouest du Pic de Valsenestre, où elle rejoindrait le grand accident de Venosc. Le contact Pelvoux - Grandes Rousses ne serait donc pas un joint arqué comme on le pensait mais simplement un accident rectiligne décrochant qui, plus au S. limite d'ailleurs la crête orientale du Dévoluy (faille Gicon-Beaufin - Voir fig. 9).

Quoiqu'il en soit, les grandes vallées ne suivent absolument pas ces structures qu'elles recoupent de façon indifférente , à l'exception du cours supérieur de la Romanche qui suit exactement, sur une très courte distance, le synclinorium alpin de l'Alpe du Villar-d'Arène entre Pelvoux et Combeynot (fig. 17).

Cependant ces grandes vallées cristallines et tous leurs affluents ont un tracé entièrement géométrique que A. ALLIX a déjà bien remarqué et décrit (A. ALLIX, 1929, fig. 5 et 6). On y découvre les quatre directions de fractures maintenant bien connues, à savoir N-S, E-W, NE-SW et NW-SE, que les moindres ruisseaux et ravins suivent tous sans exception. Une démonstration particulièrement instructive en a été faite pour le couloir de la Romanche et le massif du Taillefer s.s. (J. DEBELMAS et J. SARROT-REYNAULD, 1960) . Il est donc inutile que nous y insistions davantage. Une seule conclusion peut en être tirée : c'est que le réseau hydrographique des massifs cristallins s'est surimposé dans le socle suivant des directions principales ne correspondant pas à ses grandes unités, mais au contraire à un réseau de fractures alpines affectant une couverture aujourd'hui totalement disparue. On n'en sera pas surpris car l'on sait maintenant non seulement que cette couverture existait bien mais encore que le début de l'installation de ce réseau est lointaine puisque datant certainement de l'Eocène et peut-être de la fin du Crétacé. Cette morphologie particulière et l'ancienneté de son acquisition impliquent également que les fractures de la couverture et du socle ne sont pas récentes, donc dérivent probablement pour une grande partie des structures héritées des mouvements hercyniens. Ce sont des fractures hercyniennes et anté-sénoniennes qui auraient rejoué pendant l'ensemble de l'orogénèse alpine. Peut-être de nouveaux faisceaux de failles se sont-ils ajoutés à ce moment, mais suivant les directions déjà définies antérieurement.

I.3.6.3. Les vallées subalpines . Ce sont les vallées de rive gauche, qui drainent notamment les petits bassins locaux de la bordure orientale du Vercors et l'ensemble du Dévoluy. Leurs relations avec la structure sont manifestes.

Tous les bassins locaux du Vercors (Lavanchon, Prélendrey, Saint-Andéol, Gresse, La Bâtie, Chichilianne, Esparron) sont monoclinaux. Ils se creusent dans les marnes du Valanginien, entre les assises calcaires du Tithonique et de l'Urgonien qui forment les deux corniches du Vercors. Localement, au N, la corniche tithonique est redoublée par l'effet d'un pli plongeant qui affecte aussi l'Urgonien du Moucherotte à l'arête du Gerbier. Les cluses de sortie de ces bassins, dans le Tithonique, empruntent généralement des zones faillées.

La vallée du Drac est doublée à l'W, par une zone déprimée dans les Terres Noires dont elle est séparée par l'alignement des collines de Dogger. Cette dépression est suivie au N par la basse vallée de la Gresse, au S par les affluents de l'Ebron qui ont excavé, à la limite du Dévoluy-Vercors, une vaste cuvette en position anticlinale, le Trièves. Au S, le col de la Croix-Haute qui sépare le Trièves du Bochaine et le Dévoluy du Diois, se trouve exactement centré sur un synclinal alpin dont le contenu molassique (oligocène) n'est pas encore totalement érodé.

Aucune question ne se pose donc en ce qui concerne les vallées de ce que l'on peut appeler la dépression du Drac. Tout y est absolument structural. Le relief est tout du long purement monoclinal, toutes les assises tendres sont excavées et tous les bancs durs sont en relief. Lorsque des plissements existent (anticlinal de Gresse, montagnes du Beaumont) ceux-ci ont été attaqués préférentiellement mais leur coeur résistant (Tithonique de Gresse, Lias calcaire du Beaumont) a été mis en saillie par le déblaiement de leur enveloppe tendre de Valanginien ou de Lias schisteux (fig. 18).

I.3.7. MORPHOLOGIE STRUCTURALE.

Il faut reconnaître à A. ALLIX (1929) le mérite d'avoir mis en évidence le rôle fondamental joué, dans les massifs dauphinois, par la surface prétriasique. Si le dessin du système des vallées cristallines dépend entièrement du réseau de fractures du socle, l'allure des massifs eux-mêmes est liée, en grande partie, à l'existence de cette

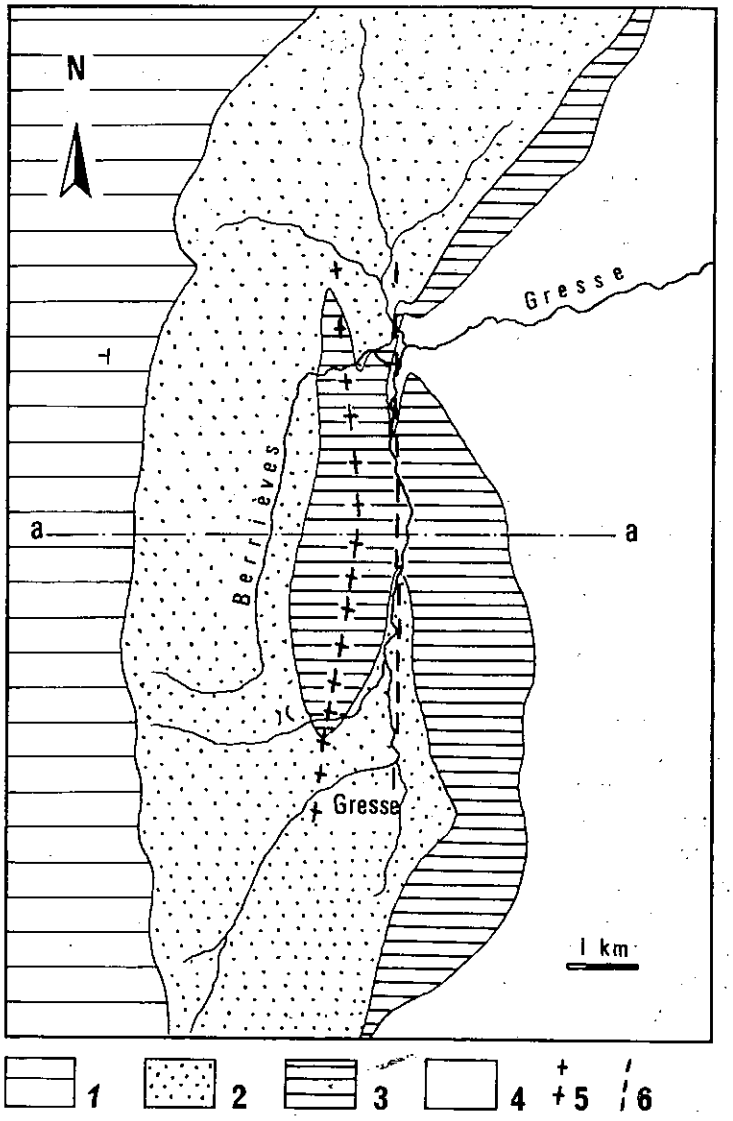


Fig. 17. SCHEMA CARTOGRAPHIQUE DES BASSINS LOCAUX DE GRESSE ET SAINT-ANDEOL.
1. Urgonien, 2. Néocomien, 3. Tithonique, 4. Jurassique moyen-supérieur, 5. axe anticlinal, 6. axe synclinal, a-a : coupe (voir fig.18).

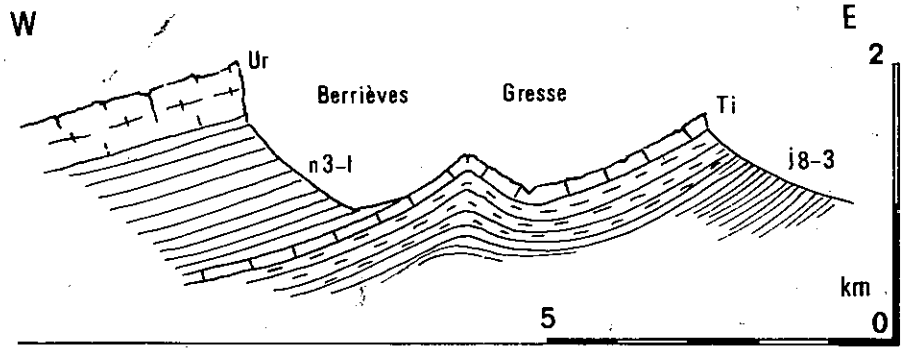


Fig.18. COUPE TRANSVERSALE DE L'ANTICLINAL DE GRESSE.
La vallée de la Gresse (glaciaire) est moins enfoncée (en altitude) que celle de Berrièves (non glaciaire) par suite des conditions lithologiques, mais plus creusée relativement par rapport au substrat.

surface. Le rôle de ces éléments structuraux a été confirmé depuis (P. BELLAIR,1948, P.GIDON, 1954). Il n'en est que plus surprenant de voir R. BLANCHARD, même dans le dernier volume des " Alpes occidentales " paru en 1956, ignorer totalement les idées d'ALLIX et adopter dans discussion les " plissements cristallins " de P. TERMIER alors que cette dernière conception était déjà largement périmée. Cependant il est vrai qu' A. ALLIX avait notablement exagéré l'extension des témoins de la surface prétriasique, ce qui lui valu de nombreuses critiques. Pour notre part, nous ne reconnaissons comme fragments de la pénéplaine hercynienne que ceux dont l'authenticité est prouvée par l'existence de témoins de Trias superficiel, à savoir :

- la grande surface de Belledonne au S de la Croix de Chamrousse ;
- les surfaces morcelées du Taillefer s.s. (à l'exclusion du Coiro);
- les surfaces décalées du revers occidental des Grandes-Rousses ;
- les plateaux du Mont-de-Lans et de Paris au N du Pelvoux(fig.19).

I.3.7.1.- Belledonne. C'est au S de Belledonne seulement qu'un fragment de la surface prétriasique, encore localement garnie de son enduit permien (aphanite) et triasique (Recoin, Croix de Chamrousse) subsiste dans la Forêt de Prémol, entre la Croix et le lac Luitel. Cette surface est légèrement inclinée vers le SE et sans doute son prolongement passe-t-il très au dessus des sommets de la chaîne (Grand Pic de Belledonne, Grande Lance de Domène etc...), beaucoup plus élevés, car certains ont encore leur couverture houillère (chapeaux houiller de Belledonne). Mais ce qui est frappant aussi est l'allongement régulier de cette chaîne, NE-SW, et la rectitude de son contact occidental, pareillement orienté, avec la couverture sédimentaire. Ce contact est d'ailleurs jalonné par une série d' " écailles " de Houiller, Trias et Lias indiquant son caractère tectonique (accident cassant), contact d'ailleurs suivi par la vallée morte de Vizille à Uriage (fig.9).

La jonction Rousses-Belledonne pose un petit problème morphologique. Structuralement, ces deux unités sont séparées par la zone effondrée Ornon-Glanon mais géographiquement la coupe majeure se fait par la vallée de l'Eau D'Olle. Au prix d'un coude brusque, cette dernière mord dans le Cristallin des Sept-Laux au lieu de suivre les affleurements tendres du Jurassique, isolant de la sorte le petit massif du Rissiou de son unité tectonique Belledonne. Nous avons vu que la basse Eau-d'Olle suit une fracture mylonitisée hercynienne ; son cours supérieur, E-W, est certainement aussi en rapport avec des failles (fig. 9).

Mais la principale structure de Belledonne, l'accident médian, ne se remarque guère dans la topographie. Il ne fait que déterminer le ravin de Séchilienne au col Luitel, à l'extrême S. Par contre, il est vraisemblablement très important dans la morphologie du Taillefer.

I.3.7.2. Taillefer . Ce massif correspond entièrement au seul " rameau interne " de Belledonne. L'accident médian, au S de la Romanche, passe dans le ravin de Saint-Barthélemy-de-Séchilienne puis se perd sous les montagnes liasiques du Grand-Serre. Le " rameau externe " se poursuit par les affleurements cristallins du dôme de la Mure, dont l'apparition " en boutonnière " entre Conest et Sénépi souligne l'ennoiement rapide vers le S et l'W, par un jeu de fractures méridiennes et E-W déterminant des graben (Matheysine, vallée de Vaux) et des horsts indépendants (Conest, Sénépi). Le Taillefer lui-même, constitué par de larges plateaux à témoins triasiques étagés, n'est qu'une partie de la pénéplaine hercynienne disloquée par des failles (faille du Taillefer entre autres, de rejet 600 m), alors que plus au S. son prolongement du Grand-Armet-Coiro n'en montre plus trace. Le Taillefer est également caractérisé par la présence d'une profonde dépression N-S, la transfluence La Morte-Lavaldens, sur laquelle se greffe le ravin transversal de Vaunoire, en plein Cristallin, formes auxquelles R. BLANCHARD n'a pu trouver d'explications satisfaisantes dans l'hypothèse des " plissements cristallins " (R. BLANCHARD,1938-1954, t. III.1, p. 22 et suiv.). Or ces entailles abruptes, avivées par l'érosion glaciaire comme nous le verrons, se décomposent en segments rectilignes ayant exactement les directions du réseau de failles repéré. Leur origine première est donc vraisemblablement un ensemble de vallées de failles dont nous verrons ultérieurement l'évolution quaternaire.

I.3.7.3. Grandes-Rousses. La chaîne des Grandes-Rousses s.s. est celle dont les formes uniquement structurales sont les plus évidentes et les mieux conservées (A.ALLIX (1929), phot. B, pl. IV et fig. 7, p. 26) en a donné une bonne reproduction picturale. Mais la meilleur illustration se trouve dans le livre de R. BLANCHARD(t. III, p. 452,) où les gradins de failles des Rousses se détachent , au-dessus de l'Alpe d'Huez, avec une netteté parfaite. C'est un véritable alignement de marches d'escalier parallèles à la crête principale, formées d'éléments de la pénéplaine antétriasique séparées par des failles directes d'orientation N 10° E. Le déversement de ces structures est régulier de part et d'autre de la crête sommitale, léger à l'W et fort à l'E. L'ensemble est recoupé par un système de failles NE-SW à rejets plus faibles suivies par tous les ravins, qui descendent obliquement et non selon la ligne de plus grande pente. Trois gradins principaux se détachent à l'W : l'Alpette - Lac Bresson, La Fare- Tabeurle et le Dôme des Petites-Rousses qui est séparé de la crête par le plateau des lacs, portion effondrée sur laquelle les lacs sont déterminés par l'entrecroisement des fractures comme ceux du Taillefer. Il est remarquable que les accidents " médians " ou houillers,

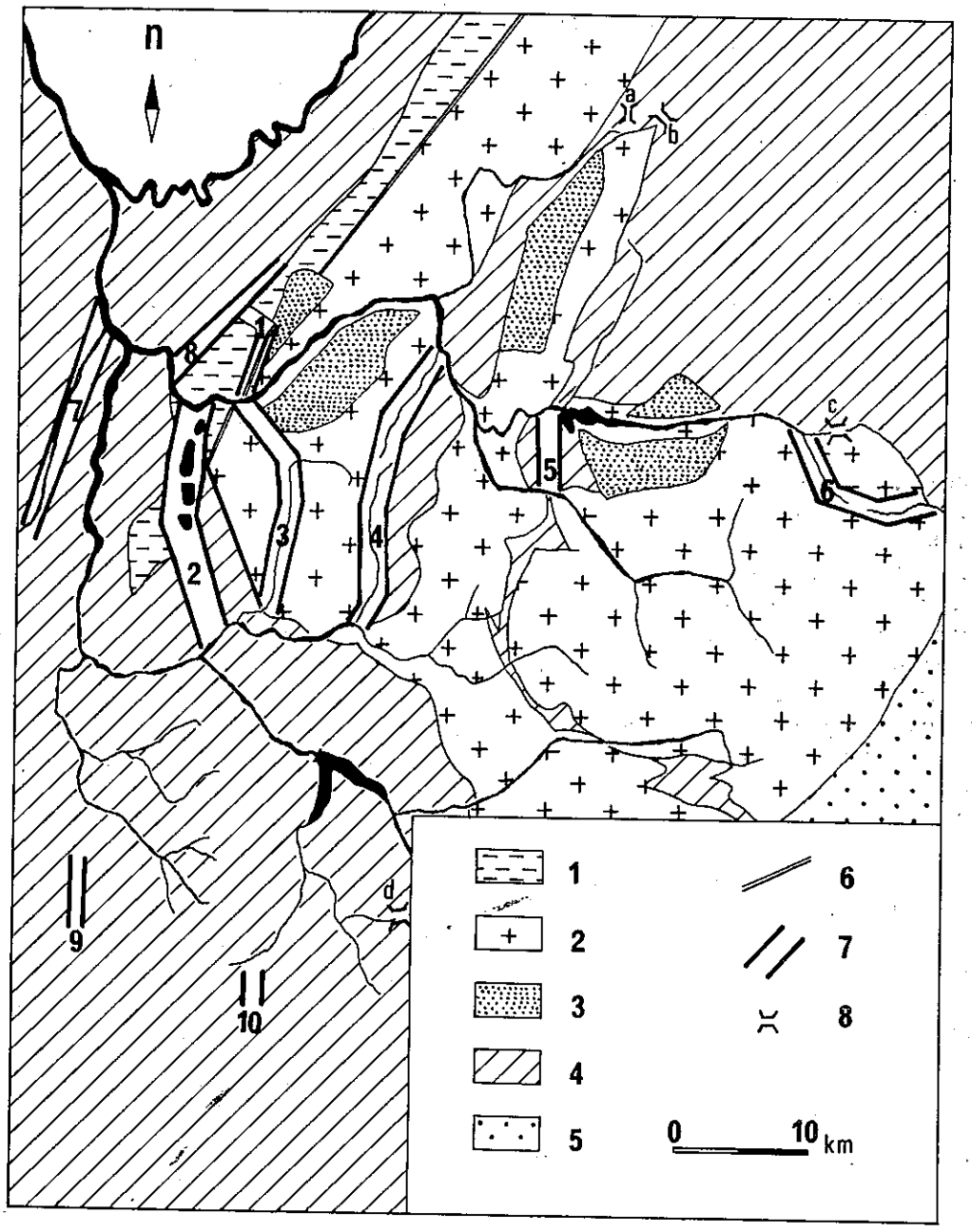


Fig.19 PRINCIPALES TRANSFLUENCES ET DIFFLUENCES DRACQUOISES ET LEURS RAPPORTS AVEC LA STRUCTURE (cf. aussi Fig.9). 1 .: Rameau externe de Belledonne, 2.: Massifs cristallins externes, 3 : Surface prétriasique, 4 : Couverture sédimentaire, 5 : Grès du Champsaur, 6 : Principales failles limites des massifs cristallins, 7 : Transfluences et diffluences (1.Luitel, 2, Matheysine, 3. La Morte, 4. Ornon, 5, Alpe de Vénosc, 6.Arsine, 7.Lans, 8.Uriage, 9.Croix-Haute, 10 : Festre) 8.Cols non diffluents. a:Glandon, b:Croix-de-fer, c : Lautaret, d: Noyer).

méridiens, n'apparaissent absolument pas dans la morphologie. Au S, la crête des Rousses disparaît par suite de l'effondrement entre failles du socle dont la pénéplaine anté-triasique, encore visible, se trouve recouverte par les couches sédimentaires du Signal de l'Homme.

I.3.7.4. Pelvoux. La morphologie du Pelvoux est celle qui est, de loin, la mieux analysée de sorte que nous renverrons souvent aux travaux antérieurs. Disons simplement que nous sommes en accord avec A. ALLIX (1929), en ce qui concerne l'importance à attribuer aux fractures dans le dessin des vallées, beaucoup moins au sujet de la pénéplaine prétriasique. Pour ce qui est de la morphologie générale du massif, nous suivrons les conclusions de P.BELLAIR (1948), notamment en ce qui concerne la forme en toit de l'ensemble dont le faîte est une arête méridienne passant par la barre des Ecrins. Cette disposition originelle, due à la tectonique des nappes vraisemblablement ,explique fort bien la distribution inégale des vallées d'une part vers l'Isère, d'autre part vers la Durance. Nous apporterons simplement quelques observations et remarques qui viendront en complément des conclusions de ces auteurs.

La première concerne l'existence de la faille de Malaval, qui détermine le cours de la Romanche entre le Fréney d'Oisans et la Grave. On en trouvera un historique dans les travaux cités.P. GIDON. (1954), qui avait soumis à une critique serrée les arguments d'A. ALLIX notamment en ce qui concerne la surface prétriasique, conteste l'existence de cette fracture en invoquant la continuité topographique, de part et d'autre de la combe de Malaval, des témoins de la pénéplaine prétriasique des plateaux de Paris et de Mont-de-Lans, leur décalage étant le principal argument de cet auteur. Nous rappellerons qu'outre l'existence prouvée d'une zone broyée de direction E-W dans le verrou cristallin qui sert de fondation au barrage du Chambon (M. GIGNOUX et L. MORET , 1941), et que nous pensons être la trace de cette faille, le décalage des plateaux susdits existe bien réellement , (fig. 20). Mais , à l'inverse de ce que voulait montrer A. ALLIX, c'est le compartiment nord (plateau de Paris) qui est abaissé relativement, le rejet pouvant entre estimé à 400 m environ, sa valeur allant décroissant vers l'E (rapprochement des éléments de la surface vers la Grave). Pour nous, la faille de Malaval ne serait pas en rapport avec l'accident chevauchant de la Meije, cette dernière, de direction NE-SW, se rapprochant plus de celle limitant au N le massif du Combeynot (R. BARBIER, 1963).

La seconde concerne les grandes failles NE-SW de la bordure sud du Pelvoux. Celle du Bas-Valgaudemar, connue jusqu'à Villar-Loubière, nous semble se poursuivre au NE jusqu'à Font-Turbat, expliquant l'extraordinaire enfoncement du Haut-Valjouffrey sous la face Ouest de l'Olan, qui serait un escarpement de faille. De même le grand accident décrochant Gicon- Beaufin - Rouchoux - Pic de Valsenestre, en rejoignant celui de Venosc au col de la Muzelle, rendrait compte de l'enfoncement du Haut-Valsenestre et serait la véritable frontière structurale entre Pelvoux-et Grandes-Rousses.

Il n'est pas jusqu'au bassin du Haut-Drac, s'inscrivant pour partie dans les nappes du Flysch à Helminthoïdes, qui ne présente ces directions fondamentales. Ce n'est donc pas une tectonique de nappe que sa morphologie reflète, mais bien toujours la mosaïque des fractures du socle.

I.3.7.5. Massifs subalpins : Le Dévoluy . Nous nous attarderons un peu sur le Dévoluy car, malheureusement, c'est le massif subalpin le moins bien connu morphologiquement. Une seule description, succincte, en a été donnée par R. BLANCHARD (t. IV, p. 231 et suiv.) qui demeure valable dans ses grandes lignes.

Plus que le Vercors peut-être, le Dévoluy est le type même du relief structural conforme. C'est un synclinorium de direction méridienne (plissements " alpins " proprement dits) dont l'axe se relève vers le S, encore rempli de molasse nummulitique. Il se subdivise en deux synclinaux (Agnières à l'W, St-Etienne à l'E) séparés par l'anticlinal médian de la montagne d'Aurouze.

De chaque côté, les revers des crêtes de Féraud - Bec de l'Aigle et de l'Obiou - Grand Ferrand sont des surfaces structurales sénoniennes encore enduites, vers leur base, de placages tertiaires respectés par les glaciers. Partout, le sommet des bancs calcaires sénoniens affleure. Le relief ne doit rien à la tectonique anté-sénonienne dont les plis E-W ne se manifestent en aucune manière. Les deux-cols qui, au S, donnent sur le Bochaine (Festre et Rabou) sont également structuraux et ne sont que le prolongement des synclinaux susdits, qui convergent vers le N à St-Disdier (Fig. 21).

Le Dévoluy est limité de trois côtés (S, E et W) par une cuesta sénonienne bien conservée , sauf à l'W où elle est rongée par les cirques de la crête Obiou - Ferrand . Au N, sa limite est beaucoup moins nette car les crêtes sénoniennes s'interrompent selon la transversale Obiou-Farot, à la confluence de la Souloise et du Drac.

Structuralement, mais aussi orographiquement, le synclinorium dévoluard se relève au N à partir du Grand-Ferrand. On le voit bien dans les cotes du Tithonique qui passent de 1 000 m en ce point à 2 000m dans la montagne de Châtel. Ce relèvement d'axe S-N est en relation avec la remontée des massifs cristallins du dôme de la Mure. De ce fait, le Dévoluy est un trans-synclinorium intact au S, démantelé au N.

Le relèvement d'axe septentrional pose donc le problème de la vallée de la Souloise, qui traverse par une gorge obséquente la dalle sénonienne avant d'aboutir au Drac (Défilé de la Souloise). Cette disposition s'explique par l'antécédence de la rivière dans le Nord du Dévoluy.

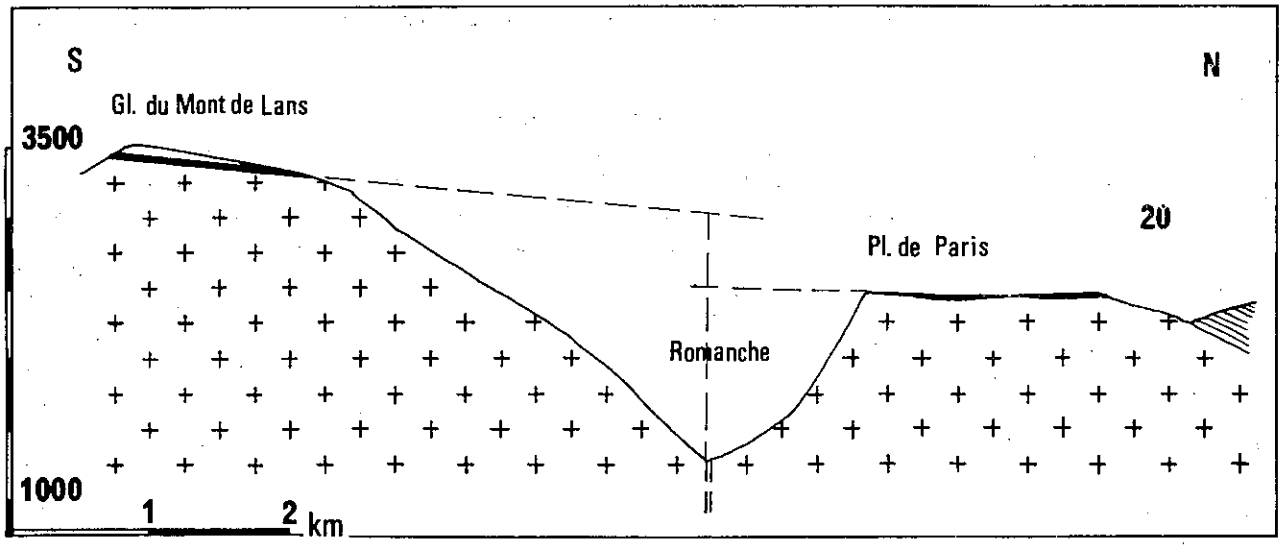


Fig.20 COUPE TRANSVERSALE DE LA COMBE DE MALAVAL (Haute-Romanche) . Croix : socle cristallin; Noir : Trias et surface pré-triasique; Hachures : couverture sédimentaire ; blanc : glacier du Mont-de-Lans; le décalage des éléments de la surface pré-triasique de part et d'autre de la Romanche plaide nettement en faveur de l'existence de la faille de Malaval.

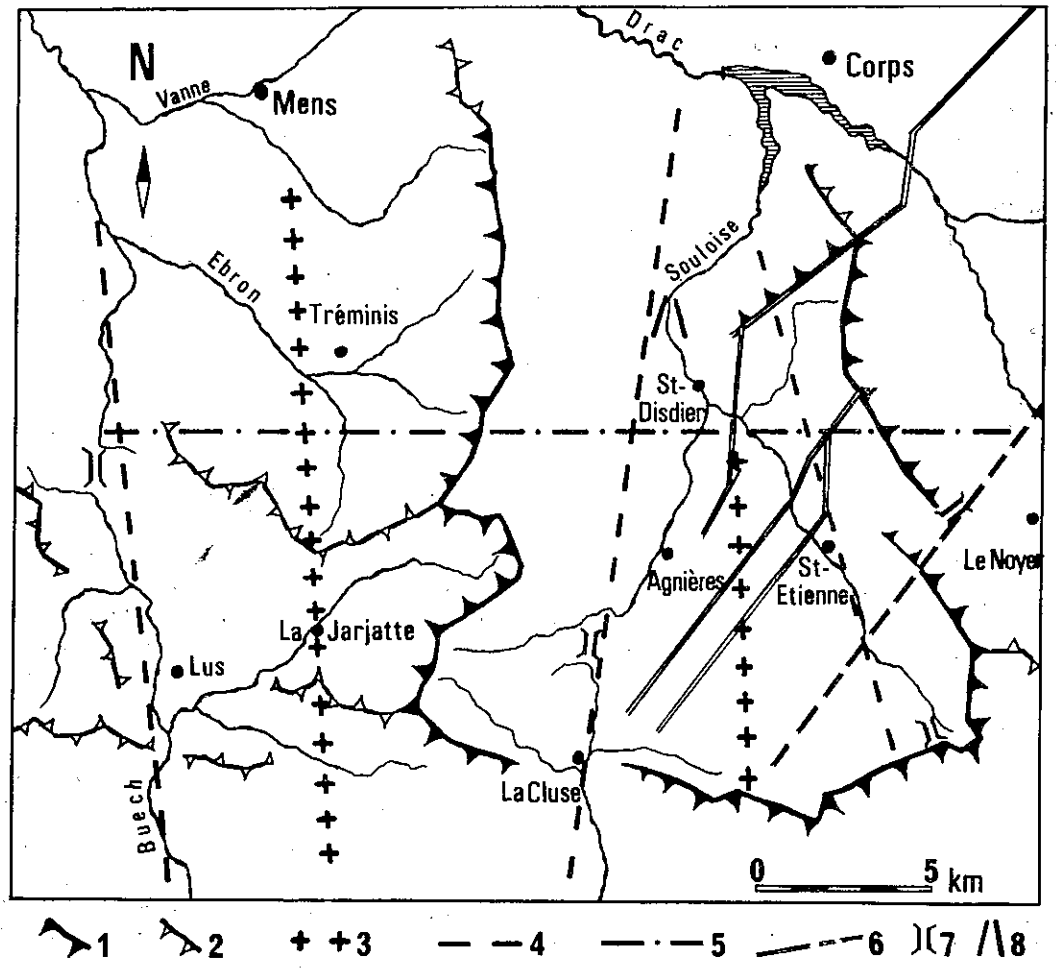


Fig.21 SCHEMA GEOMORPHOLOGIQUE DU DEVOLUY.
1. corniche sénonienne, 2. corniche tithonique, 3. axe anticlinal , 4. axe synclinal, 5. axe transsynclinal (transsynclinorium dévoluard), 6. principales fractures, 7. cols, 8. entonnoir de percée obséquente (anaclinale) de la Souloise.

Au S. dans les synclinaux plongeants, les cours d'eau suivent une pente structurale normale jusqu'à St Disdier. C'est la pente originelle résultant du soulèvement des Alpes, intervenu au S dès la fin de l'Oligocène, à la suite de l'inversion tectonique que l'on sait. Tout le drainage se faisait donc vers le N.

Ce n'est que longtemps après, à la fin du Miocène, qu'au N. les massifs cristallins de Belledonne et le Vercors - Chartreuse émergent à leur tour. Les cours d'eau, déjà profondément enfoncés comme nous l'avons vu, continuent à s'inscrire sur place et deviennent alors antécédents (Basse Souloise, Drac au N de Beaufin). Cette antécédence est favorisée par l'existence de grandes fractures qui apparaissent nettement dans la morphologie.

La plus importante est celle de la Souloise, qui limite au N. la crête sénonienne de Féraud, prolongement en Dévoluy de l'accident Valsenestre-Rouchoux-Beaufin. Elle passe auN du Farot et détermine la cuesta Farot-Gicon. Plus à l'W, elle s'amortit car elle n'apparaît plus ni dans la morphologie ni dans la structure (fig. 21).

L'autre faille ayant une incidence morphologique notable est celle qui prolonge l'accident du Bas-Valgaudemar. Traversant la vallée du Drac au pont de la Guinguette (c'est celle qui fait sans doute apparaître le substratum jurassique au milieu des alluvions quaternaires), elle passerait dans la région du col du Noyer , où s'observe un certain décalage de la cuesta sud (Pic Ponson) par rapport au Nord (Tête de Claudel). Vers le SW, cette faille s'aligne exactement avec la falaise qui court de l'Enclus au vallon de Corne, transversalement à l'axe du synclinal oriental, et détermine l'orientation de ce vallon avant de disparaître au N du plateau de Bure.

On ne peut expliquer que par cet important accident de socle l'existence première du col du Noyer, seule brèche transversale de tout le Dévoluy. Nous verrons comment l'action glaciaire a aménagé ce passage par la suite.

Outre ces deux fractures importantes, un faisceau de failles de même direction accidentent le plateau d'Aurouze. L'une d'elles, à surface pentée vers de SE, part de la Brèche de Féraud, détermine l'escarpement de la Souloise entre le Pont de Giers et le ravin de Chabournéou, puis limite au N la crête des Baumes et va se terminer au ravin d'Agnières. Une autre, à St Etienne-en-Dévoluy, provoque l'escarpement sud de Roche-Longue que suit le Rif, le petit verrou du Fort et la falaise des Côtes du Puy. La moitié ouest du dôme d'Aurouze est hachée de failles parallèles, toujours NE-SW, que suivent de nombreux couloirs et ravins. Enfin la falaise ouest du Gicon est également un escarpement de faille, de direction plus méridienne, se terminant dans le ruisseau de Rioupes.

Généralement méconnu voire ignoré, le Dévoluy, dernier représentant des massifs subalpins avant les Alpes provençales, est certainement le plus démonstratif au point de vue relief structural par sa morphologie admirablement visible en l'absence de couverture végétale que lui vaut sa haute altitude et sa situation déjà méridionale.

I.3.8.MORPHOLOGIE ET TECTONIQUE . GRANDES STRUCTURES TRANSVERSALES .

Nous ne pouvons terminer ce rapide chapitre de morphologie structurale, dans lequel nous avons vu le relief étroitement soumis à la structure, et notamment au réseau de failles, sans souligner le fait que, inversement, l'examen de la morphologie doit permettre de déceler la présence d'accidents là même où ils n'ont pas encore été découverts. Nous n'en donnerons que deux exemples significatifs.

Le grand système décrochant de la Cléry, dextrogyre, se suit au NE dans le versant sud du Grand Brisou, qui est l'une des limites du profond bassin de la Bâtie. De là, il passe sous le col de l'Allimas puis au Pas du Serpaton, brèche dans la corniche tithonique de la montagne de Gresse. Puis sa trace se perd dans les éboulis et le remplissage quaternaire. Or la morphologie permet de penser que cet accident se poursuit beaucoup plus loin.

L'alignement des collines du Dogger est rompu au N de Monestier-de-Clermont par une large brèche, orientée NE-SW, élargie par l'action glaciaire (Les Cadorats). Or cette brèche se trouve exactement alignée sur la faille de la Cléry, avec l'orientation voulue. Plus au N, le ravin de la Cluze qui descend au Drac se dirige parallèlement à cette structure et très obliquement par rapport au versant, sans raison apparente. Continuant toujours, nous trouvons sur le tracé supposé le col diffluent de la Chal, qui coupe transversalement le Nord du Conest selon la même direction et, enfin, cet alignement aboutit à Vizille exactement dans le prolongement de l'accident occidental de Belledonne. Un tel alignement de structures superficielles obliques à la fois à la topographie et au pendage des couches ne peut être qu'en rapport avec une cause d'ordre général, qui serait l'accident de la Cléry (fig. 9)

Au S de la faille de la Cléry., un autre système la double, l'accident de Jasneuf, toujours entre Vercors et Glandasse. Vers le N il détermine l'escarpement des Rochers du Parquet , le col de l'Aupt et la face Nord du Mont-Aiguille qui est véritablement une butte-témoin, passe à la tête et au Col de Papavet, à St Michel-les-Portes puis disparaît dans les mêmes conditions que son homologue. Or, dans cette direction, se trouve le col de Fraisse et le ravin de Tiraillère au S de Treffort, obliques et seules brèches de la montagne de Dogger du Monestier-de-Clermont. Puis à Treffort même le Jurassique moyen surgit au milieu du Quaternaire. Rive droite du Drac, cet alignement aboutit dans le vallon des Mottes dont il suit le flanc nord (ruisseau de Vaux) jusqu'à l'entrée de la vallée morte de N.D. de Vaux. Or ce ruisseau est situé sur le plan d'un accident de socle très important qui remonte le tréfonds au S, formant la limite nord du bassin houiller de la Mure. On peut suivre la trace de cet accident en Matheysine, jalonnée par l'apparition des micaschistes de Petichet puis au col du Fond des Sciaux, où Lias et socle se trouvent en contact anormal et où existe une boursouflure énigmatique que nous pouvons supposer être une extravasion de Trias

salifère. Toujours dans la même direction se trouve le ruisseau des Granges puis le versant extraordinairement raide et rectiligne des amphibolites de Saint-Barthélemy-de-Sechilienne, la brèche du Verrou des Portes-de-L'Oisans et enfin tout le couloir de la Romanche. Comme la Cléry, il est hors de doute que l'accident de Jasneuf ne soit très important tectoniquement et n'ait une continuité et une influence beaucoup plus considérables qu'on ne l'admet aujourd'hui . Remarquons que c'est le long de ces grands accidents supposés que jaillissent les seules sources thermales de la région, La Motte-les-Bains (aujourd'hui noyée sous la retenue de Monteynard) , Uriage.

Pour terminer, nous insisterons sur l'importance apparemment non moins grande des accidents NW-SE qui, dans notre région, semblent déterminer des éléments morphologiques majeurs : Cluse de Grenoble (et autres cluses alpines), Plaine d'Oisans - Bas-Vénéon, Beaumont, Champsaur pour les principaux. L'analyse détaillée du relief permettrait certainement de mettre en évidence la probabilité d'autres accidents semblables, aussi bien dans le bassin du Drac que dans les régions voisines.

I.4. CONCLUSION . QUELQUES EXEMPLES SPECTACULAIRES DE RELIEFS STRUCTURAUX.

Si, comme nous venons de l'indiquer dans ce chapitre, le relief actuel de la région dracquoise est tellement en conformité avec la structure qu'il semble calqué dessus sans autres transformations que celles de l'érosion régressive et glaciaire, cette dernière ayant d'ailleurs souvent contribué à sa mise en valeur, on peut penser que cela doit se voir manifestement dans le paysage. C'est bien ce qui apparaît en fait, nous allons en donner quelques exemples particulièrement démonstratifs.

Point n'est besoin d'accéder en des lieux difficiles pour s'en rendre compte immédiatement. De Grenoble même, où les fenêtres des Instituts de Géographie et de Géologie sont de magnifiques points d'observation, on peut admirer un panorama où se révèlent, au premier coup d'oeil, les lignes structurales simples et évidentes de cette partie des Alpes (Une illustration de ce panorama figure dans le Guide géologique régional des Alpes (Savoie et Dauphiné) de J. DEBELMAS, Masson, Paris, 1970, fig.64, p.105. Compléter avec la fig. 60, p. 105, pour la bordure orientale du Vercors).

Commençons par la chaîne de Belledonne. Ses sommets les plus élevés apparaissent tronqués ainsi que des pyramides dont on aurait sectionné horizontalement la pointe. C'est qu'il y a là les " chapeaux houillers ", résidus de la grande surface anté-westphalienne aujourd'hui réduite à bien peu de chose. Puis, tournant nos regards d'E en W, nous commençons à apercevoir la longue échine rectiligne, régulièrement pentée vers l'W, partant de la Croix de Chamrousse et dessinant un vaste plateau doucement incliné vers l'observateur. C'est la surface anté-triasique quasi intacte, seulement débarrassée sur sa plus grande partie de son enduit de cargneules par un glacier de plateau. Derrière la retombée de cette surface se profile la colossale muraille triangulaire du Taillefer, dont la face sud est un escarpement de faille très redressé de plus de 1 000m de dénivelée, à droite de laquelle les plateaux du sommet se détachent nettement, avec la même inclinaison que celui de Chamrousse. Si le temps est très clair, on pourra observer, à droite, l'ensellement de la Matheysine, graben en même temps que transfluence glaciaire. Puis, suite à la profonde entaille du Drac, vallée de faille, apparaît la bordure orientale du Vercors. C'est d'abord dans le fond de la vallée la croupe du Jurassique moyen puis, au-dessus, la première corniche tithonique, plongeant de 45 ° vers l'W, redoublée un peu plus haut au sommet de l'Eperimont. Enfin, la muraille urgonienne du Moucherotte au Moucherolle, grande cuesta complexe à regard est.

De Grenoble donc, on peut déjà voir un échantillonage presque complet du relief structural de notre domaine. Mais quelques sites privélégiés doivent encore retenir notre attention.

Côté subalpin, c'est le Mont-Aiguille , piton de calcaire urgonien, qui est la plus magnifique butte-témoin isolée par faille qui se puisse voir. On peut l'admirer de nombreux points, notamment le long des routes du Trièves, mais il est particulièrement impressionnant du petit bassin de Chichilianne.

Côté massifs cristallins, le formidable verrou des Portes de l'Oisans, découpé par des failles dans les amphibolites de Séchilienne, a été poli et sculpté, mais laissé presque intact par les glaciers. C'est le porche d'entrée du couloir de la Romanche, rectiligne trouée de faille que l'on domine par un à pic de 800 m du belvédère de la route de la Morte. Plus en amont, l'ombilic de Bourg-d'Oisans est un beau spectacle, mais nous y passons surtout pour nous rendre à l'Alpe d'Huez, où nous observons les gradins de faille impeccablement nets des Grandes-Rousses. Enfin, autres points de vue non moins intéressants sinon moins spectaculaires, la basse vallée du Vénéon, les gorges de l'Infernet et la combe de Malaval nous donneront d'autres exemples de vallées de faille. Dans le Drac, enfin, les sites moins célèbres du verrou de Beaufin , de la crête du Dévoluy où l'on voit parfaitement la discordance antésénonienne et du col du Noyer ne sont pas des points de vue à dédaigner.

L'Obiou (Dévoluy, 2790m) vu de l'Est. Calcaires sénoniens à léger pendage sud-est, épais d'environ 800 m. Cliché M. GIDON.

DEUXIEME PARTIE

GEOMORPHOLOGIE QUATERNAIRE

LE MODELE GLACIAIRE

Il est généralement admis que le modelé actuel des vallées alpines est directement hérité de l'époque glaciaire, qu'il n'est donc qu'un modelé glaciaire à peine retouché par l'érosion post-glaciaire et voilé par les dépôts récents, surtout en haute montagne. Notre domaine d'étude , situé intégralement dans la partie montagneuse, est donc dans la zone de ce modelé glaciaire quasi intact. Il est vrai que depuis le retrait des derniers glaciers, l'évolution du relief, même en montagne, fut peu importante. Bien sûr les crêtes et les parois élevées sont garnies, à leur pied, d'un talus d'éboulis qui régularise souvent les bas de versants, mais sans apporter de modifications profondes au relief lui-même. Les fonds de vallées, en plusieurs endroits, ont été comblés soit par des plaines alluviales, soit par des cônes de déjection. Les gradins de confluence, nombreux dans les hautes vallées des massifs cristallins, sont en voie d'être sciés par les cascades de raccordement qui ne paraissent encore qu'au début de leur travail, tant les formes glaciaires sont encore bien conservées. Cependant, deux modifications post-glaciaires ont atteint à une ampleur et une importance régionale, l'une par érosion, l'autre par accumulation.

La première, c'est l'épigénie du Drac depuis le Champsaur jusqu'à la plaine de Grenoble. Partout en effet, du seuil du Motty à Saint-Georges-de-Commiers, la rivière coule sur le substratum calcaire et schisteux, après avoir pratiqué une profonde incision linéaire dans le remplissage quaternaire puis dans le substrat. Plusieurs de ces affluents, notamment l'Ebron, la Vanne, la Basse Gresse, en font autant dans leurs bassins respectifs. Ce qui fait que ces talwegs sont actuellement à un niveau très inférieur à celui où ils étaient à la fin de la période glaciaire. Ce phénomène est à l'origine des gorges épigéniques étroites et très profondes favorables à l'emplacement des barrages hydroélectriques (Le Motty, Le Sautet, Saint-Pierre-Cognet, Monteynard, Notre-Dame-de-Commiers). Il témoigne d'une intense érosion fluviatile en un temps relativement court.

La seconde, c'est le comblement de l'ombilic de Grenoble et de l'auge du Grésivaudan par les apports solides de l'Isère, du Drac et de la Romanche. On sait en effet que, à Grenoble notamment, le surcreusement sous l'actuelle plaine alluviale est de plus de 400 m. Or ce surcreusement est entièrement rempli par des alluvions, argiles, sables et cailloutis quaternaires.

Ces deux actions spectaculaires, dont on ne trouve guère l'équivalent dans les autres parties des Alpes occidentales, sont encore mal expliquées. Nous aurons à exposer pourquoi et essaierons d'en donner une solution satisfaisante.

Dans l'examen des formes glaciaires, qui sont nombreuses, une place de choix revient à la description et à l'interprétation des profils longitudinaux et transversaux des grandes vallées. Ensuite, nous passerons au problème d'un ordre moins général, sinon théoriquement moins intéressant, des transfluences et difluences, des ombilics et des verrous, dont notre région est riche. Enfin nous en viendrons à l'observation des formes mineures, mais très fréquentes, des cirques et vallées suspendues. De ce qu'aura pu nous enseigner la disposition et les relations mutuelles de ces formes dans le périmètre de notre étude, nous essaierons de dégager des conclusions qui, peut-être, seront utiles à la compréhension générale des phénomènes glaciaires.

II.1. PROFILS DES GRANDES VALLEES.

II.1.1. PROFILS LONGITUDINAUX.

L'analyse des profils en long des cours d'eau est un exercice qui peut donner lieu à de grands développements, et servir aux plus diverses interprétations. Seul, R. BLANCHARD (1918) s'est livré à ce travail pour l'Arc et l'Isère, dont il fait une brève comparaison avec le Drac et la Romanche, considérant le profil de celle-ci " assurément un des plus jeunes des Alpes ".

Nous nous contenterons de présenter l'aspect des talwegs du réseau du Drac par un schéma (fig.22) et de résumer leurs caractéristiques principales dans un tableau (fig.23), accompagnés d'un bref commentaire.

Le Drac, axe hydrographique, possède nécessairement le profil le plus bas. On peut y distinguer deux sections principales : une section aval très longue (111,5 km) du confluent de l'Isère à celui des deux Dracs (Champoléon et

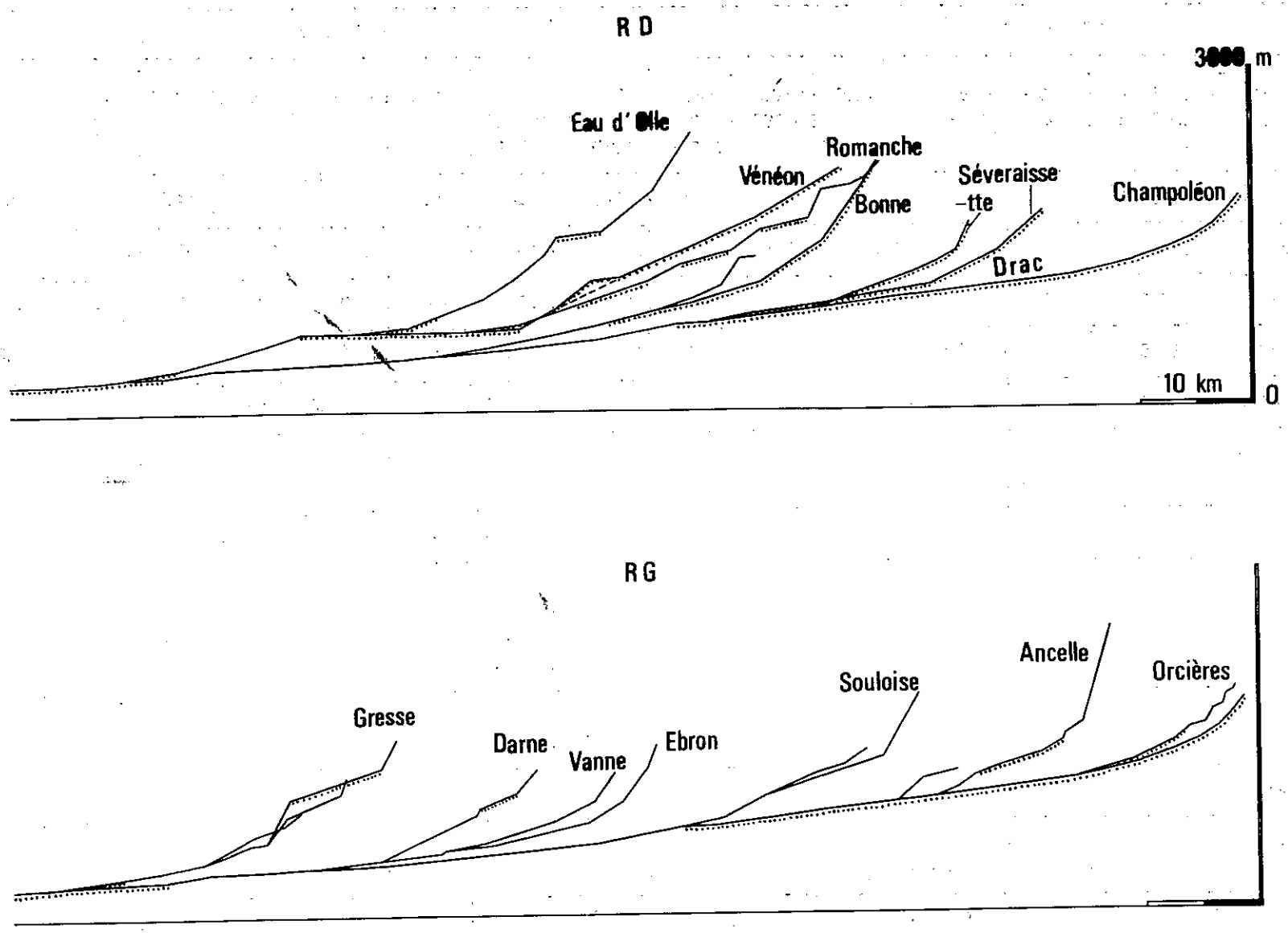


Fig.22. PROFILS EN LONG DU DRAC ET DE SES AFFLUENTS. RD : rive droite, RG : rive gauche.

Fig. 23 : PRINCIPALES CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES TALWEGS DU RESEAU DU DRAC.

	RIVE DROITE						RIVE GAUCHE							
Caractéristiques Géométriques / Affluents	EAU D'OLLE	VE-NEON	ROMAN-CHE	BONNE	SEVE-RAISSE	SEVE-RAIS-SETTE	DRAC (CHAM-POLEON)	DRAC (ORCIE-RES)	ROUAN-NE	SOU-LOISE	EBRON	VANNE	DARNE	GRESSE
Longueur (km)	30,5	33	77	30	30	13	126,5	14	15	21	30,5	14,5	14	35
Altitude source (m)	2470	2130	2180	2200	1750	1650	1850	1950	1880	1900	1500	1250	1300	1560
Altitude confluent (m)	705	720	258	505	784	910	210	1170	1030	769	423	585	500	295
Dénivellation (m)	1765	1410	1922	1695	966	740	1640	780	850	1131	1077	665	800	1265
Pente moyenne (%)	5,8	4,27	2,67	5,65	3,23	5,2	1,3	5,57	5,67	5,38	3,04	4,58	5,7	3,74
Pente des différentes sections (%) :		4,2		5,7		5,7					3,5	4,6		
Section aval	5,2		0,78		1,62		0,86	4,3	2,56	3,45			4,8	1,3
Première rupture de pente	10		2,45				1,15			4,86			cascade	18,5
Premier palier	2,5		0,14				0,90	3,2	4,5	3,27			4	3,4
Deuxième rupture de pente			3,22				2,18	12,2	cascade					
Deuxième palier			2,67				1,14	6,25						
Troisième rupture de pente			6,55					32						
Troisième palier			2,5											
Quatrième rupture de pente			subver-tical											
Section amont	10,9		2				4,67	13	12,8	17			12,2	17,3

Orcières), de pente faible (0,86%), et une section amont courte (15 km) de pente moyenne forte (4,67%).

La section aval présente deux ruptures de pente modérées, Monteynard-Avignonet et le Sautet-le Motty. La première se place dans la traversée de l'éperon calcaire (Lias) du Bec d'Avignonet, la seconde dans celle du verrou cristallin d'Aspres-les-Corps-Beaufin. Le reste du cours se tient dans les affleurements tendres du " Lias schisteux " ou des " Terres Noires ". Cependant on observera que la traversée de la retombée méridionale du " " dôme " de la Mure, entre Cognet et Savel, qui comporte notamment une épaisse barre de calcaires liasiques, n'apparaît pas dans le profil.

De même les sections remblayées de la plaine de Varces et du Champsaur n'introduisent aucune discontinuité dans l'allure générale du talweg situé partout ailleurs dans le substrat .

La rupture de pente de Monteynard est due à l'épigénie du Drac actuel, les deux talwegs fossiles contournant l'obstacle par l'Ouest, sous le remblaiement quaternaire (cf. III.2.1.). Celle de Beaufin ne tient que de la lithologie du verrou, cristallin armé de conglomérats houiller et surtout de spilites extrêment durs surgissant tectoniquement au milieu du Lias, bien que le cours du Drac soit ici unique. Ces deux discontinuités du profil sont donc en rapport avec la structure, mais à des degrés divers. Quant à la traversée du dôme de la Mure, la section incisant le calcaire est précisement un talweg unique, l'étroitesse du passage n'ayant pas permis l'établissement d'épigénies. Cela explique son degré d'évolution supérieur au secteur épigénique de Monteynard, et l'effacement de ce modeste obstacle.

La section amont (Champoléon) est très régulière. Elle se situe presqu'entièrement dans le cristallin du Pelvoux, et est partout remblayée. Le contraste est grand avec le Drac d'Orcières (ou Noir), qui possède un profil très heurté. Ce dernier est établi dans un substratum à structure très différenciée qui apparaît souvent dans le talweg, surtout dans le cours supérieur (Flysch noir argileux, grès du Champsaur et nappe complexe du Flysch à Helminthoïdes, le tout très tectonisé).

Le fait significatif, ici, est l'enfoncement très supérieur du Drac de Champoléon (100 à 150 m au moins plus bas que celui d'Orcières), paradoxalement d'altitude moyenne plus grande (2140 m contre 2110). Cela traduit une influence glaciaire manifeste, le glacier de Champoléon s'étant trouvé favorisé par l'élévation supérieure de son bassin d'alimentation.

Mais nous avons partout mesuré le talweg superficiel, et non le fond rocheux dont le profil est bien différent, et beaucoup plus heurté. Ce dernier présente des contre-pentes, notamment en Champsaur et en aval (ombilic de Grenoble), reconnues par sondages mécaniques et géophysiques. Ces surcreusements sont en rapport à la fois avec la structure et avec le développement respectif des différents glaciers (cf. III.3.2.). Le Drac est un exemple de vallée mixte, glaciaire et fluviale, dont les obstacles lithologiques et structuraux ont été mis en valeur l'un par l'action des glaciers (verrou de Beaufin), l'autre par l'érosion linéaire seule (Monteynard), grâce à un phénomène d'origine glaciaire récent (cf. III.6.2.).

Les affluents se distribuent en deux catégories principales : ceux à profil régulier, plus nombreux en rive droite (côté massifs cristallins), ceux à profil en escalier, surtout rive gauche (côté massifs subalpins).

Nous rangeons le Vénéon dans la première, car la rupture de pente superficielle qu'il présente au Plan du Lac résulte d'un épiphénomène, à savoir un écroulement de versant récent (cf. II.3.10.). Abstraction faite de cet obstacle parasite, le profil du Vénéon est parfaitement régulier et partout remblayé, se raccordant de plain-pied avec la plaine d'Oisans. Il se situe entièrement dans la masse cristalline du Pelvoux, à l'exception du petit bassin de Vénosc, élargi dans un fossé tectonique rempli de schistes houillers et liasiques. Nous ne connaissons pas le profil exact du fond rocheux, mais il est évident qu'il présente à Vénosc un surcreusement d'origine glaciaire (ombilic) de profondeur inconnue mais probablement modeste.

La Bonne traverse un substratum plus hétérogène, notamment sa partie aval où se creuse l'ombilic de Valbonnais, au contact cristallin-sédimentaire en amont du verrou calcaire (Lias) du Pont du Prêtre. Cependant son profil général est très régulier. Une seule discontinuité, mineure (quelques mètres), intervient au passage du petit verrou cristallin de Pont-Battant à Entraigues. A part cette modeste rupture de pente, inappréciable à l'échelle du cours entier, le profil superficiel ne montre aucune différence entre la section érodée (en aval du verrou dans les schistes liasiques) et la section remblayée (en amont). Mais le profil du lit rocheux est évidemment contrasté (surcreusement du Valbonnais).

La Séveraisse a un profil remarquablement régulier, très encaissé dans le cristallin du Pelvoux, partout remblayé et qui fut analysé en détail (A. GIBERT,1923). Aucune rupture depente ne marque son débouché dans le Champsaur, malgré la présence de bosses de verrou accidentant l'élargissement de Saint-Firmin-en-Valgaudemar. C'est que le lit glaciaire est noyé sous le remplissage alluvial de fond de vallée qui remonte jusqu'au glacier de Chabournéou.

La Séveraissette, dernière vallée " cristalline ", est également très régulière et partout remblayée. Sa pente s'accroît légèrement en aval, dans le Champsaur, car elle traverse là deux obstacles rocheux mis en évidence à la faveur du surcreusement de l'auge du Champsaur au-dessus de laquelle son lit glaciaire demeure suspendu.

L'Ebron et la Vanne, qui drainent le Trièves, sont les seuls cours d'eau de la zone subalpine dont le profil est parfaitement régulier, sauf le très léger accroissement de pente à leur confluent (pont de Sandon). Partout, ils coulent dans le substratum marneux ou marno-calcaire tendre du Jurassique.

Tous les autres affluents principaux du Drac ont des profils irréguliers, et la Romanche en est le type le plus poussé. Elle comprend quatre ruptures de pente séparées par des paliers très bien marqués. Dès l'entrée dans les massifs cristallins (couloir de Livet), la déclivité supérficielle s'accroît fortement vers l'amont bien que partout le talweg soit remblayé. Le premier palier est la plaine lacustre remplissant l'ombilic de Bourg-d'Oisans auquel fait suite le rapide des gorges de l'Infernet et de la combe de Malaval au milieu duquel la traversée de la couverture des Rousses ne se fait guère sentir. Le petit ombilic de la Grave forme palier après l'accélération du verrou, puis une nouvelle rupture de la pente dans le défilé de Maurian (Lias calcaire) précède le palier du Villard-d'Arène (Lias schisteux) et les cascades du Pas-de-l'Ane-à-Falque, discontinuité structurale. Enfin le palier du Plan-de-l'Alpe, à la surface du socle cristallin, conduit progressivement jusqu'au glacier des Agneaux.

Les paliers sont situés dans les zones remblayées et les ruptures de pente à la traversée d'affleurements rocheux, sauf le couloir de Livet qui fait suite au profond ombilic de Bourg-d'Oisans, rempli d'une faible épaisseur d'alluvions. La vallée de la Romanche n'est qu'une suite de verrous et d'ombilics, dont les dimensions sont telles que même un alluvionnement très fort n'en peut masquer le caractère. C'est une vallée glaciaire typique, en structure hétérogène (cf. II.3.), dont le profil superficiel reflète de manière très atténuée les énormes contrastes du lit rocheux.

L'eau-d'Olle présente un profil caractéristique en deux tronçons successifs séparés par une rupture de pente (défilé de Maupas) qui semblent deux cours élémentaires réguliers mis bout à bout. Le tronçon aval, remblayé dans sa partie inférieure, suit un système de grands accidents méridiens s'enfonçant au Nord dans le cristallin de Belledonne (BARFETY J.C. et al, 1970). Le défilé de Maupas coincide avec la zone des granites des Sept-Laux et le tronçon amont, commençant par le petit ombilic remblayé de Grand-Maison, est dans la couverture sédimentaire du fossé d'effondrement Ornon-Glandon qui sépare les chaînes cristallines de Belledonne et des Grandes-Rousses.

La Gresse, principal affluent provenant du Vercors, possède aussi deux tronçons séparés par une forte rupture de pente. Un tronçon aval régulier, où le passage de la plaine alluviale de Grenoble aux marnes des Terres-Noires est insensible jusqu'à la première barre tithonique que la rivière franchit en cluse, déterminant la rupture de pente qui se poursuit jusqu'à l'entrée de l'ombilic de Gresse, palier supérieur. Ce dernier est entièrement creusé dans les marnes valanginiennes et rempli par une faible épaisseur d'alluvions torrentielles.

Une singularité à signaler est l'enfoncement plus important du ruisseau de Berrièves, affluent drainant le bassin voisin de Saint-Andéol, bien que ce dernier doive franchir la double barre tithonique qui le sépare de la Basse Gresse. Pourtant, ce double obstacle est dû à des particularités structurales précédemment exposées (cf. 1.3.6.3.).

La Darne, affluent de l'Ebron, est intéressante à citer car elle draîne le principal bassin glaciaire local (Chichilianne). Elle possède un profil relativement régulier interrompu par une seule rupture de pente au passage de la barre tithonique à la Scierie Falquet. La section aval est un profond ravin creusé dans les Terres Noires tandis que la section amont coule sur le remblaiement alluvial de la plaine de Donnière comblant l'ombilic de Chichilianne.

La Souloise est la seule rivière issue du Dévoluy. La plus grande partie du massif est en effet constituée par un synclinorium dont la carapace calcaire (Sénonien), débarrassée de sa couverture tertiaire à l'exception du centre, est intensément karstifiée et dont le réseau souterrain, quasi inconnu, a pour seul exutoir les sources vauclusiennes des Gillardes, fort importante. La Souloise, qui coule partout sur un lit rocheux, montre une accélération de pente à la traversée de la cluse anaclinale de Saint-Didier alors qu'en amont la pente monte régulièrement dans les formations argileuses et gréseuses tendres du Tertiaire.

La Rouanne, dernier affluent de rive gauche, est affectée de deux discontinuités notables. La première, entre l'auge du Champsaur et l'ombilic perché d'Ancelle, située entièrement dans les Terres-Noires homogènes, n'est qu'un gradin de confluence séparant une vallée glaciaire locale suspendue (Ancelle) de la vallée principale. L'autre, à Serre-la-Grande, est en relation avec la présence d'un pointement de Dogger entre failles au milieu de la zone subbriançonnaise très tectonisée.

En conclusion, il serait inadéquat de supputer le degré d'évolution des vallées dans le cas présent, où tout dépend étroitement de l'érosion glaciaire. Tout au plus peut-on faire les remarques suivantes :

- Les profils superficiels ne coïncident pas avec le lit rocheux en de nombreuses sections où il y a des surcreusements remblayés, ou bien des alluvions du fond de vallée importants.
- Tous les paliers observés sont en relation avec des ombilics.
- Toutes les ruptures de pente se situent soit au niveau de verrous soit dans la traversée de roches résistantes encadrées par des couches fragiles.
- Les profils les plus réguliers intéressent des cours d'eau localisés dans des substrats relativement homogènes.
- Les profils irréguliers, au contraire, intéressent des cours qui traversent des assises différenciées lithologiquement ou tectoniquement, ou sont en relation avec des phénomènes typiquement glaciaires.

Les profils longitudinaux des vallées du Drac reflètent donc très fidèlement la structure.

II.1.2. LA QUESTION DES VALLEES PREGLACIAIRES.

A l'extérieur des zones montagneuses, la question de l'origine préglaciaire ou glaciaire des vallées ne se pose

pas. On sait qu'elles existaient bien avant que la glaciation se soit emparée des montagnes. Dans les massifs, par contre, le problème est tout autre, notamment dans le centre de ceux-ci, pour les hautes vallées. On a ainsi pu écrire, en ce qui concerne l'Oisans, que " rien ne nous révèle à coup sûr un relief préglaciaire, fluvial ou autre ", et que le réseau fluvial de l'Oisans " pourrait être interstadiaire " (A. ALLIX, 1929, p. 54.). De là à nier l'existence de vallées préglaciaires il n'y a qu'un pas.

Nous savons maintenant qu'il y eut un réseau fluviatile anté-glaciaire et même très ancien (voir I.3.). Nous avons discuté dans les chapitre précédents de l'évolution du réseau villafranchien, et conclu qu'il était déjà fort bien dessiné, analogue à l'actuel, mais coulant à une altitude très supérieure (plusieurs centaines de mètres). Rien n'empêchait alors qu'il eût des ramifications torrentielles dans les hautes montagnes à l'emplacement mêmes des affluents actuels, moins développées qu'aujourd'hui.

La plus grande extension dans les Alpes est l'époque dite des moraines externes, au Quaternaire moyen, et plus de deux millions d'années la séparent du début du Villafranchien (2 800 000 ans d'après les dernières données de F. BOURDIER,1967). En un laps de temps aussi long, il est évident que les vallées, quel que soit le climat, ont dû s'enfoncer relativement au moins par rapport au talweg initial.

Or, dans le piedmont bas-dauphinois, nous avons des indices sûrs concernant l'enfoncement des vallées du Quaternaire moyen.

En Bièvre-Valloire d'abord, le fond d'auge glaciaire de la vallée morte est marqué par la présence d'une moraine argileuse typique, à galets striés, située sous la terrasse fluvio-glaciaire mindélienne de Tourdan (F. BOURDIER, 1961, p. 63.). Cela signifie que la Bièvre-Valloire était déjà creusée au moins jusqu'à la cote 300 au moment où les glaciers l'occupaient, c'est-à-dire encaissée de plus de 200 m par rapport à la surface sommitale de Chambaran. Mais le cas de la Bièvre est un peu spécial (G. MONJUVENT, 1969). La basse vallée de l'Isère nous fournira des indications d'une portée plus générale.

Dans la région de Valence, les terrasses du Quaterniare moyen (Mindel) de Fouillouse et de la Léore culminent à 190 m environ, alors que le plateau de Chambaran se situe vers 350 m d'altitude. L'Isère mindélienne, alimentée bien sûr par le glacier, coulait donc nettement en contrebas de l'Isère villafranchienne. Or, pendant l'Interglaciaire Mindel-Riss, la rivière a creusé dans sa plaine alluviale, abaissant encore son talweg.. On peut estimer ce creusement approximativement comparable à celui de l'Isère post-würmienne dans sa nappe würmienne. Le processus est exactement le même. La similitude étant respectée pour le tronçon inférieur du cours (à l'aval de Rovon), il n'y a aucune raison pour qu'elle ne le soit pas aussi en amont, c'est-à-dire dans la zone subalpine, jusqu'en haute montagne. Le cours actuel, post-glaciaire (c'est-à-dire interglaciaire s.l.) ne fait que refléter, à un niveau inférieur, le cours interglaciaire Riss-Würm et celui du Mindel-Riss. Même si les pentes n'étaient pas absolument identiques (elles pouvaient être supérieures, ce que l'on suppose toujours a priori, mais aussi inférieures, ce qui n'a rien d'impossible théoriquement), elles ne pouvaient différer à un point tel qu'il n'y eût rien de commun entre les vallées interglaciaires et préglaciaires et les vallées actuelles.

Pour toutes ces raisons, la seule hypothèse plausible en l'absence de preuves formelles est que le réseau préglaciaire du Drac (c'est-à-dire antérieur à l'extension maximale des glaciers, car on sait qu'il y eut vraisemblablement des glaciations moins importantes auparavant) ressemblait à s'y méprendre au réseau actuel, peut-être moins évolué dans ses parties supérieures. Cela va nous amener à examiner la question des auges glaciaires aux différents stades de la glaciation et leurs rapports avec les vallées non glaciaires.

II.1.3. VALLEES GLACIAIRES ET VALLEES NON GLACIAIRES.

Le Grésivaudan passe depuis toujours, et à juste titre, pour l'exemple typique de la vallée glaciaire en U, de l'auge glaciaire. C'est en effet l'impression que l'on a lorsqu'on le regarde du sol, de Grenoble par exemple. Pourtant, si nous voulons connaître objectivement son profil, en traçant une coupe transversale par exemple, (fig. 24), on s'aperçoit que l'auge véritable est relativement modeste. Elle se limite à la corniche tithonique et aux premières collines bordières , et est très large par rapport à sa hauteur relativement limitée. Il est exact que ses parois sont parfois abruptes, en U, mais le profil réel tend à tempérer beaucoup l'impression première. Il est vrai que cette auge est fortement remblayée et que, par rapport à son fond véritable, situé plusieurs centaines de mètres au-dessous de l'Isère, elle n'en montre que la partie supérieure (environ les 2/3).

Un autre exemple d'auge glaciaire est celle du Champsaur, plus petite mais aussi moins typique.

A l'intérieur des massifs cristallins, et notamment du Pelvoux, certaines vallées sont découpées en auges aux parois très raides et à fond remblayé. Cela est bien connu depuis longtemps et a même fait l'objet de description (J. BLACHE,1959).

Il n'en est que plus curieux de constater combien le Trièves et le Beaumont, ainsi que la basse vallée de la Gresse jusqu'à Vif, répondent peu à l'idée que l'on se fait d'une vallée glaciaire. Nulle part la forme en auge n'apparaît clairement, même dans le Beaumont long et étroit. Partout, à la différence des auges même très récentes, le réseau hydrographique est profondément imprimé dans le substratum (fig. 25). Nous avons vu dans une coupe

longitudinale du sillon alpin (fig.2) comme le fond rocheux du Trièves et du Beaumont domine celui de la cuvette grenobloise. A cela on a donné une raison apparemment valable : la vallée du Drac serait une vallée glaciaire effectivement " suspendue " au-dessus de l'auge du Grésivaudan parssuite de la faiblesse, de l'indigence du glacier du Drac par rapport à celui de l'Isère. Plus faible, il aurait moins creusé et son fond d'auge se raccorderait ainsi au Grésivaudan par un gradin de confluence, comme on voit les vallons glaciaires actuels suspendus au-dessus de l'auge principale (A. PENCK et E. BRUCKNER,1908).

L'explication était ingénieuse, semblait satisfaisante et fut acceptée quasi unanimement sans plus de discussion.

Or, nous sommes venus à l'idée que le glacier du Drac était non seulement indigent mais pratiquement inexsistant, tout au moins dans sa vallée moyenne (M. GIDON et G. MONJUVENT,1969). Cependant, anticipant un peu sur les chapitres suivants, nous pouvons révéler que le Trièves fut effectivement rempli de glace à une certaine époque, mais pas seulement de glaces du Drac. Cela a d'importantes implications géomorphologiques.

Le Trièves,qui est un cul de sac à l'écart des courants glaciaires, n'a pas subi une érosion glaciaire sensible.

C'est une vaste cuvette à fond horizontal, d'une quinzaine de kilomètres de diamètre, dans laquelle les glaces se sont étalées en un vaste lobe, quasi immobile. Même si ce lobe était alimenté de glaces venant du Drac (s.l., c'est-à-dire glacier du Drac et de ses affluents, y compris la Matheysine), il ne pouvait l'être que par l'étroit passage de Cognet, entre Sénépi et Dévoluy (Châtel), la crête très élevée de la cuesta occidentale du Dévoluy empêchant le passage Beaumont-Trièves direct. A l'aval, le glacier de l'Isère, occupant l'ombilic de Grenoble,barrait totalement la basse vallée. Le lobe du Trièves était donc toujours stagnant, la seule issue du col de la Croix-Haute, utilisée mais de façon seulement très minime comme trop-plein, étant trop étroite et trop élevée pour constituer un exutoire appréciable. De toutes manières, ce n'est que la partie supérieure de la masse glaciaire qui pouvait l'emprunter. On s'explique ainsi que le Trièves (et, à une moindre échelle le Beaumont), ait peu subi l'érosion glaciaire. Ce fait avait déjà été pressenti par certains auteurs (C. ROBEQUAIN,1922).

Mais ce que l'on s'explique moins, c'est comment cette immense cuve du Trièves a pu être excavée, si l'action glaciaire était ainsi entravée. Une seule possibilité s'offre, c'est que le bassin de l'Ebron est un bassin préglaciaire, creusé par les eaux fluviatiles selon le mode de l'érosion régressive, dans les terrains tendres du Jurassique moyen, au moins jusqu'à un niveau légèrement supérieur au plancher rocheux actuel. La glace aurait seulement fait le travail le plus minime, celui du rabotage du sommet des interfluves, régularisant en somme la surface. Représentant alors l'état d'évolution quasi intact du réseau hydrographique préglaciaire, le Trièves, relié au Drac et, par ce cours d'eau, à l'Isère, nous donne une bonne idée de ce qu'était le réseau hydrographique entier avant l'invasion généralisée des glaciers. Si l'on en fait une coupe transversale, on s'aperçoit alors que le plancher rocheux y dessine également une cuvette aux pentes douces qui aboutit,à proximité du Drac ,à un niveau de 700m. Ce niveau était probablement celui sur lequel coulait le Drac à la fin de l'Interglaciaire Günz-Mindel, juste avant la plus grande extension glaciaire. Or on constate que le niveau sur lequel coule le Drac actuel (412m) environ) , est encaissé de 250 à 300m dans le niveau mindélien, c'est-à-dire d'un même ordre de grandeur que le thalweg de l'Isère dans son cours inférieur. Il n'y a pas à en être surpris si l'on se place dans l'hypothèse que les phénomènes interglaciaires (donc préglaciaires) sont les mêmes que ceux qui jouent aujourd'hui.

On ne peut citer, malheureusement, aucune localité où le niveau préglaciaire soit actuellement visible. Partout il est encore enfoui sous le manteau des dépôts quaternaires, toujours épais. Au surplus,il est très peu probable que l'on retrouve un lambeau de surface plane datant de cette époque. En effet, les torrents se sont enfoncés épigéniquement à la fois dans les dépôts superficiels et dans le substratum à plusieurs reprises, comme nous le verrons plus tard, amenant fatalement une dissection de la surface initiale qui se réduit aux interfluves.

On peut donc conclure qu'il y a toute probabilité pour que le réseau hydrographique préglaciaire soit le même que l'actuel, quelques centaines de mètres plus haut (300 à 400m) tout au plus, et cela dans tout notre territoire.

II.1.4. AUGES ET VALLEES GLACIAIRES.

Le Drac mis à part, puisqu'il s'agit d'un cas spécial, toutes les hautes vallées qui ont subi l'englacement quaternaire présentent bien apparemment la section en U à laquelle on doit s'attendre. C'est le cas de la Romanche dans les gorges de Malaval (fig. 20), du Vénéon, des Etançons, de la Romanchesdans le défilé de Livet, de la Séveraisse, de la Matheysine etc... Bien sûr, il ne s'agit jamais d'un U parfait et régulier. Quelquefois les deux versants sont dissymétriques (gorges de Malaval), parfois aussi la forme se rapproche plus d'un V que d'un U. Il y a des irrégularités du profil transversal dues à de multiples causes qu'il serait beaucoup trop long d'analyser dans le détail, mais dont les deux principales sont toujours :

- soit un changement de nature du substratum ou un accident tectonique ;
- soit la présence d'un cirque glaciaire latéral ou d'un élément de cirque.

Il est facile alors, si l'on veut relier a priori, d'amont en aval, ces irrégularités locales des versants, de dessiner un ou plusieurs niveaux fondé sur des corrélations arbitraires, que l'on pourra qualifier d'épaulement de vallée glaciaire. Puis, continuant le raisonnement, chaque épaulement est supposé représenter une auge glaciaire détruite que l'on reconstitue en prolongeant les irrégularités en direction d'un ancien " fond d'auge "", et on

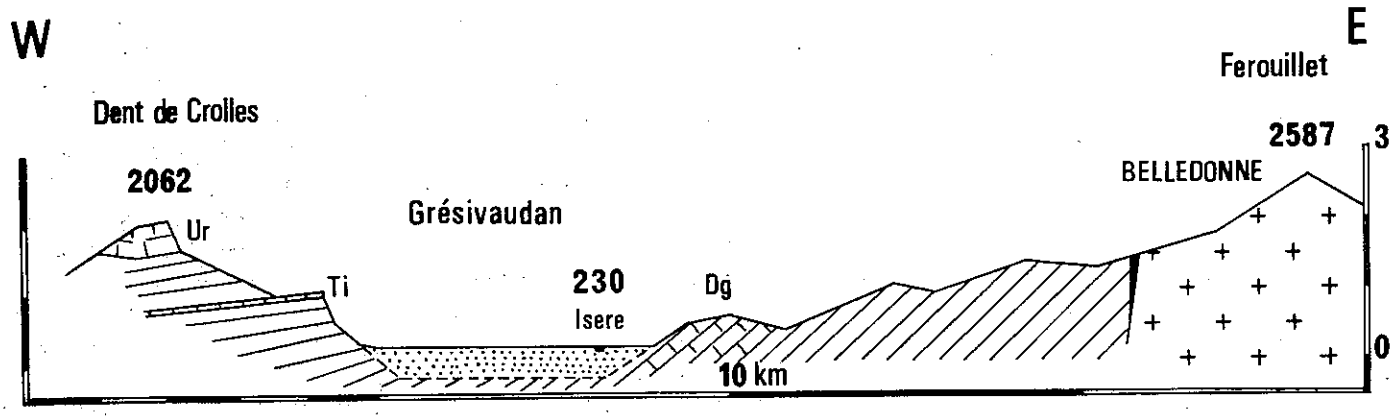


Fig.24. COUPE TRANSVERSALE DE L'AUGE GLACIAIRE DU GRESIVAUDAN.
Croix : granites et métamorphites non différenciées (socle hercynien). Noir : Trias, hachures obliques : terrains sédimentaires tendres (essentiellement marnes et marno-calcaires). Dg : Dogger (calcaire argileux). Ti : Tithonique (calcaires). Ur : Urgonien (calcaires).

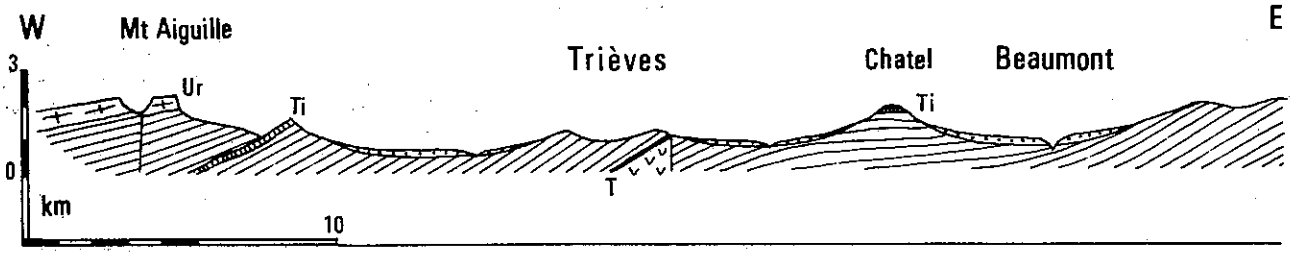


Fig. 25. COUPE TRANSVERSALE TRIEVES-BEAUMONT.

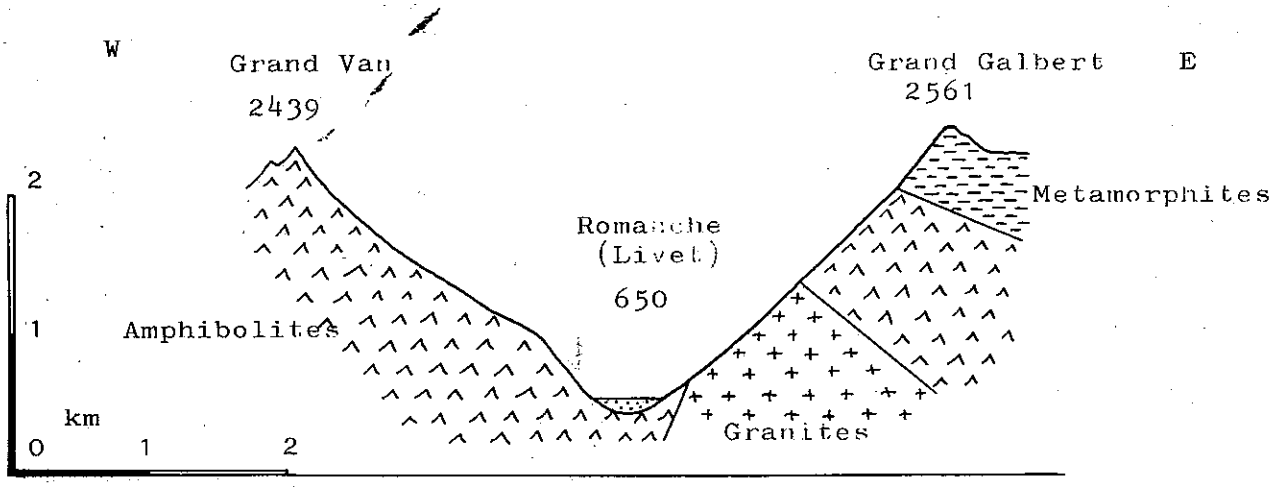


Fig.26 COUPE TRANSVERSALE DE LA BASSE-ROMANCHE (couloir de Livet).

dénombre alors autant d'auges anciennes, emboîtées les unes dans les autres à la manière des terrasses fluviales, dont les plus élevées sont réputées les plus anciennes. On peut ainsi trouver les auges du Würm (et même des stades du Würm), du Riss, du Mindel etc... La méthode a été employée dans notre région (A.ALLIX,1929), et, très récemment encore, dans l'analyse du relief glaciaire d'autres montagnes (H.ALIMEN,1964).

Alors que l'on ne sait pas encore de façon indubitable quel est le glacier qui a eu la plus grande extension au Quaternaire, il nous semble difficile de hiérarchiser les auges prétendûments emboîtées. Même si c'est le Mindel et non le Riss qui est allé le plus loin, on sait également que plusieurs glaciations l'on précédé et sans doute chacune avec de nombreux stades. Or, si l'on retrouvait des auges aussi anciennes que le Günz, il n'y aurait guère de raison de ne pas trouver les autres. Avec les multiples stades glaciaires, c'est entre une demi-douzaine et une douzaine d'auges, au moins, que nous devions compter dans les cas favorables. Comment, dans ces conditions, pouvoir déterminer celle du Mindel, du Günz ou du Riss I ou III par rapport aux stades würmiens par exemple ? Il nous semble que l'entreprise est par trop hasardeuse pour pouvoir donner des résultats valables.

Au surplus, on se base sur un postulat, contestable, qui est que les auges glaciaires, formes d'érosion, se disposent de la même façon que les terrasses alluviales, formes de construction. généralement. Il y a là, nous semble-t-il, une confusion, outre que la dynamique glaciaire n'a que de très lointains rapports avec la dynamique fluviatile.

Enfin, s'il est vrai que dans notre région, le fond de vallée présumé anté-Mindel ne se trouve qu'à 300m environ au-dessus du thalweg actuel, cela laisse bien peu de marge pour y loger au moins trois auges glaciaires principales (celles des trois glaciations), plus les éventuelles auges stadiaires, beaucoup plus nombreuses encore. En revanche, l'espace manquerait moins pour ce qui concerne les auges de glaciations antérieures.

Mais c'est d'abord par l'examen objectif et critique des profils transversaux de nos vallées glaciaires que nous devons aborder ce nouveau chapitre.

II.1.5. PROFILS TRANSVERSAUX DES VALLEES GLACIAIRES.

A. ALLIX,(1929) a basé toute son étude du relief glaciaire de l'Oisans sur la recherche, la caractérisation et le classement des auges glaciaires emboîtées ou successives et sur l'étagement des cirques. Débordant même un peu du seul bassin de la Romanche, il a étendu son travail sur la Vallouise, le Valjouffrey et le Valsenestre, enfin sur le Valgaudemar. De cette étude, il a tiré une carte des formes d'érosion de l'Oisans montrant l'emboîtement des auges et des cirques les uns dans les autres.

Passant de la hiérarchisation à la datation, l'auteur distingue cinq stades, chacun caractérisé par une auge plus petite emboîtée dans l'auge précédente, qu'il nomme : stades de Würm, d'Eybens, de Vizille, du Plan du Lac et Actuel. Ces cinq stades correspondent aux cinq épisodes glaciaires würmiens définis par PENCK et R.BRUCKNER à partir des moraines et terrasses des glaciers des Alpes bavaroises, soit le Würm, le Bühl, le Gschnitz, le Daun et l'Actuel.

Sur le terrain, les perspectives sont trompeuses. Seuls des profils mesurés, établis échelles verticales et horizontales identiques, à partir de cartes topographiques détaillées, fournissent un document de base précis et objectif et permettent de faire des comparaisons entre profils établis dans les mêmes conditions. C'est donc ce que nous avons fait, notamment pour les sections où, selon A. ALLIX, se trouvent des auges emboîtées. Nous avons donc relevé les profils transversaux de la Romanche dans le défilé de Livet, dans la plaine d'Oisans, dans les gorges de l'Infernet et de Malaval, de l'Eau d'Olle, du Vénéon dans les vallons de Lavey et des Etançons ainsi que de la Pilatte, du Valgaudemar enfin entre Villar-Loubière et La Chapelle. Ce sont ces profils que nous allons maintenant commenter.

Le défilé de Livet, entre Belledonne et Taillefer, fut le canal d'écoulement d'un des plus puissants glaciers alpins, celui de la Romanche-Vénéon. Or si l'on établit son profil réel (fig. 26) on s'aperçoit que, d'une part il ne présente aucun emboîtement d'auges et, qu'au surplus, son profil n'est pas le U classique mais tout simplement un V à pentes très raides et très régulières surtout côté Taillefer. Pourtant, le défilé est creusé entièrement dans des roches cristallines très résistantes, les amphibolites du rameau externe de Belledonne. Le fait n'avait pas échappé à certains observateurs qui, dans d'autres régions, avaient même proposé pour les vallées glaciaires à profil apparemment fluviatile d'employer le terme d'auge en V (H. ONDE,1938,p.7) ce qui semble, a priori, pour le moins paradoxal.

L'absence d'épaulement et d'emboîtement est manifeste. Cependant, la carte de l'Oisans figure une surface glaciaire au N du Taillefer, surface attribuée au glacier würmien. Il y a bien une telle surface avec des roches moutonnées et de beaux polis, mais il s'agit de la surface prétriasique débarrassée de sa couverture sédimentaire. D'ailleurs, si l'on voulait pousser plus loin l'analyse, on se demanderait pourquoi cette forme est rapportée à un seul stade alors qu'il s'agit en réalité d'une série de gradins dénivelés par failles et dont les principaux sont situés à 2 200m (plateau des Lacs), 1 900 m (Pré d'Ornon), 1600-1700 m (Poursollet) et 1500m (Les Boîtes). Ces éléments de surface structurale sont à peine écorchés par les glaciers qui ont laissé subsister en maints endroits des résidus de Trias très meuble (cargneules, dolomies, etc...) S'il s'agissait d'un fond d'auge ou de plusieurs, on ne s'expliquerait pas comment des matériaux aussi fragiles et aussi exposés auraient pu subsister.

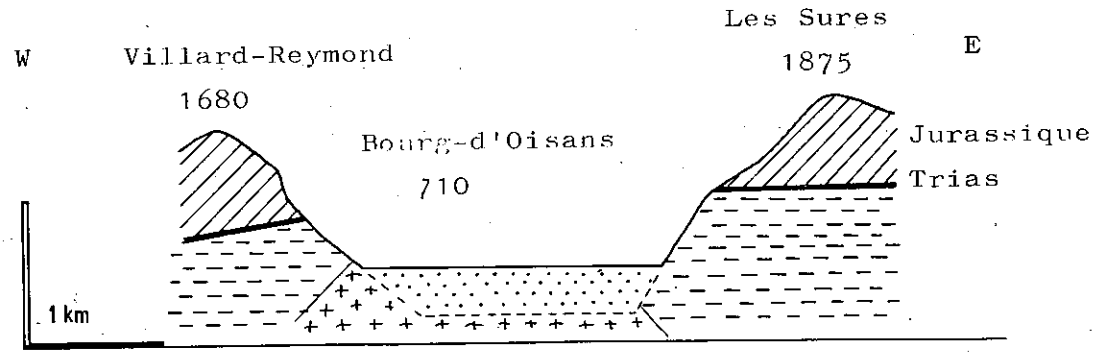


Fig.27. COUPE TRANSVERSALE DE L'OMBILIC DE BOURG-D'OISANS.

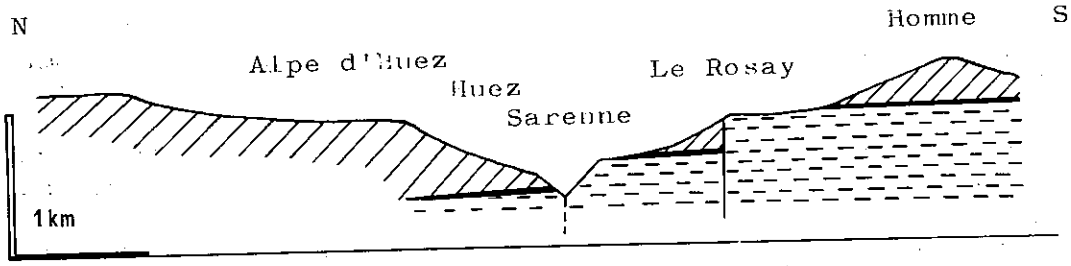


Fig.28. COUPE TRANSVERSALE DE LA SARENNE.
(Grandes-Rousses)

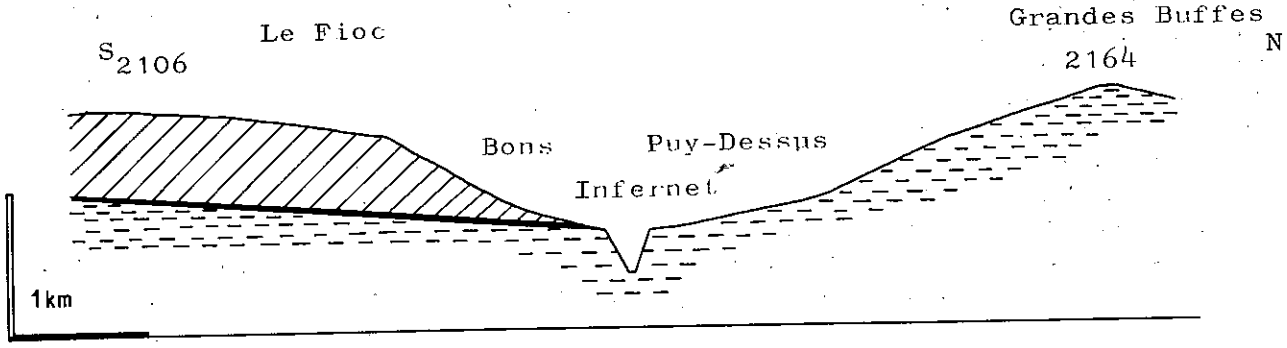


Fig.29. COUPE TRANSVERSALE DE LA ROMANCHE.
(Gorges de l'Infernet)

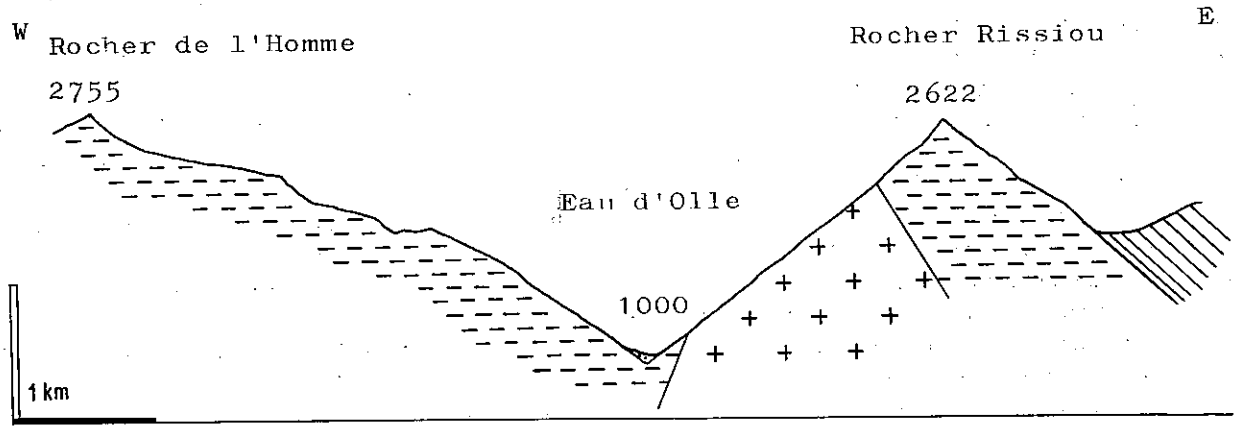


Fig.30. COUPE TRANSVERSALLE DE L'EAU D'OLLE.

Une de plus belles auges glaciaires est assurément celle du Bourg-d'Oisans, à fond alluvial rigoureusement plat. Mieux que le Grésivaudan, c'est une auge simple dont les parois montent d'un seul jet jusqu'aux sommets, du Taillefer à l'W, de la couverture des Rousses à l'E. Enfin on a là un exemple d'auge glaciaire excavée à la fois dans le socle cristallin et dans les assises sédimentaires, calcaires et schisteuses de la couverture.

Le profil, établi un peu à l'amont de Bourg-d'Oisans, est vraiment typique de la vallée en U (fig.27). Versants subverticaux, bien qu'irréguliers tout de même, fond plat dû au colmatage alluvial. La largeur du fond indique que le surcreusement de l'ombilic de Bourg-d'Oisans doit être considérable. Nous essaierons de l'estimer dans la partie traitant la question.

Pour l'instant, observons seulement la morphologie des versants. Côté Rousses (E), le bas du versant est très raide, puis vient un léger épaulement (vers 1200m), le reste étant régulier jusqu'au sommet. Côté Taillefer (W) c'est le milieu du versant qui est abrupt, les deux autres segments étant moins pentés. Il n'y a donc aucune corrélation possible d'une rive à l'autre. Tout au contraire, l'épaulement de rive droite (Armentier) correspond à une falaise de rive gauche. Mais il se pourrait que, tout au long des 16 km d'ombilic, d'autres replats existent, qui auraient été préservés. Ces replats, ou tout au moins certains d'entre eux, ont été bien repérés (A.ALLIX, 1929, P.BELLAIR, 1969, p. 35 et suiv.), et nous allons les examiner à notre tour.

Rive gauche, aucun replat significatif n'existe tout au long du versant, malgré celui figuré sur la carte d'A.ALLIX sous le Cornillon. Il faut aller en amont, à Villar Notre-Dame, où deux petites bosses, plutôt que replats, existent vers 1400 et 1650 m et c'est tout.

Rive droite les replats sont plus abondants. Les premiers apparaissent à Villard-Reculas, où on peut en dénombrer au moins trois à 1400m, 1500 et 1600m. Plus en amont, celui de l'Armailler se situe vers 1200m, de même que celui du Coin, au débouché de la Romanche (1250 m). Enfin, tout à fait en amont, les derniers apparaissent à 1500m au Sapey et à 1760 m sous Pied-Moutet.

Il s'agit plus en réalité de faibles ruptures de pentes que de replats. On notera de plus leur multiplicité, aux altitudes les plus diverses, qui n'a d'égale que leur étroite localisation et leur faible développement (quelques centaines de mètres de long, souvent moins). Aucune continuité n'existe entre eux, et il est donc impossible de les relier l'un à l'autre, aussi bien à travers la vallée que dans le sens longitudinal.

Le seul replat de rive gauche, à Villard-Notre-Dame, se trouve au contact du socle cristallin et de la couverture liasique. Rive droite, les accidents de Villard-Reculas se situent à la limite Lias calcaire-Lias schisteux, dont le pendage est justement dirigé dans le même sens. A Armentier, au Coin et au Sappey, il s'agit aussi du contact Cristallin-Sédimentaire. Seul, celui sous Pied-Moutet est apparemment indépendant de la structure, dans le Lias, mais il correspond aussi au pendage général de ces couches calcaires.

Aucun étagement de fond d'auge n'existe dans l'ombilic de Bourg-d'Oisans. Tout est parfaitement structural, des crêtes aiguisées des sommets cristallins (Rochail, Pied-Moutet, Cornillon) aux dos arrondis des sommets liasiques (Prégentil, le Fioc, Signal de l'Homme etc...).

Une dernière remarque sera pour souligner le calibrage transversal de l'ombilic, constamment de 1500m au niveau de la plaine, ainsi que son apparente indépendance d'avec la structure. En effet la base en est généralement creusée dans les roches du socle, sauf une section de rive gauche (Bourg-d'Oisans-Boriond) et de rive droite (Le Bassey-L'Ile). Apparente en effet car le fond de l'auge, sous les alluvions, est sûrement entaillé en totalité dans les granites et gneiss du socle, comme la carte géologique nous le laisse facilement prévoir.

A notre avis, il existe des replats, certains très considérables, qui semblent sans rapport, tout au moins direct, avec la structure. Ne parlons pas de l'escalier de failles des Rousses, purement tectonique. Il s'agit du plateau de l'Alpe-d'Huez, dans la Basse Sarenne, et des replats de Bons et du Puy-Dessus, dans la vallée de la Romanche, au-dessus des gorges de l'Infernet (fig, 28 et 29).

L'Alpe-d'Huez est bâtie sur un vaste plateau subhorizontal façonné dans les calcaires du Lias, qui présentent là un pendage assez accentué vers l'W. Il n'est donc pas structural. De l'autre côté de la Garenne lui correspond un autre plateau plus petit mais très bien individualisé, sous le sommet liasique du Signal de l'Homme. Ces plateaux, de cote 1800m, sont doublés un peu plus bas par le petit replat de Rosay, vers 1500 m. Huez, en face, est construit sur une portion adoucie du versant que l'on ne peut qualifier d'aplanissement.

Si le plateau de l'Alpe-d'Huez n'est pas structural, par contre les replats qui lui font face le sont. Il s'agit de deux lambeaux de la pénéplaine prétriasique débarrassés de leur couverture liasique mais sur lesquels subsistent des paquets de Trias et certainement dénivelés par faille. Un peu en amont, les petits aplanissements de Brande et de Roche des Durand sont deux autres témoins de cette surface fossile.

Il n'empêche que le plateau de l'Alpe-d'Huez est bien un aplanissement d'érosion, qui ne saurait correspondre fortuitement à une surface structurale. Nous y voyons volontiers un fond d'auge, vers 1800m, façonné par le glacier de la Sarenne qui a été stoppé dans son enfoncement au contact du socle cristallin, ce qui explique que les deux replats se suivent de part et d'autre de la vallée. Dans les couches liasiques tendres, le glacier a pu travailler latéralement et s'étaler. La gorge de la Sarenne représente, au milieu, le trait de scie de l'érosion torrentielle

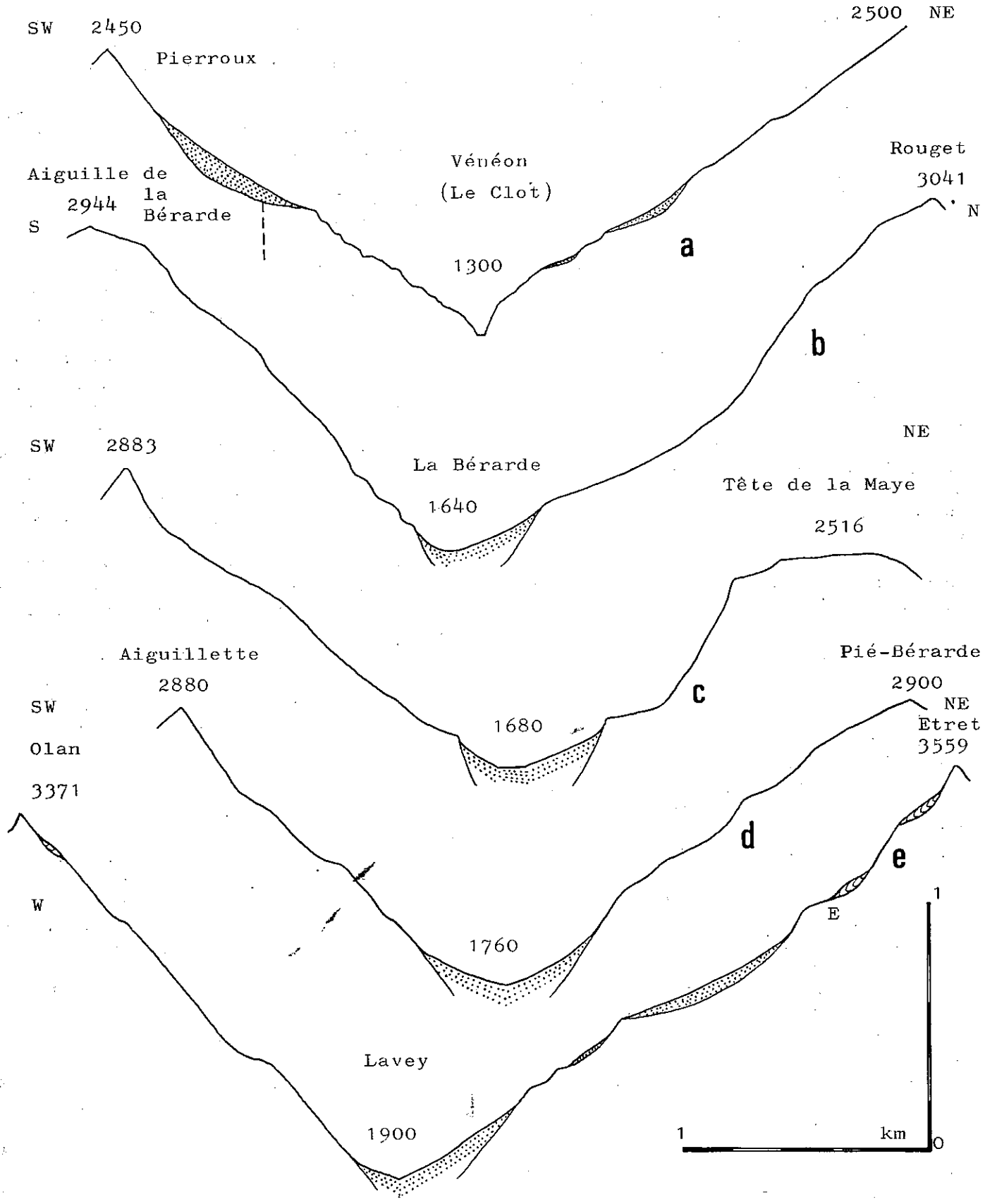


Fig.31 PROFILS DE VALLEES GLACIAIRES DANS UN SUBSTRAT HOMOGENE (socle hercynien du Pelvoux).

a, b, c, d : Vénéon, e: affluent.

sous et post-glaciaire.

Une coupe, au-dessus des gorges de l'Infernet, montre la même morphologie, se présentant dans des conditions analogues sinon identiques (fig. 29). Le replat de Bons, auquel répond celui de Puy-Dessus, est situé à 1200 m seulement, la correspondance étant parfaite de part et d'autre de la Romanche. Là aussi la surface prétriasique est impliquée dans le replat de Bons. Mais, en face, celui de Puy-Dessus est taillé en plein dans les schistes sériciteux, à vrai dire assez tendre, du socle des Rousses. Pour le façonnement de ce fond d'auge, car nous croyons que c'en est un, il s'agit vraisemblablement du même mécanisme que pour celui de l'Alpe-d'Huez. Ici c'est le glacier de la Romanche qui en est responsable. De même le profond défilé des gorges de l'Infernet est manifestement l'oeuvre, au moins partielle, de la Romanche sous et post-glaciaire.

La différence d'altitude (600 m) entre les deux fonds d'auge suspendue signifie-t-elle que nous avons affaire à deux stades, voire deux glaciations distinctes? Nous ne le pensons pas a priori. A la fin de ce chapitre, nous en exposerons les raisons.

L'Eau-d'Olle devrait, selon A.ALLIX, montrer trois emboîtements successifs des stades d'Eybens, de Vizille et du Plan du Lac. Une coupe du Rocher Rissiou, au Rocher de l'Homme par la crête du Muret révèle effectivement des ruptures de pente en rive droite. Par contre, aucune rupture de pente ne peut être relevée en rive gauche sur tout le cours de la rivière (fig. 30).

Examinons tout de même ce profil. D'abord l'allure générale est d'un V presque parfait, bien que taillé exclusivement dans les roches cristallines du socle. Ensuite on repère trois ruptures de pente, l'une juste sous le sommet, les deux autres à mi-hauteur du versant. Nous ferons observer que ces ruptures, non seulement ne présentent aucune continuité ni même développement longitudinal, mais encore accidentent une crête d'interfluve entre deux ravins latéraux (le Frénet et le Bruyant). C'est d'ailleurs à dessein que nous avons choisi une telle crête, le versant gauche étant profondément disséqué par des ravins et ne présentant aucune section non retouchée. Par contre le versant droit du Rissiou, à peine écorché par le ruissellement ne montre, lui, aucune irrégularité. Les ruptures de pente ne sont que des ébrèchements d'une crête de recoupement d'érosion régressive. Aucun emboîtement d'auges glaciaires n'existe donc dans la vallée de l'Eau-d'Olle.

Le Vénéon étant considéré, à juste titre, comme l'exemple même de la vallée glaciaire, nous avons établi plusieurs profils transversaux à l'achelle du 1/ 20 000 (fig. 31 et 32). Creusé dans un substratum très homogène, les gneiss et granites du Pelvoux, formé de sections rectilignes et ayant donné naissance au plus puissant glacier de la région, descendant des plus hauts sommets, le Vénéon devrait tout avoir pour présenter le profil glaciaire type. De plus, on y distinguait les trois derniers stades glaciaires, à savoir les stades de "Vizille", du "Plan du Lac" et " Actuel ".

Le premier profil, établi en amont de Saint-Christophe, au Clot (fig. 31a), montre une section en V typique et non en U. Le versant nord est très accidenté, le versant sud présente un épaulement vers 1800m. Cet épaulement souligne le passage d'une faille NW-SE, parallèle au Vénéon, la faille du Ser de la Cochette. Les deux légères irrégularités d'autre rive, au Clot (1550m) et au-dessus (1700m), ne correspondent pas à celle d'en face. On distingue nettement, tout en bas, l'incision du thalweg actuel.

Deux profils rapprochés, peu avant la Bérarde, montrent une section plus classique tendant vers le U (fig. 31 b, c). Les deux versants sont dissymétriques, le versant sud étant assez régulier et tendu (branche de V), l'un présentant plus d'irrégularités et des versants subverticaux. Là encore aucune auge emboîtée n'apparaît de façon manifeste.

Le profil en amont de la Bérarde (fig. 31 d) est un peu plus symétrique. Par contre, il y a de nombreuses irrégularités semblant se correspondre d'une rive à l'autre. Mais ce n'est qu'une apparence d'épaulements. Il s'agit de replats de cirques glaciaires élémentaires, recoupés en biais par le profil qui est fait suivant un plan vertical. En effet les ravins latéraux, très rapprochés, conservant vers le sommet des cirques glaciaires encore actifs, sont recoupés obliquement par le plan de la figure parce qu'ils ne sont pas perpendiculaires au talweg principal du Vénéon, mais fortement obliques (voir carte St-Christophe au 1/50 000). Cette disposition s'explique fort bien si l'on admet que ces ravins suivent non la ligne de plus grande pente, mais les directions de fractures qui sont obliques aussi (45°) par rapport aux vallées principales situées sur des fractures également (voir I.3.6.2.).

Au surplus, l'englacement étant encore actuel, il est légitime que les cirques élémentaires actifs se situent dans la même tranche d'altitude, pour une région donnée aussi limitée.

La vallée glaciaire du Vénéon est donc dépourvue d'emboîtement d'auges. Toutes les irrégularités du profil transversal peuvent être réduites soit à des causes tectoniques, soit à des sections glaciaires actuelles ou subactuelles. Le fait le plus frappant est la rareté, pour ne pas dire l'exception, de la section en U.

Mais la vallée du Vénéon présente aussi des affluents célèbres, qui ont été pris pour modèles de vallées glaciaires. Il s'agit de la Lavey et, surtout, des Etançons, que nous allons maintenant examiner.

Le vallon de Lavey (ou de Muande) est l'affluent le plus important du bassin du Vénéon. Son profil transversal ne montre guère le U classique, mais plutôt en V habituel (fig. 31e). Là encore les deux versants sont dissymétriques. Le versant ouest (Aiguille d'Olan) est très régulier et très tendu, fortement penté, à peine affecté de deux ou trois ressauts insignifiants. Le versant est de la Tête de l'Etret est lui aussi tendu, quasi-rectiligne mais beaucoup moins

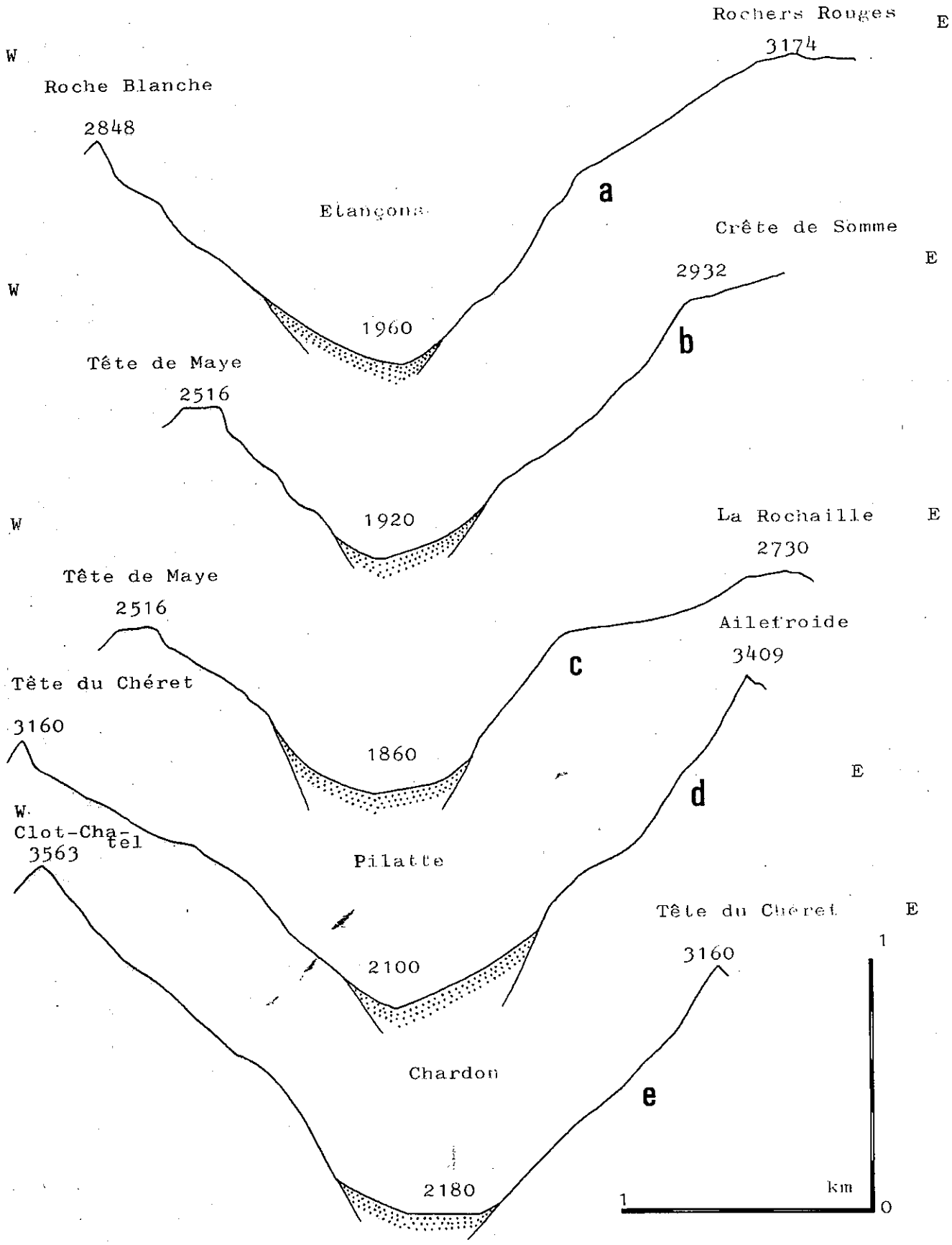


Fig.32 PROFILS DE VALLES GLACIAIRES DANS UN SUBSTRAT HOMOGENE (suite amont du réseau du Vénéon, cf. fig.31).

raide et surtout accidenté de nombreux ressauts, au moins 5, dont les plus élevés abritent de petits glaciers de cirque. Le bas du versant est régularisé par des éboulis et peut-être le profil de la roche en place tend-il ici vers le U, mais il faudrait avouer, si cela est, que celui-ci serait bien modeste en comparaison des immenses versants en V. Parmi les nombreuses irrégularités, surtout de rive gauche, aucune ne semble à priori meilleure qu'une autre pour caractériser le soi-disant " stade de Vizille ".

Avec le vallon du Chardon (fig. 32e), jumeau de celui de la Pilatte, nous avons un profil qui se rapproche beaucoup du U théorique. Encore doit-il cette physionomie plus classique au fait que le fond se trouve fortement remblayé par une épaisse moraine sous laquelle la langue terminale du glacier se cache encore.

Les Etançons représentent d'habitude le modèle d'auge glaciaire de haute montagne. Et il est de fait que l'entrée de cette vallée donne admirablement cette impression. On peut le vérifier sur le profil de la figure 32 c, au confluent du Vénéon. Les versants sont très raides, le fond subhorizontal mais masqué par une épaisse couverture alluviale et éboulеuse. Enfin les paliers latéraux ont été arasés et façonnés en verrou par le puissant glacier qui a d'ailleurs égalisé au même niveau les deux arêtes latérales des Têtes de Maye et de la Rochaille. Un peu plus en amont encore, (fig. 32 a et b), le U est beaucoup moins parfait et, plus en amont encore, il est très dégradé et se rapproche fortement du V que nous connaissons bien. Notons que les versants sont aussi fortirréguliers, mais ne présentent pas de véritable épaulement, sauf les sommets du verrou aval qui s'est trouvé décapité à hauteur égale simplement parce que les arêtes barrant le chemin de la glace avaient la même épaisseur.

A défaut d'épaulements continus, d'auges emboîtées, les Etançons montrent cependant un beau développement de cirques glaciaires étagés, dont les fonds sont à des altitudes subégales. Nous aurons l'occasion de les examiner plus en détail ultérieurement.(II.5.1.).

La dernière vallée glaciaire que nous observerons est celle de la Séveraisse. En amont de Villar-Loubière, elle devrait montrer deux auges emboîtées. Or, le profil que nous en avons fait (fig.33) montre seulement un versant sud à peu près régulier et un versant nord au contraire très accidenté de plusieurs ruptures de pentes importantes, dont aucune ne correspond à la vague atténuation de pente de rive gauche. Notons aussi le profil général en V de cette vallée très englacée au Quaternaire.

La rareté , sinon le caractère exceptionnel des véritables auges en U, signifie-t-elle que cette forme est plus une vue de l'esprit qu'une réalité ? Nous ne saurions aller aussi loin. Pour observer de véritables auges glaciaires de ce type, il faudrait s'adresser à des régions qui n'ont connu d'autre types d'érosion que l'érosion glaciaire , à l'exception de l'érosion post-glaciaire et même, si possible, pré-glaciaire, que toutes les vallées internes des Alpes ont subie. Or il existe des vallées de ce type dans notre région. Il s'agit essentiellement des deux transfluences de la Matheysine et de l'Alpe de Venosc . Voyons si leur profil correspond à ce que l'on doit théoriquement en attendre.

Très large, la Matheysine (fig. 34) montre une plaine de comblement parfaitement encadrée par des versants peu escarpés. Notons qu'ils sont façonnés dans des calcaires et schistes tendres du Lias. De plus, on est sûr que le fond rocheux est relativement proche et subhorizontal. On le connaît en effet par sondages et, surtout, on a sa coupe dans les deux vallées sécantes de la Romanche et du Drac. La caractéristique de l'auge glaciaire est donc d' avoir un fond large et plat, la raideur des versants étant un caractère second.

L'autre transfluence, de l'Alpe de Vénosc (fig. 35), beaucoup moins vaste, présente cependant le même profil en mieux modelé. Creusée également dans les sédiments liasiques, elle montre, comme la Matheysine, une nette tendance à la symétrie.

Enfin les autres auges glaciaires, retouchées mais absolument typiques, sont celles de la Sarenne à l'Alpe-d'Huez et de la Romanche au-dessus des gorges de l'Infernet (fig.28 et 29). Notons qu'elles sont également développées dans des assises sédimentaires tendres, sauf la rive droite de la Romanche qui est formée de schistes sériciteux d'une résistance analogue.

Toutes ces auges glaciairés offrent un profil en ample berceau. Toutes également se développent dans des terrains tendres. Il semble que, localement, ce soient leurs deux caractéristiques principales.

Pour ce qui est des auges typiques en zone cristalline résistante, on a remarqué que la seule que nous ayons repérée est très localisée, précisément sur un verrou barrant l'issue d'une vallée latérale. Or nous pouvons essayer de confirmer cette observation. On sait que la Romanche, dans le défilé de Livet, n'est pas une auge. Mais cette vallée est fermée, à son débouché des massifs cristallins, par le spectaculaire verrou des Portes de l'Oisans à Séchilienne. Le profil de ce verrou montre une grande similitude avec celui de la vallée des Etançons. Nous en concluons que, dans la région étudiée, les vallées glaciaires à l'exception des diffluences et transfluences ont un profil généralement en V, qui ne se transforme en U que dans la traversée très localisée des zones de verrous.

Enfin, de l'examen détaillé des profils longitudinaux et transversaux de ces vallées alpines, nous pouvons affirmer que, nulle part, il n'existe d'auges emboîtées à aucune altitude et aussi fragmentaires qu'en pourraient être les témoins présumés.

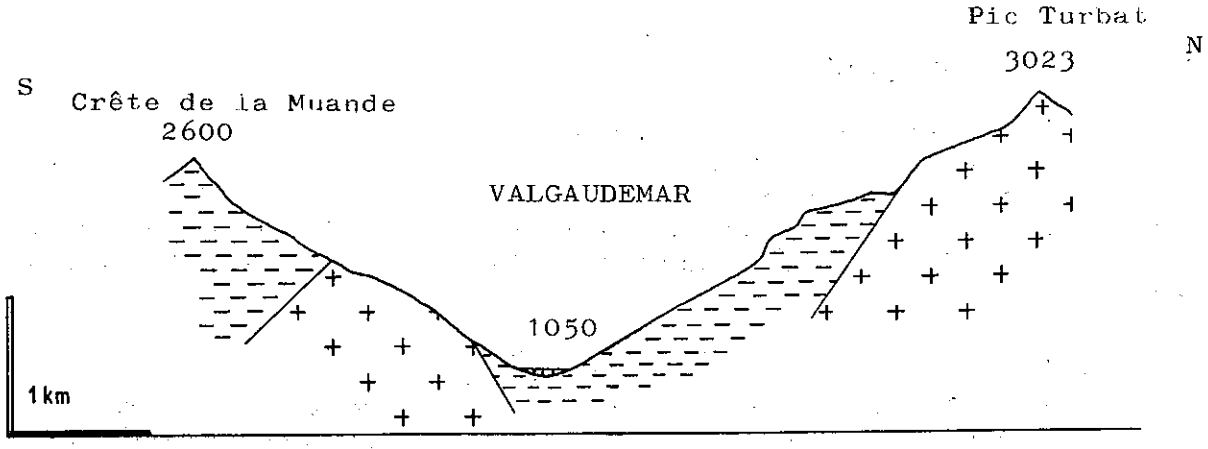


Fig.33. PROFIL DE LA VALLEE GLACIAIRE DE LA SEVERAISSE (substrat complexe).

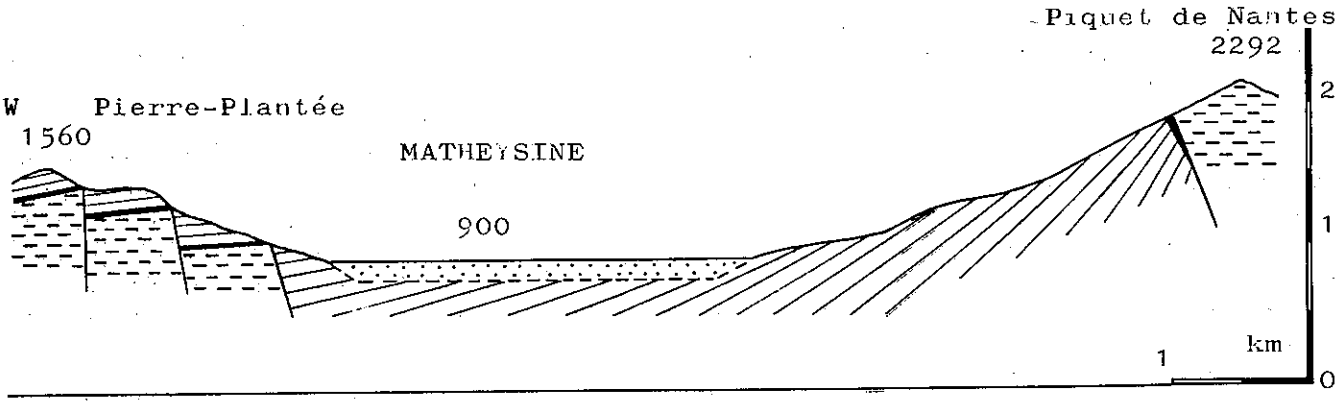


Fig.34. PROFIL DE LA TRANSFLUENCE DE MATHEYSINE (substrat complexe).

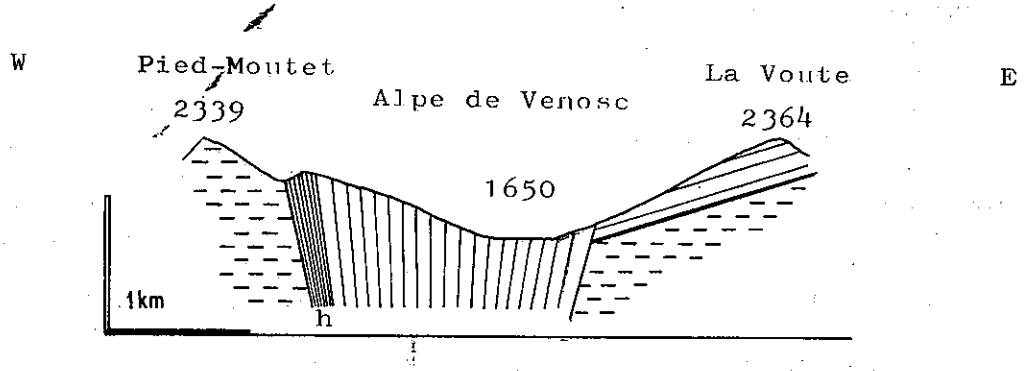


Fig.35. PROFIL DE LA TRANSFLUENCE DE L'ALPE-DE-VENOSC
(substrat complexe).

II.2. TRANSFLUENCES ET DIFFLUENCES.

Le bassin du Drac est la terre d'élection des transfluences et diffluences. Nous avons déjà dit, dans l'introduction générale, que la vallée du Drac elle-même, dans sa totalité, n'était qu'une immense transfluence Durance-Isère. Mais à une échelle plus modeste cette région ne compte pas moins de 11 diffluences locales que nous signalerons au passage mais qui n'ont qu'une importance secondaire (fig.10). Dans cet échantillonnage assez complet, nous trouverons matière à étude de l'origine, de la morphologie et du fonctionnement de ces dispositifs si caractéristiques du relief glaciaire.

II.2.1. TRANSFLUENCES INTERNES ET TRANSFLUENCES EXTERNES.

Les plus connues sont les transfluences internes (internes parce qu'elles se situent à l'intérieur du bassin du Drac, entre affluents appartenant au même réseau hydrographique), la Matheysine en étant la plus célèbre. On en compte cinq principales qui sont la transfluence de Luitel, entre Romanche et vallée morte d'Uriage, la Matheysine entre Romanche et Drac, la Morte entre Romanche et Bonne, Ornon entre Romanche et Bonne encore, Venosc entre Romanche et Vénéon. On observera qu'elles sont toutes parallèles entre elles et orientées dans le sens N-S.

Les transfluences externes sont dites ainsi parce qu'elles font passage du bassin du Drac à un autre bassin, Durance ou Isère. Trois grandes transfluences faisaient donc communiquer les réseaux glaciaires de la Durance et de l'Isère par le Drac : le système du Seuil Bayard, composé de quatre unités autonomes, la diffluence du col de la Croix-Haute, joignant Ebron et Buech, enfin la transfluence d'Arsine, unissant Haute-Romanche et Guisane, un des principaux affluents supérieurs duranciens. Enfin deux diffluences intéressent le système Drac-Isère : Uriage entre Romanche et Isère et Val de Lans (Vercors) entre Bas-Drac et Basse-Isère.

II.2.1.1. Cols. Il ne faut pas confondre les transfluences avec certains cols séparant deux hautes vallées. Nous insisterons à cause de l'exemple du Lautaret, entre Romanche et Guisane également, qui a toujours été cité comme transfluence. Or nous avons de bonnes raisons de penser que ce col n'en fut jamais une ou alors insignifiante, et encore moins une diffluence. Le cas est encore plus net pour les cols du Glandon et de la Croix-de-Fer, qui séparent l'Eau d'Olle (Romanche) de la vallée de l'Arc, cités également comme transfluences et, au surplus, encore plus douteux dans cette fonction que le Lautaret. Enfin le col du Noyer, par lequel on passe du Champsaur dans le Dévoluy, est aussi fréquemment cité comme diffluence, ce qu'il n'a jamais été non plus. Nous étudierons le cas de ces passages dans ce chapitre également.

II.2.1.2. Origine. Toutes les transfluences étant aujourd'hui des vallées mortes suspendues à leurs deux extrémités (Matheysine, Luitel, La Morte et Venosc), soit des cols au profil très adouci (toutes les autres) donc des lignes de partage des eaux, on pourrait a priori y voir la marque de leur nature originelle, préglaciaire. Par exemple les vallées mortes seraient d'anciens tronçons fluviatiles aujourd'hui abandonnés, les cols de diffluence d'anciens cols par érosion régressive simplement aménagés par l'action glaciaire. Cette règle simple se vérifierait par exemple pour la Matheysine, ancienne vallée de la Romanche, et pour le col d'Ornon, col préglaciaire manifeste. Mais cette règle est simpliste. Ainsi le col Bayard, qui n'a rien d'une vallée morte, est bien l'ancien passage de la Durance vers l'Isère et la transfluence de Venosc, Matheysine en miniature, certainement pas une vallée ou tronçon de vallée préglaciaire. Il ne semble donc pas y avoir de relation directe entre le profil longitudinal et l'origine, chaque transfluence devant être étudiée en elle-même.

Par contre il semble y avoir une relation très nette, aussi bien pour les transfluences internes qu'externes, entre leurs directions et la structure (fig.19). On constatera ainsi que la Matheysine, outre sa disposition articulée déjà signalée, occupe un graben entre le Dôme de La Mure et le Taillefer, sur l'emplacement du grand accident médian séparant rameaux externe et interne de Belledonne. Il en est de même pour la transfluence de Luitel, localisée aussi sur cet accident. Par contre celle de La Morte semble, au contraire, superposée à des zones de fracture du socle puisque présentant les mêmes directions que la Matheysine plus la direction NW-SE, qui est celle de grandes failles reconnues (cluse de Grenoble, auge de Bourg-d'Oisans, Vénéon etc.). La transfluence du col d'Ornon est établie au contact du socle cristallin du Taillefer et de la zone d'effondrement Ornon-Glanon, à l'emplacement de la grande cassure qui limite le massif cristallin à l'E. Celle de Venosc se trouve à l'emplacement exact du " synclinal " pincé houiller et alpin Chambon-Venosc - Villar Loubière. La transfluence d'Uriage emprunte elle-même un tracé monoclinal à la limite du socle de Belledonne et des collines jurassiques, court-circuité vers l'Isère par la vallée cataclinale du Sonnant. Le col diffluent d'Arsine ne pose aucun problème, localisé dans le synclinorium alpin de l'Alpe du Villar-d'Arène séparant le Haut-Massif du Combeynot.

Aucune difficulté non plus pour la diffluence de Lus-la-Croix-Haute, dans un synclinal tertiaire entre Dévoluy et Diois, ainsi que pour le Seuil Bayard, complexe de 4 transfluences échelonnées sur une largeur d'une quinzaine de kilomètres, en position anticlinale comme le Champsaur entre Dévoluy et nappes embrunaises (mais son origine

première est le passage de la Durance vers le Drac). Toutes les transfluences donc, quelles qu'elles soient, sont situées sur des structures privilégiées. L'influence du substratum est donc manifeste sur les transfluences , mais, inversement, toutes les structures favorables à leur établissement n'ont pas été utilisées ainsi. L'exemple le plus net en est le grand accident Venosc - Villar Loubière qui ne donne lieu à transfluence qu'à Venosc, alors que les sédiments tendres du Lias existent en grande quantité et dans une position élevée par exemple à l'Aiguille de Morges, entre Drac et Séveraisse. C'est qu'il faut sans doute que d'autres conditions soient remplies pour qu'une transfluence puisse s'établir.

II.2.2. TRANSFLUENCES INTERNES.

II.2.2.1. Matheysine. De toutes les transfluences, la MATHEYSINE est la plus caractéristique et la plus vaste. Longue de 17 km, large de 3 à 4, remarquablement calibrée, elle conserve encore 4 lacs d'origine glaciaire (les lacs de Laffrey). Son fond, parfaitement horizontal transversalement (fig. 34) est doucement et régulièrement incliné du N au S, c'est-à-dire dans le sens d'écoulement de l'ancienne Romanche miocène et de la diffluence glaciaire romanchoise (fig.36). C'est le type de l'auge glaciaire suspendue, sectionnée transversalement à ses deux extrémités par les érosions de la Romanche (680 m de dénivelée)et du Drac (260m).

Peut-on évaluer l'enfoncement de la Romanche avant sa capture par le Drac ? Cela semble impossible car on ne dispose d'aucun témoin de cette époque ; cependant, il devait être déjà considérable. On peut en avoir une idée, approchée mais peut-être point absurde, en prolongeant vers l'amont la pente observée des cailloutis villafranchiens du plateau de Chambaran. Prenant pour hypothèse que ce plateau n'a pas été fortement gauchi ni relevé, ce que nous avons déjà montré précedemment, et que la pente moyenne du Drac se maintenait sans accroissement excessif dans la région montagneuse entre Vercors et Taillefer, on arrive à une altitude de cette rivière égale à 1 800m à la hauteur de la Mure, c'est-à-dire environ 900 m de plus qu'aujourd'hui.

Poursuivant la comparaison avec la Romanche, gros affluent d'importance égale sinon supérieure au Haut-Drac privé de la Durance, on peut estimer entre 1 800 et 2 000m environ l'altitude initiale de la Matheysine, avant l'arrivée des glaciers. Cela donnerait donc à son emplacement une érosion uniquement glaciaire de la valeur d'un millier de mètres, l'érosion interglaciaire et post-glaciaire du Drac représentant alors une valeur de 300m seulement, ce qui ne semble pas déraisonnable a priori. Or si l'on situe, comme nous l'avons fait dans le chapitre précédent, à 700 m environ l'altitude atteinte par l'érosion préglaciaire dans la cuvette du Trièves, c'est-à-dire avant la grande invasion des glaces mindéliennes, la répartition des érosions quaternaires dans le cours moyen du Drac ressortirait ainsi :

a) 1 800 m - 700 m = 1 100m entre début Villafranchien et Mindel (2 800 000 ans) soit :
400 m par MA
ou 0,4 m par millénaire
0,4 mm par an

b) 700 m - 500 m = 200 m entre Mindel et Actuel (500 000 ans) soit :
400 m par MA
ou 0,4m par millénaire
0,4 mm par an

donc la même valeur, à peu de choses près, ce qui n'est pas surprenant étant donné que depuis le Quaternaire inférieur, le climat a oscillé constamment entre des phases glaciaires et inter-glaciaires, chaque phase ayant sensiblement les mêmes caractéristiques morphogénétiques et notamment les interglaciaires qui devaient tous ressembler, sans grandes différences, au climat actuel. Quant à l'érosion glaciaire seule, on peut dès lors l'estimer en Matheysine à la valeur absolue de 1 800 m - 900 m = 900 m, mais il faut bien prendre garde que :

- la Matheysine a toujours été une diffluence, donc soumise seulement à l'action d'une langue latérale d'un glacier et non au courant principal de la glace ;
- sa disposition de vallée suspendue la soustrayait aux premières érosions anaglaciaires et aux dernières érosions cataglaciaires, au début et à la fin de chaque glaciation ou englacement. De sorte que le chiffre établi, 900 m, doit être considéré comme un minimum, ne reflétant que de loin la valeur de l'érosion glaciaire à l'échelle du bassin entier. Pour ce qui est de l'érosion purement glaciaire, nous aurons d'autres données dans des régions voisines qui nous permettront de serrer de plus près sa véritable valeur.

II.2.2.2. Luitel . La transfluence de LUITEL fut minime. Elle est située à la tête de deux ravins divergents, le ravin des Blancs qui suit la trace de l'accident médian de Belledonne et celui de Prémol qui est simplement un cours d'eau conséquent du rebord externe de cette chaîne, aboutissant dans la vallée morte de Waulnaveys. C'est de toute évidence une transfluence récente arasant le col ou l'ensellement séparant la tête de ces deux ravins,

dont l'origine est ainsi antérieure au Würm mais certainement pas préglaciaire. Son altitude modeste (1 253 m), le fait qu'elle est située pratiquement sur la surface prétriasique, montrent qu'elle n'a pu apparaître vraiment qu'une fois le socle cristallin complètement débarrassé de sa couverture mésozoïque, c'est-à-dire lorsque le talweg de la Romanche se fut enfoncé, localement, au moins jusqu'à l'altitude de 1 500m (relativement par rapport au sommet du Pic d'Oeilly, 1 547 m). Cette situation marginale, le fait qu'elle soit protégée du courant des glaces de la Romanche par la grande zone de verrou Séchilienne - Rocher de l'Homme (1 603 m) explique son faible développement.

II.2.2.3. La Morte . Plus difficile à déterminer précisément est l'origine de la transfluence de la MORTE-LAVALDENS. En effet, s'il semble que le tronçon nord Moulin-Vieux - Saint-Barthélemy-de-Séchilienne s'est établi par une faille NW-SE, au contact du socle cristallin du Taillefer et du Lias du Grand-Serre, le tronçon sud par contre est actuellement entièrement creusé dans le Cristallin. Une situation à l'origine identique à celle du tronçon nord, c'est-à-dire au contact Cristallin-Sédimentaire (les affleurements liasiques du Grand-Serre - Pérollier se poursuivant plus loin à l'Esqu'actuellement), n'est pas exclu. Ce qui est exclu par contre, c'est l'existence d'un ancien cours d'eau N-S reliant la Romanche à la Bonne, par suite de l'existence même de la Matheysine, quelques kilomètres seulement plus à l'W. C'est pourquoi une seule origine est vraisemblable, celle d'un col séparant initialement la Roizonne d'un affluent de la Romanche.

La Roizonne, en effet, aurait pu s'établir uniquement par érosion régressive à partir de la Bonne, au contact Cristallin-Sédimentaire, puis s'enfoncer sur place dans le Cristallin. Mais la question de l'affluent de la Romanche se pose alors.

Aucun cours d'eau notable ne se dirige actuellement vers la Romanche. Ce n'est pas le minuscule ruisseau de Guiliman qui a pu être à l'origine de l'amorce diffluente, son haut bassin étant actuellement suspendu au-dessus de la vallée morte, et à bonne hauteur. Le seul torrent qui ferait l'affaire, la Vaunoire, est affluent de la Roizonne sur laquelle elle débouche de plain-pied. Or il n'est pas exclu qu'initialement la Vaunoire ait été affluent de la Romanche, comme l'aspect de son débouché inférieur le laisse présumer. Ainsi nous serions porté à penser que la Vaunoire primitive, ou préglaciaire, se dirigeait vers la Romanche par l'actuelle vallée morte de La Morte. La Roizonne occupait alors son emplacement actuel amputé de la Vaunoire. Les dimensions subégales des deux bassins-versants initiaux expliqueraient leurs enfoncements comparables, la proximité de leurs hauts bassins ménageant une brèche profonde dans la crête intermédiaire à l'emplacement de l'ombilic de Moulin-Vieux.

Survient l'époque glaciaire. Le glacier de la Romanche, qui fut toujours le plus puissant de la région, arrive le premier, reflue dans le cours NW-SE de la Vaunoire elle même englacée, arrive finalement au niveau du col, bien avant que le glacier de la Bonne en fasse autant. Aussitôt cette langue diffluente, par l'action conjugée de la glace et des eaux de fonte s'échappant dans la vallée de la Roizonne, va travailler à abaisser le col. Au Pléniglaciaire, probablement, toute la région est noyée de glace, le col y compris. Isolés des courants principaux, les lobes transfluents sont quasi immobilisés, bloquant ou n'évacuant que la faible production des glaces locales. C'est pratiquement une période de rémission pour les transfluences qui se trouvent ainsi protégées de l'érosion intense que subissent les vallées principales, notamment Bonne et Romanche. Au Cataglaciaire, le glacier de la Bonne, moins alimenté et moins puissant, cède le premier. Comme à l'Anaglaciaire, c'est donc le lobe Romanche-Vaunoire qui va de nouveau éroder le col, jusqu'à ce que le niveau de la glace baissant plus rapidement que l'érosion n'attaque la roche en place, le col se trouve de nouveau dégagé, le glacier local de Vaunoire seul érodant alors son talweg préglaciaire en auge glaciaire.

Cette situation se reproduit à chaque période glaciaire importante, donc de nombreuses fois durant le Quaternaire. Le mécanisme jouant toujours dans le même sens, c'est-à-dire une érosion partant de la Vaunoire pour se diriger sur la Roizonne, il arrive un moment où le col est totalement arasé. Malheureusement, nous n'avons aucun moyen de déterminer exactement à quelle date cet événement est survenu. Nous pouvons toutefois affirmer que c'est vraisemblablement avant le Würm, donc peut-être au Riss, vu l'état d'évolution de la transfluence. Quoiqu'il en soit un fait est certain, la transfluence s'est établie et c'est là que se place un autre phénomène important : le détournement de la Vaunoire, affluent de la Romanche, vers la Roizonne, affluent de la Bonne. Le mécanisme en est exactement le même.

La dernière cloison abattue, la communication Romanche-Bonne s'établit ainsi par une transfluence de profil particulièrement régulier (fig.36). Au Pléniglaciaire si c'est à l'Anaglaciaire que le fait s'est produit, au Pléniglaciaire suivant si c'est au Cataglaciaire qu'il a eu lieu, la liaison glaciaire Romanche-Bonne est établie. Dans tous les cas c'est au Cataglaciaire que le détournement intervient ; nous pensons qu'il s'agit du Cataglaciaire rissien Que se passe-t-il alors ? [illegible] Le glacier de la Romanche est, comme toujours, le plus puissant, c'est-à-dire aussi le plus présent. Par la transfluence ainsi pratiquée son lobe diffluent refoule désormais le glacier local de la Vaunoire dans la Roizonne, et le maintient dans cette position pendant tout le Péniglaciaire. Dès ce moment, le courant de glace s'établit du N vers le S, [illegible] se retire. Par contre

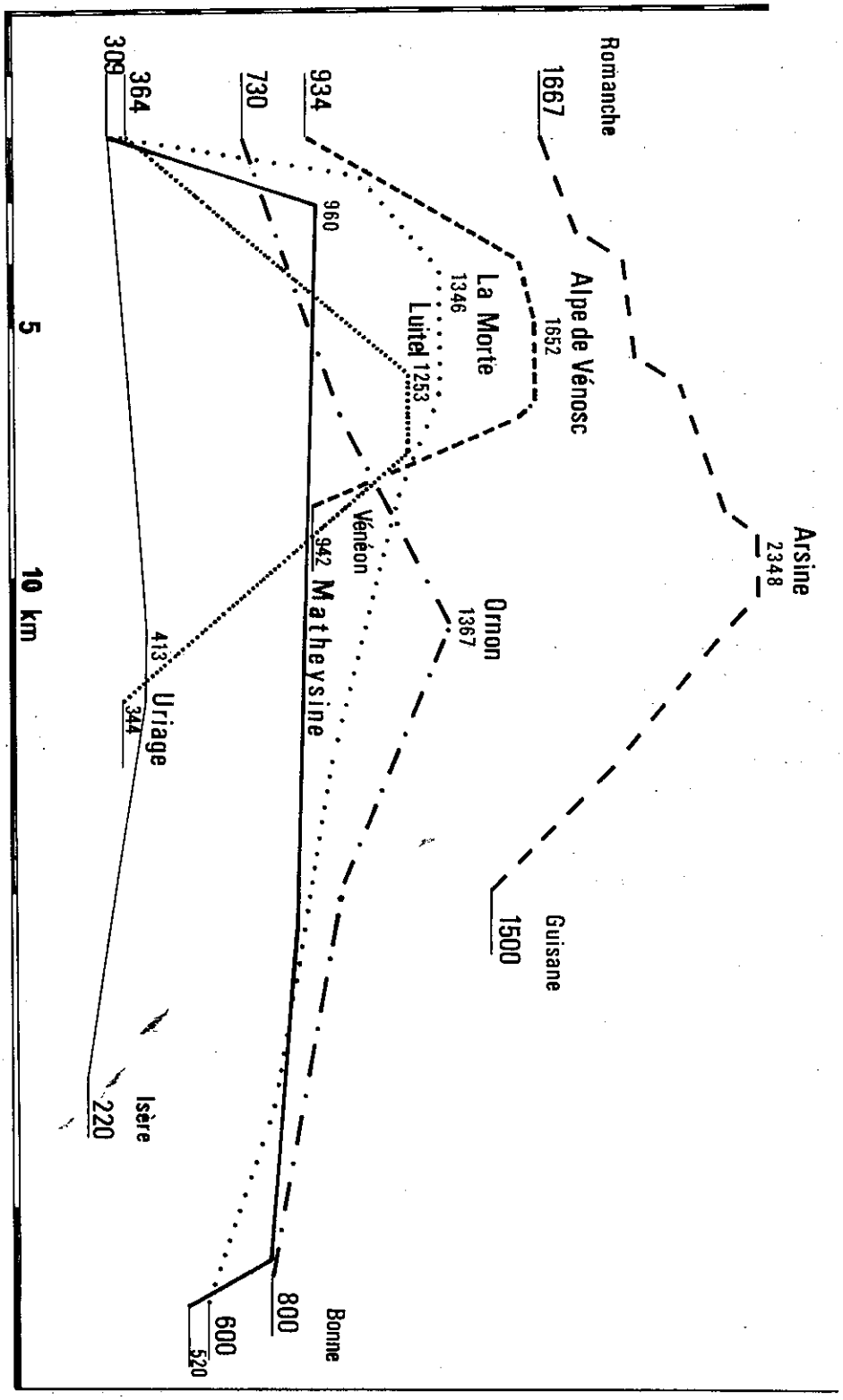


Fig.36. PROFILS LONGITUDINAUX DES PRINCIPALES TRANSFLUENCES ET DIFFLUENCES (Echelle des hauteur x 5). Remarquer la pente générale dirigée de la vallée glaciaire principale (Romanche) vers la secondaire (Bonne). La transfluence de Venosc fait exception, le Vénéon étant localement plus puissant que la Romanche.

Au Cataglaciaire, le glacier de la Bonne cède encore le premier. Son lobe de la Roizonne se retire. Par contre le lobe diffluent de la Romanche persiste dans la vallée de la Morte, obligeant le glacier de la Vaunoire à s'écouler dans la Roizonne, érodant ainsi le cours Vaunoire-Roizonne que nous connaissons aujourd'hui. Il suffit que cette situation se maintienne un certain temps pour que, désormais, le glacier de la Vaunoire ayant surcreusé l'ombilic de Moulin-Vieux vers la Roizonne, il s'imprime de lui-même dans ce nouveau cours, suivi par le torrent de Vaunoire lorsque le glacier se retirera. Si de nouveau, une phase glaciaire survient, le même mécanisme se reproduira, mais alors dès l'Anaglaciaire, c'est-à-dire que l'auge Vaunoise - Roizonne s'approfondira de plus en plus par rapport à la transfluence de La Morte. Désormais, le nouveau tracé des vallées est établi en équilibre à la fois fluviatile et glaciaire, et n'a plus de raison de changer.

En fait, la faible valeur du gradin de confluence de La Morte-Vaunoire montre que le mécanisme en question n'a pas joué pendant un temps très long. Nous pensons qu'il n'a pu fonctionner que pendant le Quaternaire récent, qui connut plusieurs stades, mais qui fut suffisamment bref pour que le faible englacement du ravin de Vaunoire aidant, la différence d'encaissement des deux talwegs dans un socle cristallin résistant n'ait pas atteint une ampleur considérable. Réalisée au Riss, la transfluence n'a servi qu'épisodiquement au Würm, comme nous le verrons ultérieurement.

II.2.2.4. Ornon. Cette transfluence est la plus longue, dépassant 20 Km, et la plus encaissée de toutes. Le col d'Ornon est relativement bas (1 367 m), de plus superficiellement rehaussé par la présence d'un important cône de déjection qui lui confère une altitude probablement supérieure d'une centaine de mètres au moins au talweg rocheux. Il est encadré par l'escarpement de faille de l'arête principale du Taillefer qui le surplombe quasi verticalement à l'W. L'enfoncement de la transfluence est partout supérieure à 1 500m, son étroitesse et son allure rectiligne accroissent encore les contrastes avec les massifs voisins.

Comme celle de La Morte, la transfluence d'Ornon joint la Romanche (plaine de l'Oisans) à la Bonne. Sa position structurale est évidente et a déjà été évoquée. Et, comme cette dernière, son origine ne peut être une ancienne vallée transversale pour des raisons identiques.

Il s'agit donc probablement d'un ancien col d'érosion régressive, entre deux affleunts indépendants des cours principaux, la Malsanne et la Lignarre, toujours séparés d'ailleurs, qui remontaient simplement leurs têtes au contact cristallin-sédimentaire. Par le même mécanisme que pour la transfluence de La Morte, le glacier de la Romanche étant toujours prépondérant, le col fut abaissé, effacé, et la transfluence établie. Il semble que cette transfluence, sans pouvoir être datée précisément, ait été façonnée avant celle de La Morte, et ceci pour plusieurs raisons.

D'abord elle est légèrement moins élevée (1 367 m contre 1 375m) Bien que située notablement plus en amont (les issues romanchoises sont séparées par une vingtaine de kilomètres, les bonnoises par une dizaine seulement, (voir fig. 19). Compte tenu de la couverture quaternaire, plus épaisse sur le col d'Ornon, l'étagement des talwegs doit bien atteindre la centaine de mètres au moins. Cet enfoncement relativement supérieur est à mettre en rapport avec la position structurale beaucoup plus favorable, dans les roches tendres du Lias. Ensuite, étant en amont, les glaciers qui l'alimentaient avaient un niveau forcément plus élevé, que l'on peut chiffrer à plusieurs dizaines de mètres au moins, sinon plusieurs centaines, le glacier de la Romanche étant encore, dans ce cas, le plus haut. Tout cela explique pourquoi la transfluence d'Ornon fut plus tôt établie de même que plus tard abandonnée, donc plus creusée. Ayant estimé que la transfluence de La Morte fut réalisée au Riss, nous pouvons dater au moins du Riss ancien ou du Mindel la formation de celle d'Ornon, sans pouvoir préciser plus.

Quoiqu'évidemment structurale, la transfluence d'Ornon n'est pas établie sur toute sa longueur au contact Cristallin-Sédimentaire, mais seulement sur un tronçon médian des Daurens au Rivier. Le tronçon nord est établi en plein Jurassique, le sud recoupe une partie du socle entre l'Arcanier et le Coiro. Ces dispositions, également structurales, méritent une explication plus détaillée.

Le tronçon nord matérialisé par le ravin post-glaciaire de la Lignarre est superposé du " synclinal " d'Ornon, entre les anticlinaux du Grand-Renaud et de la Buffe. Le tronçon sud, d'orientation différente NE-SW, s'est localisé sur une faille importante du socle, qui abaisse de plusieurs centaines de mètres, sinon de plus de 1 000m, le massif de l'Arcanier à l'E, encore revêtu de sa couverture triasique et liasique horizontale (spilites en coulées superposées caractéristiques et Lias calcaire du Vêt), du Coiro à l'W, au socle beaucoup plus élevé et complètement dénudé. Malgré sa disposition articulée, la transfluence d'Ornon est donc bien, comme les autres, en position structurale.

Un dernier mot au sujet du profil en long des trois transfluences que nous venons d'analyser. On constatera (fig. 36) qu'il est toujours dissymétrique, présentant une faible pente générale du N au S provenant toujours de la Romanche, comme si l'écoulement en était issu. Cela est particulièrement net pour la Matheysine et la transfluence de la Morte, et traduit bien, en effet, l'origine romanchoise du cours principal de la glace et des eaux de fonte qui ont façonné ces vallées. De plus la retombée romanchoise de ces transfluences présente toujours l'enfoncement le plus grand ainsi que la pente la plus forte, introduisant une nouvelle et sensible dissymétrie par rapport à la Bonne et au Drac. Cela traduit aussi la puissance très supérieure du glacier romanchois, qui bien que travaillant dans des conditions, notamment de nature du substratum, plus difficile a creusé plus profondément sa vallée que les autre, Drac

compris. Le rôle directeur du glacier de la Romanche nous explique donc à la fois la formation, la dissymétrie et l'étagement des transfluences telles qu'on peut actuellement les observer.

II.2.2.5. Venosc. La dernière transfluence interne, celle de VENOSC, entre Romanche et Vénéon, est le modèle même des vallées glaciaires par ses profils longitudinaux et transversaux typiques, au fond plat quasi horizontal qu'aucun écoulement fluviatile ne perturbe, son allure en auge parfaite et la grande hauteur d'où elle domine par des murs impressionnants les deux vallées qui l'encadrent. Plus que la Matheysine, trop vaste, ses dimensions réduites (2,5 sur 0,5 km) permettent d'embrasser d'un seul coup d'oeil son allure schématique qui en fait un site incomparable de morphologie glaciaire (fig.35).

Entièrement creusée dans les schistes tendres du Lias et du Houiller, elle suit l'axe d'effondrement hercynien et alpin, accidents superposés qui séparent l'unité des Grandes-Rousses, représentée localement par le sommet cristallin de Pied-Moutet, du Pelvoux. Sa position structurale est donc aussi particulièrement évidente.

Est-ce la trace d'une ancienne vallée transversale ? Cela semble très difficle à affirmer et même à concevoir. Ce ne pourrait être qu'un ancien passage du Vénéon vers la Romanche à moins que ce ne soit l'inverse. Or, il est très peu probable que si, à l'origine, l'un de ces grands cours d'eau avait suivi la structure particulièrement favorable, en roches très fragiles, descendant jusqu'aux talwegs actuels et même en-dessous de cet accident très profond, il s'en soit ultérieurement détourné pour franchir désormais la masse cristalline de l'Infernet et des Ougiers, même préparés tectoniquement par des fractures du socle. Il est beaucoup plus vraisemblable d'y voir, comme pour Ornon et le Luitel, un ancien col à la tête de deux ravins divergents (Venosc et Mont-de-Lans), abaissé et calibré uniquement par les lobes glaciaires latéraux des appareils de la Romanche et du Vénéon. Cette solution permet, seule, d'expliquer de façon satisfaisante le fait que cette transfluence, placée dans des conditions structurales si favorables sinon idéales, soit aussi peu enfoncée. Les lobes diffluents étaient haut perchés donc minces ; de plus ceux de la Romanche et du Vénéon s'affrontaient directement, donc leur action tendait à s'annuler, ce qui justifie l'état d'évolution peu avancé de cette haute vallée suspendue.

A l'inverse de toutes les autres, sa pente générale est dirigée S-N, c'est-à-dire du Vénéon vers le Romanche. Cela se comprend si l'on considère que, dans le couple Romanche-Vénéon, c'est le glacier du Vénéon qui est le plus important.

On le constate dans la section amont de l'ombilic de l'Oisans où l'auge du Vénéon débouche de plain-pied sur la plaine alors que celle de la Romanche se trouve suspendue en amont (fig. 29). Par un mécanisme identique donc, la transfluence de Venosc fut façonnée par le lobe diffluent de rive droite du glacier du Vénéon, tandis que le courant principal surcreusait le petit ombilic de Venosc.

Qaunt à la date de l'opération, il est très difficile sinon impossible de la préciser. Toutefois, on peut estimer qu'elle ne saurait être très ancienné, car dans ce cas la transfluence aurait été beaucoup plus creusée. Par rapport à celles d'Ornon et de la Morte, situées en aval mais beaucoup plus bas (300 à 400 m environ), on peut estimer son degré d'évolution inférieur, et ainsi admettre, selon toute vraisemblance, qu'ellesne remonte pas au delà du Riss, le Würm n'ayant fait que l'effleurer (cf. III.3.1.1.).

Les tranfluences internes nous ont donc montré leur parenté en ce qui concerne leurs origines et leur évolution. On a vu ainsi que toutes étaient situées sur des lignes structurales bien définies. Quant à leur formation, elle ressortit du même mécanisme glaciaire, à savoir l'action prépondérante d'un glacier " dominant ", qui est le glacier localement le plus puissant donc le plus actif. Enfin leurs degrés d'évolution respectifs nous ont permis d'estimer la date à laquelle ces transfluences furent réalisées. Or ces dates sont très diverses. Très anciennes pour la Matheysine, qui était déjà une vallée morte préglaciaire, elles remonteraient au Mindel pour la transfluence d'Ornon, au Riss pour celles de la Morte et de Venosc enfin au Würm pour celle du Luitel. Cet échelonnement temporel, qui ne correspond pas à la distribution spatiale, peut paraître reposer sur des bases un peu fragiles. Mais nous le confirmerons par d'autres méthodes dans des chapitres ultérieurs.

II.2.3. TRANSFLUENCES EXTERNES.

Cinq grandes transfluences externes circonscrivent le bassin du Drac. Au N, la transfluence d'Uriage joint la Basse-Romanche au Grésivaudan, court-circuitant la basse vallée du Drac. Moins évidente , la diffluence de Lans unit le Bas-Drac à la Basse Isère par l'intérieur du massif du Vercors (Bourne). A l'E, la transfluence d'Arsine, la plus élevée et subfonctionnelle, double le col du Lautaret entre Romanche et Guisane. Au S enfin le complexe du Seuil Bayard sépare le Champsaur du Sillon de Gap, dépendance durancienne, la diffluence du Festre sépare le coeur du Dévoluy de l'auge glaciaire du Petit-Buech, et la diffluence de la Croix-Haute joint le Trièves au Bochaine. Comme les transfluences internes, les externes ou périphériques sont manifestement guidées par la structure, et ont de même des origines diverses, soit préglaciaire, soit uniquement glaciaire (fig.19).

II.2.3.1. Uriage. C'est une forme bâtarde, presque une anomalie. En effet elle est composée de deux tronçons absolument différents et dont l'origine ne peut être semblable. Le tronçon sud, de Vizille à Uriage, est une auge glaciaire tipyque, en U très évasé, à fond plat, encombrée de moraines et quasiment non fonctionnelle si ce n'est qu'elle collecte quelques maigres ruisseaux descendus de Belledonne. De direction NE-SW, elle est exactement parallèle aux segments faillés du Sillon alpin et R. BLANCHARD (1938-1964) a pu la comparer à un Grésivaudan miniature. Le tronçon nord par contre se branche sur le premier par un coude de 90° et descend droit à l'Isère à travers les collines jurrassiques dont il tranche les couches perpendiculairement. Mais ce n'est nullement une vallée glaciaire. Il s'agit d'un ravin fluviatile, au profil en V aigu, fortement creusé et parcouru par un minuscule ruisseau, le Sonnant, presque toujours à sec, disposant d'un bassin-versant réduit (moins de 20 km2), incapable d'avoir creusé une vallée aussi importante.

La situation structurale du tronçon sud est évidente. Non seulement il est établi rigoureusement au contact Cristallin de Belledonne-Sédimentaire des collines bordières, mais encore il se trouve dans le prolongement exact de la faille de la Cléry, qui justement limite ici le socle (fig.9,19). De plus il a probablement bénéficié de ce réseau de failles parallèles espacées de plusieurs centaines de mètres, comme on le voit bien dans la Plaine de la Cléry, et que l'on retrouve vers l'W dans les Crêtes des Enversins, de Montchaboud-Vaulnaveys et de Brié-Uriage qui seraient des escarpements de failles mis en relief par l'érosion différentielle d'origine glaciaire. Cela est très lisible sur les cartes détaillées, notamment le 1/50 000 Vizille, alors que le versant est complètement empâté de dépôts morainiques qui masquent la morphologie du substratum.

Quoiqu'il en soit, l'auge glaciaire se termine alors que la structure favorable se poursuit, le long de la ligne des cols qui, partant de Pinet, passe à Pré-Raymond, Pré-Long, Les Mouilles, Le Lautaret, Les Ayes, le Barioz pour, par la vallée du Flumet, rejoindre Allevard et le Bas-Gelon. Elle se termine au moment où le relais est pris par la gorge fluviatile du Sonnant. C'est ici qu'intervient l'influence du façonnement glaciaire.

La transfluence d'Uriage peut s'expliquer par un mécanisme analogue à celui que nous avons évoqué pour la plus grande partie des transfluences internes, selon les modalités suivantes :

Deux ravins concourants existaient avant la jonction transfluente. Un ravin du Vernon exactement superposé à l'actuel et un Sonnant identique, à une altitude plus élevée. Ils étaient indépendants. Le Sonnant ressemblait alors aux multiples ravins conséquents descendant de Belledonne dans le Grésivaudan (Domènon, Lancey, Verze, Muret etc...). Quant au Vernon il devait s'apparenter au cours NE-SW du ruisseau de Theys. Ces deux ravins étaient séparés par un col d'érosion régressive, comme les cols cités ou, mieux, le col du Merdaret.

Par le même processus précédemment décrit, le col est abaissé par les courants diffluents des glaciers de la Romanche et de l'Isère. L'allure du bassin de Vizille, sur lequel l'auge d'Uriage est directement branchée, explique que le lobe romanchois ait été le plus puissant puisqu'il s'y dirigeait de front après avoir été déyié par le flanc nord du Conest. La poussée étant maximale selon cet axe, l'érosion le fut aussi et de cette façon, à contre-pente, fut creusée l'auge en question.

Au contraire, le glacier de l'Isère, fortement encaissé en Grésivaudan, ne pouvait envoyer dans les ravins latéraux que des langues minimes dont l'orientation, à 90° du courant principal, explique la faible activité. Ces diffluences ne faisaient en somme qu'occuper le terrain sans creuser. On le voit bien dans tous les ravins de la bordure ouest de Belledonne, qui n'ont été nullement excavés mais, au contraire, restent fortement suspendus (J. BLACHE, 1914). L'arasement du col est donc à mettre au crédit uniquement du bras diffluent romanchois, ce qui explique la différence morphologique des deux tronçons successifs.

Quant au ravin du Sonnant, il a été surérodé par les eaux de fonte du glacier de la Romanche ou de sa branche diffluente stationnant dans l'auge d'Uriage, et cela aux Cataglaciaires. C'est ce qui explique sa profonde évolution par rapport à ses homologues voisins du Grésivaudan. Cela suppose un glacier de la Romanche localement plus efficace que celui de l'Isère, puisque c'est lui qui a dirigé toute l'opération.

Quant à la date de la formation de la diffluence, elle est toujours aussi difficile à déterminer. On peut constater seulement que le fond de la transfluence (413m) se situe fort en contre-bas des moraines würmiennes du glacier de l'Isère (1 100-1 200 m contre Belledonne). La morphologie ne peut donc nous renseigner à cet égard. Aussi est-ce ultérieurement, par d'autres méthodes, que nous tenterons de résoudre le problème.

II.2.3.2. Bifluence d'Arsine. Clairement sous influence structurale, elle occupe le synclinorium alpin de l'Alpe du Villar-d'Arène qui sépare les deux unités cristallines du Pelvoux et du Combeynot. Le fait est flagrant dans le Rif de la Planche et la Haute Romanche, où les schistes jurassiques occupent encore une grande superficie, beaucoup moins net dans le petit Tabuc d'où ils ont été enlevés (des lambeaux subsistent sous les Têtes de Saint-Marguerite). A Aucune question de tracé ne se pose donc.

Par contre le mécanisme de sa formation semble poser un problème curieux en raison de l'apparente symétrie des deux branches, le Rif de la Planche et le Petit Tabuc, et surtout par le fait qu'elles possèdent le même bassin de réception, le glacier d'Arsine, à partir duquel elles divergent. La situation est unique dans l'ensemble de notre

domaine. Enfin, très haut située (2 348m), cette transfluence est quasi fonctionnelle puisque le glacier d'Arsine la domine quelques centaines de mètres en retrait, ses moraines frontales occupant le seuil diffluent. Ainsi on ne peut parler ni de transfluence, puisqu'il s'agit d'un glacier unique, ni de diffluences puisque nous sommes en présence de deux lobes divergents d'un même glacier. Cette particularité nous semble assez originale pour mériter une appellation nouvelle. Nous proposons donc, pour nommer une forme de ce genre, le terme de bifluence.

Le problème n'est pas celui de la bifluence, facilement explicable, mais celui du bassin préglaciaire dans lequel les premières glaces se sont concentrées. Il est en effet peu commun qu'un bassin de réception ait deux torrents émissaires, comme cela semble avoir été le cas ici.

Considérons le Rif de la Planche. Du front du glacier, il présente un tronçon subhorizontal jusqu'aux chalets de l'Alpe du Villar-d'Arène. De là, par un gradin de confluence de plusieurs dizaines de mètres, il rejoint la Haute-Romanche elle-même subhorizontale jusqu'au Pas de L'Ane à Falque où un nouveau ressaut la conduit au Pied du Col, à Arsine (fig. 36). Il lui aura fallu 6,5 km pour descendre à l'altitude de 1 700m.

Le Petit Tabuc, par contre, descend d'un seul jet à la Guisane qui lui sert de niveau de base à 6 km également, mais à l'altitude beaucoup plus faible de 1 500 m. Actuellement donc, la bifluence est dissymétrique, à pente douce vers l'W, forte vers l'E. Il y a bien des chances pour que cette dissymétrie actuelle soit un reflet de la dissymétrie originelle.

Si l'on regarde les hautes vallées maintenant, on s'aperçoit que celle du Petit Tabuc est large, à la dimension du glacier tandis que celle du Rif de la Planche est étroite bien qu'elle soit actuellement dans les schistes jurassiques et la première dans le Cristallin. D'ailleurs, la plus grosse partie des moraines frontales est dans la haute vallée du Petit Tabuc, celle du Rif de la Planche n'en possèdant quasiment point.

Il est donc clair que le ravin de Tabuc est l'auge glaciaire la plus creusée. Cela peut indiquer qu'il était le plus creusé aussi, sinon le seul ravin préglaciaire.

Supposons donc un ravin d'Arsine-Tabuc initial, séparé de la Romanche par un col d'Arsine, situé dans une masse jurassique que le Rif de la Planche s'occupe à éroder régressivement selon la direction des couches. Le glacier initial d'Arsine commence à s'écouler dans le Tabuc et, la croissance aidant ainsi que l'étroitesse du goulot de sortie sur la Guisane, arrive à la hauteur du col. Alors un bras diffluent déborde, érode et abaisse ce dernier.

Mais les hauts ravins de la Romanche (Plate des Agneaux, Clot des Cavales) s'englacent au même moment. Situés en retrait, leurs glaciers sont à un niveau inférieur à celui d'Arsine à l'endroit du col. La diffluence d'Arsine est donc directrice, c'est elle qui commandera l'érosion en direction de la Romanche aux ana et cataglaciaires. En effet, aux péniglaciaires, le col étant noyé par la glace transfluente, l'érosion diminue fortement si elle ne cesse pas.

On peut attribuer ainsi à l'action seule du lobe diffluent d'Arsine-Tabuc la réalisation de la bifluence. Mais la question se pose de savoir pourquoi, celle-ci réalisée, ce n'est pas le nouveau tracé du Rif de la Planche qui sera surcreusé puisque structuralement plus favorable que le Tabuc. Ici les glaciers de la Haute Romanche interviennent.

En effet, à chaque englacement, lesglaciers en provenance de Valfourche barraient le passage à la nouvelle diffluence du Rif de la Planche, où l'érosion se ralentissait alors, phénomène qui n'existait pas dans la Guisane alimentée seulement par des glaciers latéraux de type Arsine. Le gros contingent de glace s'écoulait donc obligatoirement par le Petit Tabuc, expliquant son plus grand enfoncement malgré une situation structurale moins favorable.

Quant à la datation de cette bifluence, aucun élément morphologique ou autre ne permet d'en faire ne serait-ce qu'une estimation.

II.2.3.3. Le Festre . Assez analogue à celle d'Arsine, la bifluence du col du Festre, au S du Dévoluy, mérite bien son nom car le glacier principal se séparait en effet en deux branches divergentes sur ce col, l'une allant au N rejoindre le glacier principal du Dévoluy, l'autre descendant au S la vallée de la Cluse vers le Buech (Montmaur). Le col,aujourd'hui ligne de partage des eaux,fonctionnait alors comme seuil de partage des glaces.

La situation structurale de cette bifluence n'est pas à souligner. Installée dans un synclinal tertiaire non complètement débarrassé de sa molasse, elle doit son existence première peut-être à un ancienne vallée mais surtout à un col de recoupement torrentiel, entre les deux hauts-bassins des torrents de Moulin-Clot et de Ribière, qui a sans doute une origine préglaciaire.

Comme Arsine, cette bifluence ne fut jamais non plus envahie de glaces étrangères, mais seulement remplie et façonnée par les glaces locales. Le mécanisme de formation fut le même exactement, le glacier directeur étant ici celui descendant du Vallon des Aiguilles de Lus, à l'E. Les glaciers secondaires ou subordonnés étaient celui de la Baume à l'E et celui du Val d'Aurouze se dirigeant vers le S, le premier allant au N.

Le col du Festre est encore encombré d'un épais placage de moraines würmiennes. Il a donc vraisemblablement fonctionné en bifluence assez précocement, car il semble prouvé qu'il existait au Riss presque sous la même forme. L'arasement du col de recoupement préglaciaire a pu avoir lieu au Mindel ou même plus tôt, sans que nous puissions préciser davantage.

Aux Pléniglaciaires cependant, comme Arsine, c'était une véritable transfluence c'est-à-dire qu'un courant de glace existait entre les appareils de la Durance et du Drac par le Dévoluy.

II.2.3.4. Croix-Haute. La diffluence de la Croix-Haute, au Sud du Trièves, trouve son origine dans un synclinal tertiaire encore mal dégagé de son remplissage molassique. L'érosion glaciaire y fut donc bien faible. Son origine structurale étant établie depuis fort longtemps, passons aux modalités de sa formation.

Le Trièves fut envahi par les glaciers alpins au moins une fois, avant le Würm (cf. III.3.1.2.). Ces glaciers poussèrent une langue diffluente par le col de la Croix-Haute, prouvée par les moraines des Miellons, du Logis de l' Ours etc., et par la présence d'éléments cristallins, notamment granites et gneiss, ainsi que des spilites jusqu'aux environ de Baumugne. Il est donc certain que ce sont bien les glaciers du N qui sont allés au S dans la vallée du Buech, et non les glaciers du Buech, s'il y en eut, qui diffluèrent vers le N. N'étant d'ailleurs pas assuré a priori de l'existence de grands glaciers dans le bassin de la Jargeatte, dans lequel aucun dépôt morainique n'existe non plus qu'à l'aval, nous ne pouvons admettre qu'il y eut transfluence, mais seulement diffluence.

Cette diffluence s'est installée de façon identique aux transfluences déjà étudiées. Le synclinal tertiaire rempli de molasse est attaqué, au N et au S, par des affluents de l'Ebron et du Buech qui, rapprochant leurs têtes, pratiquent d'abord un col d'érosion régressive susceptible de s'abaisser notablement par ce seul processus longuement poursuivi. Ensuite l'englacement du Trièves est tel qu'à un moment donné le glacier déborde par le col. Aussitôt le lobe diffluent érode par lui-même et ses eaux de fonte, et la diffluence est crée . L'opération a pu être rapide dans les sédiments meubles, sableux et marneux, de l'Aquitanien.

L'influence directrice du glacier du Trièves apparaît bien sur le profil longitudinal (fig. 37). On voit le surcreusement très net par rapport au Bochaine, qui se présente donc comme une vallée suspendue. Ce n'est pas non plus un auge typique, cela pour des raisons structurales (synclinal) et à cause de remaniements sur les versants, phénomène que nous examinerons aussi ultérieurement.

II.2.3.5. Seuil Bayard. Le seuil Bayard, dernière grande transfluence externe joignant Drac (Champsaur) à Durance (Sillon de Gap), peut être qualifié de zone transfluente, groupant un ensemble de 4 transfluences élémentaires franchies par les cols Bayard, de Manse, du Collet et de Moissière (fig. 37). Dans ce complexe, le seuil Bayard proprement dit (col Bayard plus plateau Bayard et col de Manse) occupe une largeur qui n'a pas moins de 7 km entre Charance et Puy-de-Manse. Le complexe entier, de Charance à Piolit, mesure environ 14 km tout au long desquels les glaciers de la Durance et du Drac s'affrontaient selon une limite exactement E-W. Il est en effet très curieux de constater la symétrie en plan parfaite du Sillon de Gap et du Champsaur par rapport à un axe E-W passant au col Bayard, au Puy-de-Manse et au Piolit. L'effet est saisissant sur la carte topographique Gap au 1/100 000. Cette disposition est en relation non seulement avec la structure mais aussi avec l'origine de cette énorme brèche due à un ancien passage de la Durance miocène vers le Drac.

La situation structurale du complexe transfluent de Bayard est des plus compliquée puisqu'il se trouve à cheval sur les zones externes (autochtone) et interne (nappes exotiques du Subbriançonnais et du Flysch à Helminthoïdes piémontais)(fig. 38). Mais, en première approximation, on peut dire qu'il se trouve sur une zone anticlinale du substratum autochtone, ce qui a pour effet de ménager une considérable surface aux affleurements de Terres Noires qui en forment le coeur.

A cette structure simple se superposent les différentes unités internes. Vient d'abord, en simple transgression et discordance, le niveau autochtone ultradauphinois des Grès du Champsaur, qui affleurent à la Tour Saint-Philippe. Puis lui sont superposées les diverses nappes internes dont nous pouvons localement distinguer au moins trois unités (Digitation d'Ancelle), la nappe moyenne, très complexe, comprenant les zones subbriançonnaises et briançonnaises surmontée de nouveau par le Flysch à Helminthoïdes du corps principal de la nappe. Seule la transfluence de Moissière se situe dans les zones internes.

Aucun problème ne se pose donc pour le Seuil Bayard proprement dit, occupant l'axe de l'anticlinal entre la crête tithonique de Charance et le sommet de Crétacé inférieur du Puy-de-Manse. En ce qui concerne la transfluence du Collet, elle provient à l'origine du dénivellement par faille de la région de Bayard par rapport à la zone du Collet, remettant à jour les Terres Noires à l'E du Chapeau de Napoléon. Quant au col de Moissière, il se situerait sur le passage d'une fracture importante intéressant aussi bien les nappes internes que le substratum autochtone du Dôme de Rémollon (voir carte géologique 1/80 000 Gap, 4e ed.). La structure, ici encore, commande donc bien directement la morphologie.

Qaunt à la formation de la transfluence elle-même, son origine est une section de vallée morte très ancienne (fin du Miocène) (cf. I.3.4.). Sa largeur inusitée, son allure très émoussée sont le gage qu'elle vit passer de nombreux glaciers et peut-être tous les plus grands glaciers du Quaternaire. C'est avec la Matheysine, et peut-être avant elle, la plus ancienne transfluence de la région. On sait qu'elle fonctionna parfaitement au Riss, avec sa configuration presque actuelle (M. GIDON et G. MONJUVENT ,1969). Il est hors de doute qu'elle fut utilisée au Mindel. Le faible enfoncement du Sillon de Gap (400 m environ)joint au fait qu'il fut le chemin principal du grand glacier durancien suggère que la transfluence dut fonctionner dès les premières glaciations, c'est-à-dire très tôt au Quaternaire.

Enfin cette transfluence fonctionna souvent en diffluence mais, même aux pléniglaciaires, le courant principal fut toujours dirigé de la Durance vers le Drac, ceci en raison de la supériorité du glacier durancien que nous chif-

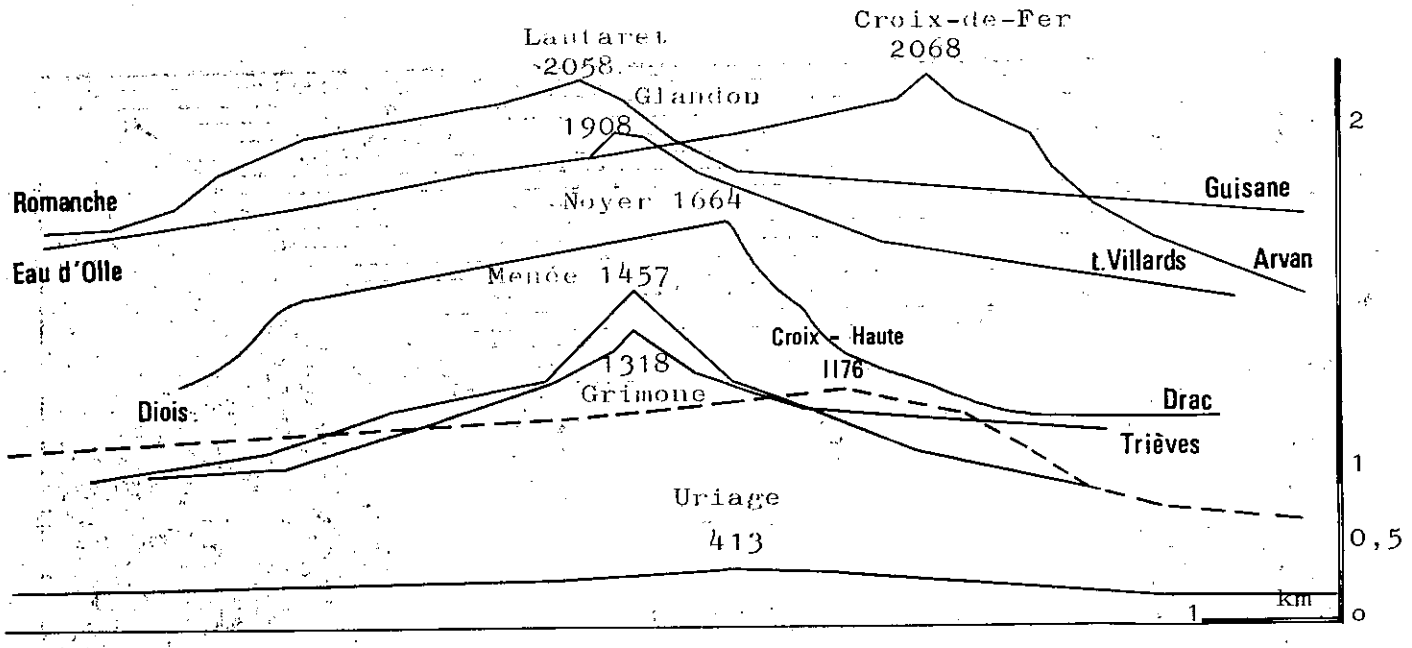


Fig.37. PROFILS DES PRINCIPAUX COLS NON TRANSFLUENTS.

(sauf la Croix-Haute, diffluent).

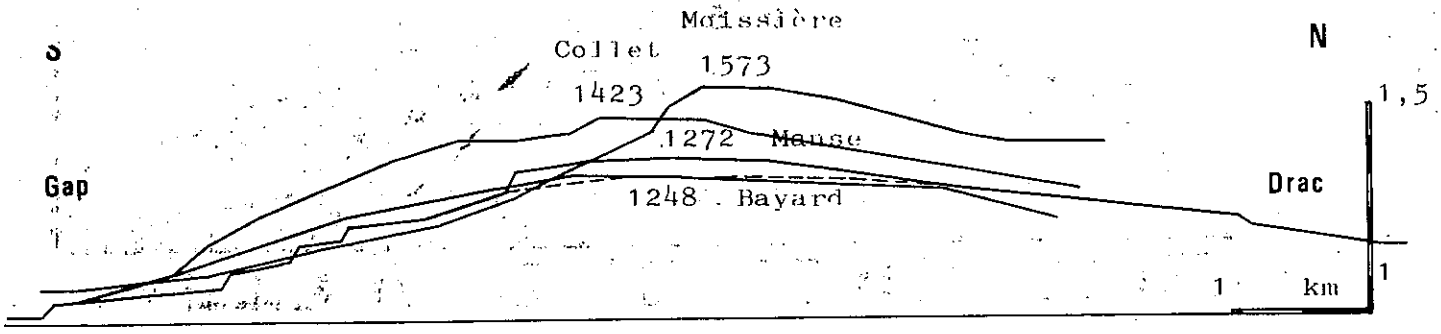


Fig.39. PROFILS DES COLS TRANSFLUENTS DU SEUIL BAYARD. Comparer avec la fig.37.

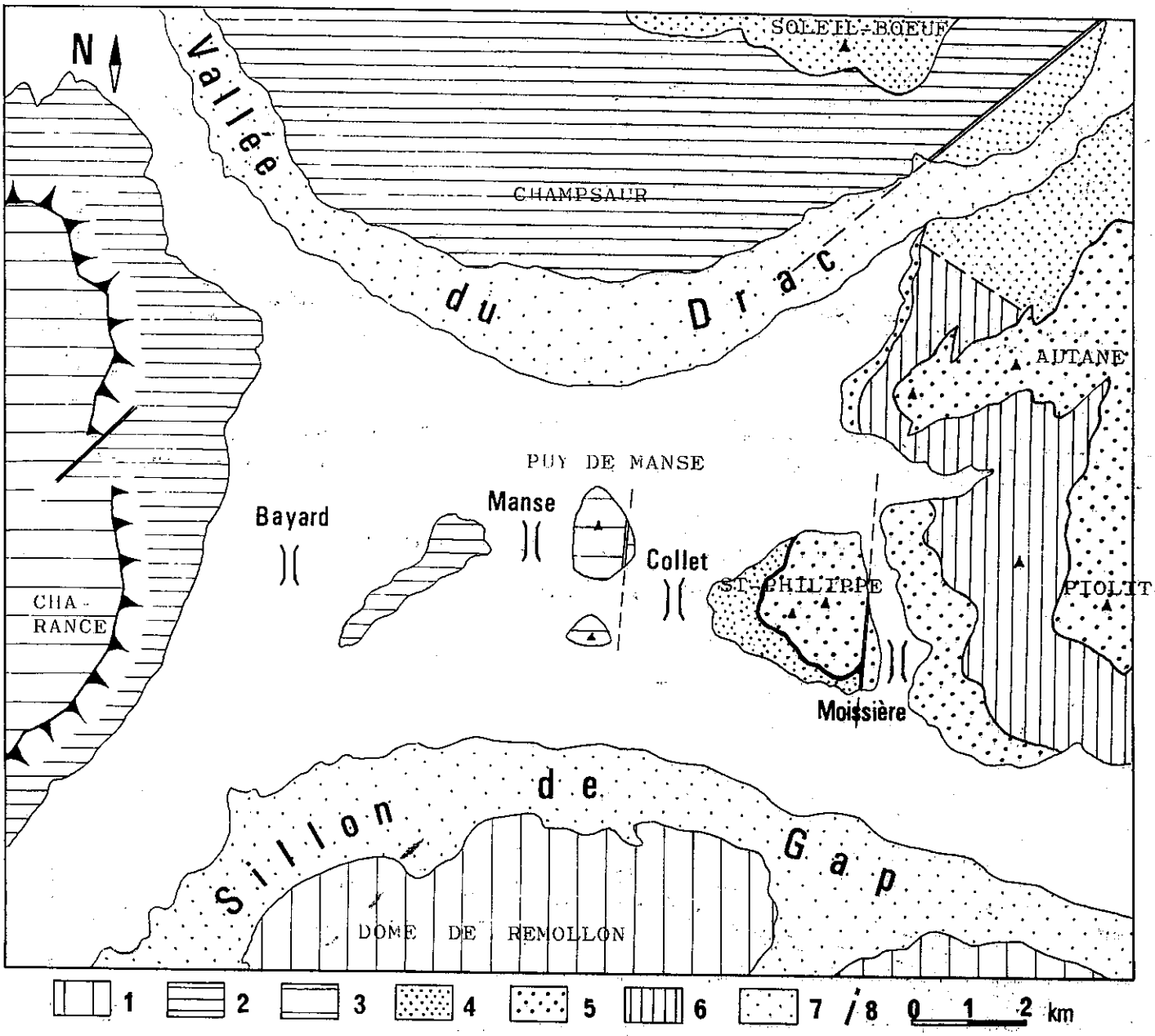


Fig.38. SCHÉMA STRUCTURAL DU SEUIL BAYARD ET SITUATION DES QUATRE COLS. 1.Dôme de Remollon (Lias), 2. Terres-Noires, 3. Jurassique moyen-supérieur et Crétacé, 4. Grès du Champsaur, 5.Flysch à helminthoïdes, 6. Zone subbriançonnaise, 7. Fonds de vallée, 8. Principales fractures. Quaternaire en blanc.

frerons plus loin. C'est ce que traduit bien non seulement la dissymétrie de la transfluence elle-même, régulièrement et doucement pentée vers le N, mais aussi le surcreusement beaucoup plus important du Sillon de Gap par rapport au Champsaur, la différence atteignant environ 200m.

II.2.3.6. Le Val de Lans. Le plateau du Villard-de-Lans, en Vercors, installé dans un vaste synclinal miocène, fut envahi de glaces locales au Quaternaire. Sa morphologie a été étudiée en détail, surtout par A.ALLIX(1914) et J. BLACHE (1931), ainsi que ses dépôts glaciaires. Mais ces deux auteurs ne se sont pas avisés d'une particularité essentielle à nos yeux pour expliquer correctement la morphologie de cette région. Au maximum de Würm, la vallée de Lans, située aujourd'hui à l'altitude maximale de 1004 m, se trouvait plus bas que le niveau principal des glaces du Grésivaudan et de la Cluse de Grenoble. Par suite cette vallée haut perchée, suspendue, fonctionna comme diffluence du glacier alpin en même temps qu'elle était envahie par les glaciers locaux notamment du revers de la cuesta urgonienne du Moucherotte-Moucherolle. On peut en être certain par le fait que nous connaissons le niveau minimal des glaces würmiennes alpines grâce aux moraines latérales de Saint-Nizier, et qu'il est non moins certain que le val de Lans ne fut pas recreusé au Postglaciaire. Il est garni d'un tapis de matériaux alluvionnaires d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur environ, ce qui fait que son fond d'auge, taillé dans les sédiments molassiques, se trouve vers l'altitude 950 m seulement.

Le profil de la transfluence de Lans, qui joint l'Isère moyenne à l'Isère inférieure par le centre du Vercors, est typique et a été figuré sommairement par J. BLACHE (1931). De Jaume à Villard-de-Lans, le plateau du Vercors est quasiment horizontal, en fait très peu penté vers le S, dans le sens de la transfluence iséroise. De plus lorsque l'on regarde les profils respectifs du Furon et de la Bourne qui drainent ses deux extrémités, on s'aperçoit de l'évolution très supérieure du Furon ; on peut se demander pourquoi le Furon n'a pas capturé la Haute Bourne, annexant ainsi le pays de Lans à son bassin comme il semble en situation de le faire. La réponse à ce paradoxe est, encore une fois, l'action glaciaire.

Ce sont les eaux diffluentes du glacier alpin dont un lobe remontait le Furon qui, bloquant l'érosion fluviatile dans cette vallée, ont contribué avec le Haut-Furon nécessairement détourné vers la Bourne à creuser les célèbres gorges si profondément. Pendant ce temps, le Bas-Furon envahi de glaces stagnantes se trouvait protégé de toute érosion. Ainsi, pendant tous les Pléniglaciaires, il y avait une érosion fluviatile exacerbée dans la vallée de la Bourne et de ses affluents, tandis que la vallée du Furon était au contraire mise sous scellé, et n'évoluait pas. Cette disposition particulière explique donc bien le paradoxe du Furon, le plus capable d'érosion mais aussi le plus empêché au profit de son concurrent la Bourne.

Au surplus, à la déglaciation, la Bourne bénéficiait du concours du Haut-Furon détourné par les glaciers, et ainsi capturé à son profit. Il fallait donc que le Bas-Furon récupère d'abord son cours supérieur en le recapturant, ce qu'il a d'ailleurs fait. La capture eut lieu à Lans même. On voit bien l'ancien cours du Haut-Furon des Jailleux, actuellement sec et suspendu au-dessus du nouveau cours Les Bernards - l'Olette, se diriger vers le SW. La faible hauteur du gradin nous indique que cette opération se fit récemment.

Deux questions se posent encore. Jusqu'où s'est étendue la langue glaciaire iséroise ? En effet, on ne trouve aucune moraine alpine dans le Val de Lans, sauf quelques éléments cristallins très rares, déjà signalés par Ch LORY, (1860). A quelle date eut lieu la réalisation de la transfluence ? Questions délicates auxquelles il est difficile de répondre.

Une première comparaison du Val de Lans avec celui d'Autrans, son voisin immédiat mais isolé, nous montre un encaissement à peine plus important du premier (quelques dizaines de mètres). Donc il n'y eut pas de surcreusement. Cela ne surprendra pas étant donné la hauteur très grande (plus de 800m) du Val de Lans au-dessus de la Cluse de l'Isère. Ce n'est que la partie tout-à-fait supérieure du glacier isérois qui diffluait.

Ensuite le Val de Lans fut occupé par des glaces locales, descendant de l'E. Ces glaces autochtones bloquaient donc, à proximité de l'entrée, celles de l'Isère qui, étant faibles, ne pouvaient s'imposer à elles. De plus l'orifice de sortie très étroit (gorge des Jarrands) arrêtait l'ensemble des glaces locales. Les glaciers de Lans étaient donc un système fermé, bloqué de toutes parts. Il est d'ailleurs peu douteux que c'est le gonflement de ces glaces locales bloquées qui a provoqué l'ouverture de la trouée des Jarrands, par débordement glaciaire et creusement d'un chenal transverse d'eaux de fonte. Le chenal une fois amorcé, toutes les eaux de fonte s'y sont concentrées, provoquant l'incision que l'on connaît. La Bourne est d'ailleurs le seul cours d'eau qui traverse perpendiculairement tout le Vercors. Elle le doit probablement à cette action glaciaire, mais dans son haut cours seulement.

Dans ces conditions le faible creusement du Val de Lans s'explique bien mais ne permet pas de datation. Une tentative de ce genre nous conduirait d'ailleurs trop loin en dehors de notre sujet. Nous savons pourtant qu'elle a fonctionné au Würm.

II.2.4. LES COLS.

Parmi les nombreux cols qui permettent le passage du bassin du Drac dans les vallées voisines, certains sont célèbres (Lautaret, Glandon, Croix de Fer), et ont toujours été cités comme cols de transfluencesglaciaire. Tous atteignent ou dépassent 2 000 m et sont situées à l'E de notre domaine. Aucun col ne permet de passer du Pelvoux en Vallouise. Côté Dévoluy, le col du Noyer (1 664 m) à forme d'auge glaciaire parfaite, est également cité comme diffluence. Par contre aucun col de ce genre n'a jamais retenu l'attention côté Vercors ou Diois. Pourtant nous venons de voir qu'une diffluence de taille y existe, celle de la vallée de Lans, fonctionnelle au Würm avec certitude mais aussi au Riss et peut-être avant. Quant aux autres cols, ils sont trop élevés pour avoir jamais difflué. D'ailleurs la muraille urgonienne ne montre aucune brèche du Moucherotte à la tête de Praorzel. Même le graben de la Cléry (1 800-1 900 m) et celui du Jasneuf, moins élevé (1 600m), quoique certainement englacés aux Péniglaciaires, n'ont jamais reçu de glace alpine en raison de leur altitude trop forte. De même les cols de Menée (1 457m) et de Grimone (1 318m), permettant la liaison Trièves et Bochaine-Diois, ne furent jamais atteints par les glaciers alpins. D'ailleurs leur morphologie est très nettement fluviatile, comme on peut s'en rendre compte par l'établissement de leur profil (fig. 37A).

Seul, le col du Prayet (1 197m) a peut-être servi de transfluence entre les bassins d'Esparron et de Chichilianne au moment du maximum d'extension des glaciers alpins. Mais ce n'est pas une certitude et nous verrons pourquoi. Enfin, tout au long de la bordure orientale du Vercors, les cols de Gros-Moran (750m), de l'Epérimont (1 170m), de l'Arzelier (1 080m), de l'Allimas (1 352 m), séparant les bassins locaux, ont été soit des transfluences soit des diffluences minimes. A l'intérieur même du bassin, de nombreux cols dont le type est le col de la Festinière entre Drac et Matheysine, ont été aussi transfluents et diffluents. Mais le nombre considérable de ces formes nous dissuade de les traiter toutes à part. Nous évoquerons les problèmes qu'ils posent lors de l'étude détaillée du Quaternaire. Nous en tenant, dans ce chapitre, aux notions d'ordre plus général, nous ne traiterons donc que les cols du Glandon, de la Croix de Fer , du Lautaret et du Noyer, les plus sinon les mieux connus.

II.2.4.1. Glandon . Les cols du Glandon et de la Croix de Fer permettent de passer de la haute vallée de l'Eau d'Olle (Romanche) dans la Maurienne (Arc) par les ravins des torrents des Villards et de l'Arvan. L'absence de bassin de réception dans ces hautes vallées fait penser aussitôt qu'il s'agit de passages glaciaires, donc de transfluences. Mais regardons plutôt leurs profils en long (fig. 37 A).

Le Glandon est un véritable seuil (1 908 m) entre les deux vallées, à partir duquel les torrents descendent rapidement. Aucune parenté n'est visible entre ce profil et ceux des véritables transfluences (fig. 39) qui, toutes, montrent une section au moins de vallée morte. L'allure d'érosion régressive est particulièrement nette côté Maurienne, en raison du niveau de base plus déprimé et plus proche de l'Arc. Côté Eau d'Olle, le col du Glandon n'échancre que latéralement la haute vallée et n'est pas situé à sa tête, ce qui explique l'apparence plus régulière et modérée de la pente. Enfin, si transfluence il y avait eu, elle aurait dû calibrer une belle auge glaciaire à la manière de celle de Venosc, puisque creusée dans les mêmes schistes liasiques. Or ce n'est pas le cas. Le Glandon n'a donc été ni transfluence ni diffluence.

Pourtant il est certain que l'Eau d'Olle fut englacée au Quaternaire. Mais le col se situe à l'extrémité de la chaîne des Grandes-Rousses, en un point relativement bas où le socle s'ennoie périclinalement sous la couverture sédimentaire dauphinoise. Il n'y a eu ici que des glaciers locaux très mineurs, expliquant ainsi le faible calibrage et creusement de l'auge supérieure bien qu'elle soit en roches tendres. Comme nous le verrons plus tard, le développement maximal des glaciers des Rousses fut latéral, en non longitudinal, ce qui explique dette disposition morphologique.

II.2.4.2. Croix de Fer . Encore plus typique d'un col de recoupement fluviatile par érosion régressive est celui de la Croix-de-Fer (fig. 37A). Plus élevé (2 068m), il présente aussi une arête beaucoup plus aigüe, et une dissymétrie entre ses deux versants de même origine que celle du Glandon. Le col est en effet situé juste au milieu de l'extrémité nord des Grandes-Rousses, en plein socle hercynien. C'est pourquoi la pente côté Maurienne est supérieure. A plus forte raison que pour le Glandon, la Croix de Fer ne fut jamais diffluence ni transfluence glaciaire.

Cela pose le problème du niveau général des glaces, lors de l'extension maximale, dans les hautes vallées alpines. On sait que la Maurienne nourrit un glacier considérable, de même que la Romanche et l'Eau d'Olle. Mais la surface des grands glaciers quaternaires n'a pas atteint, au droit de Saint-Jean-deMaurienne et de Bourg-d'Oisans, l'altitude de 2 000m, compte tenu de l'abaissement possible par érosion régressive des cols en question. Voilà une notion qui mérite d'être confirmée par d'autres par exemples et d'autres méthodes d'évaluation, ce que nous ferons ultérieurement (cf. III.3.).

II.2.4.3. Lautaret . Sa situation structurale est bien connue sur la plus grande ligne de discontinuité des Alpes. Lui aussi, pourtant, ne doit son existence qu'à l'érosion régressive de deux têtes de torrents mineurs affluents des cours d'eaux principaux de la Haute-Romanche et de la Guisane (Durance).

Encore plus que Glandon et Croix-de-Fer, le Lautaret, situé à l'écart des courants principaux à la fois de glace et d'eau. Ainsi, côté Romanche, cette rivière est fortement surcreusée en auge d'où part, rive droite, un petit affluent, le Rif du Pied du Col, remontant dans les marnes et calcaires marneux du Jurassique jusqu'au cirque de Laurichard qui ébrèche le Combeynot. Côté Guisane, le cours d'eau principal part du Pic des Trois-Evêchés, descend droit au SE et forme la Guisane d'où un minuscule affluent de rive droite remonte en direction du Lautaret. Ce sont les parois latérales de ces deux minuscules bassins de réception torrentiels qui, se recoupant, ont ménagé le col.

Le glacier Romanche suivait le cours actuel par Arsine, le Villard d'Arène etc. Il ne pouvait en aucune façon travailler en direction du col qui se trouve dans le sens opposé à son courant. La même chose se produisait côté Guisane. Le glacier des Trois-Evêchés, d'ailleurs peu puissant, ce sommet ne dépassant par 3 118 m et l'orientation SE étant défavorable, enfilait l'auge de Roche-Noire puis la Guisane, laissant à droite et en arrière le ravin du Lautaret, s'il existait, dans lequel il ne pouvait agir efficacement.

Restent alors les cirques nord du Combeynot où un glacier subsiste encore. Mais, en raison de la faible altitude de ce petit massif (3 156 m), il est peu probable que des glaciers notables aient pu s'y développer. Ce furent de petits glaciers de cirque de dimensions très réduites et, de toute façon, bloqués dans leur action érosive par les barrages que les glaciers principaux de la Romanche et de la Guisane leur opposaient. Englacés plus tardivement, déglacés plus précocement à cause de leurs dimensions réduites et de leur faible altitude, ces glaciers ne pouvaient avoir aucune action morphogénétique sensible.

Une seule possibilité reste donc : le col du Lautaret a été façonné par recoupement des ravins latéraux déjà cités aux époques où le courant de glace n'emplissait pas toute l'auge principale, c'est-à-dire à tout moment et même aux périglaciaires. L'érosion fluviatile et la solifluxion périglaciaires ont dû se succéder dans ces roches meubles sans que l'on puisse faire respectivement leur part.

II.2.4.4. Pseudo transfluence du Noyer. Le col du Noyer, que nous pouvons qualifier d'interne, permet le passage à 1 614 m du Champsaur au Dévoluy. C'est le seul col qui assure une pénétration transversale dans ce massif à travers la muraille sénonienne très élevée, dépassant partout 2 500 m. Les deux autres entrées, sont, au N les gorges de la Souloise, au S le Col du Festre (1 441 m): toutes formations strucutrales dans l'axe du synclinorium dévoluard. C'en est donc un point très singulier.

Sa relation avec la tectonique est évidente (fig. 21). Cependant son profil transversal en auge glaciaire typique et son profil en long très adouci de vallée suspendue le désignent semble-t-il comme transfluence glaciaire manifeste (fig. 37 A).

Pourtant ce n'est pas le cas. Il est douteux que le Champsaur, toujours peu englacé, ait jamais contenu un appareil s'élevant aussi haut (au moins 1 700 m sinon plus) même à l'époque du maximum glaciaire. Son façonnement dut avoir une autre cause, qui ne peut être que locale.

Or on a sous les yeux, à proximité même de ce col, l'état dans lequel se trouvait la haute vallée glaciaire du Noyer avant qu'elle ne fût transformée en pseudo-transfluence. C'est la vallée jumelle de Combe-Saume, auge glaciaire locale, typique, encore encombrée de moraines, descendant du cirque de la Fontaine du Vallon pour, par un coude de 90 °, prendre la direction de Pierre-Grosse. En amont de ce vallon, le Col de la Saume (1 705 m), n'est que de peu plus élevé que celui du Noyer (41 m), et il est de recoupement torrentiel. Le torrent de Laus, affluent du Drac situé très en contre-bas (807 m) travaille en effet actuellement à reculer sa tête, pratiquant ainsi la brèche du col de la Saume. Si son action se poursuit encore un certain temps, ce col sera encore abaissé par recoupement, suite à l'extension du bassin de réception torrentiel. Un recul horizontal de 200 m seulement suffirait à transformer la Combe de la Saume en un nouveau col du Noyer absolument symétrique de ce dernier.

C'est donc manifestement à une action semblable qu'est due la coupure, en amont, du cirque glaciaire du col du Noyer. Le responsable en est le torrent de Font Blanche, dont le haut bassin torrentiel échancre l'auge du Noyer par une falaise subverticale jusque sous le Pic Ponson où, par raison de symétrie toujours, devait se placer le cirque glaciaire initial, aujourd'hui disparu.

Une telle coupure torrentielle n'a pu être très rapide. C'est pourquoi elle est vraisemblablement assez ancienne. Nous n'avons aucun moyen d'en préciser la date, mais nous pensons qu'elle doit remonter avant l'extension maximale du Würm.

II.2.5. CONCLUSION.

Transfluences, diffluences et biffluences sont donc nombreuses et caractéristiques dans notre région. Elles sont d'origine variée, de formation ancienne ou récente, mais elles ont cependant deux caractéristiques communes et constantes :

- elles sont toutes situées sur des axes structuraux importants, favorables au creusement ;
- elles ont toutes été façonnées par un processus identique, celui de l'action érosive d'un lobe glaciaire issu d'un glacier puissant (le glacier directeur), aidé par les eaux de fonte. Aucune exception à cette règle n'a pu être

relevée, laquelle est donc, dans le bassin du Drac, d'ordre général.

II.3. OMBILICS ET VERROUS.

Parmi les formes glaciaires, les ombilics et les verrous sont, beaucoup plus que les auges dont on a vu le caractère peu typique, les marques caractéristiques de l'action des glaciers. Seuls en effet les appareils glaciaires sont doués de la faculté, non seulement d'effectuer de profonds surcreusements ou dépressions, d'autres agents ayant le même pouvoir, mais surtout de s'écouler à contre-pente, quelquefois sur plusieurs centaines de mètres de dénivelée. On ne peut donc à ce titre, et toutes proportions gardées, comparer l'écoulement glaciaire qu'à celui du vent, lui aussi capable d'agir à contre-pente, mais en aucune manière à celui de l'eau. C'est pourtant la comparaison qui revient sous la plume de presque tous les auteurs qui ont traité de morphologie glaciaire.

Comme pour les diffluences et transfluences, notre domaine est la patrie des ombilics et des verrous. L'Oisans, qui en recèle de beaux exemples, a été le plus étudié . A cet égard R. BLANCHARD (1916) a fait une monographie détaillée et remarquable du verrou de Grenoble, à laquelle nous renverrons le lecteur. Mais dans son étude sur l'Oisans, A.ALLIX (1929) a abusivement étendu le terme de verrou à toutes les bosses et moindres irrégularités qui accidentent toujours les versants rocheux, tendant par là à affaiblir la définition de cette forme qui, selon nous, est une barre rocheuse obstruant le cours d'une vallée par un rétrecissement tel que la rivière le franchit en un étroit défilé, alors qu'à l'amont et à l'aval la vallée possède un profil régulier, normal ou au moins habituel pour le pays. Les verrous peuvent être grands ou petits, mais leur caractéristique principale est d'être à l'échelle du relief environnant. Pour qu'un verrou rocheux mérite le terme de verrou, il faut qu'il introduise une discontinuité relative importante dans la vallée, capable de perturber significativement l'écoulement de la glace, sinon ce n'est qu'une forme mineure du relief glaciaire.

Notons que nous n'avons pas associé verrou et ombilic. Ils vont souvent de pair, mais nous donnerons des exemples du contraire.

Il y a enfin la question de la résistance des roches dans la formation des verrous. Généralement en roche dure, on en a donné de multiples exemples en roche tendre. Là aussi il y a une confusion que l'étude de notre région aidera à dénoncer. Il n'y a pas de verrou en roche tendre dans celle-ci. Ceux qui ont été cités ainsi le furent abusivement. Il est vraisemblable qu'ailleurs il en est de même, et nous montrerons pourquoi.

La datation des verrous, plus encore que celle des transfluences et diffluences, est délicate. Elle a été utilisée par de nombreux auteurs mais, à notre avis encore, de façon abusive. On ne peut pas dater les verrous. Ce sont des formes polychronologiques pérennes, comme nous allons tenter de le montrer. Nous allons d'abord citer la liste limitative des ombilics et verrous notables de notre région, dont la définition ne saurait faire de doute, et dont suivra une étude spéciale. Les autres seront évoqués chemin faisant lorsque nous en serons à l'examen détaillé d'une région (fig.40)

Le verrou le plus spectaculaire et le mieux connu est celui de Grenoble, entre Vercors et Chartreuse, en amont duquel se creusent l'ombilic de Grenoble et l'auge du Grésivaudan. Ces deux formes sont à la limite de notre domaine, mais leur caractère est exemplaire. Nous étudierons aussi le verrou de Champ-sur-Drac, à l'amont du confluent de la Romanche, dans lequel cette dernière rivière a creusé la gorge des Etroits de Vizille. De Vizille à Séchilienne s'étire l'ombilic de Vizille, petit mais très caractéristique, présentant la singularité d'être situé entre deux verrous, celui de Champ et celui de Séchilienne, appelé encore " Portes de l'Oisans ". L'ombilic de Bourg-D'Oisans, est lui aussi célèbre, en amont du défilé dépourvu de verrou des gorges de Livet. Remontant toujours la Romanche, nous examinerons le verrou du Chambon, sur lequel le barrage est construit , et derrière lequel s'élargit le modeste ombilic de Maleval. Aucun autre verrou notable, si ce n'est celui du Pas de l'Ane à Falque, n'apparaît plus en amont.

Nul verrou véritable n'accidente la vallée du Vénéon. Le prétendu verrou du Bourg-Arud, déterminant la petite plaine du Plan du Lac, est célèbre mais nous montrerons son caractère factice.

Le verrou du Pont-du-Prêtre qui limite le petit ombilic du Valbonnais est digne d'être connu. Celui d'Entraigues, au débouché de la Malsanne, abritant le petit ombilic du Périer, est beaucoup moins important.

Enfin, dans la vallée du Drac, le seul verrou qui vaille la peine d'une description est celui de Beaufin. Il a joué un grand rôle dans la morphologie du Champsaur à l'aval duquel l'ombilic de Chauffayer s'évase. Le " verrou " de Saint-Firmin, au débouché du Valgaudemar, fut décrit en détail mais il n'a aucune influence morphologique ; c'est le type même de bosses résiduelles mineures.

Côté subalpin, nous ne pouvons qualifier de verrous les multiples défilés par lesquels s'acheminent les cours d'eau des petits bassins monoclinaux. Bien sûr ces bassins ayant contenu des glaciers, les cluses tithoniques ont fonctionné comme verrous, mais leur existence n'est pas due à l'action glaciaire. Sauf exception, nous ne les mentionnerons pas. Il en est de même du défilé de la Souloise, en aval de Saint-Didier-en-Dévoluy, où R. BLANCHARD a situé un ombilic glaciaire. Notre avis est qu'il n'y a là ni ombilic, ni verrou, nous verrons pourquoi.

Reste enfin la question des verrous en roche tendre. A.ALLIX cite ceux de la Paute dans la plaine de Bourg-d'Oisans, de Mizoën-Cucullet (Le Chambon) et du Villard d'Arène. Nous examinerons donc en détail ces formes

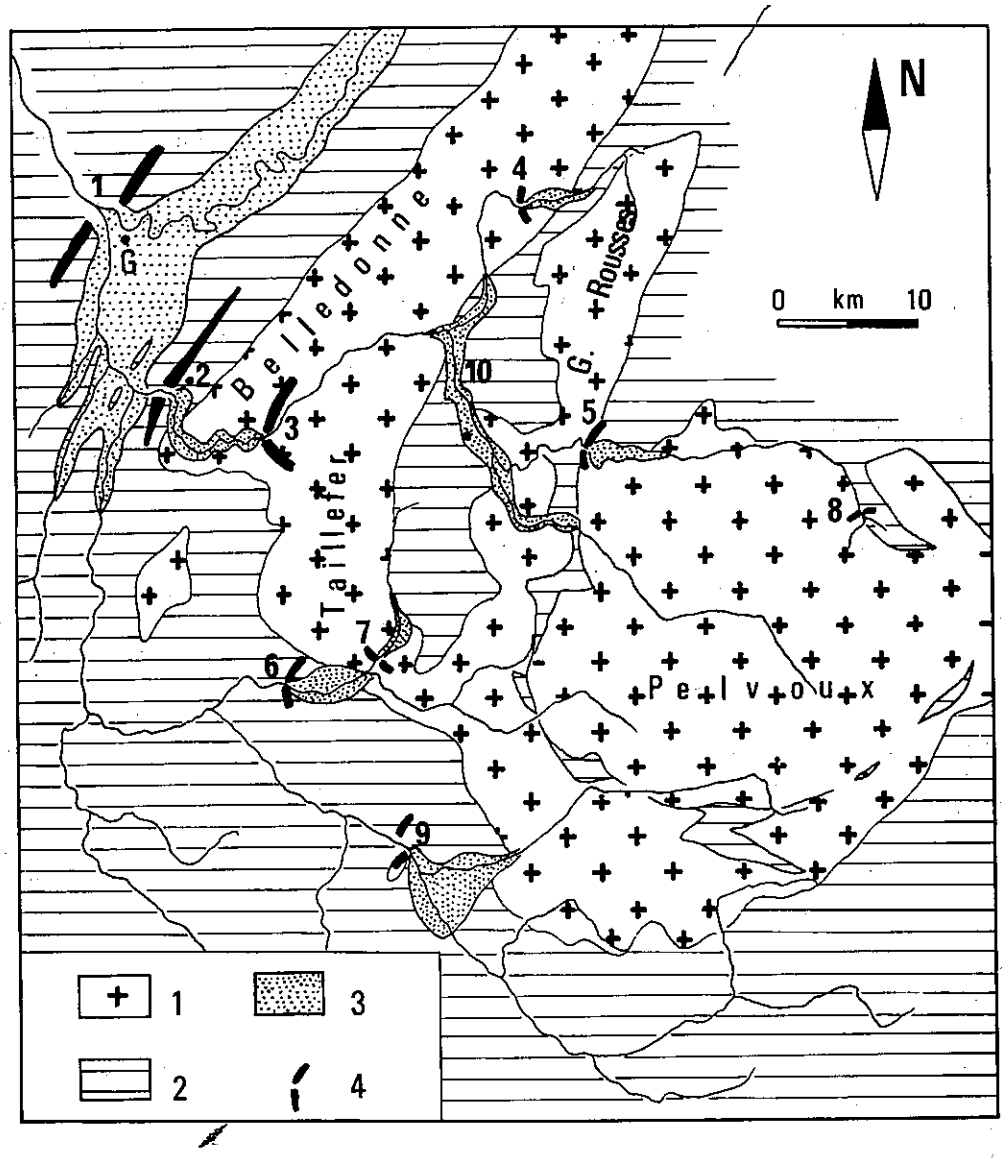


Fig.40. PRINCIPAUX VERROUS ET OMBILICS DAUPHINOIS.
1. Socle hercynien, 2. Couverture sédimentaire, 3. Ombilics, 4.Verrous. Localisation : 1. Verrou de Grenoble et ombilic du Grésivaudan, 2. Verrou et ombilic de Vizille, 3. Verrou de Séchilienne (portes de l'Oisans), 4. Verrou et ombilic de Grand-Maison, 5. Verrou du Chambon et ombilic de Malaval, 5.Verrou du Pont-du-Prêtre et ombilic du Valbonnais, 7. Verrou d'Entraigues et ombilic du Perrier, 8. Verrou (barre) du Pas-de-l'Ane-à-Falque, 9.Verrou d'Aspres-Beaufin et ombilic de Chauffayer.
Remarquer qu'un ombilic ne précède pas nécessairement un verrou (3,8, et moins schématiquement 4,5).

paradoxales avant de terminer par une réflexion sur les enseignements que l'on peu tirer de l'analyse morphologique des ombilics et verrous de notre région, notamment au sujet de leur localisation et de leur génèse.

II.3.1. LE VERROU DE GRENOBLE.

R. BLANCHARD (1916), qui l'a étudié très en détail, a limité ses recherches sur le façonnement glaciaire à l'altitude de 700 m, à partir de laquelle les formes glaciaires seraient " complètement oblitérées ". Au contraire, les formes glaciaires sont particulièrement fraîches et spectaculaires sur le plateau de Saint-Nizier, à plus de 1 000m, d'où s'échappe la célèbre gorge du Pas du Curé , elle aussi révélée et décrite en détail par M. GIGNOUX et L. MORET (1962), cela pour le versant Vercors. Il en est de même du versant Chartreuse (Rachais) qui, bien que ne faisant plus partie de notre domaine, montre une morphologie analogue à la même altitude que le plateau de Saint-Nizier.

D'après nos recherches, c'est toute la zone s'étendant du Moucherotte au Saint-Eynard qui est façonnée en verrou par le glacier alpin. Ainsi, côté Chartreuse, la totalité de l'arête tithonique du Mont-Rachais forme verrou, alors que côté Vercors c'est l'ensemble du plateau des Guillets. L'horizontalité de ces deux môles transversaux exprime bien la notion de barrage, rompu au niveau de la cluse par deux versants descendant en escaliers rapides jusqu'au niveau de l'Isère. C'est bien un verrou à la taille de l'immense glacier alpin qui occupait le Grésivaudan jusqu'à l'altitude de plus de 1 100 m (fig.41).

Le verrou est entièrement façonné, côté Vercors, à la surface de l'anticlinal sénonien de Sassenage, ici débarrassé de son enduit molassique par l'abrasion des glaciers. Côté Chartreuse, c'est l'anticlinal tithonique du Mont-Rachais qui a résisté, le Crétacé inférieur marneux en ayant été partout décapé.

Les ressauts qui accidentent les deux versants sont dus, côté Vercors, à la mise en relief de l'Urgonien de la falaise de Sassenage. La superposition étant ici normale, l'épaulement correspond au sommet des calcaires massifs et le replat aux couches tendres du Néocomien (fig.42). Côté Chartreuse, les ressauts beaucoup plus nombreux intéressent uniquement le Tithonique. Ils correspondent fidèlement à un système de failles parallèles, faisant descendre en escalier le substratum en direction de l'Isère.

L'ensemble du verrou correspond donc aux seules roches sédimentaires dures offrant une certaine continuité dans les chaînes subalpines. Le contraste entre les étages d'affleurement de part et d'autre de la vallée suffit à exprimer, sans plus de commentaire, la structure faillée(graben) qui a donné lieu à l'individualisation première de la cluse.

Le détail des formes, replats et ressauts, correspond toujours soit à la lithologie (Vercors), soit à la lithologie et la tectonique (Chartreuse). Il est par conséquent indubitable qu'à l'échelle de l'ensemble ou du détail, le verrou de Grenoble offre une morphologie en accord à la fois avec la nature des roches (calcaires compacts, durs) et avec la structure faillée de la région.

Mais le plus intéressant est la sculpture glaciaire de ce verrou, aussi bien côté Vercors que Chartreuse. La retombée sénonienne du plateau de St-Nizier a été décrite par R. BLANCHARD, mais c'est au-dessus que les formes les plus caractéristiques apparaissent.

Sur le plateau de Saint-Nizier, le Pas du Curé n'est pas le seul cañon d'érosion par les eaux glaciaires. Un second, moins célèbre mais non moins typique, le double un peu plus au N : la Combe de Lavaresse. Les eaux qui creusèrent ce défilé suspendu provenaient de la même région des Guillets, mais après une phase de retrait du glacier de quelques centaines de mètres.

L'arête sommitale de l'anticlinal sénonien est de même franchie en six points par des brèches transversales, petites vallées mortes suspendues creusées par les eaux de fonte du glacier dont le retrait derrière cette crête s'était interrompu une troisième fois, construisant un troisième cordon morainique (cimetière militaire-Le Mollard). Ensuite, aucune forme nette ni d'érosion ni d'accumulation n'existe plus jusqu'au chenal du Grand Pariset, où l'étude de R. BLANCHARD commence.

Ainsi, le plateau de Saint-Nizier montre un complexe de moraines et de chenaux glaciaires imprimés dans le substratum calcaire, ceci au cours d'étapes de retrait du glacier würmien caractérisées par les moraines latérales que nous étudierons ultérieurement.

De l'autre côté de la cluse, l'arête tithonique du Mont Rachais est pareillement sculptée de chenaux de fonte et garnie de moraines. Mais, beaucoup plus étroite que le plateau d'en face, la morphologie y est beaucoup moins complète malgré une égale fraîcheur. On n'y trouve que deux cordons morainiques parallèles et quatre chenaux de fusion eux aussi imprimés dans le calcaire, témoins de seulement deux étapes de retrait du glacier.

L'altitude du Rachais est aussi inférieure à celle de Saint-Nizier (1 029m au lieu de 1 113 m). Aussi n'est-on même pas sûr qu'il y ait concordance des moraines d'une rive à l'autre. Il est probable que celles du Rachais, plus basses, sont légèrement plus récentes tout en appartenant naturellement au même glacier en voie d'abaissement.

Mais l'empreinte glaciaire la plus caractéristique de cette rive est le col de Vence (782m) , creusé dans le Jurassique moyen marneux. Ce col, à profil très adouci, fut une transfluence de rive droite du glacier alpin, empruntée ensuite par un chenal de fusion, ces deux agents ayant contribué à creuser le défilé de la Vence dans le

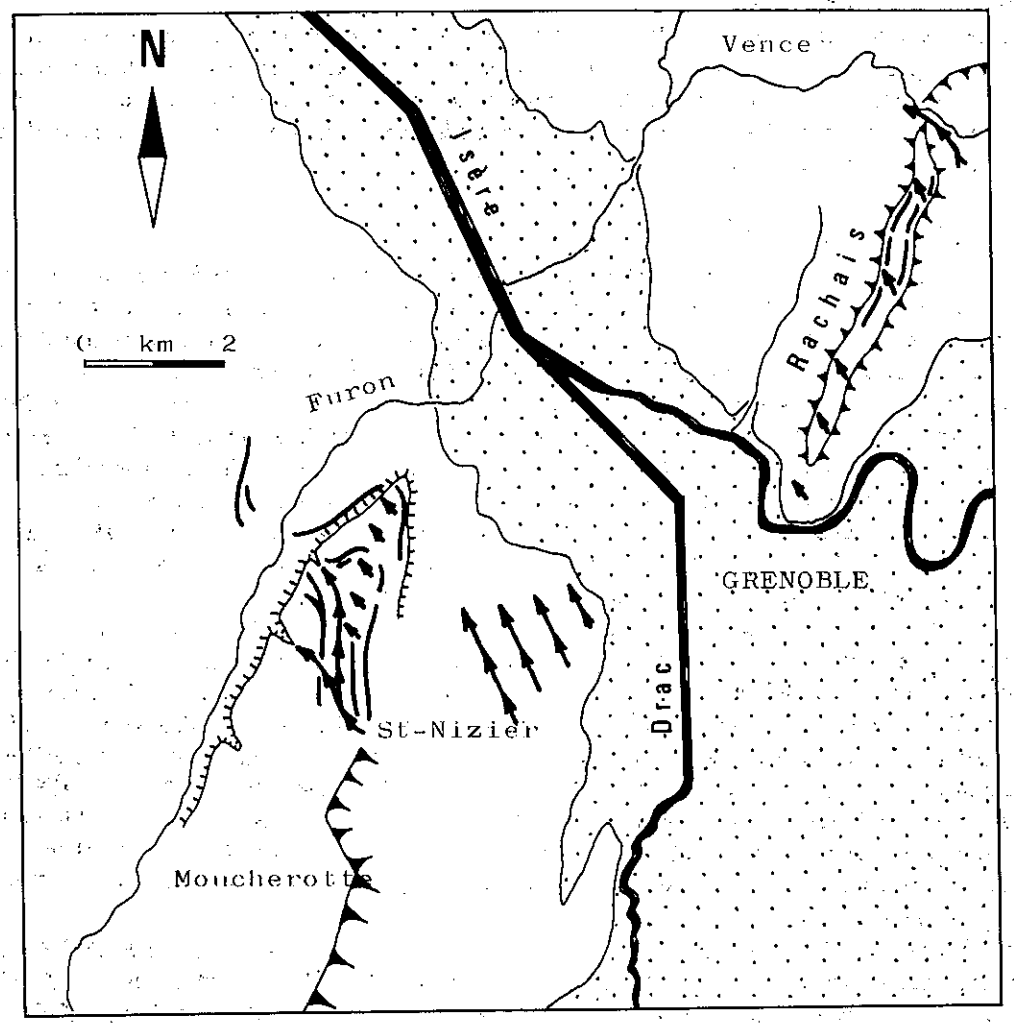


Fig.41. SCHEMA DU VERROU DE GRENOBLE. Les flèches schématisent les chenaux de fonte glaciaire imprimés dans le substratum. Cordons morainiques en traits épais.

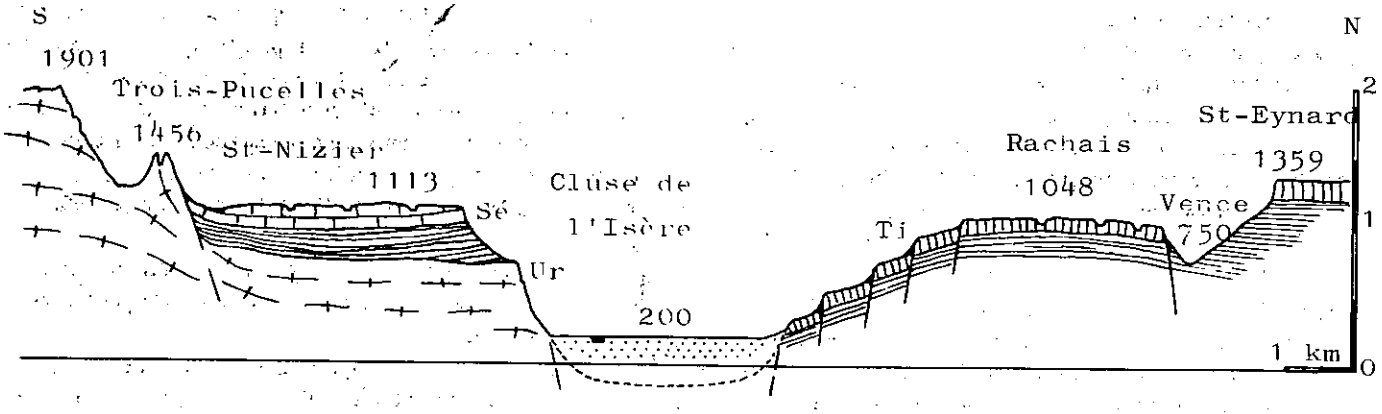


Fig.42. COUPE TRANSVERSALE DE LA CLUSE DE GRENOBLE PAR LE VERROU SAINT-NIZIER-RACHAIS. Remarquer la situation structurale de la cluse (graben) et celle, plus élevée, de la Chartreuse (au N) par rapport au Vercors (auS).

dans le Tithonique entre Rochais et St-Eynard et même favorisé le détournement de ce cours d'eau qui initialement devait rejoindre le Charmeyran.

Le verrou de Grenoble est donc bien l'alignement rocheux Rachais-plateau de Saint-Nizier et non pas seulement le versant d'auge. Seul cet obstacle transversal a pu barrer le flux principal du glacier alpin, qui l'a même débordé aux Pléniglaciaires, emportant toute la couverture non résistante de leur carapace calcaire et y imprimant fortement sa marque. C'est sans doute à ce barrage initial résistant, comme le prouve sa conservation, qu'est dû le calibrage de la Cluse, en aval.

II.3.2. L'OMBILIC DE GRENOBLE.

Il est bien connu que le Grésivaudant, auge glaciaire, est creusé bien au-dessous du niveau actuel de la plaine alluviale. Mais on ne connaît toujours pas la profondeur de son fond rocheux. Ainsi le sondage du BEAUVERT à Grenoble, pratiqué en 1944, est descendu 400m sous la surface sans rencontrer autre chose que des sédiments de remplissage quaternaires ; peu de sondages, même sur les bordures, sont allées jusqu'au substratum.

Seule une campagne géophysique relativement récente a permis de repérer les schistes callovo-oxfordiens à 200m environ de profondeur dans la région de Reymure (R. MICHEL et J. ROTHE, 1959), Bas-Drac, mais nous sommes là loin du centre de la cuvette grenobloise, et bien proche de ses bords puisqu'apparaissent déjà, dans la plaine, les crêtes tithoniques et de Dogger que l'on ne retrouve plus au N . Néanmoins, avec les renseignements dont nous disposons, nous pouvons tracer deux coupes rectangulaires de l'ombilic, l'une selon l'axe du Drac, l'autre transversale (fig 43 et 44). On peut y constater le surcreusement relativement modeste dans le sens N-S comparé à l'encaissement transversal beaucoup plus fort, notamment sous Grenoble.

Depuis l'été 1969, on dispose d'une autre donnée relative à l'allure du flanc d'auge du Grésivaudan. Au mois de Juin, un forage d'exploitation scientifique a été exécuté dans les argiles d'Eybens, à proximité du versant jurassique du Fort de Montavie (P. BELLAIR et al. 1970). Chargé d'implanter le sondage et d'estimer la profondeur du substratum à l'endroit choisi, pour apprécier le coût de l'opération, nous nous sommes basés en première approximation sur la pente du versant rocheux au droit du projet. En supposant la pente visible se poursuivre sous le remplissage quaternaire, nous sommes arrivés à calculer une profondeur du substratum de 75 m à l'endroit considéré. Mais, connaissant les effets de l'érosion glaciaire, nous avons considéré ce chiffre comme un minimum, soupçonnant au contraire une raideur plus grande du flanc d'auge enfoui, abrité de l'érosion subaérienne, et estimé alors à une centaine de mètres, voire davantage, la profondeur du fond rocheux. Nous établîmes ainsi une prévision pour un sondage d'une profondeur de 75 à 100 m.

Or ce dernier traversa 96 m de Quaternaire lorsque nous l'avons arrêté sans toucher le substratum. Le but poursuivi était atteint, qui consistait à carotter l'épaisseur complète des argiles d'Eybens. Nous ne savons donc pas quelle est la pente réelle de ce flanc d'auge, mais lorsque l'on voit les flancs subverticaux de l'auge de Bourg-d'Oisans, il est vrai plus resserrée, on pense qu'elle peut atteindre une valeur considérable.

L'auge du Grésivaudan est creusée quasi exclusivement dans les schistes tendres du Callovo-Oxfordien. Mais l'ombilic de Grenoble a une structure beaucoup plus complexe. On le voit parfaitement vers le S où deux alignements rocheux interrompent la platitude de la plaine : la ride tithonique de Pont-de-Claix - Varces - Vif, très ébréchée, et la ride de Dogger Champagnier - Les Mollots - Petit Brion (fig. 9 et 44). L'ensemble est doublé par la cuesta tithonique de Comboire, prolongée par la crête valanginienne (calcaires du Fontanil) de Claix, après l'interruption du cône de déjection.

On notera que ces crêtes rocheuses, véritables cuestas, s'ennoient vers le N et sont coupées par des défilés ou trouées par lesquelles le Drac coule encore (Saut-du-Moine et Pont-de-Claix). Elles sont parallèles à la direction du courant principal (Isère-Drac), et présentent une morphologie glaciaire typique. Cependant ce ne sont pas des verrous, étant allongés dans le même sens que le glacier, mais seulement des reliefs structuraux résiduels, en calcaires durs, subsistant entre les surcreusements importants qui, tous, intéressent uniquement les roches schisteuses tendres (Lias schisteux, Callovo-Oxfordien, Néocomien). Les trouées, larges ou étroites, ont déjà fait l'objet d'interprétations selon lesquelles ce seraient d'anciennes gorges épigénétiques (L. MORET et J. DEBELMAS, 1959). Avant de discuter cette hypothèse nous ferons plusieurs remarques d'ordre général.

Premièrement ces trouées ne se disposent pas de manière quelconque. Elles sont situées sur des alignements parallèles, caractéristiques, de direction NW-SE ; c'est-à-dire selon une direction du grand réseau de fractures repéré dans le Pelvoux et même dans les chaînes subalpines (cluse de Grenoble).

La trouée la plus spectaculaire, celle de La Rivoire qui échancre la cuesta du Jurassique moyen entre Petit et Grand Brion, possède cette direction même. Elle s'ouvre dans le prolongement du ravin des Combes déterminé par une faille qui affecte le Conest, de l'échancrure de la montagne d'Uriol où s'interrompt le Tithonique et au delà de laquelle, par le ravin de la Source des Mousses, se trouve le col de l'Arc lui-même issu d'une fracture de la corniche urgonienne. Il y aurait ainsi une cassure Vercors-Conest dont le rejet apparaît modeste.

La trouée de Reymure serait située sur une zone de failles de même direction, dont la principale serait celle

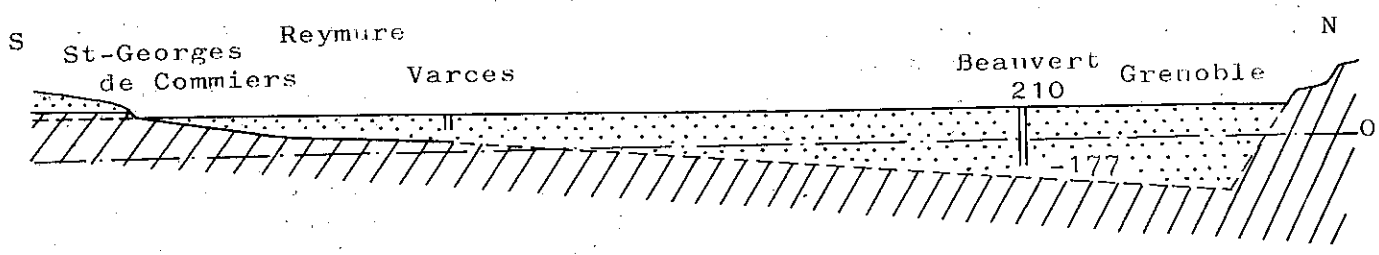


Fig.43. COUPE N-S DE L'OMBILIC DE GRENOBLE. Hachures : substratum non différencié ; Points : quaternaire ; Remarquer le gradin de confluence du Drac sur l'Isère à Saint-Georges-de-Commiers.

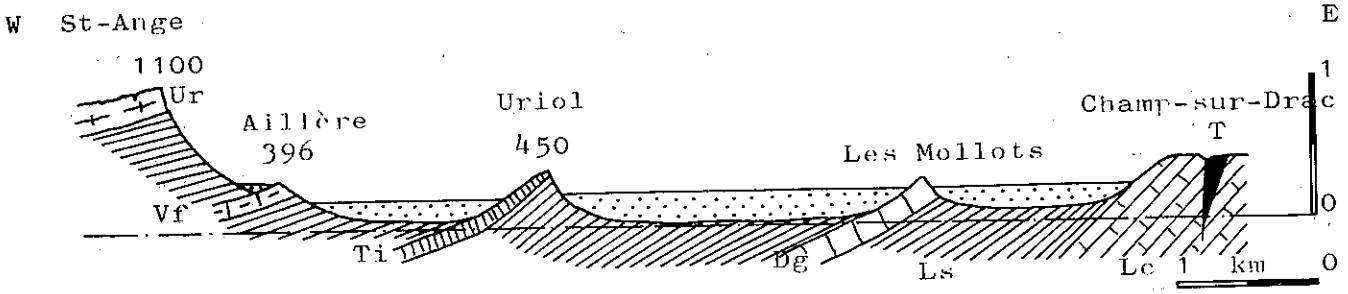


Fig.44. COUPE TRANSVERSALE DE LA PLAINE DU DRAC A LA HAUTEUR DE REYMURE. Structure générale et adaptation du relief glaciaire à cette structure . T: Trias; LC: Lias calcaire; LS: Lias schisteux; Dg : Dogger; Ti : Tithonique; Vf : Valanginien (calcaires du Fontanil), Ur : Urgonien

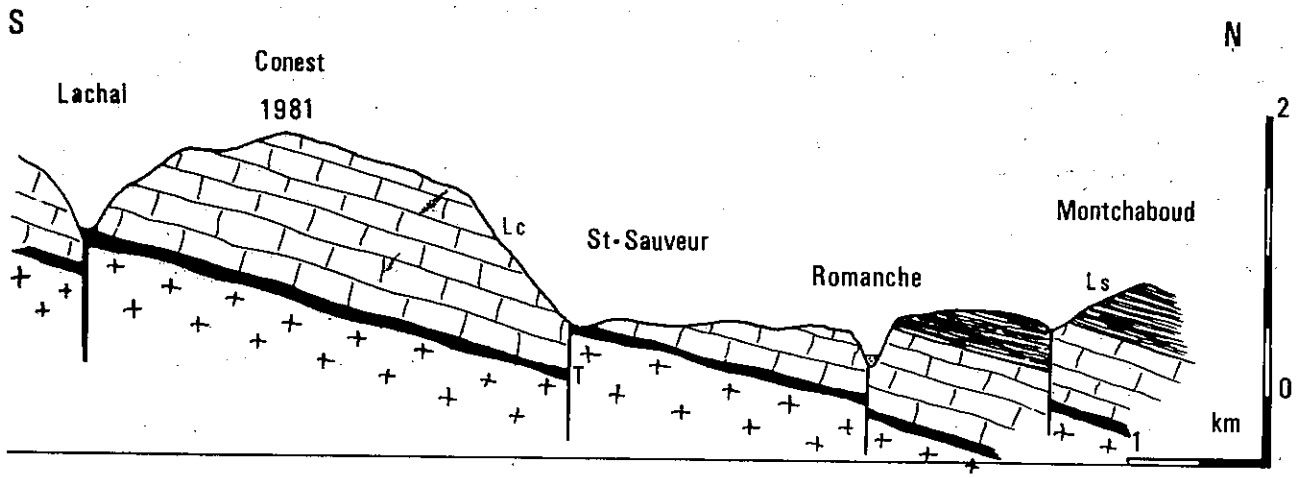


Fig.45. COUPE TRANSVERSALE DU VERROU CONEST-COMBELOUP : Relations des formes avec les fractures. Croix : socle hercynien, Noir : Trias gypseux, Lc : Lias calcaire (+Trias calcaréo-dolomitique), Ls : Lias schisteux.

du N, de Champ-sur-Drac à Varces, limitant au S la colline des Mollots et au N la montagne d'Uriol. Elle viendrait aussi du Conest dont elle limiterait le versant nord d'avec le verrou de Champ, se poursuivrait au NW à Chabloz où elle interrompt la cuesta valenginienne de Claix au S et s'amortirait au delà dans l'Urgonien du plateau Saint-Ange et de la Roche-Saint-Michel.

C'est sans doute à une autre faille du même genre, mais moins évidente, que l'on doit la trouée du Saut-du-Moine et celle de Rochefort, alignées vers le débouché de la Romanche dans la plaine de Grenoble. Mais, vers l'W, sa trace devient incertaine.

Indubitable par contre est la faille de Pont-de-Claix, qui limite la cuesta tithonique au N dans une zone broyée, le rocher tithonique de Comboire au S et la crête du Moucherotte au N. Vers l'E, la trace de cette faille est manifeste à Montchaboud où elle détermine un ensellement dans la colline liasique, avant de s'estomper au delà.

Ces failles ont dû jouer en faibles décrochements au S, mais, au N, la faille de Pont-de-Claix apparaît nettement décrochante si l'on s'en réfère au décalage de presque 2 km qui existe entre le Tithonique de Pont-de-Claix et celui de Comboire, tous deux paraissant autochtones.

Ainsi se trouve mis en relief le caractère structural des collines émergeant au S de l'ombilic de Grenoble. Mais il semble difficile de paralléliser les modes de formation des trouées très larges comme Reymure (2 km) et fort étroites comme La Rivoire, immédiatement au S, qui a l'apparence et la netteté d'un trait de scie . S'il nous semble légitime de voir dans les incisions étroites (La Rivoire, Le Saut-du-Moine, le Pont-de-Claix) l'effet de l'écoulement aqueux, que ce soit par épigénie ou par des torrents sous-glaciaires ; par contre le mécanisme ne semble pas pouvoir s'appliquer aux brèches béantes comme Reymure ou Varces. Là, il faut faire intervenir l'érosion glacicaire, seule capable d'un tel travail de déblaiement dans des roches aussi résistantes. La question du glacier impliqué ne peut encore être abordée. Elle le sera lorsque nous aurons étudié les courants glaciaires dont la dynamique est seule capable d'une telle action.

II.3.3. LE VERROU CONEST-COMBELOUP.

Un autre verrou de grandes dimensions, ou plutôt zone de verrous analogue à celle de Grenoble pour le glacier de l'Isère , existe pour celui della Romanche. C'est le verrou Conest-Combeloup, qui sépare l'ombilic de Grenoble de celui de Vizille prolongé par la vallée morte d'Uriage, sur une largeur de 16 km (fig. 45). C'est un alignement de collines calcaires (Montchaboud, Champagnier, Montavie, Quatre-Seigneurs etc..), toutes marquées de l'empreinte glaciaire, tel que nulle part le glacier de la Romanche ne pouvait confluer de plain-pied avec celui de l'Isère. Tandis que le glacier de l'Isère surcreusait l'ombilic de Grenoble à plus de 177 m sous le niveau de la mer, (et peut-être davantage), celui de la Romanche devait se hisser au-dessus de cet obstacle jusqu'à plus de 500 m avant de rejoindre le cours principal. La différence d'altitude d'au moins 700m et la direction des obstacles rocheux tendus perpendiculairement à ce glacier répondent à la définition même du verrou.

Au maximum de la glaciation du Würm, le glacier de la Romanche emplissait sa basse vallée jusqu'à l'altitude minimale de 1 200m. Cette vallée décrivant un méandre entre Séchilienne et Vizille, le courant principal heurtait de front l'extrémité nord du Conest (Fau Cuchet, 1 360 m) qui formait barrage, l'obligeant à se dévier vers le N de presque 180°. Là, une langue diffluente mineure et ses eaux de fonte, empruntant le petit col de La Chal déterminé par le passage de la grande faille de la Cléry, le façonnèrent en diffluence jusqu'à sa cote actuelle (1 180m), laissant des témoins de leur passage (moraines et alluvions alpines). Cela indique un stade de retrait de la glace mais non son niveau maximum, qui devait donc localement dépasser 1 200 m (fig. 45).

Du col de la Chal à celui de Saint-Sauveur (470 m), au pied du Conest, aucune forme glaciaire n'a été conservée. Pour observer les façonnements intermédiaires du verrou, il faut aller au N de la Romanche, sur l'autre versant.

Au N d'Herbeys, la colline jurassique des Quatre-Seigneurs (937 m) présente un admirable modelé glaciaire. Son versant nord fut décrit par J. BLACHE (1914) avec assez d'exactitude pour que nous n'y revenions pas. Mais l'ensemble mérite qu'on s'y arrête un peu.

L'altitude du sommet indique qu'il fut noyé complètement par la glace. Une série de petits cols aux formes adoucies dans les marnes et calcaires marneux jurassiques peut avoir une origine glaciaire;, mais sans évidente nécessité. Par contre le col de Villeneuve (603 m) est une transfluence type entre une langue occupant la vallée du Sonnant et le corps principal du glacier. De même, plus à l'aval, le col des Frettes (585m) offre le même profil caractéristique. Au N enfin, c'est la série des gouttières du Mûrier et de La Galochère, décrites par J.BLACHE et façonnées par les eaux marginales du glacier du Grésivaudan en cours de retrait.

Au-dessus d'Uriage, le col des Combes (627m) fut une diffluence alors qu'une magnifique gouttière de versant court au sommet du Crêt (585m), avec une pente générale doucement dirigée vers le N, comme la langue diffluente d'Uriage du glacier romanchois.

Entre la colline des Quatre-Seigneurs, et le Conest, la zone de Champagnier montre une série de collines

résiduelles (Montchaboud, Montavie, Champagnier), toutes portant l'empreinte glaciaire (brèches de Montchaboud, 530 m, de Mont-Rolland, 508 m, de Brié, 477 m etc...). Puis , le long du versant nord de la diffluence d'Uriage, une série de gouttières parallèles et étagées (Rocher Blanc, le Clodit, l'Aup Morel, les Minimes) entre 600m et le fond de la vallée, toutes pentées vers le N, ont été creusées par les eaux de fonte marginales romanchoises.

C'est enfin le verrou de Champ, culminant à 513 m, tranché par les Etroits de Vizille. Cette gorge de la Romanche , d'orientation NE-SW, parallèle à l'un des systèmes de failles du réseau du Pelvoux, est certainement située sur l'une d'elles (Voir carte géologique au 1/50 000 Vif.)

Son origine très ancienne, préglaciaire (voir I.3.5.), expliquerait pourquoi elle fut ainsi calibrée et abaissée par les glaciers perpendiculairement à la direction des couches liasiques, alors que la vallée de Vaulnaveys, qui leur est parallèle, ne fut façonnée que beaucoup plus tard probablement lors de la dernière glaciation.

Ce verrou de Champ offre une belle morphologie de roches moutonnées et de chenaux de fusion. Or ces chenaux ne sont pas transversaux comme on pourrait s'y attendre, mais au contraire longitudinaux, de direction N-S. Ils ne suivent ni la ligne de plus grande pente ni la marge du glacier mais se sont imprimés dans les anticlinaux de Trias, dont les gypses affleurent en surface. Il y a ainsi 4 chenaux parallèles dont la pente est dirigée au S, c'est-à-dire à contre-courant du flux glaciaire, se réunissant à la Combe en un collecteur transversal rejoignant le Drac à Champ par une rupture de pente de plusieurs dizaines de mètres.

Cette morphologie prouve que la gorge de l'Etroit de Vizille était remplie de glace, donc qu'elle existait probablement à la décrue glaciaire. Peut-être était-elle moins profonde, mais le fait qu'elle fût empruntée préférentiellement par le glacier alors qu'elle est creusée en plein Lias tandis que le chenal glaciaire de la Combe l'est dans le Trias montre aussi qu'elle préexistait à ce dernier dont la position structurale est plus favorable. Par conséquent les Etroits de Vizille ont dû être creusés au moins à l'Interglaciaire Riss-Würm et sans doute même déjà à l'Interglaciaire Mindel-Riss. Nous verrons en effet qu'à cette époque un réseau hydrographique très évolué existait dans la vallée du Drac, dont les talwegs sont presqu'au niveau du réseau actuel.

II.3.4. L'OMBILIC DE VIZILLE.

L'ombilic de Vizille est bien connu grâce à la géophysique(R. MICHEL ET J. ROTHE,1959);son profil a été mesuré en amont de la ville, en un point où il est probablement le plus profond. Son encaissement important avait bien été soupçonné par A. ALLIX (1917) ; il est de 135 m au point considéré (Cote + 150m), moins profond cependant que celui de Reymure, de l'autre côté du verrou au même niveau (+130m). Il est creusé au contact Cristallin-Sédimentaire, en position monoclinale.

De Vizille à Séchilienne, la vallée de la Romanche présente une série d'élargissements et d'étranglements figurant autant d'ombilics et de verrous secondaires. Au S de l'ombilic de Vizille proprement dit viennent les bosses rocheuses du Péage-de-Vizille, puis l'élargissement de Jouchy, l'étranglement de la Rochette, l'élargissement de l'Ile Falcon et l'étranglement de Montfalcon, enfin l'élargissement de Séchilienne. Il y a peut-être là 4 ombilics réels, mais on ne connait pas leurs profils longitudinaux. Par contre, les étranglements ne correspondent généralement pas à des verrous.

Le rétrécissement du Péage-de-Vizille est certainement dû, rive gauche, à une série de petits verrous dont les buttes émergent des alluvions et du glaciaire. Par contre, rive droite, la série de bosses qui accident la bordure ouest de Belledonne n'est qu'un ensemble de masses effondrées affectant les micaschistes du rameau externe, peut-être préparées par un réseau de failles. De même le rétrécissement de la Rochette est dû à un énorme glissement qui, partant du Mont-Sec, intéresse tout les versants jusqu'aux Rivoirands et à la Rochette (J.C. BARFETY et al;1970), dans les mêmes schistes cristallins dont le pendage est ici très fort vers le S.

Par contre il semble que l'éperon d'en face, en aval de la Centrale de l'Ile Falcon, soit bien en place.

Le rétrécissement de Montfalcon est également dû à un paquet effondré de même matériel dont on voit la niche d'arrachement au-dessus. Enfin, immédiatement à l'amont rive gauche, l'éperon de Fontagnon a la même origine et la même nature que le premier dont il est le symétrique en plus petit. Cependant le rétrécissement aval de Séchilienne semble bien exister, notamment rive droite (La Bathie). Il est seulement exagéré par les deux glissements de versant gauche cités.

L'ombilic de Séchilienne est véritablement structural puisque situé à l'emplacement même du grand accident médian de Belledonne, dans lequel on retrouve des lambeaux pincés de Houiller et de Trias le long du ravin de Saint-Barthélemy.

Donc , vraisemblablement, l'ombilic de Vizille comporte 2 cuvettes et non 4, celles de Vizille et de Séchilienne, séparées par deux verrous, aux Combes de Champ et à la Bâthie.

II.3.5. LE VERROU DE SECHILIENNE.

A l'amont de Séchilienne, le verrou des Portes de l'Oisans est le plus typique et le plus resserré de tous. La Romanche coule au fond de la gorge, large seulement de 100m, sur tout l'espace disponible si bien que la route a dû être construite en remblai et corniche sur la rive droite. De là, le versant s'élève d'un seul jet, subverticalement jusqu'à 1 000 m au Petit Rouchon (soit une dénivellation de 750 m). Puis c'est une suite de roches moutonnées creusée de chenaux qui s'acheminent vers le sommet du verrou, à près de 1 400 m sous le Rocher du Bret (1 443 m). Au-dessus, la morphologie de verrou à roches moutonnées et encoches ou gouttières de versant semble se poursuivre jusqu'au Rocher de l'Homme (1 700m). Sur ce parcours relativement bref (4 à 5 km), on ne rencontre par moins d'une douzaine de gouttières ou chenaux étagés, tous dirigés NE-SW et pentés vers l'W comme le glacier romanchois. Les chenaux suivent fidèlement les lignes de fractures du socle.

Côté Taillefer, la morphologie est moins typique. Un magnifique chenal creusé dans les amphibolites, comme ceux de rive droite, existe à Belle-Lauze au S du point 948, mais rien d'autre n'accidente la régularité du versant sous la crête de Broufier. Cependant , une première rupture de pente très nette à 1750 m détermine le replat du Pré des Dames, que l'on ne saurait guère imputer à un autre agent que l'érosion glaciaire. Une seconde rupture de pente très nette, très continue à 1550 m environ affecte le Bois du Chènevier, au-dessus duquel le versant devient subvertical (bord d'auge). Son origine glaciaire est probable également. Enfin, plus bas, vers la cote 1 400 m, un système de chenaux et de moraines (Le Désert) atteste le stationnement du glacier à cette altitude, une langue diffluente empruntant la transfluence de la Morte. Mais nous ne sommes plus à proprement parler dans le verrou.

Ce verrou des Portes de l'Oisans est très bien caractérisé lithologiquement. Il se trouve exactement au passage de la bande d'amphibolites du rameau interne de Belledonne-Taillefer. Ce sont ces amphibolites , roches cristallines les plus résistantes, puisque ce sont elles qui s'altèrent le moins dans les paléosols des terrasses de l'Isère, qui donnent aussi les versants les plus raides, notamment juste à l'amont du verrou.

Sur le 7 km amont des Portes de l'Oisans, aucun ombilic ne précède le verrou. La gorge de Livet est partout fort étroite, aux versants très pentés, en V (fig.26). C'est que la traversée du socle de Belledonne ne ménage nulle part aucun affleurement de roche tendre. Les quelques centaines de mètres d'épaisseur de micaschistes de la série brune affleurant vers le fond de la gorge n'ont pas suffit à l'établissement d'un ombilic. Durant toute la traversée des roches dures, le profil reste semblable, sans aucun élargissement. Donc à un verrou ne correspond pas forcément un ombilic.

II.3.6. L'OMBILIC DE BOURG-d'OISANS.

C'est très à l'amont, dans la Plaine de l'Oisans que l'ombilic se développe dans les assises tendres du Jurassique inférieur-moyen. Et pourtant nul verrou ne barre à l'aval ce surcreusement dont on ne connait pas la profondeur, sans doute considérable (200m sinon plus), à moins qu'il ne faille considérer comme verrou toute la section de la Romanche entre Rochetaillée et Séchilienne (8 km). Car il n'y a nul verrou à Rochetaillée contrairement à l'opinion d'A. ALLIX (1929). Il n'y a qu'un rétrécissement de la vallée à l'endroit exact où apparaissent de nouveau les amphibolites.

L'ombilic de Bourg-d'Oisans , remarquablement calibré à la largeur constante de 1 700 m au niveau de la plaine de comblement (fig.27), n'est accidenté d'aucun verrou. On ne peut qualifier ainsi la petite saillie de la Paute, rétrécissant localement l'ombilic à la largeur de 1 400 m. Celle-ci vient initialement d'un léger détour de la Romanche et, de plus, se trouve localisée sur l'axe d'un anticlinal de Lias calcaire encadré de synclinaux de Lias schisteux. Ainsi, la roche la plus dure, relativement, s'est trouvée naturellement mise en relief par rapport aux roches plus tendres des versants de l'ombilic.

II.3.7. LE VERROU DU CHAMBON.

En amont des gorges de l'Infernet, la vallée de la Romanche est barrée par le verrou complexe de Mizoen-Mont-de-Lans en amont duquel se développent les gorges de Malaval. Sur le verrou se dresse le barrage du Chambon.

Deux rétrécissements concourent à former ce verrou. Le premier, à l'aval, de Mizoen au Mont-de-Lans,est situé dans des affleurements cristallins recouverts de Houiller. ; le second, des Aymes à Cuculet, dans des roches sédimentaires uniquement. C'est ce dernier qui est qualifié de verrou en roche tendre par A.ALLIX (1929).

Le premier ,sur lequel le barrage est fondé, a été étudié en détail par M. GIGNOUX et L. MORET (1941). Nous renvoyons à léur ouvrage pour la description complète. Disons simplement qu'il se trouve sur des gneiss très résistants, entaillés profondément par la gorge de la Romanche ici très étroite puisque l'ancienne route devait y passer en tunnel. Le fait le plus intéressant est que les travaux de fouille ont montré l'existence d'un sillon étroit et profond, rempli de matériel alluvial, et présentant une contre-pente de 21 m. Cette gorge, interprétée comme un cañon sous-glaciaire, a donc été creusée par des eaux en charge sous une pression minimale de 2,1 atm.

et sans doute beaucoup plus. Une autre observation capitale, d'un autre ordre, est la découverte au fond du lit de la Romanche, dans le Cristallin, d'une faille remplie de schistes noirs attribuables au Houiller et peut-être au Lias (id., p. 24, fig. 2.) Il nous semble qu'il peut s'agir du passage de la faille de la Romanche, jamais observée auparavant, qui aurait déterminé le tracé de la Combe de Malaval.

Quant au verrou de Cuculet, il est formé par la saillie d'une barre calcaire (Lias calcaire) transversale entre deux affleurements de marnes (Lias schisteux) légèrement évidés par des ravins latéraux. Puis rapidement, à l'amont la Combe de Malaval se creuse dans le Cristallin du Pelvoux (fig. 40) .

A l'amont de la zone rétrécie du Chambon, la vallée ne s'élargit guère, sur 1 à 2 km, dans les schistes du Lias. Cela semble directement en relation avec la modestie du verrou, dont la hauteur maximale ne dépasse pas 350 m alors que les sommets s'élèvent à plus de 3000, aussi bien qu'avec la faible surface d'affleurement des roches tendres.

II.3.8. - LE PAS DE L'ANE A FALQUE.

Dans la vallée de la Romanche, en amont d'Arsine, on cite le modeste étranglement du Pas de l'Ane à Falque comme un verrou. En réalité, il s'agit plus d'un gradin d'une dénivellation d'environ 200 m, séparant deux sections subhorizontales du même lit, le Plan de l'Alpe et la Romanche d'Arsine. Le torrent s'est imprimé dans le gradin où il forme des cascades, ce qui donne à ce lieu l'apparence d'un verrou. Les deux sections du cours de la Romanche sont creusées dans des roches différentes, le Jurassique pour la section aval la plus déprimée, le Cristallin pour la section amont suspendue. Le Pas de l'Ane à Falque est situé juste à la limite de ces deux terrains, dans le Cristallin.

A l'origine, la Haute-Romanche coulait entièrement dans les couches sédimentaires jurassiques du " synclinal " de l'Alpe du Villard d'arène. Mais, ce " synclinal" étant fortement déversé vers l'E où il est chevauché par le Combeynot, il est arrivé un moment où le torrent, s'enfonçant verticalement, est entré en contact avec le mur inférieur (occidental) du " synclinal ", dans le socle. C'est ce qui c'est passé il n'y a pas très longtemps puisque les gneiss et granites n'affleurent, rive droite, que sur la partie très inférieure du versant du Combeynot alors qu'ils constituent tout le versant de rive gauche. La section amont qui est arrivée la première sur le socle a vu son enfoncement retardé par rapport à la section aval où le torrent travaille toujours dans les schistes tendres du Lias. D'où la différence d'évolution des deux tronçons.

Cependant la brusque dénivellation du Pas de L'Ane à Falque (200m) suggère qu'il n'y a pas qu'une différence lithologique mais aussi une intervention tectonique. La section aval serait dénivelée par faille, peut-être de plusieurs centaines de mètres par rapport à la section amont, justement au point de contact Cristallin-Lias schisteux du gradin, ce contact paraissant anormal alors qu'en amont, dans le Plan de l'Alpe, le contact est normal , stratigraphique, avec interposition de Trias entre le socle et le Lias. Cette faille transversale, sensiblement E-W, passerait dans le ravin de l'Homme qui débouche justement rive gauche au niveau du contact tectonique supposé, déterminant la direction de ce ravin et le cirque glaciaire de l'Homme.

Comme au Chambon, on ne peut qualifier d'ombilic l'auge glaciaire du Plan de l'Alpe, d'ailleurs suspendue contrairement à l'usage. C'est une simple vallée glaciaire de direction structurale comme nous l'avons déjà dit.

Le " verrou" du Pas de l'Ane à Falque est donc seulement un gradin déterminé par le passage du torrent d'une zone dure dans une zone tendre, dont le contact se fait probablement par accident.

II.3.9. LE PSEUDO-VERROU DE LA GRAVE.

Entre La Grave et le Villar-d'Arène, dans la Haute-Romanche, un rétrécissement de la vallée est généralement cité comme l'exemple du verrou en roche tendre (A. ALLIX, 1929; P. BELLAIR, 1960, p. 44). En effet n'affleurent là que les couches du Lias, aucun pointement cristallin n'existant rive droite tandis que rive gauche le socle de la Meije chevauche par faille inverse la couverture sédimentaire montant jusque sous le Pic de l'Homme. A l'aval et à l'amont se trouvent deux sections de la Romanche très légèrement élargies dans le Lias schisteux, mais n'ayant aucun caractère d'ombilic ni même d'auge glaciaire.

Or il n'y a pas non plus ici de verrou. Le rétrécissement du Villar-d'Arène, traversé par la route en tunnel, n'est que la mise en évidence de la barre calcaire du Lias inférieur affleurant au milieu des schistes tendres du Lias supérieur. Il y a donc ici relation étroite roche dure - roche tendre. Quant à la section aval où le resserrement se fait dans les schistes, il s'agit d'un glissement de terrain qui, partant de la base de Côte-Longue sous le glacier du Tabuchet, s'est développé dans le Lias supérieur schisteux de la Coiffe des Vernois, dont on voit très bien la niche d'arrachement en haut du torrent de Chabanas dans les calcaires du Lias inférieur et du Trias, donnant un versant boursouflé convexe et ayant repoussé le cours de la Romanche vers le N. Ce glissement avait été déjà observé, quoique resté inédit (R. BARBIER, Levés géologiques, La Grave).

Enfin le rétrécissement de La Grave même est dû à l'affleurement, au pied du talweg, des gneiss du socle surmontés des assises résistantes du Lias calcaire et à la mise en saillie, un peu en amont, de la cuesta calcaire

du Jurassique moyen de Ventelon.

Le rétrécissement du Villar-d'Arène à la Grave est donc complexe. Toutes les couches dures ont été mises en relief par l'érosion glaciaire (Cristallin, Lias calcaire, Dogger), la seule avancée de roches tendres (Lias schisteux) étant due à un glissement de terrain. Au surplus, ce verrou serait aujourd'hui modeste (hauteur de 200m environ), et tout à fait hors de proportion avec les grands glaciers qui l'auraient façonné. Ce n'est qu'une irrégularité mineure du lit glaciaire, remarquable seulement par l'exemple qu'on a cru y voir d'un verrou en roche tendre.

II.3.10. LE PSEUDO-VERROU DE BOURG-D'ARUD ET LE PSEUDO-OMBILIC DU PLAN-DU-LAC.

Le " verrou"de Bourg-d'Arud, à l'entrée de la vallée du Vénéon, est célèbre depuis le travail d'A.ALLIX sur l'Oisans, car c'est la pièce principale, avec son corollaire de l" ombilic " du Plan-du-Lac en amont, de la construction de l'ensemble des " stades " glaciaires de l'Oisans. L'importance théorique de ces formes nous pousse à en faire une analyse détaillée.

Au regard de la carte géologique au 1/80 000 de Briançon, comme sur le terrain même, on s'aperçoit que verrou et ombilic sont façonnés exactement dans les mêmes roches, les gneiss du Pelvoux, ceci de Bourg-d'Oisans à Champhorent. A priori donc, aucune différence lithologique.

Aucune diffluence non plus n'existe à l'amont du " verrou " pouvant expliquer sa formation par une brusque diminution du volume de glace à écouler, pas plus que de confluence permettant de trouver une explication au creusement de l'"ombilic " du Plan-du-Lac. Ce ne sont pas les minuscules ravins, d'ailleurs fortement suspendus, de Lanchâtra, du Diable et de Mariande qui ont pu façonner par leur apport de glace un ombilic de confluence. Remarquons d'ailleurs que Diable et Mariande arrivent sur une section du Vénéon parfaitement en V (fig. 31 a) et coulent au pied d'un ravin particulièrement étroit directement sur la roche en place. Ici donc, pas d'ombilic ni d'auge glaciaire. L' " ombilic " du Plan-du-Lac se réduit en réalité à la plaine de comblement fluviatile située juste à l'amont du " verrou " , plaine longue de moins de 2 km et large de 300 m seulement.

Examinons d'abord le " verrou ". De Bourg-d'Arud au Plan-du-Lac, sur 1,5 km, on ne traverse qu'un immense chaos d'énormes blocs anguleux entassés en désordre, sans matrice intercalaire. Nulle part n'affleure le moindre pointement de roche en place. Le profil des versants du Cloutet et de la Grande Côte ne sont ni plus ni moins pentés qu'ailleurs (fig. 46 b), la section de la vallée étant rigoureusement semblable ici et à l'amont (fig. 46 C). On cherche en vain la moindre trace de verrou à Bourg-d'Arud.

Quant aux chaos de blocs, il s'agit d'un écroulement de la face nord du Cloutet ayant donné naissance à un épais bouchon rocheux de blocs énormes (le Grand Clapier) simplement entassés les uns sur les autres à la manière du " Clap de Luc " en Diois. Le fait est déjà connu depuis longtemps et M. GIGNOUX (1951) en a donné des photographies saisissantes auxquelles nous renvoyons. Le " verrou " de Bourg-d'Arud n'est donc qu'un vulgaire mais spectaculaire barrage d'éboulement à travers lequel le Vénéon se fraie difficilement un chemin, sautant d'un bloc à l'autre en une multitude de cascades.

Quant à l'" ombilic " du Plan-du-Lac, il résulte simplement du colmatage de la vallée du Vénéon, dans sa partie inférieure seulement, par les alluvions grossières du torrent n'ayant pu se frayer un passage dans les interstices des blocs. Ce n'est nullement un fond d'auge, ni d'ombilic, mais une plaine alluviale sous laquelle la section du talweg est la même qu'en amont, c'est-à-dire parfaitement en V (fig. 46 C). De même, le profil en long du Vénéon, sous le Plan-du-Lac, n'est nullement en contre-pente, comme l'on montré les études de l'établissement d'un barrage hydroélectrique (M. GIGNOUX et R.BARBIER, 1953, fig. 12, p. 17). Il s'agit seulement d'un accident postglaciaire et sans doute relativement récent, si l'on en juge par la fraîcheur des éléments fragmentés.

Nulle part, dans les vallées du Vénéon et de ses affluents, creusées en plein socle cristallin, il n'y a de verrou ni d'ombilic malgré le formidable englacement quaternaire. Seule, peut-être, la tête de la Maye au N de la Bérarde pourrait passer à la rigueur pour un élément de verrou au débouché des Etançons (fig. 32 C) , mais qu'aucun ombilic ne suit à l'arrière. L'élargissement très local de Venosc, dû au passage transversal de la grande zone d'effondrement Venosc- Villar-Loubière remplie de Lias, peut seule figurer un ombilic de très petites dimensions eu égard à la puissance du glacier du Vénéon.

II.3.11. LE VERROU DU PONT-DU-PRETRE ET L'OMBILIC DE VALBONNAIS.

Valbonnais, dans la basse vallée de la Bonne en amont de la Mure, est sans doute, mieux que Grenoble, Vizille et même Bourg-d'Oisans, le site où apparaît de la façon la plus démonstrative le contraste entre les formes d'érosion glaciaire que sont verrou et ombilic. Ici en effet, elles sont à l'échelle humaine. L'ombilic de Valbonnais ne mesure que 8 km de long sur une peu plus de 2 km de large. Il est régulier, de forme générale ovalaire et, lorsqu'on se place en son centre, on en voit tous les aspects d'un regard circulaire. Le fond très plat, très large, les

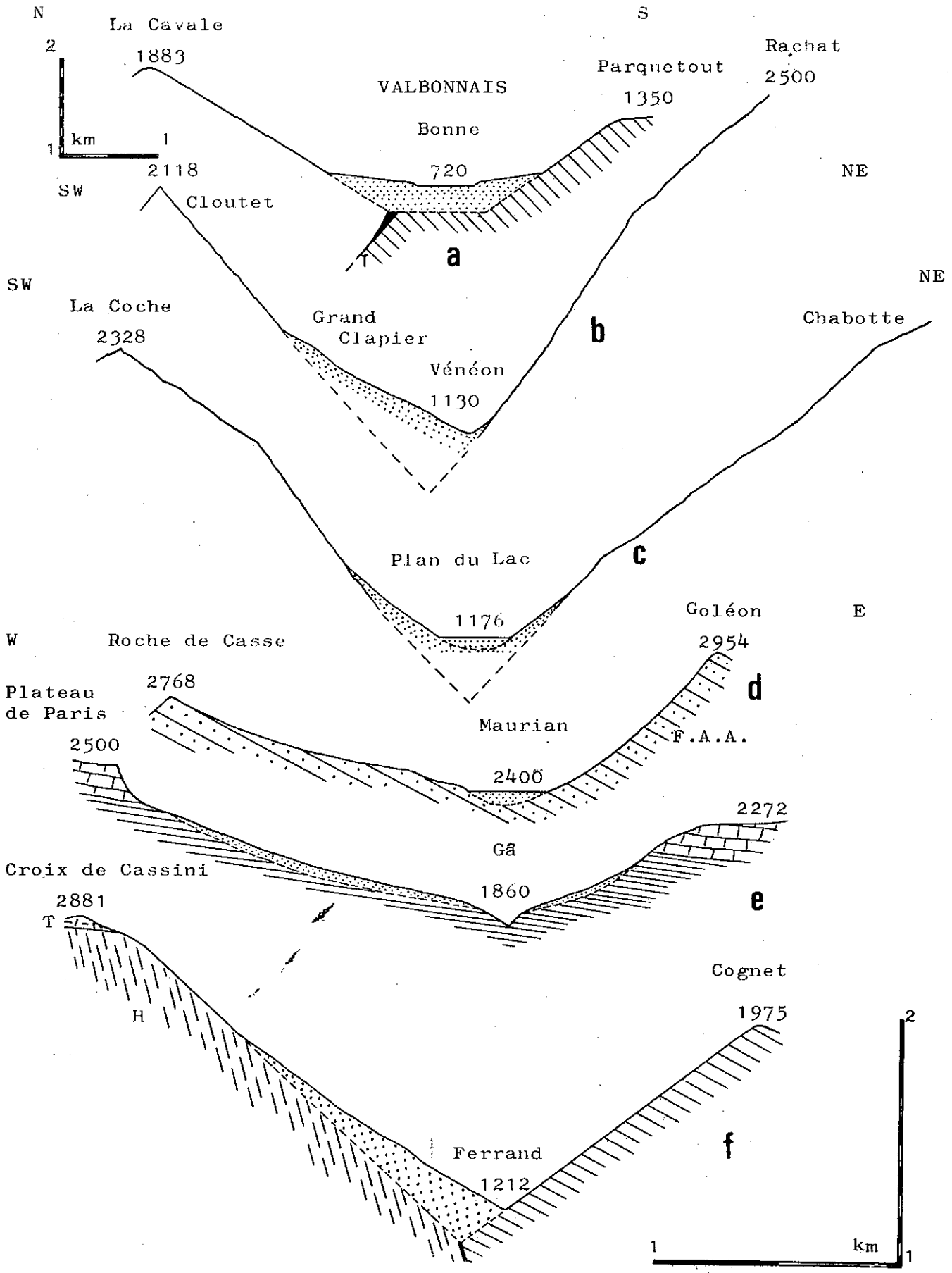


Fig.46. PROFILS DE VALLEES GLACIAIRES DE L'OISANS. Influences structurales (b,c,d,e,f sont à même échelle).
F.A.A. : Flysch des Aiguilles d'Arves ; T : Trias; H : Houiller; hachures : schistes.
Blanc, socle hercynien non différencié.
Pointillé fin : dépôts quaternaires.

parois très raides et enfin, à l'aval, le verrou du Pont-du-Prêtre qui ferme réellement l'ombilic et que la Bonne traverse en gorge étroite, font de Vaïbonnais l'exemple même du couple ombilic-verrou.

L'encaissement de l'ombilic est aussi remarquablement régulier. Ainsi il est uniformément de 700 m au S, un peu plus au N où il est dominé par le versant sud du Coiro. Quant au verrou, sa hauteur est d'environ 600 m pour son côté sud. 800 à 850 m pour son parement nord, ce qui le met parfaitement à l'échelle de l'ombilic.

Pourtant sa position structurale est singulière. Ainsi le verrou est entièrement façonné dans les sédiments du Lias tandis que l'ombilic possède un versant sud également en Lias et un versant nord intégralement en schistes cristallins (Taillefer). On pourrait donc le croire creusé en position monoclinale au contact du socle hercynien.

Mais l'ombilic est situé sur le plan d'un grand accident chevauchant jalonné d'épaisses bandes de Houiller et de Trias gypseux, par lequel le Coiro s'avance sur la couverture sédimentaire (fig. 46 a). Ce plan passe par le col de Plan-Collet, puis vraisemblablement le col de Chabrand où il va déterminer le tracé de la Bonne en Bas-Valjouffrey. Ce qui fait que, sous le remblaiement Quaternaire et par le fait du chevauchement, l'ombilic doit être presque entièrement creusé dans le Lias, respectant plus ou moins le Cristallin dont la limite se retire en profondeur. De plus l'intense zone de broyage tectonique préparait au surcreusement, sans doute considérable (une centaine de mètres, sinon plus).

Quant au verrou, il provient simplement, surtout rive droite, du fait que les couches du Lias calcaire se trouvent ici perpendiculaires au cours de la Bonne alors qu'elles sont parallèles dans l'ombilic (Crête de la Sciau). Cette particularité est aussi tectonique, due au passage de plusieurs failles dont l'une (celle de Siévoz), détermine rigoureusement le tronçon de la Bonne à travers le verrou (voir carte géologique au 1/80 000 Vizille, 4e éd.).

On voit donc ici un autre exemple d'ombilic et verrou. Ombilic à la fois structural et lithologique, verrou non plus lithologique mais résultant simplement de la différence de pendage d'une même série homogène, le Lias calcaire. La série en direction a été érodée et surcreusée, la série transversale a été respectée car opposant une résistance plus grande à l'action des glaciers.

II.3.12. LE VERROU DE BEAUFIN ET LE CHAMPSAUR.

Nulle part la vallée du Drac ne montre de verrou excepté à Beaufin, au point où le défilé amont de Corps sépare le Beaumont du Champsaur (fig. 40). Là, une série de deux étranglements transversaux existent, perceptibles avec le plus d'évidence rive gauche, à l'extrémité nord du Dévoluy. Entre ces deux éperons se développe une zone déprimée, remplie de matériel alluvial, la dépression d'Aspres-lès-Corps-Beaufin.

A Beaufin même, la bosse du Bois Noir(1 117 m) qui barre complètement la vallée du Drac est une boutonnière de gneiss et micaschistes du socle isolée au milieu des affleurements sédimentaires de la base du Dévoluy. Un peu en aval, toujours rive gauche, la seconde bosse de Côte Male, sous la Tête de la Sambut, est constituée d'une épaisse coulée de spilites enrobée de Lias calcaire . Entre ces deux protubérances la dépression de Beaufin se creuse dans les assises plus tendres du Trias et du Houiller, fortement redressées tectoniquement.

Rive droite, l'éperon de la Pointe de Rogne est, lui aussi, constitué par des affleurements massifs de Lias calcaire redressé dont les couches sont perpendiculaires à la vallée, ancré en profondeur par des spilites et le socle cristallin que l'on voit affleurer en plusieurs points. Au SE d'Aspres, la cloison qui a fait office de verrou (Serre-la-Croix) est elle aussi formée de Lias calcaire affleurant dans les mêmes conditions, mais dont la partie sud-ouest a été érodée et emportée par le glacier , si bien qu'en face du saillant cristallin de Beaufin la vallée se trouve beaucoup plus large qu'en aval. Quant à la dépression d'Aspres, elle se situe sur la trace de la grande fracture décrochante Aspres-les-Corps-Rouchoux-Pic Turbat qui intéresse à la fois le socle pelvousien et le Nord du Dévoluy (fig.9).

Ainsi le verrou complexe de Beaufin est bien structural, lié à la fois à la lithologie et à la tectonique. Comme ailleurs, ce sont les couches les plus dures qui se sont trouvées mises en relief (gneiss du socle, spilites du Trias et calcaires compacts du Lias inférieur) par rapport aux roches plus tendres et aux zones tectoniquement broyées.

Ce verrou de Beaufin a une grande importance dans la géologie du Quaternaire du Haut-Drac. En effet c'est lui qui a contenu les glaciers convergents du Drac et de la Séveraisse, lesquels lui ont laissé leur marque sous la forme de beaux polis et de brèches d'écoulement d'eaux de fonte (col de la Rima), lors de plusieurs glaciations successives dont la dernière fut vraisemblablement le Würm.

En amont de Beaufin s'étend la vaste combe du Champsaur. Combe est un mot exact puisqu'elle se situe vraisemblablement sur l'axe d'un anticlinal ou, à tout le moins, en position monoclinale entre Pelvoux et Dévoluy. Entièrement creusée dans les Terres Noires du Callovo-Oxfordien, elle doit certainement sa largeur à cette dernière cause. Cependant on ne peut parler véritablement d'ombilic. Le surcreusement existe manifestement entre Chauffayer et le Motty, mais le substratum affleure dans le lit du Drac au Pont de la Guinguette, sous Pouillardenc et, plus en amont, les nombreux affleurements de Terres Noires que l'on observe dans les ravins affluents du Drac et même dans certains reliefs à proximité du talweg prouvent que dans la plus grande partie du Champsaur les surcreusements n'existent pas ou très peu (excepté peut-être dans la région des Chabottes). C'est que le Champsaur fut soumis à un régime glaciaire très complexe par le jeu des appareils de la Séveraisse, du Drac et de la Durance. L'importance primordiale du

glacier de la Séveraisse explique le surcreusement de l'ombilic de Chauffayer et la relative saillie du moyen Champsaur où la carte géologique Gap 1/80 000, 4e éd. montre une surface d'affleurement des Terres Noires presque égale à celle du Glaciaire, ce qui prouve la faible valeur de l'érosion dans ces terrains tendres, donc la faiblesse du glacier du Drac.

On ne connaît pas la valeur du surcreusement de l'ombilic de Chauffayer, mais il ne doit pas être exceptionnel. Quant au " verrou" de St-Firmin-en-Valgaudemar, décrit en détail par P. GIBERT (1923), il s'agit simplement au débouché du Valgaudemar cristallin dans le Champsaur sédimentaire, d'une série de bosses mises en relief par le glacier dans les calcaires du Lias inférieur et du Bajocien au milieu des dépressions creusées dans les schistes du Lias et du Callovo-Oxfordien, par simple érosion glaciaire différentielle.

II.3.13. DEVOLUY.

Nous dirons un dernier mot au sujet de l' " ombilic " de St-Disdier, au coeur du Dévoluy, ainsi dénommé par R. BLANCHARD . A notre avis, il n'y a à Saint-Disdier ni ombilic ni verrou, mais seulement la confluence de deux talwegs post-glaciaires dont la réunion donne ainsi une petite plaine alluviale triangulaire d'environ 500 m de côté seulement. Le terme d'ombilic est abusif, même sachant que le Dévoluy fut fort englacé, lorsque l'on constate immédiatement en amont que la crête de Malamort, interfluve entre Souloise et Neyrette, est constituée exclusivement par une épaisse série de grès et de schistes tendres de la molasse aquitanienne actuellement en proie à de grands phénomènes de glissement prouvant leur extrême fragilité. Il n'y a aucun surcreusement à Saint-Disdier, où la Souloise coule sur la roche en place.

Il n'y a pas non plus de verrou. On ne saurait nommer ainsi le défilé de la Souloise à travers le Sénonien, véritable cañon très profond au surplus dépourvu de traces d'action glaciaire. C'est simplement l'entaille d'érosion fluviatile de la Souloise à travers la remontée nord du transsynclinal dévoluard, incision qui s'est faite par antécédence lors du relèvement tectonique du Nord du Dévoluy, vraisemblablement au " Pontien ", faisant de ce défilé un exemple d'entonnoir de percée anaclinale du type le plus caractéristique. Seul, son approfondissement jusqu'au talweg actuel peut être mis sur le compte de l'érosion glaciaire (torrent sous-glaciaire) et interglaciaire.

II.3.14. CONCLUSION.

Ayant ainsi passé en revue les principales formes de l'érosion glaciaire que sont les verrous et ombilics de notre région, on peut dégager une idée générale de la relation de ces formes avec leur substratum.

Partout nous avons vu les verrous façonnés en roche dure, les ombilics en roche tendre. Dans les affleurements sédimentaires non homogènes ce sont les bancs durs qui sont mis en relief et les bancs tendres qui sont excavés. Jamais ce principe ne se trouve pris en défaut.

Lorsque la lithologie parait homogène, la différence vient soit des conditions tectoniques (ombilic dans une zone broyée, verrou sur une zone saine), soit de la direction de l'écoulement glaciaire par rapport au pendage des couches (ombilic creusé dans la direction des couches, verrou respecté lorsque les mêmes couches sont transversales).

Partout donc c'est la loi de l'érosion différentielle qui l'emporte, quel que soit le facteur mis en jeu. L'outil glaciaire, loin d'effacer ces différences et de " calibrer une auge à sa mesure ", a au contraire mis en valeur les moindres variations lithologiques et structurales du substratum où il a exercé son action.

II.4.VALLEES SUSPENDUES ET GRADINS DE CONFLUENCE.

Un autre des traits caractéristiques du relief glaciaire est la vallée ou auge " suspendue " au-dessus- d'une vallée principale par l'intermédiaire du gradin de confluence, formant ou non verrou. Bien que ce dispositif ne soit pas absolument spécifique de l'action des glaciers (on en trouve dans des régions non englacées), il n'en reste pas moins qu'elle est très fréquente dans ce type de relief, dont elle est aussi souvent citée comme exemple.

Comme pour les diffluences et transfluences, notre région est privilégiée pour l'étude de ces vallées suspendues. Les plus nombreuses sont dans le massif du Pelvoux et surtout dans la vallée du Vénéon, qui n'a pour affluents exclusivement que des vallons suspendus dont la totalité sont encore englacés à des degrés divers. On y compte au moins une dizaine de ces vallées affluentes principales, exception faite des ravins secondaires et des cirques latéraux dont nous parlerons ultérieurement. C'est donc là que se concentrera la plus grande partie de notre étude.

A un degré moindre, la Romanche, dans son cours supérieur en amont du confluent du Vénéon, présente une telle morphologie. Mais c'est sa section initiale qui, de loin, est la plus intéressante. En amont d'Arsine , nous trouverons une disposition instructive à bien des égards.

Le troisième grand tronc pelvousien, la Séveraisse, a comme le Vénéon la totalité de ses affluents suspendus. Cependant elle ne montre aucun cas remarquable, exception faite peut-être de son débouché sur le Drac. Nous l'étudierons donc en même temps que le Vénéon.

La Bonne n'est enfoncée dans la masse du Pelvoux que par sa haute vallée. A ce titre, elle possède beaucoup moins de ces formes spéciales, que nous ne ferons que mentionner en passant.

Le Drac, enfin, ne montre que très peu de vallons suspendus sauf dans son cours tout à fait supérieur, ce qui semble paradoxal étant donné que c'est le cours d'eau majeur de notre région, lequel, de plus , circule à peu près partout dans des conditions structurales favorables sur un socle rocheux tendre. Nous verrons comment ce paradoxe peut être résolu, compte tenu de certaines considérations générales et locales.

Pour terminer, les bassins locaux du Dévoluy mais surtout du Vercors sont suspendus au-dessus du cours du Drac. Comme ils ont été englacés au Quaternaire, on pourrait croire que c'est l'action des glaciers qui les a rendus ainsi. Or nous verrons qu'il ne le semble pas, autre paradoxe que nous serons amenés à examiner en détail.

En dernier lieu il nous restera à discuter des deux plus grandes formes de vallées suspendues : la Romanche, cours principal au-dessus de son affluent le Vénéon, et surtout le Drac au-dessus de l'Isère. Cela nous incitera à voir d'une façon plus générale le phénomène en question.

II.4.1. VALLEES SUSPENDUES DU VENEON. DISSYMETRIE.

Du confluent de la Romanche au glacier de la Pilatte, une très grande dissymétrie se constate entre le nombre des affluents de rive droite et de rive gauche. Ainsi, rive droite, deux vallées seulement confluent, celle du Diable (ou de la Selle) à Saint-Christophe-en-Oisans, et celle des Etançons à la Bérarde, cette dernière recevant rive gauche l'appoint de la Bonne-Pierre peu avant le confluent. Au contraire, rive gauche, on en compte huit principales : Vallon, Lauvitel, Muzelle, Lanchâtra, Mariande, Muande (ou Lavey), Etages, Chardon. Cette curieuse disposition doit avoir une origine très ancienne.

Pour cette étude, nous avons établi une série de profils en long des plus caractéristiques (fig. 47 et 48) auxquels nous renvoyons lors de chaque examen individuel.

Rive droite, le premier vallon suspendu est celui du Diable, au fond duquel se niche encore un glacier important mais en voir de fusion rapide. Le profil est parfaitement régulier sauf dans la partie tout à fait supérieure encore englacée (cirque). Le gradin de confluence est très important, puisqu'on peut estimer sa dénivellation à 350m environ.

Les Etançons ont un fond encore plus régulier, garni aussi d'alluvions. Le gradin de confluence est haut seulement d'une centaine de mètres. Sur sa gauche, le vallon de Bonne-Pierre, rempli de moraine et de glace, est fortement suspendu au-dessus de ce dernier (200m au moins) et du Vénéon (300m au moins). Mais, ici, on peut considérer séparément ces deux derniers vallons car leur jonction est tellement proche du Vénéon qu'elle n'a pas donné naissance à une nouvelle vallée secondaire.

Rive gauche, se présente d'emblée le cas le plus difficile, celui de Lauvitel. Ce vallon affluent, fortement suspendu, est tellement rempli d'alluvions et de moraines qui retiennent un lac (le Lauvitel) qu'on ne peut voir nulle part le talweg rocheux en place. Celui du Vénéon non plus d'ailleurs, ici surcreusé et rempli par les alluvions torrentielles remontant de la plaine lacustre du Bourg-d'Oisans. Réduit aux profils superficiels nous estimons ce gradin à 300 m au moins et, certainement, beaucoup plus.

Lanchâtra est aussi difficile à estimer, le gradin de confluence donnant sur le Plan-du-Lac. Cependant il est d'au moins 200 m, peut-être même 250. En amont, le vallon déglacé de Lanchâtra est assez régulier et à pente longitudinale relativement forte.

Mariande est remarquable par divers cotés ; son profil très régulier, très encaissé, sa section moyenne quasi horizontale bien entendu à cause d'un remblaiement alluvial, mais surtout par son gradin très élevé atteignant au moins 500 m.

Muande (ou Lavey) est le plus vaste affluent du Vénéon. Très régulier dans son profil en long dont la faible pente est aussi alluviale (sauf dans la partie tout à fait supérieure du domaine des cirques glaciaires), son gradin de confluence accuse une dénivellation de 200 m seulement.

Les Etages révèlent un profil d'ensemble régulier, gonflé en amont par le glacier du Vallon des Etages et sa moraine frontale encore relativement importante. Son gradin de confluence est d'un peu plus de 150 m.

Le dernier affluent important est, un peu à l'aval de la Pilatte, le vallon du Chardon dont le glacier occupe encore la plus grande partie au-dessus de Plan-du-Carrelet. Mais ici, il n'est guère possible de parler de gradin de confluence ni même d'affluent, tellement les auges du Chardon et de la Pilatte sont proches et de surfaces et longueurs comparables. Notons seulement quesles profils font apparaître un creusement relativement moins important du Chardon, qui se trouve donc légèrement " suspendu " au-dessus du Vénéon (voir fig. 17 c).

D'amont en aval l'encaissement est variable et ne semble pas suivre une loi générale. Ainsi on ne peut pas dire que la lithologie intervienne à un degré quelconque, toutes ces auges, comme le Vénéon, étant façonnées dans les granites et gneiss du socle du Pelvoux, apparemment homogènes et ne présentant aucune différence de dureté notable.

Nous avons déjà parlé plus haut de la remarquable géométrie des directions des vallées pelvousiennes, qui semblent correspondre à un réseau complexe de fractures, dont certaines ont déjà été bien repérées (cf. I.3.7.4.).

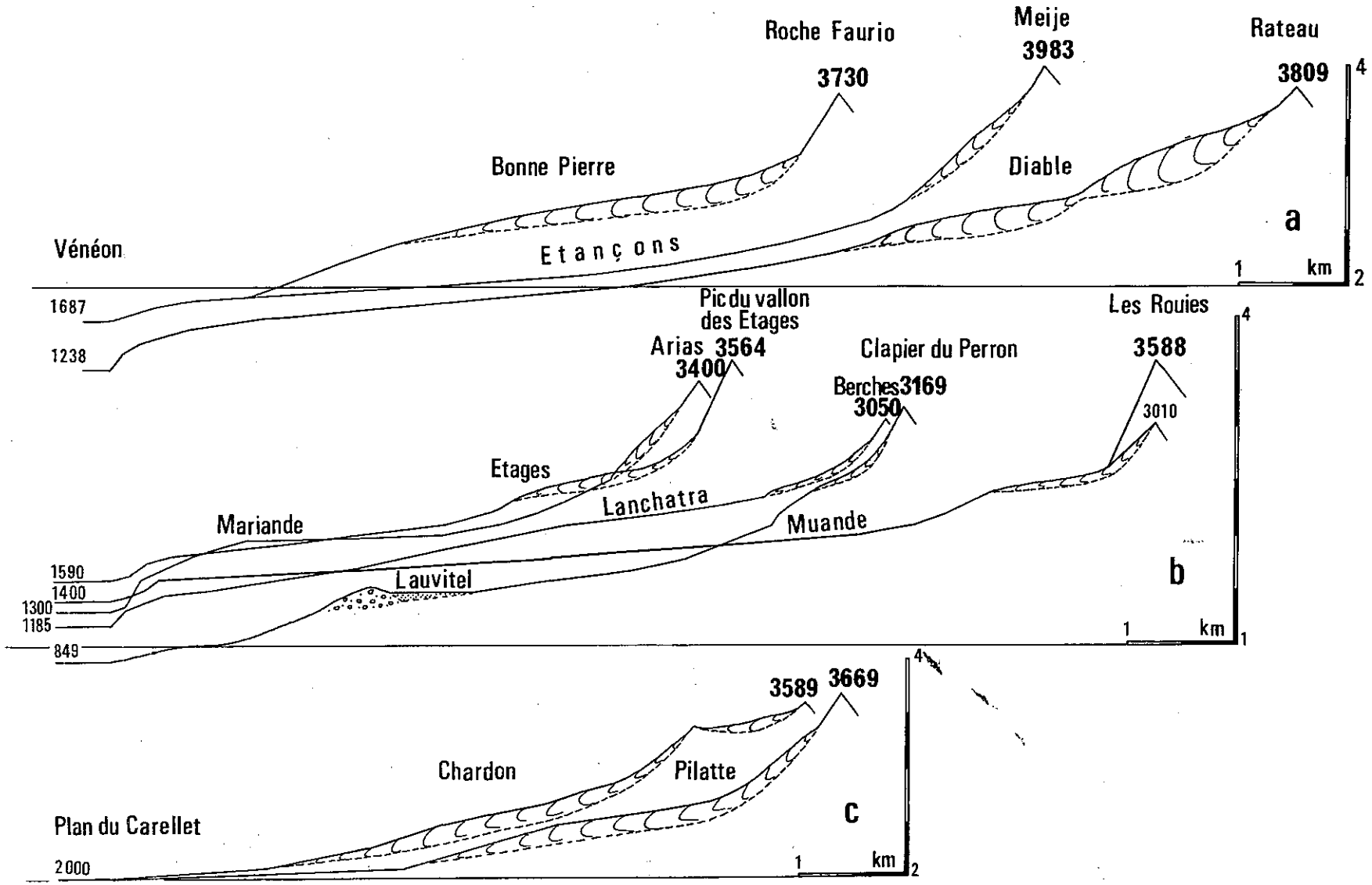


Fig.47. PROFILS LONGITUDINAUX DE VALLEES GLACIAIRES LATERALES DU VENEON. Gradins de confluence. Les hachures courbes figurent les glaciers actuels.

Il est normal que les cours d'eau et les glaciers se soient établis sur ces axes rendus fragiles par le broyage tectonique, surtout si les gradins en question sont des fractures de compression. Mais on ne peut encore, actuellement, faire un parallèle entre encaissement des vallées et densité et intensité du broyage.

II.4.2. LA SEVERAISSE.

La même dissymétrie affecte la Séveraisse dont seul le versant gauche montre des vallons suspendus notables (Prentiq, Navette, Sirac-Vallonpierre), exception faite du Gioberney dans le cours très supérieur de la vallée. Le premier en aval, Prentiq, montre un profil très régulier suspendu d'au moins 150 m au-dessus de la Séveraisse, à l'Ubac, où l'on ignore l'épaisseur des alluvions. Navette, au-dessus de la Chapelle-en-Valgaudemar, offre un profil encore plus régulier, très aplani, et un gradin de confluence de 100 à 150 m au moins. Gioberney enfin est presque aussi régulier que Navette et Séveraisse au-dessus de laquelle il est suspendu d'environ 100 m. Ici on observe une diminution de la hauteur du gradin d'aval en amont, indépendamment de la lithologie qui est exactement la même que dans le Vénéon voisin (Fig. 48b).

II.4.3. LA ROMANCHE .

Comme le Vénéon, la Romanche montre une grande dissymétrie entre les affluents de ses deux rives. Mais, contrairement à ce dernier, ce sont ceux de rive droite qui sont les plus étendus (Ferrand, Rif-Tort, Rif-du-Gâ, Martignare, Maurian), ceux de rive gauche étant inexistants ou presque, réduits à l'état de minuscules ravins descendant de la calotte glaciaire de la Meije et du Mont-de-Lans. Ces vallons affluents de rive droite ont ou ont eu un profil d'auge glaciaire, et sont également tous suspendus au-dessus de la Romanche; le Ferrand, par exemple, est suspendu d'environ 250 m, le Rif Tort de 1000 m, le Gâ et Martignare d'environ 400 m, Maurian de 300 m (fig. 46,d,e,f,).

Mais le cas le plus intéressant et le plus instructif est celui de la Haute-Romanche, en amont du Pas-de-L'Ane-à-Falque. Là se trouve le carrefour de deux auges glaciaires, celle du Rif-de-la-Planche venant du glacier d'Arsine et celle de la Romanche composée, à Valfourche, par la réunion des deux glaciers de la Plate-des-Agneaux et du Clot-des-Cavales.

La Romanche du Plan-de-Valfourche forme l'auge principale, la plus basse, au-dessus de laquelle le ravin du Clot-des-Cavales encore englacé est " suspendu " ou plutôt se raccorde au moyen d'une pente beaucoup plus forte (fig. 48a). Puis au-dessus, le Rif-de-la-Planche forme une autre auge parallèle à la première, mais à un niveau d'une centaine de mètres plus élevé au moins, compte non tenu du remplissage du Plan-de-Valfourche qui doit facilement excéder une cinquantaine de mètres.

On sait que la Haute-Romanche et le Rif-de-la-Planche, entre Pelvoux et Combeynot, sont installés sur la trace d'un synclinorium jurassique (Villar-d'Arène, col d'Arsine). Or, paradoxalement, le Rif-de-la-Planche dont le talweg est encore dans le Jurassique est suspendu au-dessus de Valfourche dont le talweg a déjà fortement entamé le cristallin. Dans le cas de la Haute-Romanche, c'est le vallon situé en roche dure qui se trouve surcreusé par rapport à celui façonné en roche tendre. Cette particularité inhabituelle s'explique aisément par suite de la bifluence d'Arsine. En effet les glaciers de la Haute-Romanche n'avaient pour issue que Valfourche alors que, grâce au seuil bifluent , celui d'Arsine pouvait prendre deux voies, celle de la Romanche par le Rif-de-la-Planche et celle de la Guisane (Durance) par le Petit-Tabuc. Or, aux périodes glaciaires, le chemin du Petit-Tabuc était constamment ouvert tandis que celui du Rif était barré (obturé) par les glaciers de Valfourche. Ainsi, le glacier d'Arsine a presque toujours, surtout aux ana et cataglaciaires, moins aux Pléniglaciaires, emprunté la voie du Tabuc.

C'est aussi à la lithologie et à la structure que sont dus les différents encaissements des vallées affluentes de rive droite. Ainsi le Ferrand, creusé au contact Cristallin-Sédimentaire, n'est suspendu que de 250 m alors que le Rif-Tort, qui draine la surface prétriasique du plateau de Paris, à la fois sur le Cristallin et le Trias résiduel, tombe verticalement de 1000 m. Le Gâ, installé exactement dans la direction des couches de la couverture, dans le Lias schisteux tendre, est suspendu de 400 m au Chazelet, à l'endroit où il doit franchir la retombée orientale du socle cristallin du plateau de Paris, alors que le Maurian , descendant du glacier Lombard, tranchant perpendiculairement et par une percée anaclinale l'ensemble des couches jurassiques et l'épaisse assise du Flysch des Aiguilles d'Arves n'est suspendu au-dessus de la Romanche, à la Grave, que de 300 m. Les affluents situés uniquement dans le Sédimentaire (Ferrand, Maurian) sont relativement peu suspendus. Au contraire ceux qui rencontrent le Cristallin dans leur cours inférieur le sont relativement plus (Gâ) ou beaucoup plus (Rif Tort).

II.4.4. LA BONNE.

En amont d'Entraigues, elle a un grand développement de petits ravins affluents suspendus, mais seulement un affluent notable, rive droite, le Val-Beranger ou Valsenestre. Ce dernier, auge glaciaire conservant quelques glaciers de cirque près de sa crête supérieure, est suspendu au-dessus du Valjouffrey, remblayé d'alluvions, mais d'une

centaine de mètres au moins seulement. A part cela, son profil longitudinal est aussi parfaitement régulier.

II.4.5. LE DRAC.

Il reçoit de nombreux affluents sur ses deux rives, notamment dans son cours montagneux du Beaumont et du Champsaur. Cependant aucun de ces cours d'eau, même des plus minimes comme la Sézia, le Brudour, le Ruisseau de la Salle etc.. n'est véritablement suspendu. Seuls quelques minuscules ravins ont un profil très rapide, notamment en Champsaur, mais aucun ne montre de gradin de confluence. Le type en est le Buissard, torrent local descendant du Vieux-Chaillol, dont le bassin supérieur fut fortement englacé puisqu'il susbsite une belle moraine frontale (Chaillol-Village) en amont de laquelle aucune rupture de pente notable ne se produit. Cependant, une exception se trouve rive gauche : le torrent d'Ancelle qui serpente subhorizontalement dans la dépression terminale de ce glacier est " suspendu " d'environ 300 m au-dessus du cours général du Drac. Mais le raccord se fait non pas en gradin de confluence abrupt avec cascade, comme ceux que nous venons de voir, mais par une section du torrent en pente plus forte, régulière, creusée dans les marnes callove-Oxfordiennes du substratum. Cette disposition particulière n'est pas le reflet d'un cas général (voir II.1.1.).

Dans le haut-bassin du Drac, cependant, les vallons suspendus apparaissent : Archinard, Blaisil pour le Drac Noir, Méollion, Tourond, Val-Estrèche, Isora pour le Drac Blanc. Mais aucun n'a le développement ni la régularité de ceux du Vénéon et du Valgaudemar. Ce sont des vallons intermédiaires entre cirques et véritables vallées suspendues, tant par leurs dimensions que par leurs formes. Tous sont plus ou moins étagés, d'ailleurs modestement, leurs gradins de confluence étant beaucoup moins hauts et moins nets que les autres.

Si l'on s'en réfère au fond rocheux et non au profil superficiel sur les alluvions récentes, on s'aperçoit que le Drac, à Chauffayer, semble lui-même suspendu au-dessus de la Séveraisse. En effet le Drac coule directement sur le substratum en deux endroits : au Motty, ce qui est normal puisque c'est au droit du verrou de Beaufin, et au Pont de la Guinguette, loin en amont, ce qui l'est moins étant donné qu'aucun verrou ne barre ici la vallée. Or, à notre avis, si le substratum remonte ainsi en un gradin caché en amont du confluent de la Séveraisse, c'est parce que ce confluent a été surcreusé par le glacier de la Séveraisse lui-même. Cette disposition paradoxale trouvera, elle aussi, son explication d'ordre général.

II.4.6. BASSINS LOCAUX DU VERCORS.

Les bassins locaux du Vercors ont été presque tous englacés, et tous sont aussi plus ou moins suspendus mais très inégalement. Ainsi Prélenfrey, très typique, a-t-il un gradin de confluence d'environ 450 m au-dessus de la Gresse. Mais, outre que la Gresse inférieure est déjà de plain-pied avec le Drac, beaucoup plus puissant, le Lavanchon, en amont de Varces, disposant d'un bassin minuscule de surcroît d'altitude très faible et n'ayant probablement jamais connu de glaciation locale, est non pas suspendu mais semble au contraire au moins autant creusé que le Bas-Drac, le colmatage fluviatile de la plaine de Grenoble remontant les 2/3 de son cours. De même Esparron, où l'on ne trouve pas trace de glaciaire local, ne domine que d'une centaine de mètres le bassin du Trièves (Ebron).

Sauf Prélenfrey qui est vraiment un cas particulier de bassin local réellement suspendu, les autres ne présentent nulle part de véritable gradin de confluence, mais plutôt simplement une section plus rapide du lit de raccordement de leur émissaire. Dans la haute Gresse, le bassin de Saint-Andéol est suspendu d'environ 200m, celui de Gresse de 500 ; Le Trièves ne reçoit que le bassin de la Bâtie, suspendu de 200m également, et celui de Chichilienne qui ne le domine que d'une cinquantaine de mètres au plus. Chaque bassin étant abrité en position monoclinale derrière sa corniche tithonique, simple ou redoublée, on ne peut nulle part faire la distinction entre ce qui est dû à la glaciation et ce qui est dû à la structure. Il semble même, dans le cas de ces bassins, que la structure ait un rôle prédominant. Nous n'en voulons pour preuve que le petit bassin d'Esparron, profondément enfoncé sous des crêtes d'altitudes très modestes (1714 m au maximum), réuni au bassin de Chichilianne par le Col du Prayet (1197m) et au Diois par celui de Menée (1457m), et qui malgré cette situation défavorable est encaissé à 1020 m, en amont du Trièves, alors que celui de Gresse, beaucoup mieux situé et beaucoup plus grand, ayant eu une forte glaciation locale, est à 1200 m à l'aval du Trièves. Il y a paradoxe d'évolution entre ces deux cellules, dont l'origine ne peut être que structurale.

Soulignons tout de même que c'est la région ayant connu le plus grand développement des glaciers locaux, celle de Chichilianne, qui est aussi la plus profondément excavée bien qu'encore modestement surélevée.

II.4.7. DEVOLUY.

L'extrémité nord-ouest du massif est échancré par deux vastes bassins contigus, ayant actuellement l'apparence d'immenses entonnoirs d'érosion fluviatile, occupés par les hautes vallées de l'Ebron et de la Vanne, les bassins de Tréminis et de St-Baudille-et-Pipet. Ces ensembles de grande envergure sont fortement excavés mais, chose curieuse,

malgré leur faible altitude moyenne ils ne sont pas du tout suspendus au-dessus du Drac avec lequel, au contraire, ils se raccordent de façon parfaitement régulière. On a pensé que ces bassins, comme ceux du Vercors, ont connu une glaciation locale au moins réduite, mais, à vrai dire, on n'en a aucune preuve. En tout cas on n'y observe ni verrou ni gradin de confluence ni autres formes de même genèse.

C'est donc en fin de compte le centre même du Dévoluy, le transsynclinorium de St-Disdier qui ferait figure de vallée latérale suspendue, encore que très peu, si les influences structurales n'étaient si prédominantes et l'érosion glaciaire au total si faible, puisque les marnes tendres de l'Aquitanien et du Priabonien subsistent en grandes quantités. Nulle part donc, sauf dans son plus haut cours, le Drac ne montre d'affluents suspendus d'origine indubitablement glaciaire. C'est une singularité qui devra trouver également son explication.

II.4.8. ROMANCHE ET VENEON.

Le cas de la vallée de la Romanche suspendue au-dessus du Vénéon est classique. Au fond de l'auge de Bourg-d'Oisans le surcreusement se poursuit dans le socle cristallin entre Rochail et Pied-Moutet par la basse vallée du Vénéon qui est le prolongement direct de l'ombilic de Bourg- d'Oisans. Celui-ci en se rétrécissant bien sûr, s'enfonce jusqu'en amont des Ougiers, peu avant Venosc. Par contre, rive droite, la Romanche y débouche par un étroit cañon, les gorges de l'Infernet, creusé également dans les gneiss mais ayant tout à fait l'allure d'une gorge de raccordement ou d'un cañon sous-glaciaire „ comme celle de la Sarenne, un peu plus au N. Et, contrairement au Vénéon qui coule sur ses alluvions, la Romanche dans la traversée de l'Infernet scie la roche en place avec une pente relativement forte (fig. 49), jusqu'au verrou du Freney d'Oisans (Chambon). Ce n'est pas un gradin de confluence typique, mais la dénivellation appréciable, sur une courte distance, à été mise à profit pour édifier le barrage du Chambon sur le verrou et une centrale hydroélectrique au débouché de l'Infernet, au Pont-Saint-Guillerme. Si gradin de confluence il y a, ce qui est très vraisemblable, il doit être actuellement caché sous les alluvions qui remplissent l'ombilic du Bourg-d'Oisans.

Si l'on se reporte au schéma des profils en long (fig. 22), on s'aperçoit que celui du Vénéon est parfois plus rapide que celui de la Romanche, qui paraît ainsi la plus enfoncée. Mais les profils superficiels ne sont que des apparences. Il faut tenir compte du fait que la Romanche possède un vrai talweg rocheux, alors que le Vénéon ne montre que son remplissage alluvial, commençant par le puissant cône de déjection à forte pente de Pont-Escoffier se raccordant à la plaine fluvio-lacustre d'Oisans , puis se poursuivant en amont par les grosses moraines des Ougiers et de la Danchère qui oblitèrent son profil sur une grande hauteur, et se terminant par l'énorme écroulement du Grand-Clapier de Bourg-d'Arud retenant la plaine alluviale du Plan-du-Lac. Sur tout ce parcours, le véritable talweg rocheux du Vénéon est partout masqué sous un épais colmatage de dépôts quaternaires. Il est en réalité beaucoup plus bas, au niveau du plancher de l'ombilic du Bourg d'Oisans, que nous ne connaissons pas, alors que le talweg de la Romanche est au-dessus du remplissage alluvial de ce même ombilic. Il y a donc vraisemblablement gradin de confluence dont la valeur n'est pas connue avec exactitude.

Ce gradin, comme celui de la Sarenne à la Garde, ne saurait s'expliquer par des différences lithologiques ou structurales. Romanche et Vénéon sont imprimés tous deux dans le socle hercynien et même, de ce côté, c'est la Romanche qui aurait l'avantage puisqu'elle a travaillé beaucoup plus longtemps dans les assises tendres de la couverture sédimentaire alors que le Vénéon est situé en plein massif cristallin.

L'ombilic du Bourg-d'Oisans montre une autre disposition intéressante. Au N, la vallée de l'Eau-d'Olle débouche aussi de plain-pied sur la plaine d'Oisans, par une auge glaciaire remblayée qui remonte de plusieurs kilomètres jusqu'en amont du Verney. Cette disposition est exactement symétrique de celle du Bas-Vénéon (Voir carte géologique Vizille 1/50 000.). Pourtant, l'Eau-D'Olle n'est qu'un affluent, certes important mais tout de même mineur à comparer au couple Romanche-Vénéon augmenté de la Sarenne. Mais là, la structure semble y être pour quelque chose. L'auge de la basse Eau-d'Olle existe tant qu'elle se trouve dans les terrains tendres du Lias, dont la direction des couches est la même, et cesse en amont du Verney à l'endroit exact où le cours d'eau entaille le socle cristallin de Belledonne. Par conséquent, contrairement au Vénéon, l'Eau-d'Olle a bénéficié de grandes facilités structurales et lithologiques.

II.4.9. ISERE, DRAC ET ROMANCHE.

Depuis la visite de PENCK dans les Alpes françaises, les relations de la vallée du Drac avec celle de l'Isère sont bien connues et devenues classiques. On sait que le talweg du Drac est suspendu au-dessus de l'Isère et du Grésivaudan car taillé dans la roche en place en amont de Saint-George-de-Commiers alors que partout l'Isère, dans la plaine de Grenoble, le Grésivaudan, la cluse et jusque fort loin en amont, divague sur ses alluvions. Ce n'est que très récemment (1941-1942) que l'on a pu se faire une idée " a minima " de la valeur du surcreusement de l'Isère, lorsqu'un sondage traversa à Beauvert 400 m d'alluvions sans toucher le fond rocheux. Le " gradin de confluence " du Drac sur l'Isère est donc d'au moins 400 m, et peut-être beaucoup plus. Or la valeur de cette

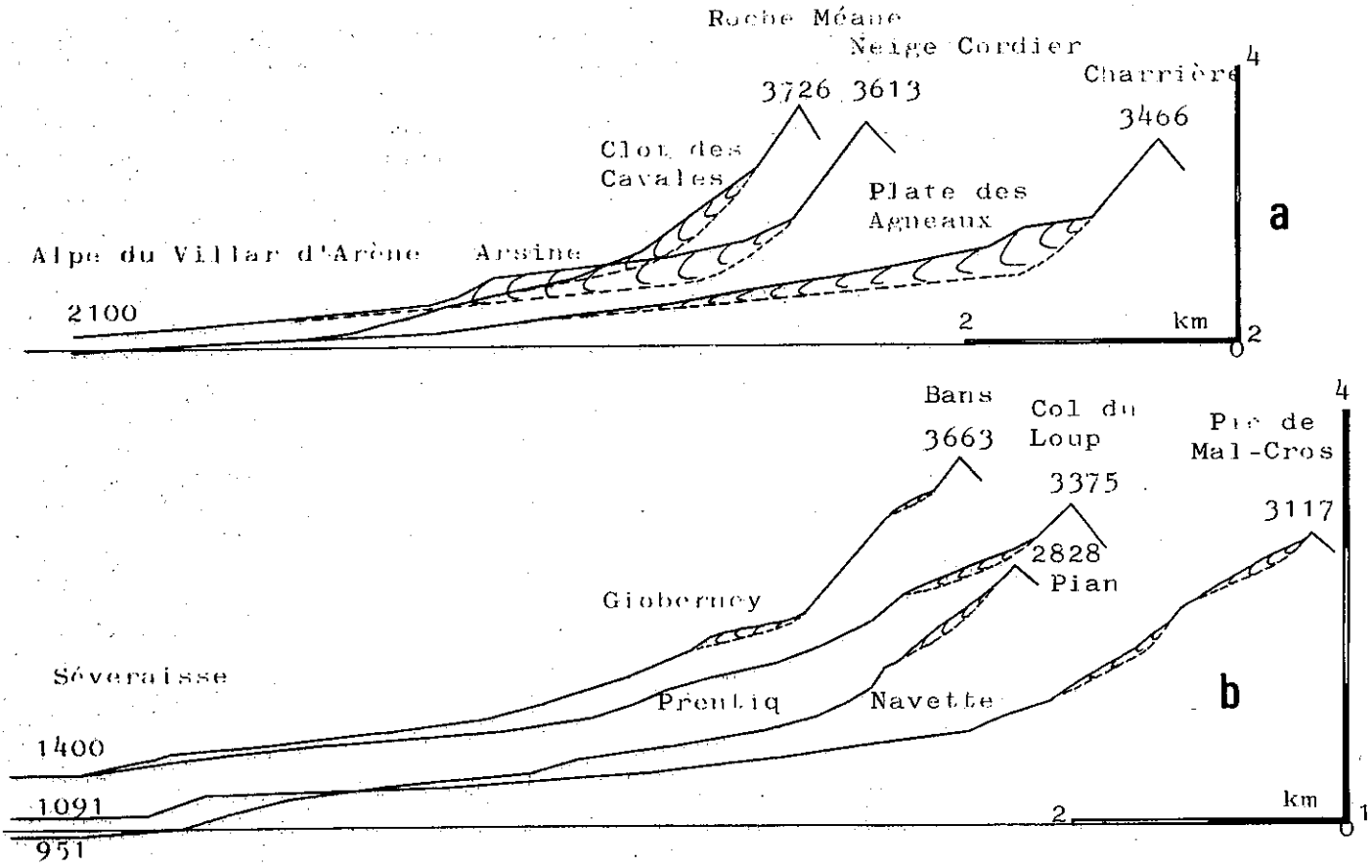


Fig.48. AUTRES PROFILS LONGITUDINAUX DE VALLEES GLACIAIRES LATERALES.
a. Romanche
b. Valgaudemar.

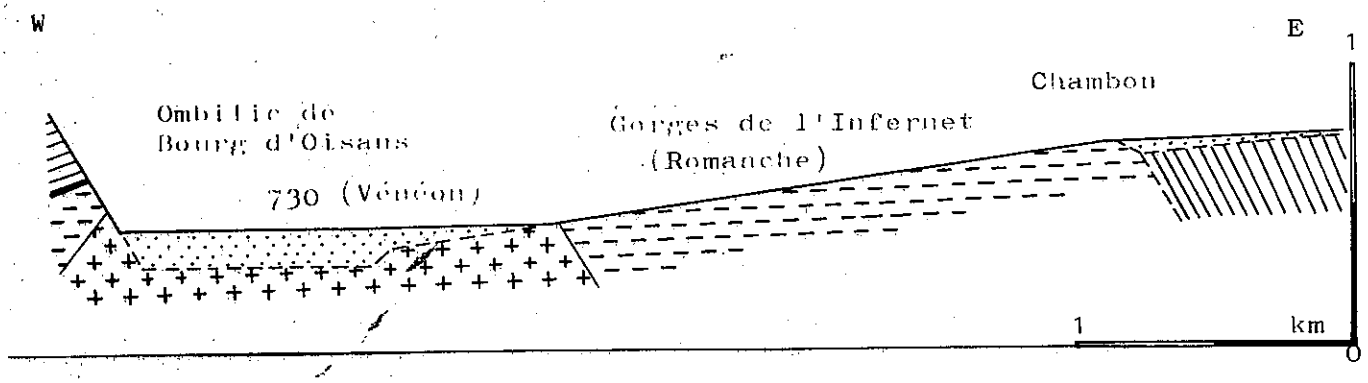


Fig.49. GRADIN DE CONFLUENCE DE LA ROMANCHE AU-DESSUS DE L'AUGE DU VENEON
(ombilic de Bourg-d'Oisans).

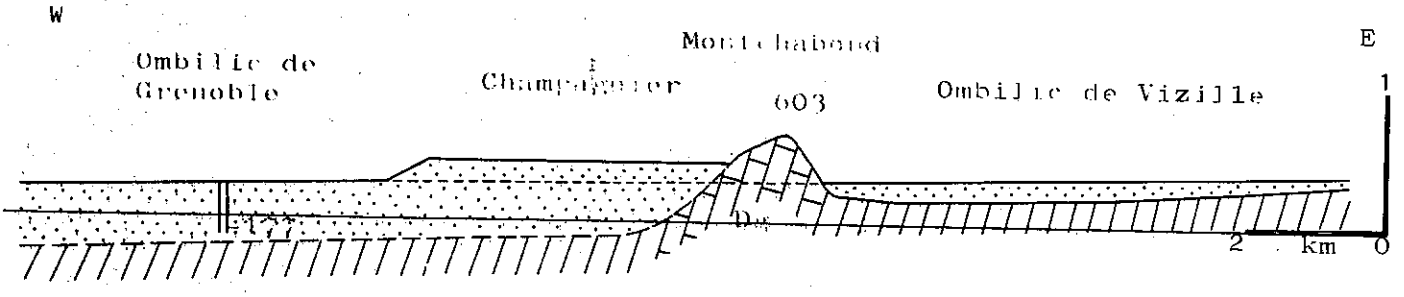


Fig.50. COUPE SCHEMATIQUE DES OMBILICS DE GRENOBLE (ISERE) ET DE VIZILLE (ROMANCHE).
Dg : Dogger (calcaires argileux).
Remarquer le creusement inégal des fonds d'auges, fonction de la puissance de leurs glaciers respectifs.

dénivellation cachée sous le remplissage alluvial (fig.2) est d'autant plus intéressante que les deux vallées sont creusées exactement dans les mêmes conditions lithologiques et structurales : le Grésivaudan dans le Jurassique moyen (Bathonien, Callovien et Oxfordien), le Drac aussi, mais surtout dans le Lias schisteux, de consistance équivalente. De plus chaque vallée suit exactement la structure, soit la direction des couches et les grandes failles de décrochement pour le Grésivaudan, la direction des couches et une grande cassure de socle pour le Bas-Drac. De sorte que l'on ne peut invoquer ces deux facteurs dans la différence de façonnement : des deux auges glaciaires.

Le problème se trouve un peu compliqué par la présence de la Romanche, dont la morphologie au confluent du Drac n'a jamais été étudiée de façon précise ; malgré les plus récentes publications à ce sujet, dues à R. BLANCHARD (1938,1854).

Or l'auge de la Romanche est, elle aussi, suspendue au-dessus de l'ombilic de Grenoble (fig.50). Elle en est isolée par la zone continue de verrou Conest-Combeloup (cf. II.3.3.). Deux échancrures fluviatiles la traversent seulement : la gorge des Etroits-de-Vizille , dont le fond ne peut être fortement déprimé, et la gorge du Sonnant, elle-même suspendue 200 m au-dessus de la plaine du Grésivaudan. Nul passage pour le flot de glace romanchois n'était donc ménagé à sa sortie des massifs cristallins. Barré en profondeur, seule la partie supérieure du glacier pouvait franchir la zone du verrou, au-dessus de l'altitude 500 m, c'est-à-dire au moins 700 m plus haut que le fond de l'ombilic de Grenoble. De plus ce glacier perdait une partie de son débit par les nombreuses diffluences (Matheysine Luitel, La Morte, Ornon). Comment, dans ces conditions, rendre responsable le glacier de la Romanche du barrage de celui du Drac ? Il nous semble plutôt qu'il était fort gêné lui-même, à telle enseigne qu'il n'a pas pu pratiquer une brèche dans la zone du verrou, pourtant constituée de roches médiocrement résistantes du Lias marno-calcaire et du Dogger. Si on ne peut chiffrer ni sur le verrou, ni dans l'ombilic de Vizille la hauteur du gradin de confluence Romanche-Isère, par contre on peut l'estimer connaissant approximativement le fond glaciaire du défilé de Livet et celui de l'auge diffluente d'Uriage. Sans exagération, nous estimons l'altitude du fond d'auge romanchois réel à 250 m environ à Vizille, ce qui fait que le gradin de confluence est d'au moins 450 m. Si l'on applique la même méthode au Drac, prenant pour fond d'auge la terrasse rocheuse de Saint-Georges-de-Commiers (320m), on peut affirmer que le Drac est suspendu d'au moins 500 m au-dessus de l'ombilic grenoblois.

A quoi peut-on attribuer le défaut de surcreusement de l'ombilic de Vizille par rapport à celui de Grenoble ? Si le Grésivaudan est dans les Terres-Noires, Vizille est dans le Lias schisteux, aussi tendre, et dans le Trias gypseux encore plus fragile. La structure ne saurait entrer en ligne de compte non plus, elle est identique pour les deux cellules, Vizille étant situé sur la grande faille décrochante de la Cléry, au contact Cristallin-Sédimentaire, l'ombilic et l'auge d'Uriage étant façonnés exactement comme le Grésivaudan parallèlement aux strates. Seul, le verrou Conest-Combeloup s'explique par la structure, ses couches calcaires étant perpendiculaires à la direction générale du glacier romanchoix dans con cours inférieur, comme celui de la Bonne l'est par rapport au verrou du Pont-du-Prêtre.

Auges du Drac et de la Romanche, celle-là à un moindre degré, étant suspendues par rapport à celle de l'Isère comme la Romanche l'est au-dessus du Vénéon, la conclusion est que c'est le glacier de l'Isère qui est le glacier principal, le seul qui a surcreusé l'ombilic de Grenoble comme il a façonné le Grésivaudan. Par rapport à ce dernier, la Romanche n'est qu'un affluent secondaire.

II.4.10 - CONCLUSION.

Le grand développement des vallées et des vallons suspendus, leurs situations structurales variées, leur orientation sont autant de données significatives sur leur origine et les conditions de leur développement. Ainsi ces dispositifs se rencontrent partout dans les grandes vallées intra-montagneuses (Romanche, Vénéon, Séveraisse etc..) où, toujours, les vallons affluents sont suspendus au-dessus du talweg principal, collecteur. A l'extérieur des massifs cristallins, nous avons vu que le Drac est suspendu au-dessus de la Romanche, elle même suspendue, et beaucoup, au-dessus de l'Isère non seulement de l'ombilic de Grenoble, mais aussi du Grésivaudan. Cela ne fait que rendre plus étrange le fait que l'on ne rencontre aucune de ces formes dans la vallée du Drac, hormis son cours du Haut-Champsaur en amont du confluent des deux Dracs. En effet les bassins locaux de la bordure du Vercors sont étagés uniquement par suite de leur position structurale, alors que ceux, très peu englacés, du Nord du Dévoluy (Saint-Baudille et Tréminis) ne le sont pas du tout. Or, on ne peut arguer de la position à l'intérieur des massifs cristallins de ces formes pour y voir une relation de cause à effet, ces dernières n'existant pas dans la zone subalpine. Les relations d'étagement Drac-Romanche-Isère dans la région de leurs confluents, dans les couches tendres du Jurassique, sont là pour nous persuader du contraire.

Une seule explication plausible permet de rendre compte de cette anomalie. C'est que la vallée du Drac s.s., située tout de même en pleine zone glaciaire, n'a pas eu une capacité glaciaire suffisante pour que s'établisse cette morphologie. Le Drac n'a été qu'une vallée ordinaire et non pas une véritable auge glaciaire. Cette conclusion vient confirmer ce que nous avait déjà suggéré l'étude de ses relations glaciaires avec la Durance. D'autres observations viendront l'étayer ultérieurement.

Si maintenant nous examinons les hautes vallées glaciaires des massifs cristallins, la première chose qui frappe est la dissymétrie de la distribution des vallons latéraux suspendus sur les deux rives.

Le Vénéon est exemplaire à cet égard, puisqu'aucune influence lithologique n'intervient. Les vallons glaciaires sont nombreux sur la rive gauche, c'est-à-dire au S, en ubac. Ils sont peu nombreux rive droite, au N, les vallons étant alors d'orientationN-S. La remarque vaut également pour la Séveraisse. La dissymétrie est fonction de l'orientation.

C'est le contraire pour la Romanche. Ce sont ses affluents rive droite, au N, qui sont de loin les plus nombreux et les plus développés, ceux de rive gauche étant minuscules. Mais, là, les conditions structurales ne sont pas identiques. Creusés entièrement dans le Cristallin rive gauche, les affluents de rive droite, par contre, le sont presque entièrement dans la couverture sédimentaire (fig.19) et en position structurale favorable. La dissymétrie, ici, est manifestement d'origine structurale.

Que conclure de ces données contradictoires ? Simplement qu'en matériel homogène (Cristallin par exemple), c'est l'orientation qui prime sur le développement des vallons glaciaires affluents, car il est bien connu que ce sont les glaciers à exposition nord qui sont les plus puissants (voir les glaciers actuels du Pelvoux ou du Mont-Blanc par exemple). En matériel hétérogène, par contre, les conditions structurales prennent le dessus sur l'orientation, notamment lorsque les différences de résistances des roches impliquées sont très accusées, ce qui est patent pour la Romanche.

S'il y a une leçon à tirer de ces observations, c'est que la structure, là encore, a la prédominance sur toutes les autres facteurs lorsque ces derniers s'appliquent à des éléments comparables en tout point, notamment de dimension et d'altitude, comme le Drac, la Romanche et la Séveraisse.

La question de la hauteur du gradin de confluence est aussi intéressante. On a vu qu'on ne pouvait la lier à la position du vallon dans la vallée principale. Par contre, une relation évidente existe avec la dimension du vallon affluent. (voir fig.58). Généralement la hauteur du gradin varie en fonction inverse de ses dimensions, c'est-à-dire qu'un petit vallon (Mariande, par exemple) aura un gradin beaucoup plus élevé (600m) que son voisin de dimension beaucoup plus grande (Muande ou Lavey, 150 à 200 m).

La région idéale, en ce qui concerne l'étude de la hauteur des gradins de confluence, est évidemment la vallée du Vénéon pour des raisons d'homogéneité du substrat et d'isolement.

Partant de la Pilatte, source du torrent, le premier vallon rencontré est, rive gauche, celui du Chardon qui se trouve suspendu d'une cinquantaine de mètres au-dessus du Plan-du-Carrelet. Puis ce sont les Etançons, rive droite, suspendus de 100 m, les Etages, rive gauche (150m), Muande (ou Lavey, 200m), Mariande (600m), le Diable (rive droite, 350m), Lanchâtra (rive gauche, 300 m), la Muselle (500 m.), Lauvitel (300m), le Vallon (800m). Globalement, il semble donc que la hauteur des gradins de confluence aille croissant d'amont en aval, ce qui paraît normal. Mais tous ne suivent pas cette règle simple. Ainsi la Mariande est beaucoup plus étagée que Lanchâtra (600m contre 300 m) et le Lauvitel beaucoup moins que le Vallon (300m contre 800 m), malgré leurs dispositions respectives. C'est qu'ici intervient un second facteur, la dimension des vallons.

Les vallons affluents sont en effet loin d'avoir des dimensions analogues. Certains sont très petits (Vallon, Mariande), d'autres vastes (Diable, Muande, Etançons), leurs rapports de superficie variant de 1 à 3 ou plus. On pouvait donc penser a priori que l'influence des dimensions intervenait de telle sorte que les petits vallons devaient avoir un gradin de confluence relativement plus élevé que les grands, cela en fonction de la puissance des glaciers qu'ils contenaient. Il est évident qu'un grand glacier doit pouvoir éroder plus et plus vite qu'un petit, toutes choses égales par ailleurs, et ainsi s'enfoncer davantage dans le substratum.

Ainsi le Chardon est suspendu modestement au-dessus de la Pilatte. On constate que leurs bassins versants sont de dimensions très voisines, celui de la Pilatte étant légèrement plus grand. Il en est de même pour les Etançons, peu étagés (100m) au-dessus du Vénéon, et de dimensions également inférieures à ce dernier en amont du confluent de la Bérarde. Autre exemple significatif, le glacier de Bonne-Pierre, affluent des Etançons : son auge est suspendue au-dessus de ce dernier de 250 m environ bien qu'elle contienne encore un glacier, alors que les Etançons sont complètement dégagés. A première vue il y aurait là un argument en faveur de la théorie des " glaciers protecteurs ". Mais observons également que Bonne-Pierre est beaucoup plus petit (3 ou 4 fois) que les Etançons seuls.

Puis tous les autres vallons sont suspendus au-dessus du Vénéon. Mais les Etages, petit vallon, est moins haut que Muande ou le Diable, de beaucoup plus grandes dimensions ; il y a donc ici également une anomalie, ou tout au moins un fait inexplicable dans l'hypothèse choisie.

Nous avons alors tenté d'évaluer les volumes des vallons et non plus leurs surfaces, car la puissance des glaciers est porportionnelle à leur masse, donc à leur volume. Mais nous n'avons pu obtenir de résultats différents et plus significatifs que pour les aires.

Vallon glaciaire	Hauteur du gradin	Longueur km	L / l	Surface km2 S	S / s	Volume km 3	V / v	Ind. théorique d'étagement	Altitude moyenne en m
Vallon	800(+)	4,5	7,5	11,1	27	5,5	49	490 + 90 +	2140(-)
Amont vallon		33,5		299,6		270			
Lauvitel	300(+)	6,25	5	20,5	13,4	13	17,5	175 + 75 +	2165(-)
Amont Lauvitel		30,5		271,9		246			2560
Lanchâtra	300(+)	6,5	3,6	17,5	12,1	4,8	41,6	416 -	2420
Amont Lanch.		23,5		211,7		200			
Mariande	600	5	3,8	11,9	13,3	6	25,8	258 +	2510 (-)
Amont Maria.		19		159,8		152			2660
Muande	200	9,25	1,9	37,5	3,2	26,2	4,35	43,5 (+)	
Amont Muande		17,5		119,1		114			2570
Etages	150	5,3	2,5	13,7	6,5	8,2	10,4	104 (+)	2595 (-)
Amont Etages		13		89,1		85			2500
Chardon	50	5	1,4						
Amont Chard.		7							
Pilatte	0	5,5(0)							2750
Diable	350(+)	10,5	2	24,7	7,6	16	10,3	103+	2690
Amont Diable		21,5		183,4		165			
Etançons	100(+)	8	1,3	34,5	1,4	26	1,5	15+	2860
Amont Etançons		10,5		47,2		39,4			
Bonne Pierre	350	5	2,2						
Amont B.Pierre		11		47,5					

N.B. L = Longueur (de la vallée principale en amont du vallon considéré.
S = Surface ((km2)
V = Volume (
l = longueur (
s = surface (du vallon considéré.
v = volume (

L'indice théorique d'étagement tente de définir la hauteur théorique du gradin de confluence d'un vallon glaciaire à partir de certains paramètres géométriques : le volume V de la vallée principale en amont du vallon considéré , volume v de ce vallon, selon la formule empirique

$$h = \frac{V}{v} \cdot 10 .$$

On constate que tous les gradins ont une valeur réelle supérieure à la valeur calculée, sauf un. C'est-à-dire que tous seraient théoriquement trop haut, donc moins creusés qu'ils ne devraient l'être. Seul Lanchâtra est plus excavé que les autres par rapport à ses dimensions. Or c'est le seul à être situé pour une grande part dans des assises tendres (fossé tectonique Vénosc-Villar-Loubière). Il y a là un facteur lithologique évident. De plus il faut observer aussi que c'est le seul qui se trouve voisin du Valbonnais (il est adossé au Valjouffrey), et que le Valjouffrey est précisément la haute vallée la plus encaissée, pour des raisons tectoniques (cf. II.1.1.).Donc Lanchâtra bénéficie sans doute de deux et non pas d'un seul facteur favorable à l'encaissement, expliquant ainsi cette apparente anomalie.

La valeur de l'englacement doit aussi avoir son importance. Or cette dernière dépend de l'altitude moyenne des cellules glaciaires et de leur orientation. Si l'altitude moyenne est un facteur physique aisément utilisable, l'orientation est beaucoup plus difficile à apprécier quantitativement.

En effet l'orientation n'intervient pas de façon évidente, non plus que l'altitude moyenne. Encore s'agit-il de l'altitude moyenne actuelle, qui ne représente pas nécessairement l'altitude moyenne passée. Enfin parmi les autres facteurs non quantifiables il y a aussi la lithologie des masses cristallines dont on sait qu'elle est beaucoup plus variée que ne l'indique la carte géologique au 1/80 000, ainsi que l'écrasement tectonique des roches sur les tracés de fractures, très important en ce qui concerne les possibilités d'érosion.

Ces multiples variables, très difficiles à intégrer à l'heure actuelle et ceci d'autant plus que certaines sont encore imparfaitement connues (tectonisation par exemple), expliquent qu'il n'est pas possible, même en manipulant des indices et en faisant des estimations raisonnables, d'établir encore une relation entre les hauteurs des gradins de confluence d'une vallée glaciaire.

Mais, avec l'expérience de la vallée de la Romanche et de la Séveraisse, nous pouvons faire une hiérarchie des facteurs qui favorisent l'enfoncement des vallées glaciaires, c'est-à-dire diminuent la hauteur des gradins de confluence dans une région donnée. Ces facteurs sont, par ordre d'influence décroissante : la lithologie, la dimension des cellules (volume) , la tectonique (mylonitisation), l'altitude moyenne, l'orientation.

II.5. CIRQUES ET HAUTES VALLEES GLACIAIRES.

Comme pour les autres éléments du relief glaciaire, les cirques sont très abondamment représentés sur notre territoire d'étude. Les plus nombreux et les plus typiques échancrent les hauts sommets, surtout dans le Pelvoux où la vallée du Vénéon en montre une grande quantité. Mais ils existent aussi, très bien caractérisés, dans Belledonne, Taillefer et Grandes-Rousses. Nous avons la chance, dans ce périmètre restreint, de voir ces formes à tous les états d'évolution, depuis ceux encore pleinement englacés, donnant naissance à des glaciers de vallée (Bonne-Pierre, Chardon, Pilatte, Arsine etc...), ceux où les glaciers sont rigoureusement cantonnés dans leurs limites exactes (Olan, Salette, Planet etc...), ceux qui sont presque déglacés, mais où les reliques de leur remplissage de glace subsistent à proximité des sommets en glaciers de parois (Etançons, Gioberney, Mariande etc...), ceux enfin qui viennent d'être débarrassés de leur glace soit relativement tôt, soit ces dernières années. Nombreux sont ces derniers, notamment à Chamrousse et dans le Taillefer.

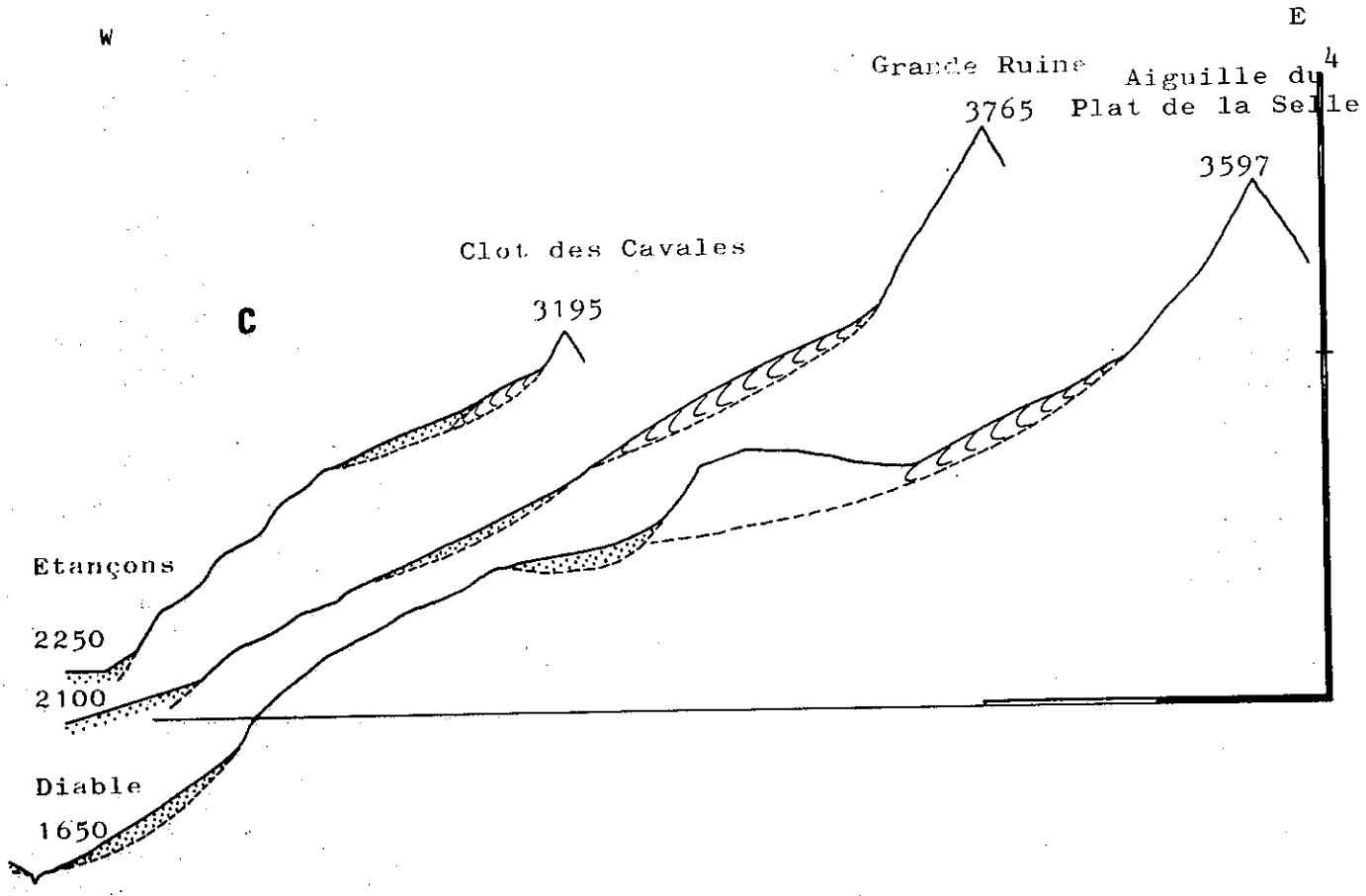
Les cirques existent aussi dans les massifs calcaires subalpins. A.ALLIX (1914) en a fait une description très détaillée, que nous serons amené à réexaminer, sur la bordure orientale du Vercors. Moins connus mais beaucoup plus caractéristiques sont ceux du Dévoluy que nous décrirons personnellement.

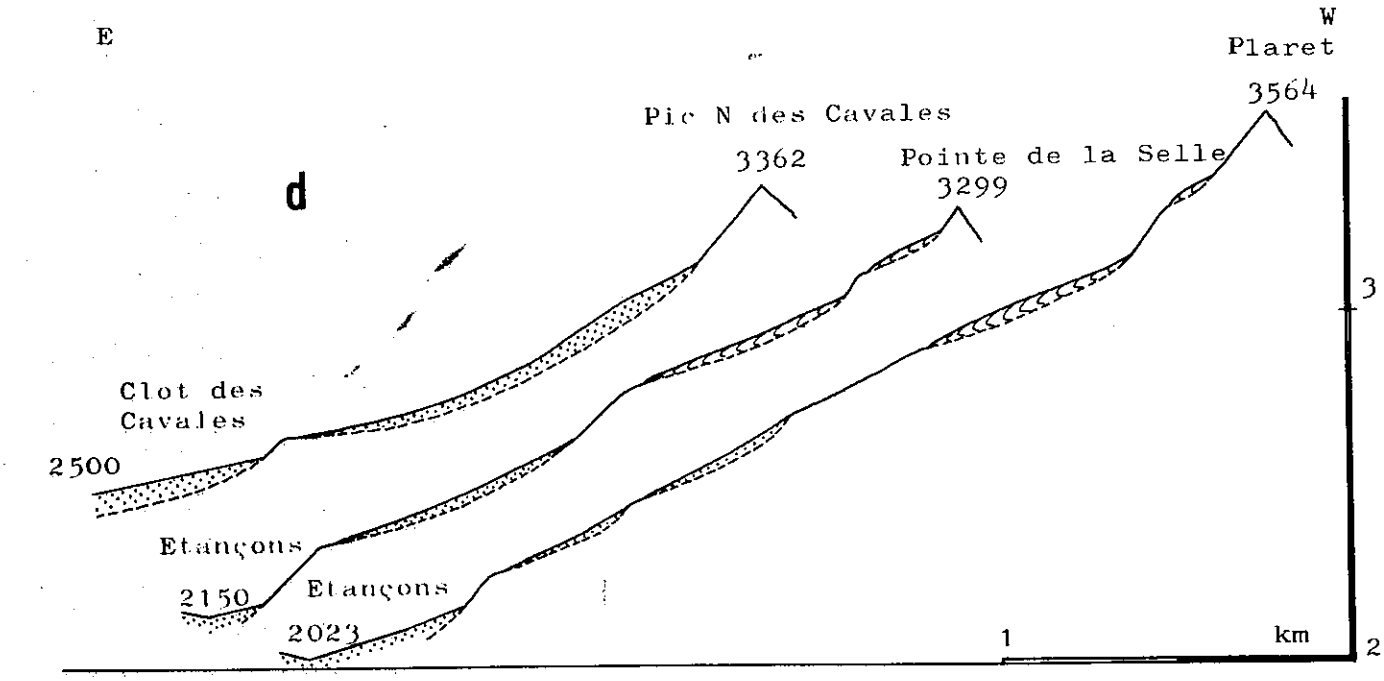
Tous les intermédiaires existent entre le cirque et le vallon glaciaire latéral (suspendu) tel que nous l'avons étudié, de même que l'on passe sans transition du vallon à la vallée en auge glaciaire principale (Haut-Vénéon). Nous en connaissons de nombreux exemples et nous étudierons les plus caractéristiques. Ainsi, selon nous, il n'y a aucune différence entre le cirque élémentaire et l'auge glaciaire (et même l'ombilic) très vaste du type Grésivaudan. Le passage continu de l'un à l'autre type, par une série de formes intermédiaires, s'observe très bien dans notre région. Mais, pour l'analyse, il est nécessaire d'établir un classement, même si cela est au fond arbitraire.

II.5.1. PELVOUX .

C'est encore dans le massif du Pelvoux que nous irons prendre l'exemple des cirques quaternaires et actuels. Dans le Vénéon, le célèbre cirque de l'Alpe-du-Pin, sous la Tête de Lauranoure (3323 m) fut étudiée par W.M. DAVIS et E. de MARTONNE,ainsi que par d'autres auteurs. Nous le prendrons également comme premier exemple.

Placé dans d'admirables conditions pour être observé de face, depuis le belvédère de St-Christophe, le cirque de l'Alpe-du-Pin a tous les caractères de cette forme d'érosion glaciaire avec la principale, la rupture de pente au-dessus de Vénéon surmontée par un demi-entonnoir en pente douce remontant progressivement " en fauteuil " jusque sous le sommet de la Tête de Lauranoure qui domine le glacier-résidu du Pierroux. Très nette, la rupture de pente se fait vers l'altitude 1750-1800, à environ 500m au-dessus du talweg du Vénéon (fig. 51 b).


W
E
Grande Ruine
3765
Aiguille du Plat de la Selle
3597
Clot des Cavales
3195
c
Etançons
2250
2100
Diable
1650
4


E
W
Plaret
3564
Pic N des Cavales
3362
Pointe de la Selle
3299
d
Clot des Cavales
2500
Etançons
2150
Etançons
2023
3
1
km
2

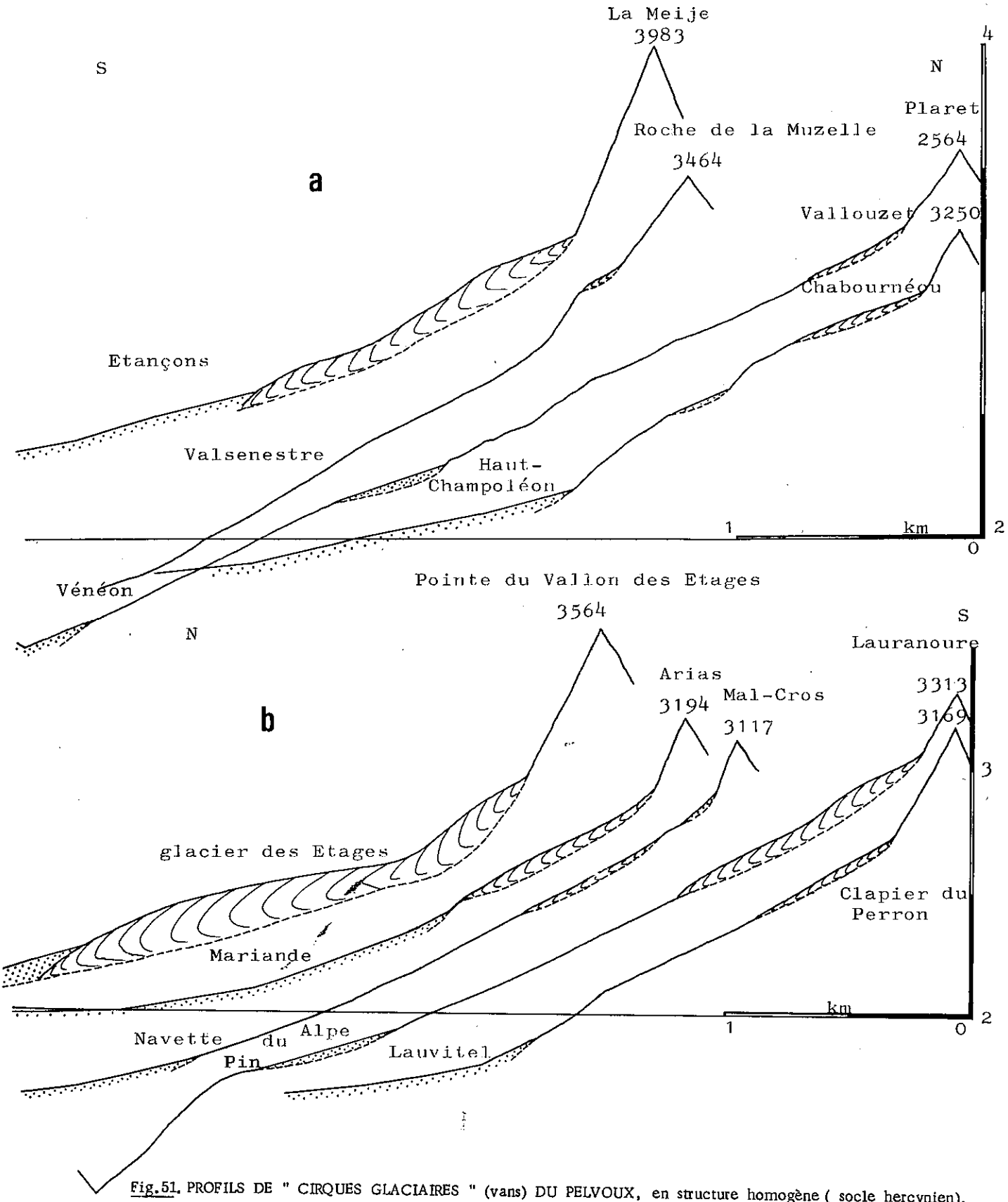


Fig.51. PROFILS DE " CIRQUES GLACIAIRES " (vans) DU PELVOUX, en structure homogène (socle hercynien).
a : exposition sud
b : exposition nord
c : exposition ouest
d : exposition est.

Le cirque de Vallouzet, sous le Plaret, apparaît non pas simple comme l'Alpe-du-Pin, mais complexe (fig.51a). On y distingue trois ruptures de pente nettes à 2100,2300 et 2600 m, au-dessus desquelles se développe le cirque proprement dit, contenant encore le petit glacier de Soreiller. L'altitude du talweg du Vénéon étant en ce lieu 1576 m, l'étagement des ruptures de pente se fait à 525 m, 726 m et 925 m respectivement . Notons que le cirque continu du Cray, tangent au Vallouzet, de mêmes dimensions, ne montre que deux ruptures de pente, deux formes emboîtées apparemment en fauteuil, respectivement à 2150 m et 2450 m.

La vallée des Etançons, pour en terminer avec le Vénéon, montre aussi de nombreux cirques de rive droite et de rive gauche. Nous en avons choisi deux de chaque côté, encore englacés, pour tracer un profil:

Rive droite, le Cirque de la Gandolière, sous la Pointe de la Selle montre trois ruptures de pentes (ou deux emboîtements) à 2350 m, 2800 m et 3100 m, soit 200,650 et 950 m au-dessus des Etançons (fond alluvial) (fig. 51 d). Celui du Planet, un peu en aval, montre également plusieurs ruptures de ce genre, à 2250,2550, 2700, 2900 (?) et 3300 m, soit environ 250,550,700,900,1300 m au-dessus des Etançons (fig. 51 d).

Rive gauche, le petit cirque des Cavales ne montre qu'une rupture de pente (un seul fauteuil) à 2800 m, soit 550 m au-dessus du talweg principal, alors que celui de la Grande-Ruine en montre deux à 2500 m et 2800, suspendus de 400 et 700 m au moins (fig. 51 c).

Considérons d'abord les ruptures de pente. On s'apercevra que leur nombre varie de 1 à 4 dans une même région,que leurs altitudes absolues et relatives sont variables et ne présentent aucune correspondance, qu'on les prenne globalement ou par versant, selon leur orientation. Si nous avions multiplié les exemples et les mesures, nous aurions encore accru la variété et la confusion dans ce domaine. Il n'y a ici aucune correspondance entre " fonds de cirques " , au point de vue altitude. Cependant il faut reconnaître que, dans l'amont de la vallée des Etançons, les petits cirques qui échancrent les arêtes de rive gauche présentent tous un fond vers 2800 m (ils sont 4), dont la régularité a même donné naissance à une sorte d'épaulement local. Nous y reviendrons plus loin.

Observons maintenant le profil longitudinal de ces cirques tracé grâce aux plans directeurs au 1/20 000 (fig. 51). On est tout de suite frappé de voir combien peu ils correspondent à la définition du cirque " en fauteuil ", par la forte pente régulière de leurs fonds. Comme les versants glaciaires de nos vallées alpines ne répondaient guère à la définition de l'auge, ces cirques ne montrent nullement la profonde excavation avec replat et même contre-pente à l'aval, du type hémisphérique, que décrit la théorie. Pour cette forme spéciale, à laquelle répondent la quasi totalité des cirques du Pelvoux, A.ALLIX (1929) a même créé le terme descriptif " van ", opposé au " fauteuil " et devenu désuet depuis.

A la vérité, ce ne sont pas les cirques élémentaires des crêtes qui répondent au véritable terme de cirque, c'est-à-dire quart de sphère. Ce sont les fonds (ou les extrémités amont) d'auges glaciaires tels les Etançons, la Pilatte, les Etages, Font-Turbat, Gioberney etc... Seuls ils présentent en effet cette morphologie " en fauteuil " et peuvent être soit simples, soit composés, c'est-à-dire formés de la juxtaposition d'un ensemble de formes plus petites .

Quant aux formes intermédiaires entre le cirque simple de grande taille type Alpe-du-Pin (qui est d'ailleurs le seul de son espèce) et la haute vallée glaciaire à laquelle appartient déjà le cirque des Vallouzets, elles sont particulièrement nombreuses, surtout dans la vallée de la Séveraisse et du Haut-Drac. Comme les cirques d'ailleurs, elles montrent une telle variété de gradins de confluence et de ruptures de pente qu'elles ne semble suivre de même aucune règle générale.

Une dernière remarque concernera la hauteur du gradin de confluence du cirque de l'Alpe-du-Pin. On sait qu'il est encadré et même tangenté par deux vallons glaciaires suspendus, Lanchâtra et Mariande. Or, si Lanchâtra est relativement plus encaissé que l'Alpe-du-Pin (gradin de 250 m au moins), Mariande l'est beaucoup moins (600 m contre 500 m). Il y a là encore un paradoxe que nous devrons nous efforcer d'expliquer.

Le nombre et la diversité des gradins de confluence et ruptures de pente ne saurait être interprété comme un fait dû uniquement à la structure. Dans le Pelvoux, lithologie et structure sont relativement homogènes. Nous ne parlerons pas non plus d'éventuelles incidences " cycliques ", impensables dans un tel relief non plus que de différences chronologiques, impossible à préciser. Jusqu'à maintenant on s'était contenté d'invoquer des causes locales, ne voyant aucune explication possible par un phénomène d'ordre général. Nous discuterons cela aussi.

N'ayant pu trouver de véritable cirque " en fauteuil " fermé par un verrou, dans la Haut-Massif des Ecrins-Oisans, est-ce à dire que ce type derelief n'existe pas dans notre domaine ? Aucunement. Pour observer de tels cirques " véritables ", transportons-nous maintenant dans Belledonne .

II.5.2. BELLEDONNE.

Les cirques glaciaires parmi les plus démonstratifs sont ceux de l'extrémité méridionale de Belledonne, de Chamrousse aux Sept-Laux (fig.52). Ainsi le cirque des Lacs Achard au S de la Croix de Chamrousse est-il particulièrement schématique avec sa forme en demi-cercle, son fond plat garni de petits lacs et le verrou qui le barre

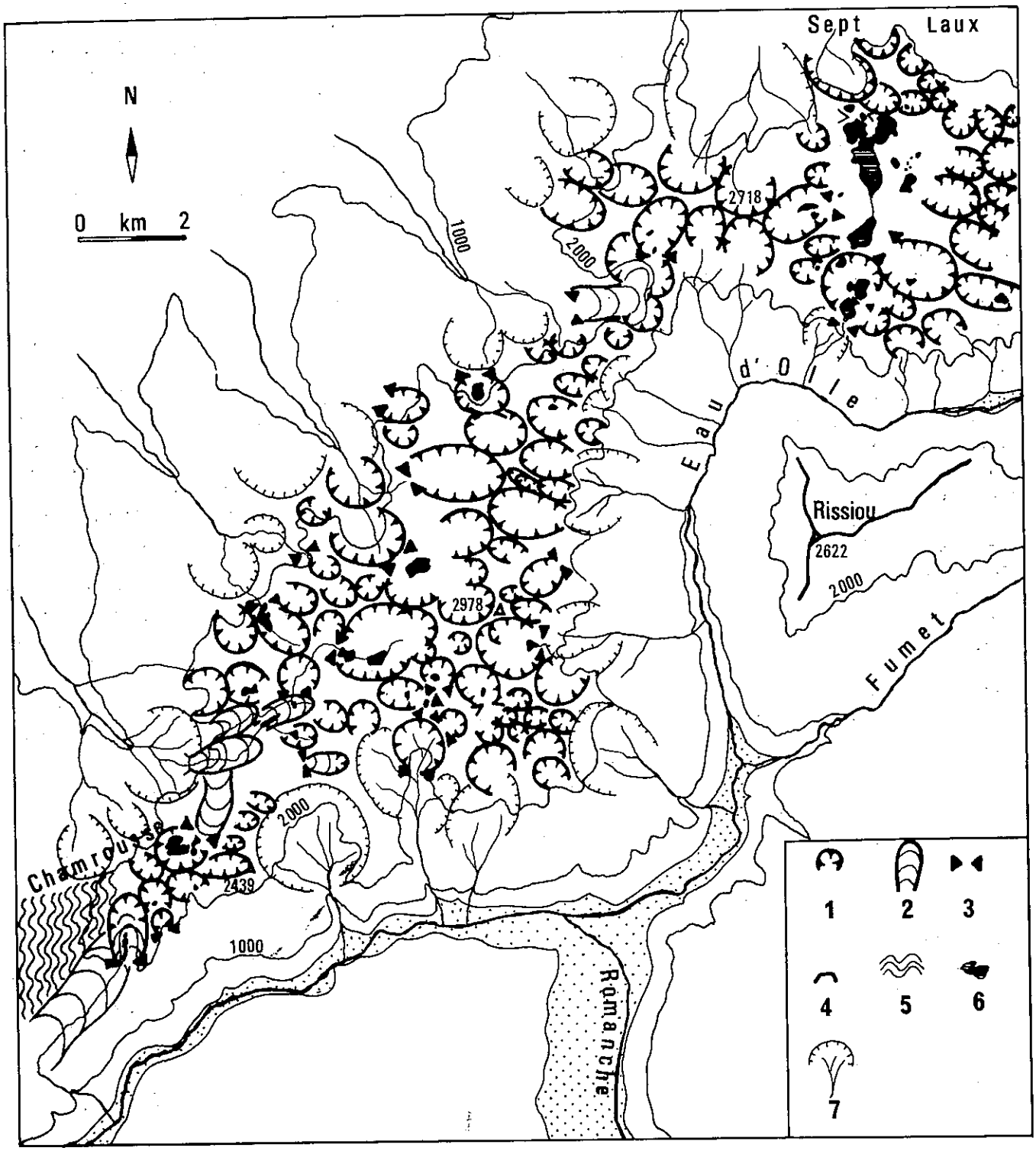


Fig.52. MORPHOLOGIE GLACIAIRE DE BELLEDONNE, SEPT-LAUX.
1. Hémicycle, 2 ; vallon glaciaire ; 3. verrou, 4 : gradin de confluence important; 5: field de dénudation glaciaire (surface pré-triasique), 6: lac d'ombilic ; 7: bassin de réception torrentiel.

en aval (fig. 53 b). Cette petite région est taraudée par 5 cirques dont ceux de la Perche et de l'Infernet, les 3 autres n'ayant pas de nom. Tous sont de vrais cirques d'érosion surcreusés, avec verrou et lac intérieur de plus ou moins grande dimension. Il s'étagent entre 1900 (Achard) et 2100 m (Perche). Au N de la Croix, des cirques existent également à l'W de la crête sommitale. Celui des lacs Robert, très profondément encaissé, est à 2000 m. Ceux du Grand-Sorbier et du Grand-Van, moins excavés, ont leur gradin au-dessus de 2100 m.

D'ailleurs, Belledonne et les Sept-Laux sont le domaine des glaciers de cirque qui ont profondément creusé leur alvéole. Ils se situent tous au-dessus de 1900 m et au-dessous de 2600 m (lac du Boeuf) avec une fréquence particulière aux alentours de 2000m (Robert, Crozet, Merlat, Longet etc...). Les plus grands, les Sept-Laux, s'étagent entre 2100 et 2200 m.

Les cirques de Belledonne ont une origine structurale manifeste, du moins ceux des environs de Chamrousse. Outre que le massif est haché de failles, ils sont pour la plupart, et en tout cas pour les plus creusés (Achard, Robert, Longet etc...) établis dans les affleurements tendres des serpentinines et gabbros inclus dans le socle métamorphique. Tous, cependant, sont des cirques élémentaires qui n'ont donné naissance à aucune vallée ou vallon glaciaire tels ceux du Pelvoux.

Au S.de Belledonne, le Taillefer aussi montre une belle morphologie glaciaire. Si les nombreux névés qui entouraient le sommet sont en voie de complète disparition, alors que quelques glaciers de Belledonne, notamment Freydanne, persistent encore, les lacs d'ombilic ne sont pas loin d'être aussi nombreux. Témoin le Plateau des Lacs, portion quasi intacte de la surface prétriasique parsemée de minuscules lacs de surcreusement dus à l'action glaciaire, entre 2100 et 2700m d'altitude. Mais malgré une lithologie beaucoup plus homogène, plus encore peut-être que dans Belledonne, ces formes sont dues à la structure. Le Taillefer possède un réseau de failles extrêmement serrées, sur lesquelles les glaciers ont déblayé les zones broyées. Il en reste un dessin géométrique des lacs (Lac Fourchu). Cependant d'autres cirques semblent bien n'être que le résultat de l'érosion glaciaire, tel celui du Lac Broufier (2115m, fig. 54 a), du lac de la Combe (2390 m), des lacs de l'Eray (2450 m). Le cirque nord du Taillefer est aussi typique avec son fond marqué d'une minuscule flaque vers 2240 m. Par contre il est très difficile de faire entrer dans la catégorie des cirques les lacs du Poursollet, Punais, des Boîtes et du Claret, au-dessus des gorges de la Romanche. Ce n'est pas tant leur relativement basse altitude que le fait qu'ils sont situés sur des marches dénivelées par failles de la surface prétriasique qui rend leur origine glaciaire douteuse. Echelonnés de 1560 à 1700 m, ils sont pourtant abrités derrière une moraine, au moins pour Claret, Punais et Poursollet. Mais il est vraisemblable que ce ne sont pas de vrais lacs de cirque glaciaire, ou tout au moins de cirque d'érosion, car les plus bas de ceux-ci se trouvant seulement à partir de 1900 m environ.

En face du Taillefer, les Grandes-Rousses aussi ont été façonnées par les glaces locales dont elles conservent un large échantillonnage. De nombreux lacs de creusement émaillent son versant ouest. Mais, comme dans le cas du Taillefer, on sait que les Grandes-Rousses sont un escalier de failles sur lequel les glaciers ont trouvé d'idéales conditions pour s'établir, à savoir de vastes plans subhorizontaux, pour surcreuser, les très nombreux plans de faille et les assises tendres du Trias de la surface post-hercynienne. Remarquons simplement que ces lacs, à l'allure aussi géométrique, s'étagent entre 2000 et 2600 m et ont réellement été façonnés par les glaciers.

Quelques très petits cirques locaux ne semblent pas en liaison directe avec la tectonique. Ce sont les cirques de l'Herpie (2700 m), le lac des Côtes-Rivet sous le glacier de Sarennes (2290 m), le lac de cirque du Cerisier (2400m) et le cirque situé immédiatement au N (2230 m). Plus haut, nous tombons dans le domaine des glaciers actuels.

La chaîne du Coiro et du Tabor montre aussi des cirques à fond lacustre ou non, de même que le reste du Pelvoux. On relève ainsi le petit lac d'ombilic du Rif Bruyant (1950m) au N du Coiro, le cirque du lac de Charlet (1900m) au N du Tabor. Dans le massif d'Ornon, on trouve l'ombilic comblé de Largentière, 2400 m, le lac du Vallon (2490m, fig. 54 a). Dans le Clapier du Peyron, le Lauvitel n'est pas un lac de cirque mais de barrage glaciaire. Cependant un peu plus haut, celui du Plan Vianney (2260 m), fig. 54 b) s'abrite bien derrière un verrou, de même que celui de Labasse (2400 m), le lac Gary (2410 m), et celui de la Muzelle (2100 m , fig. 53 a). Passant dans la vallée de la Romanche au N de la Meije, le lac du Puy-Vachier (fig. 53 a) souligne un cirque à 2400 m, celui du Plan du Sautet à 2270 m. Le plateau de Paris, parsemé de laquets, érodé par les glaciers au-dessus de 2400 m, ne montre, comme le replat des Rousses, aucun cirque véritable. Le Combeynot par contre est riche en cirques au-dessus de 2400-2500 m, cirques simples où un lac se trouve encore niché (lac de Combeynot, fig. 54 b). Le Valgaudemar, parmi ses nombreux cirques du type Vénéon, montre tout de même un petit lac d'ombilic (Lautier) au-dessus de Villar-Loubière , à 2350 m, et ceux de Pétarel (2100 m, fig. 53 a) et de Cebeyras (2400 m). Enfin, le haut-bassin du Drac a lui aussi ses véritables fonds de cirques, attestés par un lac à Crupillouse (2650 m, fig. 53 b), Prelles (2200 m), Cédéra (2450 m), l'ensemble des Estaris au-dessus d'Orcières, entre 2100 et 2550 m, et le lac des Pisses (2500 m, fig. 53 b).

Les nombreux cirques d'origine glaciaire des massifs cristallins externes s'étagent donc depuis l'altitude minimale de 1900 m jusque sous les plus hauts sommets, ceci dit pour les formes élémentaires.

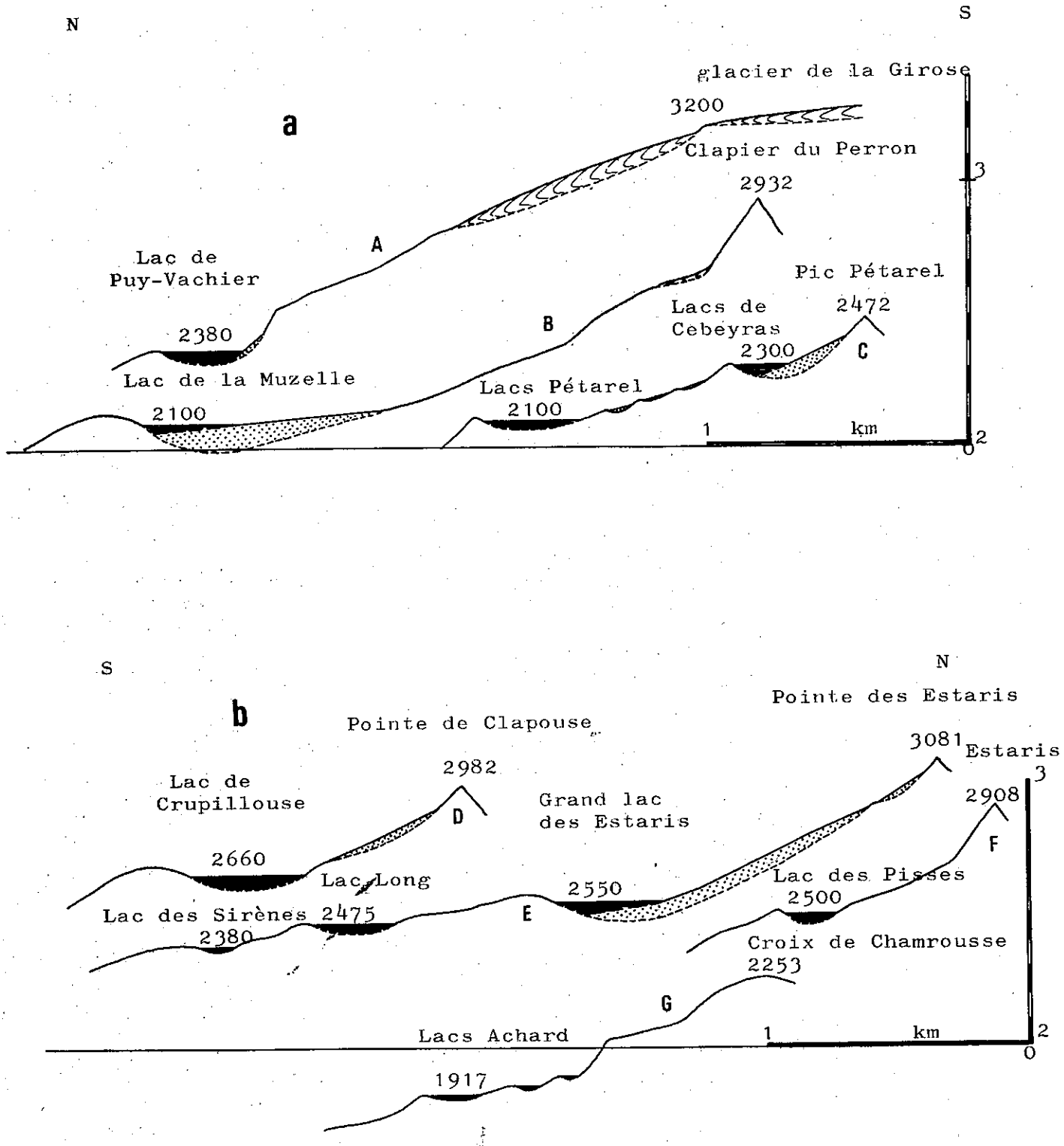


Fig.53. PROFILS DE VERITABLES HEMICYCLES EN STRUCTURES VARIEES (explications dans le texte).
a : exposition nord.
b : exposition sud.

Le cirque de l'Alpe-du-Pin, que nous ne pouvons assimiler à un cirque élémentaire mais plutôt à un haut vallon glaciaire, ferait seul exception avec son gradin de confluence à 1800 m. En dessous de 1900m donc, mais beaucoup plus généralement de la cote 2000, aucune forme autonome d'excavation glaciaire simple n'existe. Il n'y a plus que formes dérivées, c'est-à-dire vallons suspendus, auges glaciaires, ombilics et verrous. A cet égard on pourrait utilement comparer le " cirque " de l'Alpe-du-Pin à celui du Lauvitel, qui en est l'équivalent avec un degré d'évolution supérieur.

II.5.3. BASSINS GLACIAIRES LOCAUX.

Toute la bordure orientale du Vercors, c'est-à-dire les petits bassins monoclinaux locaux dont nous avons déjà décrit la morphologie générale, ont été englacés au Quaternaire. Certains ont connu une importante glaciation locale autonome, d'autres ont seulement été envahis par la grande nappe de glace alpine qui occupait le Trièves et la basse vallée du Drac. L'altitude actuelle de la muraille urgonienne, régulière aux alentours de 2000 m et au-dessus, avec une orientation tournée vers l'E, suggèrer a priori que l'on doit y observer une belle morphologie glaciaire, avec cirques et vallons suspendus. Cette morphologie a été décrite très en détail dans le long ouvrage d'A.ALLIX (1914) puis reprise et critiquée, souvent avec pertinence, par J. BLACHE (1931) qui s'est surtout soucié dans cette partie de son travail de rétablir certains faits concernant les dépôts morainiques et les stades glaciaires. Or la morphologie glaciaire est très peu évidente sinon inexistante dans le retombée du Vercors sur le Drac, contrairement à ce qui se passe sur le revers occidental de la crête urgonienne où elle est vraiment splendide. Parmi les très nombreux " cirques " décrits nous n'en reconnaissons aucun ou presque comme d'origine glaciaire. Point de vallées ni de vallons suspendus, nous l'avons déjà dit. Point non plus de diffluence ou de transfluence notable, bref, aucune forme caractéristique de l'érosion par les glaces. Comment cela peut-il se faire étant donné qu'une importante glaciation locale s'est développée dans ces cellules monoclinales ?

A mesure qu'elles s'approfondissent par érosion, fluviale ou glaciaire, surgit toujours en profondeur l'obstacle de la couche tithonique. Il y a seulement migration vers l'W de la cuesta inférieure qui, si la cuesta supérieure recule au même rythme, restera constamment dans la même position relative.

L'état actuel du relief, en raison surtout de la position anticlinale de la vallée du Drac, indique que les bassins monoclinaux étaient obligatoirement plus étendus dans le passé qu'actuellement. Ils sont en voie de régression, notamment par le fait de la destruction plus rapide de la corniche tithonique, plus mince et fragile que la dalle urgonienne. Il y a donc toujours eu, depuis que la carapace de l'Urgonien a disparu à l'emplacement de la vallée du Drac, de ces bassins monoclinaux dans le Néocomien, donc toujours eu un niveau de base local, la percée tithonique. Jamais donc il n'a pu se développer, à aucune époque du Quaternaire, d'auges glaciaires latérales suspendues d'origine uniquement glaciaire. Constamment il y eut là un relief d'abord structural.

Un bassin, cependant, présente une évolution tendant vers l'auge latérale apparemment suspendue d'origine glaciaire : celui de Chichilianne. C'est le seul dont le glacier local fut assez puissant pour bousculer l'étroit goulot fluviatile et pratiquer une brèche relativement large dans la corniche tithonique à la Scierie-Falquet. Malheureusement on ne connaît pas le véritable fond d'auge rocheux de ce bassin, encombré de moraines frontales et de cônes de déjection récents. On ne sait s'il est suspendu au-dessus du fond de la cuvette du Trièves, au même niveau ou, pourquoi pas, creusé en-dessous en un véritable ombilic, auquel cas c'est le Trièves tout entier qui serait suspendu au-dessus de son affluent.

Un des seuls verrous dignes de cette appellation, dans la zone subalpine étudiée, est bien le défilé de la Scierie-Falquet entre le Rocher de Goutaroux au N et le sommet des Calances au S, à travers la barre tithonique. Au milieu de cette brèche, le Rocher (cote 1048) est un élément du verrou que le glacier de Chichilianne, trop faible, n'a pu emporter en totalité. Néanmoins l'ouverture est relativement importante comparée aux véritables cañons qui donnent accès aux autres alvéoles locaux.

La plaine alluviale de Donnière, remblaiement récent, s'étend au-dessus de la cote 950 et monte légèrement vers l'amont. A l'aval du verrou les formations quaternaires s'étendent en un vaste plateau subhorizontal à une altitude moyenne de 750 m. Tous les talwegs, parmi lesquels celui de l'Ebron est le plus important et le plus encaissé, coulent dans la roche en place, les marnes callovo-oxfordiennes dont la cote d'affleurement la plus basse se situe vers 600 m (c'est-à-dire que l'Ebron entaille au moins 80 à 100 m de substratum sur tout son parcours). Or nous avons vu précédemment que le fond rocheux de la cuvette du Trièves se maintenait à peu près horizontalement vers l'altitude 700 . Ici, on peut préciser cette cote grâce à des levés détaillés (G. MONJUVENT , feuille géologique au 1/50 000 La Chapelle-en-Vercors). Connaissant le profil superficiel, nous pouvons construire une coupe de l'axe du bassin local de Chichilianne au Trièves (fig. 55).

Après le profil superficiel et profond du Trièves, nous pouvons construire celui du Ruisseau d'Orbanes qui, issu du bassin de Chichilianne, va se jeter dans l'Ebron. On observe que le ruisseau d'Orbanes, faiblement encaissé en amont dans un remblaiement alluvial récent (Darne), prend une pente très accentuée sitôt franchi le verrou où il coule encore dans le colmatage quaternaire (moraines et alluvions fluvio-glaciaires), puis vient entamer

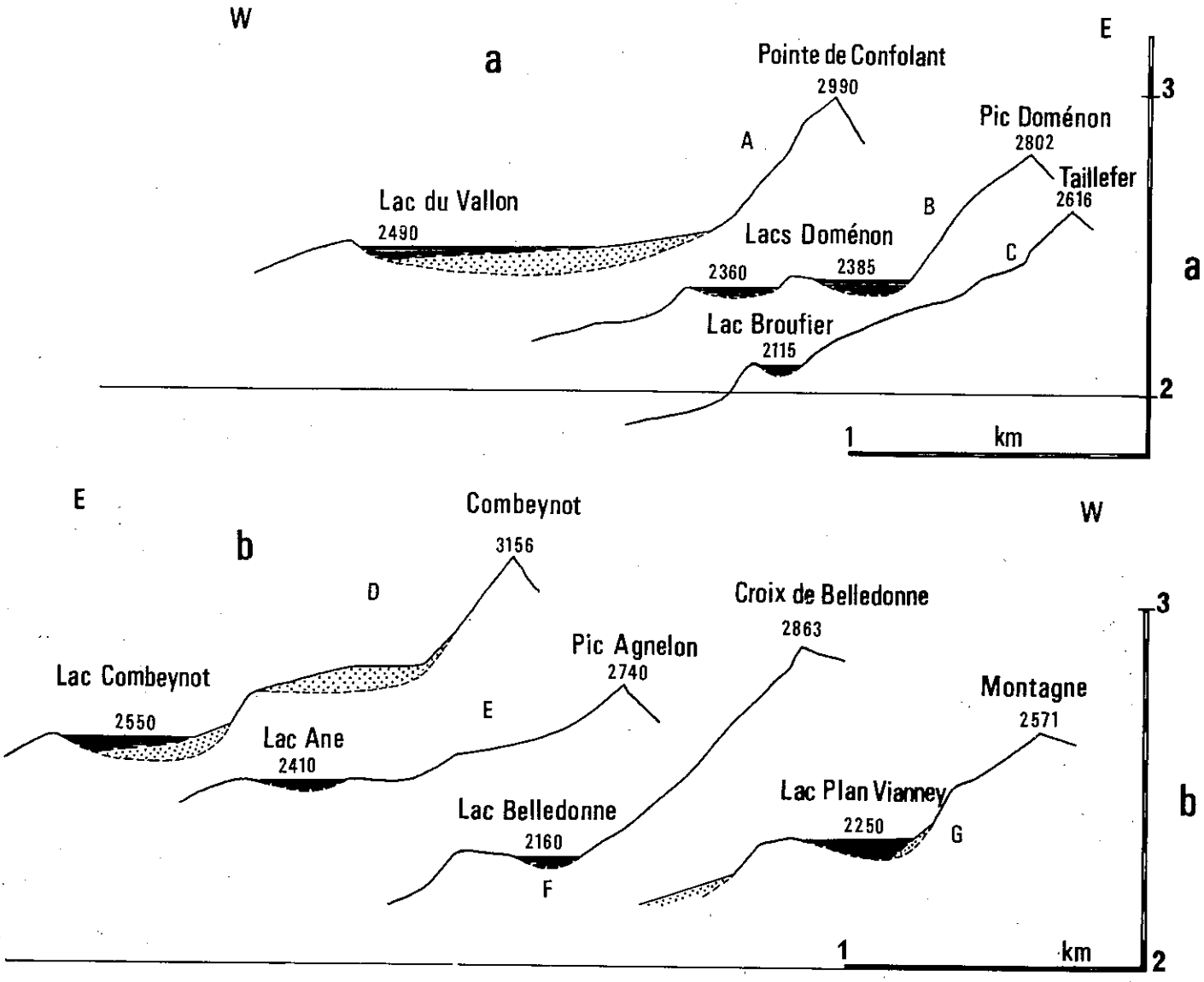


Fig.54. PROFILS DE VERITABLES HEMICYCLES EN STRUCTURES VARIEES.
a : exposition ouest.
b : exposition est.

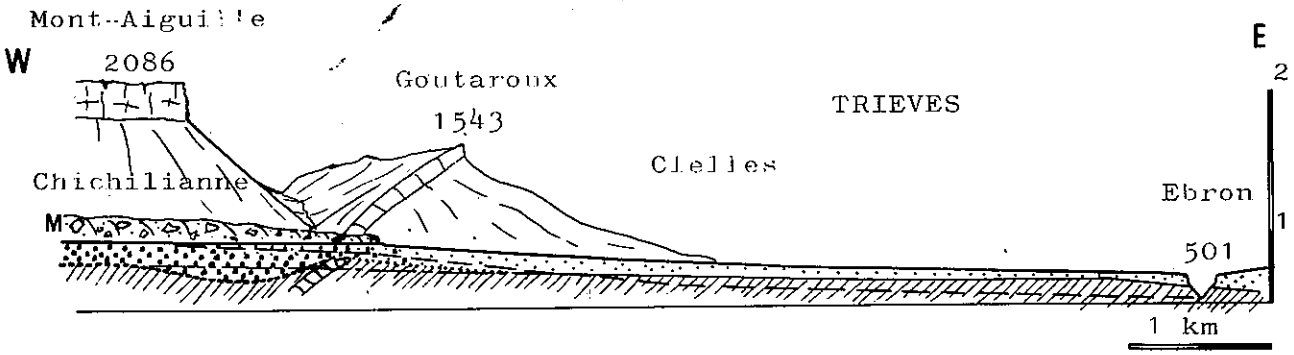


Fig.55. COUPE LONGITUDINALE DU BASSIN GLACIAIRE LOCAL DE CHICHILIANNE. Remarquer le surcreusement de ce bassin par rapport au Trièves, qui se trouve donc " suspendu " au-dessus du premier. Cela traduit l'absence presque totale d'érosion glaciaire dans cette dernière région.
Hachures : socle rocheux non différencié
Pointillés : profil interpolé de l'auge glaciaire locale
Trait interrompu : profil actuel de la Darne (qui devient le ruisseau d'Orbannes en aval du verrou).
Trait mixte : profil prolongé du soubassement rocheux du Trièves en amont, surmontant le surcreusement local de Chichilianne. M : moraine locale, Points forts : remplissage de l'ombilic.

sans rupture de pente notable les Terres-Noires avant de prendre un profil plus adouci, toujours dans le substratum, et confluer avec l'Ebron.

Le point où le talweg du ruisseau d'Orbannes passe la limite Quaternaire/substratum est situé vers 760 m, légèrement en aval du viaduc du chemin de fer. Si l'on remonte de ce point le talweg, devenu la Darne, on voit que partout ce dernier est dans le colmatage glaciaire. Il n'y a donc pas trace de vallée suspendue ni de gradin de confluence. L'accélération de la pente de la Darne, au franchissement du verrou, est due non pas à ce dernier mais uniquement au fait que le ruisseau doit frayer son chemin à travers les énormes blocs erratiques de la moraine, qu'il lui est impossible actuellement d'évacuer. Il s'agit ici d'un seuil surajouté d'origine morainique. L'absence du gradin de confluence et de rupture de pente structurale prouve qu'il n'y a pas de vallée suspendue sous le bassin de Chichilianne. Mais en l'absence de sondage, on ne peut dire s'il y a surcreusement de ce bassin par rapport au Trièves, ce qui serait intéressant à connaître.

II.5.4. PSEUDO-CIRQUES DE LA FACE ORIENTALE DU VERCORS.

A.ALLIX (1914) a appelé cirques toutes les échancrures plus ou moins subcirculaires, à fonds plus ou moins chaotiques, qui mordent la muraille urgonienne jusqu'à l'altitude minimale de 1200 m. Les premiers cirques décrits sont ceux de la face nord des Trois-Pucelles et du Moucherotte, dont le fond se situerait vers 1100-1200 m. Il existe bien, en cette extrémité de la falaise du Vercors, deux échancrures semi-circulaires dont la plus spectaculaire est celle du Vallon des Forges, surplombant le Bois de Poussebou au-dessus de Seyssins. Mais ce ne sont pas des cirques. Il s'agit de niches d'arrachement résultant d'un effondrement des strates supérieures dont le pendage ici devient subvertical à la suite d'une importante et rapide flexure faisant se raccorder le Moucherotte au Bois-de-Vouillants (J.DEBELMAS,1966), flexure accompagnée de failles notamment au S des Trois-Pucelles et au N du Château-Bouvier. Cette zone tectonisée est caractérisée par un broyage des couches calcaires résistantes, avec cisaillements ayant rendu l'ensemble fragile et désorganisé par un débitage en blocs à peine liés, conditions favorables à une chute en masse brutale par suite de l'affouillement de la base dans les marno-calcaires tendres de l'Hauterivien. Des fragments d'Urgonien sont dispersés dans tout le Bois de Poussebou où, au lieu de trouver comme il se devrait les assises néocomiennes, on ne rencontre partout qu'un chaos d'énormes blocs calcaires anguleux, posés en désordre et apparemment sans liant entre eux. Le faciès même n'évoque guère une moraine, non plus que la morphologie, l'observation sur place et sur photos aériennes est catégorique à cet égard.

Peut-on dater cet effondrement, et par conséquent le pseudo-cirque du Moucherotte ? Certainement, de la même façon que nous avons daté le replat, effondré lui aussi, du Peuil de Claix quelques kilomètres plus au S. Longtemps considéré comme un redoublement de la " barre urgonienne ", le plateau du Peuil-de-Claix n'est en réalité qu'un gigantesque effondrement sur place de la corniche des Rochers St-Michel (J.DEBELMAS ,1966 et carte Vif au 1/50 000). Ce tassement date probablement de l'Interglaciaire Riss-Würm car il supporte de belles moraines latérales alpines. On peut arriver à ces conclusions par les considérations suivantes :

- un âge plus ancien est très improbable pour plusieurs raisons : d'abord les moraines latérales paraissent en continuité avec celles, würmiennes, du Plateau des Guillets un peu plus au Nord et bien en place. Elles sont même à un niveau légèrement inférieur (900 m contre 1000-1100). Ensuite la résistance mécanique de cette masse, disloquée mais non pas désagrégée, suffisante pour tolérer la présence de la marge supérieure du glacier würmien qui n'a fait que légèrement la déborder, aurait certainement cédé aux pressions considérables du glacier rissien, beaucoup plus élevé.

- un âge plus récent est à exclure car l'altitude des moraines alpines est très supérieure au niveau d'un éventuel glacier récurrent, comme nous aurons l'occasion de le voir ultérieurement.

Le pseudo-cirque du Moucherotte, par contre , est plus récent. On peut en être sûr par le fait que, partout en surface, on ne trouve que des éléments urgoniens, locaux, bien que l'altitude ne soit guère supérieure à celle du Peuil (1000 m environ). L'évènement a eu lieu après le retrait des glaciers alpins qui ont laissé les moraines, d'altitude équivalente, de Saint-Nizier. Il est donc post-maximum würmien.

Du Peuil au Col-Vert, au-dessus du haut-bassin de Saint-Paul-de-Varces(Lavanchon), rien n'altère la continuité de la corniche urgonienne supérieure. Sous le Col-Vert (1766m), une petite niche semi-circulaire, dont le fond se situe vers la cote 1550, pourrait passer à la rigueur pour un cirque élémentaire, ou au moins une niche de nivation locale étant donné la modicité de ses dimensions (200m environ). Mais ni moraine ni verrou n'interrompt l'entonnoir vers l'aval, garni d'éboulis de gravité ordinaires.

Puis vient le bassin de Prélenfrey, qui fut occupé par les glaciers comme le prouve l'énorme moraine locale de la gorge du Bruant. Mais c'est un bassin monoclinal, c'est-à-dire structural. A son extrémité sud les arêtes du Gerbier sont interrompues par un " cirque ", celui des Deux-Soeurs, entre le Pas-de-l'Oeil et la Petite-Soeur, dont A. ALLIX (1914) situe le fond à 1220 m " entouré d'un cordon morainique." Là aussi, il s'agit d'un spectaculaire effondrement d'une petite portion de la falaise urgonienne, suivi d'une coulée de blocs urgoniens en spatule, minant un dépôt morainique. Il n'y a pas de vallon, mais seulement un fond plat de tassement dans un chaos de blocs anguleux dont le faciès indique qu'il ne s'agit pas de moraine.

Un autre effondrement est parti de la falaise même des Deux-Soeurs, répartissant ses blocs quasi uniformément sur toute la pente de la Sétive en un dépôt vraisemblablement pseudo-morainique mais sans morphologie. Il semble que ce dernier effondrement soit plus ancien par rapport aux formes beaucoup plus fraîches du premier et par le fait qu'il est repris et régularisé par une série de cônes de déjections actuellement morts, bien visibles au N du col de l'Arzelier ainsi qu'au S, au-dessus du Puy-Grimaud.

D'après A.ALLIX le bassin de Château-Bernard serait entouré de cirques dont les fonds se situeraient entre 1250 et 1300 m. Il est bien exact que ce bassin fut englacé, comme le prouve l'énorme accumulation de moraines locales, mais nulle part nous ne voyons de tels cirques. Il n'y a, à notre avis, qu'une suite d'entonnoirs d'érosion torrentielle régressive qui échancrent la falaise urgonienne et les couches de l'Hauterivien. Nulle part il n'y a le moindre fond de cirque et de plus ces entonnoirs n'ont pas leurs goulots à la même altitude (1250 m pour la Moucherolle, 1100 pour celui du Pas-Ernadant, beaucoup plus haut pour les autres plus petits).

Le bassin englacé de Château-Bernard se compare en tous points à celui de Prélenfrey. Ils sont d'ailleurs d'altitudes comparables (900 m environ pour leurs issues aval), et de dimensions voisines.

De Saint-Andéol à Rif-Clar, il n'y a pas non plus de cirques. Sous le Pas-de-Berrièves à Côte-Joubert, des phénomènes de glissement et solifluxion dans un matériel peut-être morainique apparaissent, mais ne peuvent figurer un fond de cirque. Sous le Rocher Séguret, le Pas-de-la-Posterle et le Pas-de-la-Ville, tous lieux où l'auteur situe des cirques garnis de moraines avec des vallons de retrait échelonnés à des altitudes précises (de 1400 à 1850 m), nous ne voyons que ravins d'érosion régressive ordinaires et coulées de blocailles sans aucune morphologie, provenant d'effondrements de pans de la falaise urgonienne. Pas de fonds de cirque, par de moraines frontales.

Nulle part donc, des Deux-Soeurs au Grand-Veymont, nous ne reconnaissons de véritable cirque glaciaire.

Le bassin local de Gresse, qui possède une belle morphologie morainique ,devrait être un vrai musée de formes glaciaires d'après A.ALLIX. Mais les auges qui sont supposées échancrer le versant nord du Grand-Brisou ne sont en réalité que des ravins d'érosion régressive dont la forme adoucie est due non seulement au fait qu'ils sont creusés dans les marnocalcaires tendres de l'Hauterivien, mais aussi à la solifluxion sur les pentes qui a empâté le fond du talweg. Quant aux deux auges qui affecteraient le revers tithonique de la montagne de la Pale et du Bacconet, elles sont le résultat d'un redoublement par faille de la dalle tithonique, le creusement ayant été plus intense dans les assises tendres du Néocomien inférieur qui ont également donné lieu à des glissements par solifluxion dont le résultat fut d'adoucir les pentes en pseudo-auges glaciaires.

Le petit bassin de La Bâtie montre aussi plusieurs de ces pseudo-cirques. Celui de la face nord du Mont-Aiguille n'est pas glaciaire, mais manifestement torrentiel, le cône de déjection (éteint) qui en est issu remontant jusqu'aux éboulis de gravité actuels qui viennent de la dalle urgonienne. Celui du Pas-de-la-Selle ne se distingue de ceux de Peyre-Rouge, ses voisins immédiats, que par une magnifique coulée de blocs, la plus belle de la région, impossible à confondre avec une moraine.

Quant au bassin de Chichilianne, le plus actif au Quaternaire, l'auteur n'y relève curieusement aucun cirque glaciaire. Ce n'est pourtant pas que ces pseudo-formes y manquent, ne serait-ce que le ravin de la face est du Mont-Aiguille et celui du Cafuron duquel sort le ruisseau des Arches, au S de Chichilianne , et dont la forme losangique est due au croisement de deux systèmes de fractures.

Le dernier pseudo-cirque, celui de la Tête Querellaire en amont du ruisseau de Chapotet et donnant directement sur le Trièves, est en réalité un simple entonnoir d'érosion torrentiel.

Au terme de cet examen critique, nous n'avons retenu aucun des cirques décrits par A. ALLIX, sauf peut-être celui du Col-Vert, mais avec de telles réserves qu'il vaut mieux l'éliminer comme trop douteux. Ce n'est pas surprenant lorsque l'on sait que dans les massifs cristallins, pourtant autrement englacés que le Vercors, aucun cirque ne descend en-dessous de l'altitude 1900 m, quelle que soit sont exposition, altitude très voisine de celle du sommet de la falaise orientale de ce massif. On comprendra , dans ces conditions, qu'il serait étrange de trouver de véritables cirques à une altitude aussi basse que 1200 m et même moins pour certains. De plus la coïncidence est trop manifeste entre ces pseudo-cirques et de vraies niches d'arrachement ou entonnoirs torrentiels encore actifs pour que notre conclusion puisse faire le moindre doute.

N'y aurait-il donc aucun véritable cirque dans les chaînes subalpines ? Non, l'étude du Dévoluy va nous montrer qu'on peut en trouver de fort beaux et particulièrement représentatifs.

II.5.5. VERITABLES CIRQUES DU DEVOLUY.

Comme nous l'avons déjà signalé, le Dévoluy est quasiment inconnu du point de vue géomorphologie. Cela est regrettable car les mêmes qualités qui le rendent attrayant pour les géologues devraient attirer aussi les géographes. Strucutre simple, stratigraphie facilement lisible, situation isolée, domaine presque désertique et dépourvu de couverture végétale, le substratum y est partout à nu.

C'est encore à P. LORY (1901) que l'on doit le peu de connaissances morphologiques précises sur le Dévoluy et

notamment en ce qui concerne les " cirques de montagne ". R. BLANCHARD (1938-1954) n'a fait qu'effleurer le sujet. Même les spéléologues, pour lesquels le Dévoluy devrait être un terrain d'élection à cause de ses multiples chourums (gouffres), semblent l'avoir déserté depuis l'époque des Martel et des Mougin.

Le Dévoluy fut le massif subalpin le plus englacé au Quaternaire comme le prouve l'abondance de son remplissage morainique local. On n'en sera pas surpris si l'on sait qu'il est le plus élevé, non seulement en altitude maximale (Obiou, 2790 m), mais aussi en altitude moyenne (1490 m pour le bassin-versant de la Souloise, mais plus de 1700 m pour l'intérieur en amont de Saint-Disdier). Partout sa crête périphérique se tient au-dessus de 2500 m alors que ce n'est qu'exceptionnellement que le Vercors dépasse les 2000. Voilà, semble-t-il, la raison première d'un plus grand développement du relief glaciaire(fig.56).

II.5.5.1. Versant Trièves-Bochaine.

La présence de moraine relativement récente (Gl 4, local et post-würmien) indiquée par la carte géologique (Vizille, 1/80 000) nous incite à penser à l'existence de cirques en amont de ces dépôts. Notamment celle de Rochassac, sous la crête qui joint la Grande Tête de l'Obiou à l'Aiguille, au-dessus de Longueville (cote 1800-1950). Or nous verrons ultérieurement qu'il n'y a là aucune moraine et, de plus, la morphologie de la crête sénonienne en question, parfaitement rectiligne, ne montre aucun cirque. Il s'agit en fait d'un tassement en masse.

Au S de ce point, ce ne sont pas les formes hémisphériques qui manquent : Casse-Vanhage (fond 1700 m), Adret (1500 m), les Ruines (1400m), Grande-Casse (1300m), Fétoure (1600m). Au bout du bassin de la Jargeatte, Lauzon (1920m), Fleygrard(1920m), Les Aiguilles (1450m), Le Collet (1850m), puis Plate-Gontier (1900m) dans le ravin des Chabottes, sous la Tête des Ormans. Mais tous ne sont pas de véritables cirques glaciaires.

Nous ne reconnaissons pour tels que ceux du Lauzon, du Fleygrard, du Collet et de Plate-Gontier, celui du Lauzon conservant même encore aujourd'hui un petit lac d'ombilic. Tous sont situés au-dessus de 1850 m, et généralement de 1900.

Quant aux autres, ce sont des pseudo-cirques ou simples entonnoirs d'érosion torrentielle, creusés dans les assises tendres du Berriasien ou du Valanginien, sous le Sénonien transgressif calcaire formant abrupt, le gradin de " cirque " étant généralement représenté par l'apparition de la barre tithonique. Même le " cirque des Fétoures", sous le Grand-Ferrand, cité par P. LORY (1901) avec photo à l'appui n'en est pas un véritable. A-t-il fonctionné en cirque glaciaire au Quaternaire ? son altitude élevée (1600m) nous incite à le croire mais, actuellement, il est rempli par des apports éboulеux et des cônes de déjections qui le régularisent ; sa position structurale rend, de plus, son cas douteux. Néanmoins il existe réellement des cirques glaciaires sur la bordure occidentale du Dévoluy.

II.5.5.2. Le synclinal occidental.

Nous désignons ici la partie ouest du transsynclinorium dévoluard, c'est-à-dire essentiellement la vallée de la Souloise et de son affluent de Ribière jusqu'au col du Festre et même un peu plus au S (la Cluse). Elle comprend surtout le revers de la cuesta sénonienne de l'Obiou au Grand-Ferrand et aux Aiguilles de Lus, qui montre le plus beau développement de morphologie glaciaire.

Le même phénomène d'effondrement qu'à Rochessac existe à Bachilianne, sur l'autre côté de la crête, en amont de la Casse de l'Obiou. Nous n'y insisterons donc point.

Par contre un magnifique cirque, encore actif ou presque, échancre la paroi nord de l'Obiou dans le vallon de Casse-Rouge (point bas 2138m). La carte au 1/20 000 (St-Bonnet 1), datant de 1940, y indique la présence d'un glacier, aujourd'hui entièrement recouvert. Sous la face nord du Petit-Obiou, un peu à l'E, un autre cirque subactif à son fond exactement à 2004 m et, sous la crête de la Laisse, un autre petit est à 2002 m. Ce ne sont pas de véritables cirques, car leur forme est plutôt allongée en vallon suspendu qu'en fauteuil, mais ils sont d'origine glaciaire.

Toute une série de tels cirques, dont les dimensions n'excèdent guère le kilomètre, s'échelonnent sous l'arête de l'Obiou au Ferrand : Combe-de-la-Fuvelle (2350 et 2026m), le Vallonnet (1700m), Combe-de-la-Prison (2165m), le Chautet (2054,5 m), Clos-Vif (2110m), Vallon-des-Narrites (1999m), La Chausette (2111 et 2048m), Goutourier (2178m). Puis, au S du Grand-Ferrand, viennent le Vallon-Pierra (2121m), le Charnier (1928m), le Vallonet (1960m), le Jidier(2056m), et, plus loin au S, le Vallon-des-Aiguilles (1800m) dominant le grand " cirque " de l'Abéou, au NW de la Cluse, dont le fond est suspendu vers l'altitude 1600m.

Tous les cirques cités, à l'exception de l'Abéou, sont des cirques glaciaires indubitables, marqués par l'existence des glaciers, de moraines ou de petits ombilics abrités derrière un verrou. Tous, aussi, sont creusés uniquement dans le Sénonien calcaire, stratifié mais homogène à grande échelle, sauf l'Abéou qui l'est dans le Néocomien, sa rupture de pente coïncidant avec l'apparition du Tithonique au-dessus de la remontée d'érosion torrentielle excavée dans le Kimméridgien marneux. Aucune influence structurale ne les affecte donc et, pour cette raison, nous excluons le " cirque " de l'Abéou, pourtant magnifique avec sa forme hémisphérique parfaite et son gradin déjà très élevé.

Tous les véritables cirques, également, ont leur fond au-dessus de la cote 1900, exception faite pour le vallon des Aiguilles qui n'est pas un véritable cirque mais une auge suspendue élevée, de dimensions déjà considérables

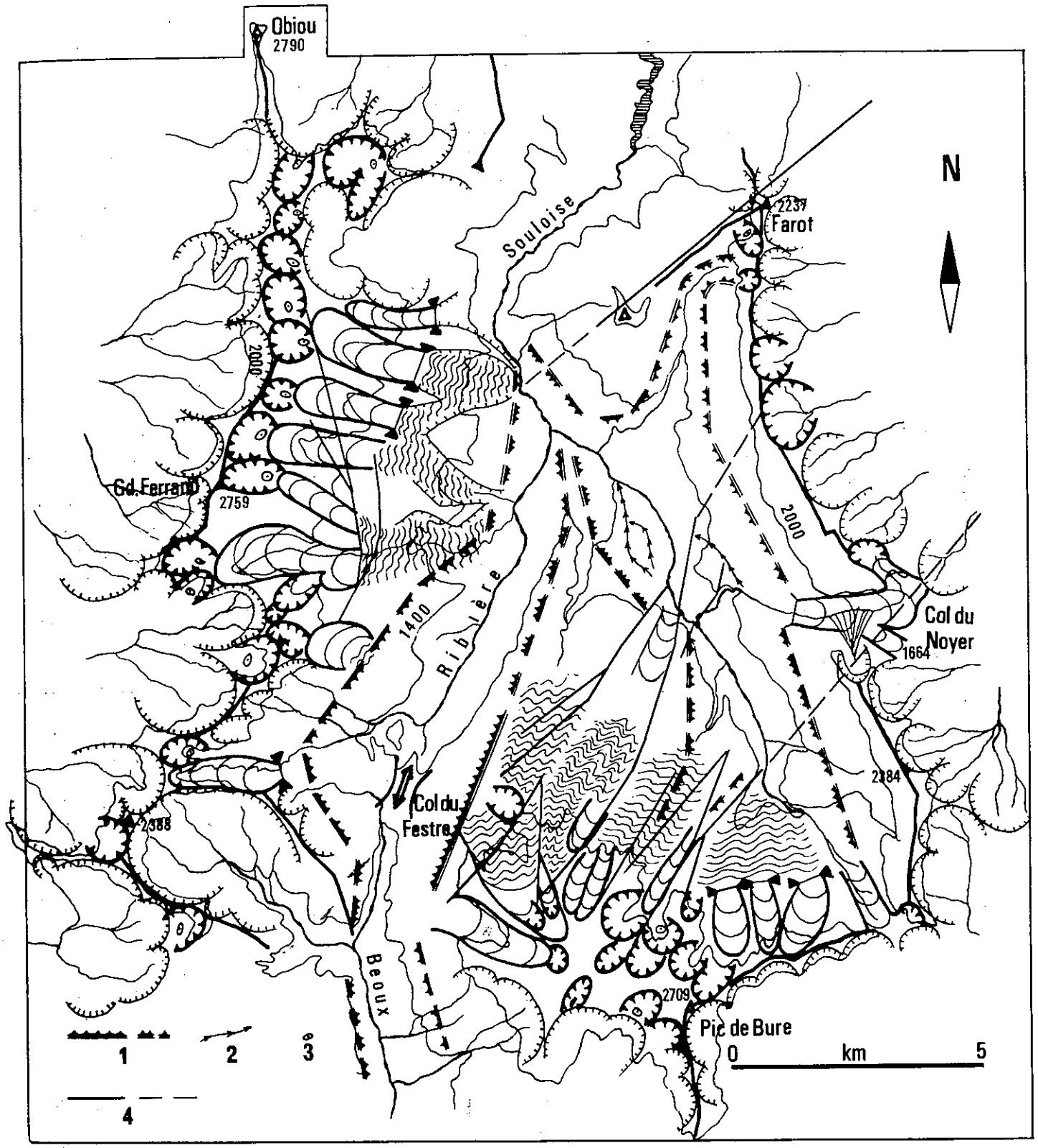


Fig.56. MORPHOLOGIE GLACIAIRE DU DEVOLUY. Légende identique à (52) plus :

1. bord d'auge intact, dégradé,
2. chenal glaciaire (actuellement vallée sèche et suspendue)
3. ombilic ou dépression glaciaire
4. fracture repérée , supposée.

(plus de 2 km), et de plus creusée dans les marnes bleues aptiennes sous-jacentes à la carapace sénonienne.

Pourtant ce ne sont pas les cirques élevés, sommitaux, qui frappent le plus l'observateur depuis le centre du Dévoluy : ce sont les multiples vallons suspendus, en forme d'auge parfaite qui débouchent à une altitude plus basse, bien définie et régulière. Ces hauts vallons en berceau sont bien entendu entièrement libres de glace, mais ils sont indubitablement l'oeuvre de celle-ci comme leur examen détaillé va le montrer (carte à 1/50 000 Saint-Bonnet).

Du N au S nous trouvons d'abord le Samaroux, sous la tête des Ombres (fond à 1733,5m), fermé par un verrou à 1700 m ; puis le vallon du Mas présentant un ombilic à 1670 m et un verrou à 1700 ; le vallon des Narrites (ombilic à 1750 m; verrou très émoussé à 1759) ; le vallon de Truchière, complètement fermé à 1750 m ; le Grand-Villard, forme suspendue avec ombilic à 1804 m et gradin de confluence vers 1700 ; le Vallon-Girier, affluent du Grand-Villard, est aussi suspendu au-dessus du vallon de Charnier dont le gradin est à 1750m ; deux cirques suivent : le Vallonet (fond à 1800 m) et le Jidier (fond à 2050m, prolongé par un vallon dont la rupture de pente est à 1759); le vallon de Cul-Froid est suspendu vers 1700 m et celui de Fontaine-Froide, enfin, a deux ruptures de pente à 1850 et 1710 m environ, au-dessus du col du Festre.

Tous ces vallons montrent leurs gradins suspendus régulièrement vers l'altitude 1700 m ; cela est d'autant plus significatif que, à l'instar des cirques plus haut situés, ils excavent uniquement la dalle sénonienne ici à pendage est et présentant, de ce fait, une belle surface structurale sur tout le versant. On ne retrouve plus aucun cirque ni vallon, glaciaire ou non, jusqu'au telweg du ruisseau de Ribeyre qui descend doucement au N du col du Festre (1441 m).

Le versant oriental du synclinal d'Agnières n'est pas intéressant seulement par les cirques et vallons suspendus qu'il montre, mais aussi par le bas du versant, en dessous de la cote 1700, lieu où les glaciers issus des hauts vallons se rejoignaient pour donner une calotte de versant qui descendait jusqu'au centre du synclinal.

L'interruption brusque des vallons suspendus vers 1700 m ne se fait pas par une rupture de pente ou un simple gradin, mais par la suppression des cloisons latérales qui, plus haut, séparaient les lits des glaciers locaux. Ainsi la crête du Clos, qui prolonge celle de Samaroux séparant le vallon de Pivallon de celui du Mas, est interrompue une première fois vers 1610m, au-dessus du Clos du Mounard, sans que la lithologie ou la structure y soient pour quelque chose. Si, au N, le Pivallon reste suspendu au-dessus du défilé de la Souloise, par contre le vallon du Mas, franchi le verrou 1700m, se prolonge par une auge plus élargie et moins profonde, celle de Pierre-Oriel, creusée dans les calcaires et conglomérats nummulitiques par le glacier débordant de son vallon supérieur. Cette auge est surcreusée par rapport à la surface structurale du Clos-Mounard d'une cinquantaine de mètres environ.

L'énorme cloison sénonienne de la Clappe qui isole le vallon du Mas de celui des Narrites est de même interrompue brutalement à Pierre-Baudinard, 1650 m. Un résidu de cloison la prolonge, 150 m en contre-bas, sur quelques centaines de mètres, puis disparaît.

Franchi le verrou aval, le vallon des Narrites se prolonge par une auge plus large et moins encaissée, celle des Berdarousses, qui conflue avec celle de Pierre-Oisel à Miéroussière, sur le même niveau.

Le vallon de Truchière, que la crête d'Oriol sépare de celui des Narrites, est de même sectionné un peu au-dessus de 1650 m. Mais , en face, une autre cloison lui succède, celle de Frache-Villard-Joli, constituée par les assises nummulitiques calcaires et gréseuses reposant en accordance sur la surface structurale du Sénonien. Cette cloison est isolée de la première (Oriol) par la surface de fond d'auge des Berdarousses, qui va confluer avec celle de Grésière, issue du vallon de Truchière. Ce " pédoncule en creux " s'explique du fait de la moins grande résistance du Nummulitique, lequel a cependant subsisté à Villard-Joli.

Quant au vallon de Grand-Villard, la cloison de la crête de l'Etoile le sépare de celui de Truchière et il est suspendu au-dessus du vallon du Charnier. Alors que l'auge de Truchière se poursuit, en contre-bas de celle de Grésière puis des Urgières, celle du Charnier se poursuit par l'auge des Bachas qui débouche au S du Grand-Villard. La cloison de l'Etoile est bien interrompue à Barbier, vers 1750 m mais, plus bas, elle réapparaît dans le replat du Prade-l'Aup qui, à l'instar de celui de Villard-Joli, sépare l'auge des Bachas de celle d'Urgières, l'encaissement étant toujours d'une cinquantaine de mètres.

Comment expliquer cette morphologie (fig.56) ? On ne peut faire intervenir que l'action des glaciers, aucune trace de réseau fluviatile ne pouvant être décelée, ce qui est normal sur une surface karstique. Tout s'est passé comme si les glaciers, s'étant incrustés en haut dans le Sénonien, avaient eu une brusque baisse de puissance au débouché de leurs auges suspendues, sans doute par étalement comme le prouverait la conservation de Nummulitique fragile en bas du versant. Réunis, ils creusent de nouvelles auges plus larges et moins profondes dans les calcaires et grès tertiaires, l'élargissement de ces dernières aboutissant à la suppression des bas de cloison. Puis les glaciers se trouvent alors canalisés dans ces nouvelles auges moins nombreuses (3 au lieu de 6), chaque glacier confluant avec son voisin, ce qui explique à la fois la réduction du nombre des auges et la conservation des cloisons nouvelles.

Les glaciers issus des vallons travaillaient moins verticalement, dans le Sénonien calcaire, que latéralement en s'élargissant aux dépens des cloisons nummulitiques. Cette érosion latérale fut maximale sur le Dôme d'Aurouze, où l'on ne trouve plus, en surface, trace de la couverture tertiaire.

Quant au versant opposé, celui qui borde le plateau d'Aurouze, il montre encore une succession de petits entonnoirs d'érosion torrentielle (Jassilous, Rochers-Blancs, Combe-Roche), tous munis à la sortie de leur canal d'écoulemen

d'un cône de déjection typique, preuve de leur activité fluviatile. Seul le vallon d'Agnières (1930m) et la Combe d'Agnières (2050m), beaucoup plus importants, sont de véritables cirques ou vallons suspendus, avec dépression centrale , d'origine indubitablement glaciaire.

II.5.5.3. L'anticlinal médian du plateau d'Aurouze.

Le plateau d'Aurouze, vaste dôme sénonien doucement penté vers le N où il va s'ennoyer sous le Tertiaire de Saint-Disdier, s'élève régulièrement au S jusqu'à l'entablement du Plateau de Bure, qui culmine horizontalement vers l'altitude 2600 m. Ce plateau est la véritable surface structurale du sommet du Sénonien, dont les assises supérieures ont été décortiquées sur la montagne d'Aurouze. Cette dernière montre non seulement une splendide morphologie glaciaire mais aussi un non moins beau modelé karstique, les formes interférant souvent comme c'est le cas aussi dans le grand field du Vercors, et un peu moins sur le versant de Costebelle (W d'Agnières).

C'est surtout la retombée nord du plateau de Bure qui est taraudée par de nombreux cirques et vallons glaciaires. Tous, situés à la surface du Sénonien, ces derniers ne doivent rien à une quelconque érosion différentielle dans des matériaux de résistance inégale. Par contre, leur relation avec la tectonique ,notamment avec le réseau de fractures, est manifeste.

Ceci est surtout vrai pour les vallons allongés, beaucoup moins pour les simples cirques sommitaux. C'est ainsi qu'on observe deux directions principales de ces vallons : l'une N-S, légèrement infléchis vers le NW, l'autre NE-SW (fig.56).

A la première appartiennent les vallons des Plates, du Pierra-d'Agnières, d'Ane, et le Vallon-Froid avec le Danflairar, limités à l'E par de véritables escarpements de failles qui se prolongent au-delà, mais paraissent secondaires. Les autres ne montrent pas une relation aussi nette avec la tectonique. Les premiers, notamment le Pierra-d'Agnières et le Serre-Sarrazin, ont leur issue bouchée par un verrou déterminé par un escarpement de faille de l'autre réseau, qui les recoupe ici.

Cet autre réseau ,NE-SW, prend en écharpe tout le dôme d'Aurouze. On y distingue les fractures qui prolongent au S. la crête des Baumes vers le Serre d'Aurouze, les Côtes du Puy par la Combe du Ja jusqu'au verrou du Pierra-d'Agnières, celle du Pied-Gros de St-Etienne et du Bonnet-Rouge, enfin celle du vallon de Corne à l'Adret-de-Chabréda. Le long de ces failles se situent notamment les vallons de Pélourenq et de Corme, les autres leur étant parallèles.

Le fait que le Sénonien soit karstifiable explique en grande partie l'enfoncement très fort de ces vallons aveugles, qui peut atteindre plus de 70 m (notamment pour le vallon d'Ane). Enfin on trouve un échelonnement de ces vallons et cirques à toutes altitudes depuis 1692 m comme les vallons de Costebelle, avec une grande fréquence autour de 2000 m.

Le synclinal oriental. Le synclinal oriental ou de Saint-Etienne-en-Dévoluy, du Gicon au col de Rabou ,se trouve malgré l'altitude de son versant oriental toujours supérieure à 2300m ,très dépourvu en matière de formes d'érosion glaciaire. A peine peut-on lui rapporter les minuscules cirques de l'Aiguillette, au pied du Farot, dont le fond se trouve à 2000m et celui du Pierroux, sous le pic du même nom, à 2250 m. Partout ailleurs, la montagne du Féraud et la Crête-de-l'Aigle ne montrent que de petits entonnoirs d'érosion torrentielle, à deux exceptions près. D'abord celle du col du Noyer, auge typique suspendue à une altitude de 1500 m au-dessus de la vallée de la Souloise, que nous avons déjà évoquée dans le chapitre consacré aux transfluences. On y a vu que cette auge était locale et résultait de la réunion de deux auges élémentaires, issues de cirques dont l'un est actuellement coupé par l'érosion. Mais, paradoxalement, les cirques qui ont donné naissance à l'auge du Noyer sont situés non pas sur le versant ouest comme celle-ci mais sur le versant est, celui qui domine le Champsaur. Nous les étudierons donc avec ce versant .

La seconde est celle du col du Rabou qui termine le Dévoluy vers le S au-dessus du Petit-Buech. A l'instar du col du Noyer, le Rabou est une portion d'auge glaciaire, doucement inclinée vers le N, creusée dans les grès et conglomérats tertiaires ,amputée de son cirque supérieur d'alimentation. L'érosion très active du Petit-Buech, dans les assises tendres du Néocomien, explique cette coupure par simple érosion régressive. Une portion de ce cirque est même toujours visible à l'extrémité sud de la crête de Porel, au Rocher-de-la-Palette, avec un fond aux environs de 2000m. On voit encore assez clairement le vallon issu de ce cirque aller au S puis, décrivant un coude brutal, tourner vers le N où il devait se poursuivre par l'auge de Rabou. Mais, comme pour le Noyer, cette auge devait être alimentée par d'autres cirques plus méridionaux et surtout plus vastes, aujourd'hui disparus.

En tout cas l'érosion régressive à partir d'un ravin affluent du Petit-Buech est active. Ce ravin vient même pousser ses ramifications jusque dans l'auge de Rabou, montant à l'assaut de la crête de Porel. L'énorme avantage que lui confère son niveau de base très inférieur suggère qu'il ne mettra pas longtemps à capturer la partie supérieure de la Souloise, dont il a déjà annexé la tête glaciaire.

Comme la crête occidentale au-dessus du Trièves et du Bochaine, la crête orientale, sur sa face ouest, n'est que très peu accidentée de formes d'érosion glaciaire.

II.5.5.4. La façade du Champsaur.

Moins haute que celle du Trièves-Bochaine, la façade du Champsaur, cuesta monoclinale sénonienne relativement simple, offre pourtant une belle morphologie glaciaire. Le premier cirque est celui de Clapouze au-dessus du Glaizil, d'environ 1 km de diamètre au sommet et au fond situé vers 1750 m. La forme sphérique est parfaite, c'est le type même du cirque en fauteuil.

Son voisin des Ailes, est un peu plus grand (1300m) et légèrement plus profond (1600m). Ses parois, en reculant, ont pratiqué une large brèche dans la cloison qui le sépare du cirque de Clapouze (Pas de l'Ours) ainsi que dans la crête de la montagne de Féraud (Brèche de Féraud). Creusées uniquement dans le Jurassique et le Crétacé inférieur, ces deux formes sont typiques. Elles ont d'ailleurs nourri d'abondants glaciers locaux dont les moraines se retrouvent aux débouchés de leurs " auges " actuellement reprises par la torrentialité, au Glaizil et à Pouillardenc même.

A la tête de l'auge du Noyer, le cirque de la Fontaine-du-Vallon, sous la tête de Girbault, a son fond vers 1900 m. Puis le vallon se poursuit vers le SE jusqu'au col de la Saume. Là, par un brusque coude à droite, ce vallon prend une direction E-W et va former l'auge du Noyer. En fait, il semble qu'il y a articulation de deux segments droits concourant, dont l'érosion glaciaire a contribué à émousser l'angle rentrant.

L'influence structurale est évidente pour la direction de l'auge de la Fontaine-du-Vallon, installée dans un synclinal à coeur aptien, entre deux rebords urgoniens, appartenant au système des plissements anté-sénoniens. Plus difficile à expliquer est la direction de la Combe-de-la-Saume, perpendiculaire à la crête sénonienne qu'elle traverse comme un entonnoir de percée conséquente.

Nous pensons qu'il s'agit de l'effet d'une grande fracture intéressant le socle, celle du Valgaudemar, dont le prolongement en Dévoluy passe justement par le vallon de la Saume. Cette fracture vient rejoindre celle (ou celles) qui, de l'Enclus, passent par le vallon de Corne en direction du Pic-de-Bure. Mais cette fracture ne semble évidente ni sur le terrain ni sur les photos aériennes. Il peut s'agir d'une simple cassure, encore que le décalage de la crête sénonienne de part et d'autre du col du Noyer semble prouver le décrochement (fig.21).

Le col du Noyer est l'extrémité de l'auge suspendue au-dessus du Champsaur. Or symétriquement au cirque du Vallon existe un entonnoir d'érosion, celui de Fontcouverte sous le Pic-Ponson, qui semble bien dériver d'un ancien cirque glaciaire. On pourrait y voir la trace, aujourd'hui bien effacée, de l'ancienne tête du vallon du Noyer, d'autant plus que la structure ne s'y oppose pas. En effet, sous la dalle sénonienne transgressive, la série du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (jusqu'à l'Albien) se situe dans la même direction que sous le cirque de la Fontaine-du-Vallon. Un autre vallon glaciaire a pu se développer peut-être aussi dans l'Urgonien, son cirque de tête entamant le Sénonien. Ainsi se serait formé, par la réunion de ces deux troncs supérieurs, l'auge du Noyer. Ultérieurement, la remontée d'érosion du torrent de Font-Blanche en Champsaur aurait supprimé l'auge supérieure du Noyer, comme le torrent de Lans est en train de le faire pour l'auge supérieure de la Saume, dont le col du même nom en est la brèche déjà ouverte dans la paroi presque jusqu'au plancher rocheux. La plus grande dimension du torrent de Font-Blanche expliquerait qu'il ait été en avance sur son voisin.

Au S du col du Noyer, plus aucune forme d'érosion glaciaire n'intéresse la façade orientale du Dévoluy.

II.5.5.5. Conclusion à la morphologie glaciaire du Dévoluy.

Bien que nous ne soyons pas entré dans les détails, la description sommaire des formes indubitables du relief glaciaire du Dévoluy nous a montré leur grande extension, favorable à un essai de généralisation. Le nombre important de ces formes et leur distribution permettent de se faire une idée de leur agencement qui paraît disposé selon certaines règles, dont les principales nous semblent être les suivantes : l'orientation, les rapports tectono-morphologiques et l'étagement.

L'orientation. L'examen de la répartition spatiale des cirques et vallons glaciaires, notamment sur les flancs internes du transynclinal, montre : l'existence d'une dissymétrie majeure entre les versants est et ouest, c'est-à-dire regardant respectivement vers l'E et vers l'W. Le fait est extrêmement frappant entre la Montagne de Féraud et Costebelle, sous l'arête de l'Obiou au Grand-Ferrand et au Puy-de-Vachères. Toute la retombée orientale du Ferrand est creusée d'une multitude de cirques et de nombreux vallons quasiment jointifs, alors que sur la montagne de Féraud, en face, il n'a été possible de déceler que deux cirques minuscules sous le Pic-Pierroux, et aucun sur la crête-de-l'Aigle, au S du col du Noyer. Or il ne semble pas que ce soit la différence d'altitude de ces crêtes, minime, qui puisse en être la cause. En effet, partout la montagne de Féraud dépasse 2500 m, sauf au N justement où les cirques existent sous le sommet 2377. Quant à la Crête-de-l'Aigle, elle est partout située entre 2300 et 2400 m. Celle du Ferrand ne dépasse les 2500 m que rarement, au Grand-Ferrand et à l'Obiou seulement ; mais entre ces sommets l'abaissement est dû principalement au recul des parois des cirques à regard est. Initialement donc, une différence d'altitude minime, mais sensible, existait entre les deux crêtes E et W du Dévoluy.

Or, cet écart ne pouvait jouer que pour les cirques les plus hauts placés, ceux dépassant 2000m. Pour ce qui

est des vallons glaciaires suspendus et de leurs auges plates qui les prolongent, ce facteur ne saurait intervenir puisque tous prennent naissance au-dessous de 2100m, c'est-à-dire à une altitude très inférieure à celle de la crête orientale. Or cette crête ne montre aucune forme de vallon suspendu excepté les cols du Noyer et de Rabou, formes très spéciales et en aucune façon comparables aux vallons de Costebelle.

La dissymétrie est moins spectaculaire mais aussi manifeste entre les deux façades est et ouest, celles qui regardent respectivement le Champsaur et le Trièves-Bochaine. A l'W, côté Trièves, aucune forme glaciaire n'a été retenue ; au-dessus du Bochaine, quatre cirques véritables existent, très petits, tous situés entre 1850 et 1935 m.

Côté Champsaur par contre, nous avons retenu l'existence de plusieurs cirques de bonnes dimensions, dont les fonds sont les plus bas du massif, et ceci malgré une moindre altitude de la crête sommitale. Par conséquent il semble bien qu'en l'occurence le facteur orientation soit prédominant sur celui de l'altitude maximale. Bien que l'auge du col du Noyer soit dirigé vers l'W, on a vu que ses cirques nourriciers étaient,au contraire, sur la face est de la crête.

La montagne d'Aurouze et le plateau de Bure montrent aussi l'effet de l'orientation. La presque totalité des cirques et vallons surcreusés sont situés sur la face nord, la sud ne montrant que des cirques rares et minuscules, très haut perchés au-dessus de 2200 m. La principale auge glaciaire, celle du col de Rabou, est justement dirigée vers le N, et devait provenir d'un grand cirque à regard nord également, aujourd'hui disparu.

Ainsi, l'orientation préférentielle des cirques et des auges glaciaires suspendus est manifestement est et nord, ces versants concentrant la presque totalité des formes d'érosion glaciaire dévoluardes (fig. 56).

Rapports tectono-morphologiques. Ces rapports sont manifestes surtout pour les cirques et vallons de la montagne d'Aurouze, dont nous avons montré déjà que l'orientation, différente de la ligne de plus grande pente et du pendage, dépend au premier chef de zones de fractures bien déterminées. A un moindre degré, ces rapports existent en ce qui concerne l'auge du col du Noyer, sur la trace d'un grand accident décrochant du socle. Tous les autres, par contre, semblent absolument indépendants de la structure.

C'est le cas de Costebelle et de la montagne de Féraud notamment. Sur Costebelle les vallons sont parallèles, perpendiculaires à la crête et suivent la ligne de plus grande pente qui est en même temps la surface structurale du Sénonien. Aucune forme ne semble en relation avec la tectonique. La seule fracture évidente de ce versant, qui part du fond de la Tête de Lapras et se dirige, par Barnier, vers la Combe de Buisson avec une orientation générale N-S, recoupe perpendiculairement les vallons. Bien sûr, elle a une certaine incidence morphologique, déterminant notamment la petite falaise de Barnier et de Girier, au N du torrent des Adroits, de même que les verrous des cirques du Chautet, des Narrites et de Truchière, mais aucun vallon n'emprunte sa direction. L'orientation des auges de Costebelle est à mettre uniquement sur le compte de la topographie. C'est la même chose pour les cirques de la montagne de Féraud et l'auge de Rabou, située dans l'axe du synclinal oriental.

En résumé, il semble donc que la tectonique ne soit pas la cause fondamentale de l'orientation des vallons glaciaires.

L'étagement.

Les cirques. Côté Bochaine, ils sont compris entre 1850 et 1935 m ; sur l'arête occidentale; entre 1928 et 2350m ;sur la montagne d'Aurouze et le Plateau de Bure , entre 1968 et 2450 m ; sur la montagne de Féraud et de l'Aigle entre 1600 et 2250 m. Exceptés les deux grands cirques des Fétoures et de l'Aile, formes ici exceptionnelles et sans doute d'un âge plus ancien que les autres, on trouve la fourchette 1900-2250 m.

Tous les cirques comparables, ainsi, sont situés à une altitude supérieure à 1 850 m, très généralement à 1900 m. Ils peuvent être localement étagés lorsqu'ils sont nombreux dans une même zone, notamment autour de l'Obiou, du Grand-Ferrand ou du Pic-de-Bure. Il ne semble pas y avoir, entre eux, de relations altimétriques plus précises qu'une simple distribution homogène aux alentours de 2000m, altitude la plus fréquente.

Les vallons. Ils sont tous situés plus bas que les cirques, entre 1700 et 1800 m. Seuls le col du Noyer et le Rabou font exception, l'un par sa situation structurale (le Noyer), l'autre à cause de sa troncature. Par contre, si l'on prend pour référence le haut vallon de Saume, il se trouve au-dessus de 1700 m ; quant à la position plus élevée du Rabou (1892m), cela provient de ce que la troncature de son haut bassin, trop précoce, ne lui a pas laissé le temps de s'approfondir comme les autres. Ces corrections faites, on voit que les deux exceptions peuvent très bien rentrer dans la cadre altimétrique des autres vallons glaciaire " ordinaires ". Les vallons d'Aurouze, tous situés au-dessus de 1700 m (1692) peuvent monter presque à l'altitude des cirques avec lesquels, d'ailleurs, ils passent par une continuité de formes prouvant qu'ils appartiennent à une même famille.

Tous les cirques et vallons parmi les plus représentatifs, ceux du Grand-Ferrand, d'Aurouze et de Bure, sont installés exclusivement sur le calcaire sénonien. Il y a donc là une grande homogénéité du substratum, favorable aux études comparatives. Les deux cirques les plus bas, ceux de la façade du Champsaur, sont creusés au contraire dans le Crétacé inférieur, leurs parois sommitales seules atteignant le Sénonien. Faut-il y voir une des causes de leur

plus grand enfoncement ? C'est probable, car leur excavation dans ces marnes et marno-calcaires tendres a pu en être facilitée.

Plus que le Vercors, le Dévoluy est la terre d'élection pour l'étude des formes glaciaires subalpines. Elles interfèrent également avec les formes karstiques, très développées aussi sur toutes les nombreuses surfaces structurales, mais cela n'est plus notre propos. Notons cependant que, si le karst du Vercors est réputé, à juste titre, celui du Dévoluy, non moins beau, est par contre injustement méconnu.

II.5.6. CONCLUSION A L'ETUDE DES CIRQUES ET HAUTS VALLONS GLACIAIRES.

Nous n'avons pas, et de loin, examiné tous les cirques et hauts vallons glaciaires généralement suspendus qui découpent les sommets de nos montagnes. Cependant nous en avons vu suffisamment d'exemples parmi les plus représentatifs pour essayer d'en tirer quelques règles générales, valables bien sûr dans notre seule région, et auxquelles toutes les autres formes semblables obeissent sans exception.

Parmi celles-ci, la plus importante nous semble être la règle de l'altitude du fond des cirques. Chaque fois que nous avons observé un véritable cirque élémentaire, c'est-à-dire hémisphérique et dont le fond est plat, voire à contre-pente, occupé ou non par un lac d'ombilic ou de barrage morainique, nous avons relevé une altitude minimale de 1900m, généralement entre 2000 et 2100m, très rarement au-dessous (un cirque à 1850m) de même qu'au-dessus , et cela quel que soit le massif auquel il appartienne (calcaires du Dévoluy, cristallin des Massifs externes). Vraisemblablement, étant donné la distribution des altitudes qui s'étagent jusqu'à 4000 m, il doit y avoir une raison d'ordre général, la structure n'intervenant en aucune façon dans ces terrains homogènes à l'échelle de ces formes.

Cela ne veut pas dire qu'il n'existe pas de formes glaciaires haut situées. Si nous reprenons la notion de " van " définie par A.ALLIX(1929), et qui correspond à une réalité évidente surtout dans le massif du Pelvoux, on constate que ces derniers sont généralement situés au-dessus de 2500 m, leurs ruptures de pente inférieures (escaliers de cirque) étant fréquentes vers 2800 m. Les exemples les plus frappants sont les " vans " du versant gauche du vallon des Etançons, de la Meije à la grande Ruine, abritant encore plusieurs petits glaciers dont celui des Cavales, à exposition ouest. On peut en trouver de nombreux autres. De petits cirques encore, garnis de leurs glaciers, s'étagent au-dessus, sous le sommet ou les arêtes du Pelvoux jusqu'aux plus hautes altitudes, sans que l'on sache exactement s'il s'agit de " fauteuils " ou de " vans " ce deuxième terme semblant généralement mieux leur convenir.

Il n'y a donc aucune limite supérieure à l'existence des cirques ,ce qui est logique apparemment, tandis qu'une limite inférieure est impérative : 1900 m. C'est-à-dire que, sachant cela, il est difficile de concevoir une série impressionnante des cirques en Vercors dont le fond s'étagerait de 1850-1900 m environ à 1200. Mais nous avons vu qu'il n'y a pas de cirques glaciaires sur la bordure orientale du Vercors.

L'altitude de la crête, c'est-à-dire la vigueur du relief, pourrait paraître une condition essentielle à la formation des cirques. Elle ne l'est pas dans notre domaine. Le plus beau développement de cirques que nous y connaissions, le groupe du plateau de Bure, au S du Dévoluy, dépend d'un relief qui ne dépasse pas 2700 m. Le second groupe le plus spectaculaire, celui de Belledonne-Sept-Laux, procède d'une même altitude maximale, ou de peu supérieure (2900m). Quant au Pelvoux-Ecrins-Meije, qui atteignent ou dépassent les 4000m, ils sont loin de nous montrer une pareille extension de véritables cirques. Si toutes les arêtes et sommets de ce massif sont bien le résultant d'un découpage de cloisons de cirques, ces derniers sont surtout du type " van ", dont on a vu le peu de rapport qu'ils ont, avec la véritable définition du cirque telle qu'on l'admet aujourd'hui (fig.51). La puissance du relief, si elle est une condition nécessaire à l'établissement des cirques, semble n'être ni suffisante, ni même principale.

L'orientation était déjà apparue comme accessoire dans le cas du Dévoluy. Cette impression ne peut être que renforcée par l'examen des cirques des massifs cristallins (fig. 53 et 54). De quelque côté qu'ils se tournent, les cirques semblent se distribuer de façon parfaitement indifférente et ne présenter aucun rapport altitude-orientation. A priori on aurait pu soupçonner que l'orientation face au N était la plus favorable puisque c'est aussi la meilleure pour la conservation des glaciers, ce qui est évident aujourd'hui. Effectivement les cirques orientés au N semblent être relativement peu élevés (. fig. 53 a). Mais les différences sont minimes avec ceux relevant d'autre orientations. Par contre l'orientation sud semblerait être très défavorable. Pourtant, c'est plein Sud que se situent les cirques les plus typiques que nous connaissions, ceux des lacs Achard au S de Chamrousse, étagés entre 1900 et 2100 m. Force est donc de constater que, dans notre périmètre, l'orientation semble ne jouer aucun rôle dans la fréquence et l'altitude des cirques véritables aussi bien que des " vans ".

Une autre variable est la lithologie . Elle nous semble intervenir de façon importante, mais non déterminante. C'est ainsi qu'une grande partie des cirques de Belledonne et des Sept-Laux sont inscrits préférentiellement dans les gabbros et les serpentines du rameau interne, roches cristallines relativement tendres en regard des amphibolites très dures. Cela est particulièrement net pour les cirques des Lacs Robert, au NE de la Croix-de-Chamrousse, ainsi que pour les Lacs Achard. Mais le massif du Tabor, à l'W du Taillefer, couronné par une grande masse de ces mêmes

matériaux, ne montre pourtant aucune forme de cirque véritable, ceci malgré une altitude comparable à Chamrousse. Seul le haut vallon suspendu du Chalet-des-Pâtres fait exception ; mais il ne s'agit pas d'un véritable cirque, c'est déjà d'une petite auge glaciaire.

Dans le Pelvoux où granites, gneiss et métamorphites voisines sont d'une résistance comparable sinon égale, il n'empêche qu'il y a un étagement certain des cirques. Dans le Haut-Champsaur tertiaire, domaine des grès nummulitiques, aucune différence d'altitude n'apparaît avec le domaine cristallin voisin (fig. 53). Dans le Dévoluy enfin, où la majorité sinon la totalité des cirques sont creusés dans les calcaires sénoniens, l'étagement est exactement le même. Mais, avec Belledonne, c'est ici que nous rencontrons nos seules exceptions. Le Collet (1850) en amont de la Jargeatte, Clapouze (1750) et les Ailes (1650) au-dessus du Champsaur. En ce qui concerne le Collet, encore garni d'un amas morainique récent, il est difficile de déterminer l'altitude véritable de son fond. Peut-être l'altitude 1850 a-t-elle été un peu sous-estimée, et se situe-t-il plus près de 1900 m. Quoi qu'il en soit, il est creusé dans les marno-calcaires de l'Hauterivien, ce qui explique sa situation relativement déprimée. C'est la même chose pour ce qui concerne les deux autres, excavés dans le Néocomien sous le Sénonien transgressif et qui ne sont pas des cirques véritablement " purs ". En effet ils ont été violemment repris par l'érosion torrentielle remontant du Drac et auraient sans doute disparu en tant que tels, n'était la présence de la double barre tithonique qui a freiné l'érosion régressive. Par la suite, leur fond a été repris par le ruissellement qui l'a certainement approfondi. Enfin ils dérivent manifestement d'anciens entonnoirs d'érosion torrentielle, alors que nous verrons que les cirques élémentaires sont le produit de la seule érosion par les glaces.

En résumé, le facteur lithologie prend résolument le pas sur celui de l'orientation. La preuve directe en est administrée par les cirques de Chamrousse, dont les plus creusés sont orientés au S parce qu'ils sont logés dans les serpentines. Ceux des Sept-Laux, bien que d'orientation beaucoup plus favorable, ont tous leurs fonds plus haut situés d'une centaine de mètres au moins. Ils sont creusés dans les amphibolites et les gneiss.

La structure est aussi susceptible de fournir des conditions favorables à l'établissement des cirques. Nous entendons par là la tectonique, seule appréciable à l'échelle modeste où apparaissent les véritables cirques. Des exemples frappants en sont donnés par Belledonne, Sept-Laux et le Dévoluy(Aurouze-Bure) où la majorité sinon la totalité des cirques sont situés sur des fractures, grandes ou petites, du socle ou de la couverture sédimentaire. Mais il ne s'agit pas d'une condition vraiment principale. Ainsi les cirques de l'arête ouest du Dévoluy et du pourtour du Plateau de Bure, comme ceux du Pelvoux-Champsaur dans leur totalité, paraissent tout à fait indépendants de la tectonique.

La structure semble agir cependant de façon indubitable sur deux ou trois éléments : la localisation et la densité des cirques, et surtout leur orientation. Cela est particulièrement net dans Belledonne - Sept-Laux où tous les cirques des sommets sont déterminés par des fractures et orientés par elles. Nombreuses et rapprochées, les cirques sont également nombreux et rapprochés. Sur le plateau d'Aurouze, les cirques sont aussi localisés sur les fractures et allongés dans le même sens (fig.56). Mais la tectonique ne semble pas avoir d'autres effets, en particulier en ce qui concerne l'étagement.

Parmi tous les facteurs que nous venons de citer, un seul semble être d'ordre vraiment général : l'altitude minimale. Comment se fait-il alors que les cirques véritables, ceux creusés en ombilic, ne s'étagent pas de l'altitude 1900 jusqu'à 4000, mais se limitent en dessous de 2500 ou 2600 m au maximum ? Il nous semble qu'intervient là une seconde condition primordiale : celle de la topographie ou de la morphologie initiale de la région où vont s'établir les cirques.

Observons en effet dans quels lieux les véritables cirques se développent avec la fréquence et la forme optimales. Il s'agit d'une part de la chaîne de Belledonne - Sept-Laux, d'autre part du Dévoluy et, à une moindre échelle, du Champsaur nummulitique. Constitués de trois groupes lithologiques différents (cristallin, calcaires et grès), ils n'ont en commun que leur altitude vraiment modeste (2000 à 3000 au maximum) et, surtout, leur topographie générale subtabulaire, en plateaux horizontaux ou peu inclinés.

Pour Belledonne-Sept-Laux, il s'agit de la surface prétriasique. Quasi intacte sur Belledonne, elles n'est érodée que relativement peu dans les Sept-Laux, qui forme partout une chaîne (ou Sierra) à sommets subégaux et à dos large et peu découpé. Il en est de même pour les Grandes-Rousses où les nombreux cirques encore englacés ou non, s'étagent au-dessus de 2200 m généralement.

Pour le Dévoluy il s'agit de la surface structurale du Sénonien, horizontale ou presque au S, au Plateau de Bure et sur le dôme d'Aurouze, relativement peu inclinée à l'E de l'arête Obiou-Grand-Ferrand.Dans Champsaur alternent des strates plus dures ou plus tendres de grès qui forment de larges marches d'escalier ou paliers peu inclinés également, surtout à une certaine distance des affleurements cristallins. Au contraire, partout où le relief est par trop découpé, trop aigu comme dans les hautes vallées du Pelvoux, il ne se développe que fort peu de véritables cirques. C'est le domaine des " vans ". C'est également le cas de la façade orientale du Dévoluy, où le Sénonien est redressé presque verticalement, sur toute l'arête du Féraud et de la montagne de l'Aigle. Pourquoi cette particularité ?

Cela nous semble tenir de la dynamique de l'érosion glaciaire. En effet on peut considérer qu'un glacier établi sur une surface horizontale, ou trop peu inclinée, n'a qu'un pouvoir d'érosion réduit . Cela est patent pour la calotte

glaciaire du Mont-de-Lans par exemple, établie sur la surface prétriasique subhorizontale à peine écornée. Son homologue du Plateau de Paris, en face, horizontal au-dessus de 2000m d'altitude, ne montre également aucune forme nette d'érosion glaciaire mais, par contre, beaucoup de Lias et de Trias résiduels. Corrélativement un glacier établi sur une pente trop forte, une paroi comme celles du Centre du Pelvoux, a également un pouvoir d'érosion très faible. Il ne peut pas atteindre une épaisseur suffisante à son action et ne fait que glisser sur la paroi, en l'érodant de façon minime et sans créer de véritable niche ou ombilic. Il en est réduit à façonner un " van ", forme très bien décrite par A.ALLIX (1929). La même chose se produit d'ailleurs sur la cuesta du Vercors, beaucoup trop raide pour retenir un amas de neige ou de glace appréciable. Il n'y a pas là de véritables glaciers, mais seulement de minces nappes de glace suspendues.

Pourqu'un glacier érode, il apparaît qu'il doit être suffisamment épais, et de plus qu'il se meuve, c'est-à-dire qu'il y ait une pente suffisante. Mais pas une pente trop forte, qui évacue la glace trop vite en favorisant le glissement . Donc il faut une surface relativement plane et surtout inclinée ni trop, ni trop peu. C'est ce facteur de pente initiale qui nous semble si important. Et c'est pourquoi on trouverait les cirques les mieux constitués et les plus nombreux sur les topographies initialement peu inclinées.

Comme le Dévoluy, l'exemple du Vercors est démonstratif. Aucun cirque véritable n'existe sur la façade est. Par contre, sur la façade ouest, celle qui regarde les pays de Lans et le synclinal oriental, plusieurs cirques véritables échancrent l'arête sommitale, au-dessus de 1850-1900 m. C'est que de ce côté, la pente structurale faible a permis l'implantation et la croissance de glaciers, ce que la raideur de la falaise orientale interdisait.

Ces conditions impératives de topographie initiale ne sont valables, on a pu le constater, que pour les cirques élémentaires (en fauteuil ou en baquet), et dans l'hypothèse qu'ils sont le produit de la seule érosion glaciaire, c'est-à-dire qu'ils ne dérivent pas de formes fluviatiles (entonnoirs torrentiels ou autres). Nous expliciterons cette notion un peu plus loin.

L'examen précédent nous permet de tenter une hiérarchisation des conditions favorables à l'établissement des cirques élémentaires de notre région. Nous proposons donc la suivante, par ordre d'incidence décroissante :

1. Topographie initiale en plateau régulier ou non, mais ayant surtout une pente comprise entre une valeur minimale (de l'ordre de 10°) et maximale (de l'ordre de 30-35°).
2. Altitude supérieure ou égale à 1900 m.
3. Lithologie : alternance de roches dures et de roches tendres.
4. Structure : présence de zones faillées ou broyées, guidant l'érosion des glaciers et déterminant surtout la densité des cirques.
5. Orientation, sous la dépendance de la structure.

Quant aux conditions défavorables, nous les voyons de deux sortes :

1. Topographie initiale horizontale ou subverticale (parois raides) interdisant soit le mouvement des glaces, soit leur concentration.
2. Altitude trop faible, inférieure à 1900 m.

Ces conditions nous permettent d'inférer que l'établissement des cirques est indépendant du réseau hydrographique initial ou récent. L'exemple le plus typique en est le Dévoluy, où toute la surface sénonienne est karstique, et par conséquent dépourvue de tout cours d'eau petit ou grand, c'est pourtant le massif le plus rongé de cirques parmi les plus caractéristiques (fig.56). On ne peut que les attribuer à l'action glaciaire. Même chose en ce qui concerne Belledonne. Certains cirques y sont si bien enfoncés (Lacs Robert) qu'ils forment des dépressions fermées sans aucun écoulement, et cela non sur une pente mais à la surface d'un plateau. Les cirques des Sept-Laux sont presque tous dans ces conditions. Quant aux autres cirques du Pelvoux (fig. 53 et 54), retenus derrière un verrou et creusés en ombilics, ils n'ont aussi aucun rapport avec un quelconque réseau hydrographique. Ils ne sont à la tête d'aucun ravin et en position soit latérale, soit suspendue au-dessus de l'auge principale, soit sur une surface subtabulaire (Haut-Champsaur nummulitique) et généralement aussi sans exutoire.

Cela les différencie des autres cirques (non des " vans "), que sont les fonds d'auges glaciaires et les hauts vallons et ravins latéraux. Les vans, également, n'ont aucun rapport avec l'hydrographie ; simplement suspendus au-dessus d'un gradin, ils n'ont ni torrent émissaire ni ravin torrentiel initial remontant du talweg principal. Ce sont des formes uniquement glaciaires. Les pseudo-cirques, tels que ceux du Dévoluy-Champsaur (les Ailes, Clapouze) et de fonds de vallons (Etançons, Mariande, Lanchâtra, Alpin-du-Pin) sont de vrais entonnoirs d'érosion torrentielle dérivés. Ces entonnoirs ont pu être englacés ou non, conserver encore des glaciers actuels (Pelvoux), ils sont néanmoins tous repris actuellement par l'érosion torrentielle régressive, différence fondamentale d'avec les véritables cirques élémentaires. Ceux-ci sont les véritables formes fossiles éteintes au post-glaciaire. Localement ils peuvent être envahis d'éboulis ou de cônes de déjection, mais ne sont pas réentaillés.

On comprend alors pourquoi les hauts vallons glaciaires, qui dérivent d'un réseau hydrographique préglaciaire, sont si peu favorables à la formation de véritables cirques (Pelvoux) creusés en auges subverticales par leurs glaciers, ils ne laissent subsister entre eux que des cloisons minces, des arêtes et des pics de recoupement où la neige et la

glace ne peuvent s'accumuler. Seuls, des " vans " s'y développent.

Ainsi on peut émettre une opinion sur la formation initiale des cirques. Etablis en dehors du réseau hydrographique, dans les conditions définies plus haut, ils ne peuvent avoir évolué qu'à partir de la niche de nivation, selon le processus décrit par A. CAILLEUX et J. TRICART (1965). Quant aux ravins glaciaires, bouts d'auges, cirques coalescents etc..., ce sont des formes fluviatiles dérivées.

II.6. ROCHES MOUTONNEES, STRIEES, POLIS GLACIAIRES, FIELDS, CANON JUXTA-GLACIAIRES . FORMES MINEURES DU RELIEF GLACIAIRE.

Les formes mineures de l'érosion glaciaire sont particulièrement abondantes dans les régions qui ont connu un englacement général, à savoir surtout les massifs cristallins et, à un degré moindre, le Dévoluy. Les bassins orientaux du Vercors par contre, qui n'ont connu que des glaciers de vallée très encaissés, ne présentent quasiment aucun modelé de ce genre, d'autant plus que les parois susceptibles de le conserver sont verticales ; elles ont, de plus, subi une intense érosion périglaciaire avec éboulisation en même temps qu'une dissolution de type karstique. On voit donc que, même si polis il y avait eu, il y a peu de chances qu'il en soit resté trace. Quant aux autres versants, ils sont constitués de roches trop tendres et, surtout, ont connu une évolution par glissements superficiels que nous étudierons aussi, de telle sorte que les éventuels traces des glaciers en ont été totalement éliminées.

Ce n'est pas le cas sur les versants cristallins des Massifs Externes, généralement stables, ni dans le synclinorium dévoluard où la surface structurale sénonienne, plus doucement inclinée et résistante, sont des lieux privilégiés pour l'impression sinon la conservation de ces formes. Nous allons donc rapidement les passer en revue pour terminer ce chapitre consacré au modelé glaciaire.

C'est bien entendu sur les surfaces faiblement inclinées, et par conséquent soustraites aux effets destructeurs de l'éboulisation qui affecte les parois à forte pente, que nous rencontrerons les plus beaux polis , ainsi que, par définition, sur les verrous. Mais ces formes n'ayant d'autre intérêt que d'être les témoins du passage des glaciers, que l'on connaît déjà par ailleurs, nous ne ferons que les évoquer brièvement.

De Grenoble même, le verrou Trois-Pucelles - Rachais offre un bel échantillonnage de roches polies, striées, moutonnées. Mais les formes les plus belles que l'on puisse observer, côté Vercors, sont les cañons post-glaciaires et juxtaglaciaires, nombreux et véritablement spectaculaires.

Nous avons déjà évoqué le Pas-du-Curé et la Combe de Lavaresse, qui sont suspendus au-dessus du Furon. De même, les cinq petites cluses transversales et parallèles qui tranchent obliquement l'arête sommitale calcaire des Guillets sont très caractéristiques. Mais les formes les plus démonstratives sont les cañons latéraux qui échancrent la retombée structurale sénonienne du Bois des Vouillants : Combe de Bouteillard, Désert de J.J. ROUSSEAU, Désert de l'Ecureuil, Combe Vallière, qui ont été décrits en détail et interprétés quant à leur genèse par R.BLANCHARD (1916), auquel nous renvoyons pour la description exhaustive. Ce sont des cañons juxta-glaciaire.

De Grenoble aussi, on peut voir la surface doucement inclinée de Chamrousse, portion de la pénéplaine antétriasique. Cette surface a été si bien rabotée et polie par un glacier de calotte locale, analogue à celui qui existe encore au Mont-de-Lans, qu'elle apparaît maintenant comme un véritable field, régulier et presque complètement débarrassé de son enduit triasique. On trouve de semblables fields sur les surfaces subhorizontales du Taillefer, autres fragments de la pénéplaine, du Poursollet au Grand-Galbert. Entre les deux, le verrou de Séchilienne (Portes de l'Oisans) n'est qu'un ensemble de roches polies et moutonnées, échancrées par de nombreux chenaux juxta-glaciaires imprimés dans les amphibolites, de préférence sur les axes de faiblesse tectonique. On en compte ainsi une douzaine, tous échelonnés parallèlement et avec la même pente générale à des altitudes régulièrement décroissantes.

Autre topographie de field privilégiée, le revers occidental des Grandes-Rousses, escalier de failles dont les marches sont des témoins de la pénéplaine prétriasique creusée de lacs et d'où l'enduit de Trias n'a pas été enlevé de toute la surface. La portion cristalline du Plateau de Paris, en Romanche, en est un autre exemple tandis qu'en face, la déglaciation de la crête du Jandri à la Meije révèle sur le versant nord du Pelvoux un ensemble parfaitement frais de roches polies et moutonnées dont le dégagement est très récent.

A part les verrous et les témoins de la surface post-hercynienne, les cirques déglacés et les très hauts vallons suspendus montrent tous des roches polies et moutonnées. Nous n'en citerons aucune car elles sont trop nombreuses. Mais généralement de telles formes se voient bien au-dessus de la rupture de pente (ou gradin) du cirque suspendu, et non point sur les parois d'auge (ou de vallée glaciaire), trop soumis à l'éboulisation.

Nous trouvons une concentration particulièrement forte de chenaux marginaux dans la région de La Mure. Beaucoup affectent le versant oriental de la Matheysine, sur toute sa largeur. Entre Bonne et Malsanne, le haut-vallon de Siévoz fut une petite transfluence, puis diffluence, avant de devenir un chenal post-glaciaire très caractéristique. Un autre chenal contourne la butte 775 au-dessus du pont de chemin de fer. Mais le mieux marqué est celui de Saint-Laurent-en-Beaumont, qui joint Bonne et Drac à travers la montagne liasique de La Salle et dont la pente est dirigée

vers le Drac, montrant par là que le glacier qui l'a façonné était celui du Valbonnais. Un peu plus à l'W, une brèche pro-glaciaire de même origine mais beaucoup plus petite est utilisée par la voie ferrée. La crête de la montagne de Saint-Michel-en-Beaumont est aussi ébrèchée par des tels effluents du glacier de la Bonne, notamment aux cols de la Chanelette et de Parquetout tandis qu'au-dessus se Sainte-Luce le col de l'Holme (1259m) montre, par un profil très doux, qu'il fut une diffluence mais, cette fois, du glacier du Drac semble-t-il.

Négligeant les petites formes d'érosion marginale au-dessus des Côtes-de-Corps, passons en Champsaur. Là, entre le verrou de Beaufin (socle) et le Pic-de-Charvet, le col de la Rima (1081m) est le passage d'un chenal marginal. Au débouché du Valgaudemar, plusieurs chenaux échancrent la moraine des Festraux, dont le versant de la montagne de la Côte, les autres séparant plus bas les bosses du " verrou " de Saint-Firmin ". Rive gauche de la Séveraisse, le chenal des Bannettes, parmi d'autres, est également creusé dans le substratum. A la sortie de la Séveraissette, rive droite, le col du Puy (1210m) fait partie de cette famille de formes ainsi que toute une série de gouttières suspendues et de cols sur la commune de Bénévent-Charbillac, au N de Saint-Bonnet. Nous ne pouvons les citer tous, mais d'autres chenaux marginaux, creusés dans les grès du Champsaur, existent en amont du Pont-du-Fossé à l'endroit où les deux branches du Haut-Drac se rejoignent (La Coche, Serre-Eyraud etc...)

Passant au Dévoluy, pour clore cette rapide revue, nous citerons les roches moutonnées de Coste-Belle, sous les vallons suspendus de la crête occidentale, qui occupent toute la surface de dénudation sénonienne exhumée de son revêtement morainique et qui doivent naturellement se poursuivre dessous. De même, le Nord de la montagne d'Aurouze, malgré sa morphologie karstique, montre aussi de belles surfaces moutonnées et polies, moins bien conservées cependant. Aucune forme de ce genre n'est à signaler dans les montagnes de Féraud et de l'Aigle, soumises à l'éboulisation et à une intense remontée d'érosion régressive dans le Tertiaire, surtout pour la seconde. (fig. 56)

Quant aux formes glaciaires marginales de chenaux, elles abondent aussi vers le fond du massif, certaines étant très belles, mais surtout montrant de nombreuses formes de détail. La plus importante par ses dimensions est le grand vallon en berceau du Bois-de-Boucherac, au N de Super-Dévoluy, encadré par deux grandes fractures qui déterminent sa direction, mais assurément excavé par les glaciers qui l'ont laissé suspendu au-dessus des gorges de la Souloise du Pont de Giers.

Quelques centaines de mètres plus au N, un magnifique cañon mort, qu'emprunte la route de Saint-Etienne à Saint-Disdier, est aussi un chenal pro-glaciaire creusé profondément dans le Nummulitique du centre du synclinal. Partant du Courtil il arrive au Puits-des-Bancs où il est suspendu au-dessus du talweg actuel de la Souloise. Pendant l'occupation de cette vallée par le glacier de Saint-Disdier, le chenal du Courtil court-circuitait le courant de glace et rassemblait la plus grande part des eaux de fonte marginales de rive gauche, ce qui explique son intense incrustement dans le substratum. Un peu à l'E, un autre chenal vient de la rive droite de l'auge du Noyer derrière la butte de Bourrettes. Imprimé d'abord dans la moraine, il se poursuit sans transition ni changement dans le substratum tertiaire (Combe de Mayt) et se trouve aujourd'hui suspendu au-dessus du Collet.

D'autres formes , plus modestes , existent encore. Nous ne citerons que le Collet-du-Tort qui échancre la crête tectonique des Baumes, effluent gauche du précédent glacier, et le chenal de la Haute-Ribière, aujourd'hui mort mais qui se raccorde presque à ce cours d'eau en contournant la butte tertiaire du Bois-Roland, au N des Coutières (col du Festre). La hauteur minime de son gradin de confluence indique que l'évolution du torrent de Ribière est moins poussée, en raison certainement d'un âge plus récent, ce que nous établirons ultérieurement.

Nous n'avons que peu évoqué les formes fluviatiles sous-glaciaires. Cela tient à ce qu'elles sont assez rares dans notre domaine et de plus qu'il est très difficile de faire la part de l'action réelle des eaux sous-glaciaires, puisque toutes sont des talwegs actuellement actifs et l'ayant été aussi aux interglaciaires. Ainsi toutes les gorges de raccordement des bassins locaux du Vercors, le défilé de la Souloise, le ravin du Sonnant, les Etroits de Vizille, les gorges de la Sarenne (fig. 28) et celles de l'Infernet (fig. 29) ont été des axes hydrographiques sous-glaciaires. Nulle part, cependant on ne peut dire qu'elles ont été façonnées ou crées par l'action des eaux sous les glaciers. Seule peut-être la gorge surcreusée en amont du verrou du Chambon peut-être mise sur le compte des eaux en charge sous le glacier de la Romanche, sans que l'on sache exactement la part exacte des glaces et des eaux dans sa formation.

Avec les transfluences et diffluences, les polis glaciaires et chenaux marginaux incrustés dans le substratum, toutes formes qui se développent au voisinage immédiat de la surface des grands glaciers, sont capables de nous renseigner sur le niveau maximal des glaces générales dans les massifs alpins, tout au moins pour les formes qui ne sont point trop basse. Or on s'aperçoit que nulle part cette altitude n'est très considérable. La plus élevée, encore actuelle en ce qui concerne les transfluences, celles d'Arsine, n'est qu'à 2548 m. Autre chose encore nous renseigne de façon très significative : l'altitude des cols non diffluents, qui n'ont pas été englacés au moins au Würm. Nous ne pouvons invoquer ici le Lauteret dont la position trop particulière mérite d'être discutée. Mais les cols du Glandon et de la Croix-de-Fer, qui séparent deux grandes vallées glaciaires, Romanche et Maurienne à l'altitude de 1908 et 2060 m, sont d'origine purement fluviatile. Etant de plus en situation marginale par rapport aux ravins d'érosion remontant de l'Eau-d'Olle et de l'Arc, c'est-à-dire soustraits à la plus grande partie de l'érosion régressive post-glaciaire, on peut les considérer comme un peu près intacts. Une seule conclusion s'impose alors : en Moyenne-

Maurienne et en Moyenne-Romanche, l'altitude des glaces au maximum würmien ne dépassait pas 1900 m, ce qui peut paraître surprenant a priori, mais, on le verra , sera corroboré par d'autres méthodes (cf.III.3.).

Dans la vallée du Drac même, en Champsaur, ces formes ne dépassent guère l'altitude de 1300 m, soulignant le peu d'englacement dont celle vallée a été le siège.

La même conclusion peut être tirée de l'examen des polis glaciaires. Ceux de la surface prétriasique par exemple ont été façonnés uniquement par les glaciers locaux et non par la nappe générale de glace, ce qui veut dire qu'ils étaient situés au-dessus de cette dernière (notamment les fields de Chamrousse, du Taillefer, des Grandes-Rousses et du Plateau de Paris).

En tentant une reconstitution encore purement qualitative, mais basée sur des faits d'observation, nous pouvons situer aux alentours de 3000 m ou peu au-dessus le niveau des grands glaciers de vallée au coeur du Pelvoux (Haut-Vénéon), ce qui laissait émerger tous les sommets et arêtes du massif. Ce niveau baissait rapidement à partir du point le plus élevé, centré sur la Bérarde. Ainsi, au Bourg-d'Oisans, la glace ne devait pas dépasser 2000 m puis, toujours s'abaissant, arrivait vers 1200 m dans la cuvette de Grenoble (ceci pour le Würm, au maximum).

A cette altitude tous les glaciers des cirques élevés, sur les crêtes, devaient fonctionner et alimenter latéralement le courant principal. Ainsi s'expliqueraient les polis des pieds de cirques. D'autre méthodes permettront d'estimer le niveau de la nappe de glace et cela à toutes les époques du Quaternaire, corroborant ces premières et simples déductions.

II.7. CONCLUSION A L'ETUDE DU RELIEF GLACIAIRE.

Dès que l'on aborde le relief glaciaire, surtout en montagne, on se heurte à plusieurs conceptions sur les effets réels de l'érosion glaciaire, c'est-à-dire en fait de la puissance érosive des glaciers.

Nous n'allons pas entamer ici un historique qui nous mènerait trop loin, mais mentionner simplement que plusieurs écoles s'opposent. Celle des Ultraglacialistes qui voient dans les vallées alpines l'oeuvre des glaciers, et à laquelle appartenait sans réserve A.ALLIX ; à l'opposé , celle des Antiglacialistes qui, non contente de nier tout pouvoir érosif aux glaciers, leur attribuait même un rôle protecteur. Tout le travail d'érosion était donc laissé aux eaux, donc aux périodes non glaciaires. W.KILIAN défendit cette théorie. Il y a enfin, pour schématiser, les tenants de l'érosion glaciaire réelle mais modérée, se limitant à réaménager, à donner un cachet glaciaire à un réseau préexistant de vallées fluviatiles. Dans cette conception, les glaciers ne font que transformer les anciennes vallées en V en auges en U, creusant les ombilics et respectant les verrous qui sont considérés comme des témoins de paliers fluviatiles interglaciaires. Le principal défenseur de cette théorie fut E. de MARTONNE, qui tendait ainsi de concilier ou plutôt d'utiliser de façon plus nuancée les observations favorables aux deux théories antagonistes.

Comment soutenir, en effet, que les vallées et même le relief montagnard sont le résultat de la seule action glaciaire (de la dernière glaciation même selon A.ALLIX) alors qu'il existe, de par le monde, nombre de régions montagneuses qui n'ont jamais connu le moindre glacier et qui, pourtant, montrent autant de vallées que les Alpes actuelles, et aussi profondément encaissées ? Comment soutenir sans contradiction flagrante l'opinion des glaciers protecteurs alors qu'il existe de profonds surcreusements, nombreux et dans toutes sortes de structures qui ne peuvent s'expliquer que par l'excavation glaciaire ? Leur conférer une origine tectonique (graben) c'est inférer qu'il n'y a que dans les régions de glaciation que de telles formes existent, les régions non glacées en étant totalement dépourvues. Une telle coïncidence ne peut tenir lieu d'explication.

Selon nous, les opinions extrêmes tenaient à ce que leurs promoteurs allaient chercher leurs arguments, apparemment de façon logique, dans l'observation des glaciers actuels. A.ALLIX, par exemple, faisait des mesures sous un glacier de vallée très encaissé et trouvait une valeur d'érosion extrêmement forte qui, extrapolée au Quaternaire, justifiait sa théorie ultraglacialiste. W.KILIAN au contraire, évoquant les glaciers de piedmont de l'Alaska ou ceux de Scandinavie, qui étaient passés sur des argiles sans les éroder totalement, concluait aussitôt à l'impuissance de ces derniers. On cherchait ainsi à fonder une théorie générale sur quelques cas particuliers soigneusement choisis en fonction des idées défendues. C'était là, à notre avis, une méthode bien incomplète.

D'abord l'observation des glaciers alpins actuels, et même ceux d'Alaska, ne saurait donner qu'une faible idée, peut-être trompeuse, de ceux du Quaternaire. Les glaciers des Alpes ne sont que des organismes moribonds, en voie de disparition, n'ayant quasiment plus aucune action morphologique. Ce sont des reliques, des fossiles actuellement réfugiés au fond de lits qui ne sont plus à leur taille. Pour faire une comparaison valable il faudrait étudier les glaciers du Groenland ou de l'Antarctique, à la rigueur ceux du Spitsberg, ce qui a été tenté, mais beaucoup plus récemment (M.BOYE,1949). Encore sont-ils tous en récession . Depuis que ces lignes ont été écrites, un article concernant l'érosion glaciaire a été publié par R.VIVIAN (1970), qui ne semble pas de nature à modifier nos conclusions.

Mais c'est là affaire de glaciologues. Pour les morphologues la seule méthode valable est l'étude des reliefs résiduels laissés par les glaciers après leur disparition. Etude du terrain lui-même, sans esprit de système, sans idée

préconçue, accumulant les faits d'observation, les classant et les groupant, puis les réduisant par la comparaison avec le relief, connu, des régions non englacées. La méthode est capable, selon nous, de faire la part entre l'action véritablement glaciaire et celle due aux seules eaux des périodes non glaciaires. C'est une telle étude régionale que nous avons faite. Nous allons maintenant essayer d'en tirer les conclusions.

II.7.1. CE QUI EST L'OEUVRE EXCLUSIVE DES GLACIERS.

Dans le bassin du Drac plusieurs familles de formes ne peuvent être attribuées qu'à l'action érosive des glaciers. Nous citerons d'abord les nombreux et profonds ombilics véritables, ceux de Grenoble, Vizille, Bourg-d'Oisans, Valbonnais pour les plus importants. Par exemple l'ombilic de Grenoble, creusé plus de 177 m au-dessous du niveau de la mer, ne saurait être que d'origine glaciaire et non tectonique. C'est un surcreusement qui se fait d'ailleurs dans trois directions, celle du Grésivaudan, du Bas-Drac - Gresse et de la Cluse de l'Isère. Le carrefour est sans doute le point le plus surcreusé, encore que nous n'en sachions rien. Il est cependant certain qu'il ne s'agit pas d'un graben, ne serait-ce que parce que la direction du Bas-Drac - Gresse ne correspond pas à celle d'un réseau de failles, mais d'un anticlinal subalpin. En outre, il n'est pas le seul.

Les verrous sont d'autres formes de relief purement glaciaire. Le plus démonstratif à cet égard est, selon nous, celui de Champ-sur-Drac au débouché de la Romanche. C'est un verrou très considérable en dimensions, façonné dans la couverture sédimentaire (Lias calcaire surtout), montrant toute une série de formes secondaires telles que roches moutonnées, chenaux, brèches etc...

Les cirques et vallées suspendues sont aussi, à notre avis, les marques caractéristiques des glaciers. Les transfluences et diffluences également, à un degré moindre. Nous l'avons reconnu pour toutes, bien que la Matheysine soit d'abord une vallée morte fluviatile préglaciaire (de capture). Ainsi, même pour les sections de vallées suspendues à leurs deux extrémités, une étude critique est nécessaire pour confirmer leur origine glaciaire.

Les gouttières de versant ou chenaux marginaux imprimés dans le substratum sont aussi les témoins indubitables de l'action glaciaire. Le Grésivaudan en montre un beau développement, bien étudié par J. BLACHE (1914), mais notre région dracquoise est, malheureusement, assez pauvre en ce domaine.

Il y a aussi les épigénies qui, dans certaines conditions, sont d'origine glaciaire. Nous en avons de nombreuses que nous étudierons ultérieurement. Mais, comme elles ne font pas partie des formes d'érosion glaciaire s.s., nous ne ferons que les évoquer ici.

Beaucoup de formes du modelé, donc, sont dues exclusivement à la présence de glace. Nous pouvons en être certain a priori pour notre domaine, ou pour une grande partie tout au moins, qui fut un centre d'alimentation des glaciers quaternaires ayant rayonné ensuite sur le piedmont. La difficulté vient uniquement de la part respective à faire entre l'érosion glaciaire et l'érosion fluviatile d'une part, et d'autre part des modalités de l'érosion glaciaire proprement dite, donc de l'estimation de la puissance érosive des glaciers.

II.7.2. EROSION FLUVIATILE ET EROSION GLACIAIRE.

Lorsqu'on se trouve en présence d'une vallée qui a été très fortement englacée au Quaternaire, il est très difficile voire impossible de faire directement la part de l'érosion glaciaire et de l'érosion fluviatile. La vallée de la Romanche en est l'exemple-type. De sa source à son confluent avec le Drac elle fut occupée totalement, lors de chaque extension glaciaire importante, par un appareil de vallée qui la remplissait jusqu'à une grande hauteur au-dessus du talweg. Dans ces conditions on comprend que l'on soit tenté, étant donné l'impossibilité de trouver aucun niveau fluviatile d'érosion aussi bien que de construction, d'attribuer la totalité du creusement à l'action glaciaire, dont on est sûr qu'elle a agi à de nombreuses reprises. C'est ce qu'a fait notamment A. ALLIX (1929) dans son étude sur l'Oisans. De même, étant donné la raideur des versants et l'extrême pauvreté des dépôts glaciaires, il était naturel de rechercher des fonds d'auge, replats et autres formes susceptibles de donner une idée des niveaux d'éventuels talwegs successifs. Mais, ne connaissant ni l'état d'évolution de la vallée préglaciaire (en l'occurence on supposait qu'elle n'existait pas), ni les niveaux des talwegs interglaciaires, la méthode ne pouvait être rigoureuse. On ne pouvait même pas dire que l'on connaissait le véritable profil würmien qui partout, sauf en certaines sections très limitées (gorges de l'Infernet et très haute vallée), est une succession de remblaiements d'ombilics (Vizille, Bourg-d'Oisans, Malevail etc.. séparés par des sections où la rivière creuse dans un colmatage grossier provenant en grande partie des versants (éboulis cônes de déjection etc...).

Il s'en suit qu'une vallée glaciaire ne peut être étudiée isolément. Ce n'est qu'en procédant à des corrélations de proche en proche jusqu'à l'aval du cours d'eau, en dehors de la zone d'action des glaciers, que l'on peut se faire une idée, à partir d'une région qui possède à la fois les profils des périodes glaciaires et non glaciaires jusqu'à l'Actuel, de ce que pouvait être la vallée lors de chaque période quaternaire.

A ce propos la vallée du Drac même présente un grand intérêt. Le faible englacement qu'elle a subi, sa topographie fossile connue grâce aux nombreux cours épigéniques de la rivière et de ses affluents, permettent d'estimer

l'état des érosions interglaciaires et préglaciaire. On a vu dans ce chapitre que la vallée du Drac, avant la période de plus grande extension des glaciers considérée être le Mindel, était déjà fort encaissée puisque coulant à peu de choses près 200 à 250 m plus haut qu'actuellement. Or nous n'avons aucune raison de penser qu'il en fut différemment des vallées intra-alpines comme celle de la Romanche. Compte tenu d'une érosion glaciaire certainement plus forte, on peut estimer à quelques centaines de mètres au-dessus du profil actuel le profil préglaciaire de ces affluents. C'est-à-dire qu'a priori, l'évolution des vallées était déjà très grande, ce qui ne surprendra pas sachant que l'érosion s'y exerce depuis l'Eocène supérieur (Priabonien) et sans doute même avant pour certaines régions.

Cependant dans les vallées intra-alpines, surtout des massifs cristallins, le peu de témoins qui restent rend cette estimation indirecte, lui enlevant ainsi presque toute sa valeur. Il n'en est pas de même par contre pour la vallée du Drac qui conserve une grande partie de cette morphologie ancienne, aujourd'hui fossilisée sous le remplissage glaciaire. C'est elle qui fournira la clé de cette morphologie quaternaire. Cependant il faut attendre la fin de son étude détaillée pour pouvoir en tirer toutes les conclusions.

II.7.3. AUGES EN U ET VALLEES EN V.

Après avoir établi le profil transversal de nombreuses vallées glaciaires nous avons vu qu'il en est fort peu, en définitive, qui présentent l'aspect schématique et théorique du U, par opposition au V fluviatile. Au contraire même, les vallées glaciaires paraissent être beaucoup plus voisines du V que du U. Seul le Haut-Vénéon et les Etançons présentent une morphologie qui les rapproche du schéma classique. Ensuite nous avons vu que très souvent l'apparence de l'auge, dont la caractéristique est le fond évasé, est due à un colmatage alluvial qui masque le véritable profil du talweg. Il est en tout cas symptomatique que les grandes vallées glaciaires (Vénéon, Romanche, Séveraisse, Lavey) sont toutes plus proches du schéma théorique fluviatile que glaciaire. Pourtant ce sont ces vallées qui ont connu le développement maximal des glaciers.

Dans notre domaine la distribution des profils en U ou V des vallées glaciaires est instructive. On trouve le profil en V dans toutes les sections de vallées étroites et allongées qui relient entre elles les sections plus larges des ombilics. Ainsi la gorge de la Romanche en amont de Séchilienne, le Vénéon, la Romanche en amont du Chambon, la Séveraisse etc... Au contraire le profil en U, c'est-à-dire à versants subverticaux, se rencontre dans les régions d'ombilic. Le plus célèbre est le Grésivaudan dans sa tranche altimètrique inférieure. On le voit aussi dans les ombilics de Bourg-d'Oisans, de Valbonnais pour les plus importants et dans les très hautes vallées des massifs cristallins.

Nous avons remarqué aussi que les ombilics coïncidaient toujours avec les affleurements des roches tendres (ici les marnes et schistes du Callovien-Oxfordien et du Lias inférieur), et que les auges glaciaires non seulement étaient cantonnées dans ces formations mais encore se situaient exclusivement dans le sens des couches sédimentaires. L'exemple vaut pour le Grésivaudan et l'ombilic du Bourg-d'Oisans, mais est manifeste surtout pour celui du Valbonnais et l'auge de Vizille - Uriage.

Il y a donc un facteur lithologique mais aussi un facteur structural qui intervient.

Nous n'avons fait que constater la coïncidence des auges avec les roches tendres, des vallées resserrées avec les roches dures. On notera la contradiction que soulèvent nos observations avec les explications communément admises pour situer les vallées en V et celles en U. C'est ainsi que le profil en U se développerait dans des roches dures, massives, cohérentes, attaquées par la seule abrasion tandis que les profils en V seraient l'apanage des roches schisteuses, donc litées ou foliées, attaquées par le seul arrachement (P. VEYRET, 1955). Les roches les plus cohérentes et massives sont assurément les gneiss et granites du socle du Pelvoux, très homogènes mécaniquement, dans lesquels la Haute-Romanche, le Vénéon, la Séveraisse etc... sont exclusivement creusés. Or ces vallées sont celles qui montrent le mieux le profil en V, sauf en certains points des très hauts cours. Le Grésivaudan, les auges d'Uriage, de Valbonnais et de Bourg-d'Oisans par contre, façonnées dans des roches sédimentaires litées, redressées, schisteuses, sont les seules à présenter le profil en U caractéristique. Il faut donc rechercher une autre explication.

L. LLIBOUTRY (1965) ne voit aucune difficulté à expliquer le profil en U. "Il faut y voir simplement la conséquence de l'écoulement en bloc d'un glacier remplissant tout le fond de vallée et l'érodant partout ". Quant au profil en V (basse mer de glace par ex.), "il serait d'origine torrentielle, modelé ainsi au cours de la (ou des) phase de retrait " (Id.).

Cela est fort bien pour nos auges et ombilics, mais non pour nos vallées internes. On ne peut douter que la Romanche, le Vénéon, la Séveraisse ... aient été totalement emplis de glace, donc érodés partout à la fois. Et ce n'est pas durant la phase post-glaciaire, très courte, que le remodelage en V aurait pu se faire. Une autre explication fut suggérée, qui ferait intervenir la détente maximale des roches à la rupture de pente entre lit et paroi (P. BIROT, 1968). Cette détente, provoquée par l'annulation de la pression latérale exercée par le glacier lorsqu'il fond, provoquerait un diaclasage et une fragilisation des roches favorable à leur déblaiement lors de la prochaine crue glaciaire, ce qui contribuerait ainsi à élargir la base du lit, donc à ouvrir le U. Mais, pour cela, il faut déjà une rupture de pente, donc un U, si petit soit-il. Et cela n'explique pas que nos vallées internes soient restées

en V. Ou plutôt on pourrait dire que n'ayant jamais été en U initialement, elles n'ont jamais pu s'élargir. Mais alors, pourquoi le Grésivaudan aurait-il été initialement en U, ainsi que les auges d'Uriage, de Bourg-d'Oisans ou du Valbonnais ? Le problème reste apparemment entier.

Y-a-t-il vraiment un problème d'ailleurs ? Le mythe de l'auge en U ne vient-il pas, au fond, d'une appréciation qualitative donc subjective, plutôt que d'une réelle observation et de mesures ? N'est-ce-pas seulement une impression ? Lorsque l'on voit les grandes vallées de la Romanche et du Vénéon par exemple, on ne laisse pas d'être impressionné par la hauteur considérable et la raideur des versants, ce qui fait un peu oublier l'étroitesse du lit où coule le torrent (cas du Vénéon par exemple). De plus on a facilement l'impression de verticalité ou de subverticalité donnée surtout par la hauteur des parois. Mais, si l'on fait des mesures de déclivité ou si l'on construit des profils à l'échelle, on s'aperçoit que les pentes supérieures à 45° sont extrêment rares, qu'en général elles se tiennent entre 35 et 40 °.

Il reste néanmoins que les véritables auges, toujours moins schématiques à l'examen qu'on ne l'imagine (Grésivaudan, Uriage, Matheysine entre autres), se situent dans des terrains tendres et fissiles. On pourrait donc invoquer pour leur façonnement le "quarrying " qui consiste en l'arrachement de blocs plus ou moins volumineux par le glacier en mouvement (P. VEYRET,1955). Or il semble actuellement qu'on estime cette action sinon impossible, du moins très peu probable (P.BIROT, 1968) en raison notamment de questions de pression. D'ailleurs le " quarrying" pourrait-il s'exercer dans des terrains aussi peu consistants que les Terres-Noires ou le Lias schisteux, que l'on verrait plutôt érodés par abrasion car leur nature marneuse ne se prête guère à un débitage en blocs. La cryoclastie non plus ne semble guère avoir de prise sur ces terrains compacts et peu perméables sinon totalement imperméables.

On observe d'abord que l'homogéneité de la roche semble n'être pour rien dans le profil en U des auges. Celles-ci sont établies de préférence dans des roches litées ou foliées. Dans ces roches, la direction est très importante, capitale même.Les auges ne se développent que dans le sens des couches, et non pas transversalement ou perpendiculairement. L'érosion,quel qu'en soit le mécanisme, s'exerce surtout le long des plans de sédimentation (et de schistosité). Perpendiculairement elle perd tout pouvoir. Le cas est schématique à Vizille. De façon générale les auges ne se rencontrent que dans les roches tendres et, surtout, ne semblent exister que parce qu'elles sont encadrées de roches relativement plus dures. Par exemple le Grésivaudan est bordé rive gauche par la surface structurale du Dogger calcaire, rive droite par la corniche tithonique. L'auge d'Uriage est au contact Cristallin-Lias calcaire et la Matheysine est creusée dans un graben de Lias schisteux, entre deux versants de Lias calcaire et de Houiller.

Il faut dire un mot maintenant du calibrage glaciaire. Certaines théories veulent que les glaciers calibrent leurs auges (ou vallées) à leur mesure, indifféremment de la nature des terrains (J.. BLACHE, 1960). On a ainsi cité l'exemple du Grésivaudan et de la cluse de l'Isère, dont les largeurs seraient peu différentes malgré les influences lithologiques (calcaires durs de la cluse contre marnes friables du Grésivaudan ; A.CAILLEUX et J.TRICART ,1965). Or nous nous inscrivons en faux contre une telle affirmation. Le Grésivaudan est beaucoup plus large que la cluse de l'Isère (5 km contre 3 au niveau de la plaine actuelle, et 9 km contre 5 à l'altitude 1000m, voisine de la surface des glaciers würmiens). Mais qui dit calibre dit surface (section) et non seulement largeur. Si les largeurs sont dans un rapport de l'ordre du simple au double, les calibres sont encore plus différents. Mais il n'y a pas que cela.

Le Grésivaudan ne canalisait que le glacier de l'Isère. La cluse de Grenoble, au contraire, fait suite au confluent où s'ajoutaient les glaciers du Drac et de la Romanche - Vénéon, ces derniers point négligeables. Par conséquent la cluse débitait un volume beaucoup plus important de glace que le Grésivaudan. Selon la théorie du calibrage glaciaire, la cluse devrait être plus large que les sections amont, puisque issue d'une confluence. Or c'est tout le contraire, elle est deux fois moins vaste. La seule différence ne peut être alors que lithologique. Creusée en direction dans des assises tendres, l'auge du Grésivaudan s'élargit tandis que la cluse, recoupant perpendiculairement une série de plis serrés à épaisses carapaces calcaires, a opposé une grande résistance à l'effort conjugué des glaciers de l'Isère et du Drac-Romanche.

Dans notre région même la vallée de la Romanche est démonstrative. Elargie dans la plaine de l'Oisans à l'aval du confluent Romanche-Vénéon, elle se rétrécit considérablement au contraire dans le couloir de Livet, à l'aval de la plaine d'Oisans, après avoir reçu la confluence non négligeable de l'Eau d'Olle. Une seule explication à cela : la vallée quitte les schistes et calcaires liasiques pour pénétrer brusquement dans le Cristallin de Belledonne.

Un autre exemple est peut-être plus saisissant ; c'est le contraste entre l'étroitesse du couloir de la Romanche et la grande largeur de la vallée du Drac en Trièves et Champsaur. Il y a ici une influence lithologique manifeste : le Drac est dans des terrains sédimentaires tendres. Mais lorsqu'on sait que le Drac fut un glacier minime et impuissant, voire même inexistant au Würm (cf. III.3.), on voit bien que ce n'est pas lui qui a calibré la vallée ; et le Trièves encore moins (vallée de l'Ebron), qui ne fut jamais une source de glace appréciable.

En résumé nous voyons, dans notre domaine dracquois, que les auges ne semblent avoir été façonnées que par érosion glaciaire différentielle, dans des couches tendres orientées (en direction) ou tectoniquement préparées

(failles ou graben). L'aspect en U ne provient que du contraste entre un fond constitué de roches tendres (ou attendries) et des versants formés par des affleurements de roches plus dures (ou moins disloquées). Le glacier qui occupe une grande place en largeur n'a fait que mettre en valeur une prédisposition à la fois lithologique et structurale.

II.7.4. REPLATS DE VERSANTS, EPAULEMENTS ET EMBOITEMENTS D'AUGES.

Une question qui est toujours évoquée à propos des vallées glaciaires est celle des auges emboîtées, ou fonds de vallées glaciaires suspendues dont seraient témoins certains épaulements ou replats de versants. Après examen complet de nos vallées glaciaires, nous avons conclu à l'inexistence de vestiges de fonds d'auges et d'épaulements continus. En ce qui concerne l'épaulement, dont nous avons des exemples surtout dans le vallon des Etançons (Haut-Vénéon), nous nous rangeons tout à fait à l'avis de P.VEYRET (1968). Ce sont des formes locales, développées par des glaciers de cirque latéraux (vans). Leur relative régularité en altitude provient, à notre avis, uniquement des dimensions très comparables des cirques qui leur ont donné naissance. Cela n'est valable que dans les très hautes vallées, où les cirques sont tellement nombreux qu'ils en deviennent jointifs. Dans les moyennes et basses vallées, il ne peut être question de cirques. Or tous les replats que nous avons pu repérer sont d'origine structurale.

Pourtant A.ALLIX, dans son travail sur l'Oisans (1929),a basé toute sa chronologie sur l'emboîtement des auges glaciaires, dont il donne d'ailleurs une carte schématique. Il nous est absolument impossible de souscrire à une telle conception.

L'auteur , en effet, part de Vizille qui n'est même pas l'extrémité aval du glacier de la Romanche, où il trouve trois auges emboîtées : celles de Würm (Matheysine), d'Eybens (Uriage) et de Vizille (Uriage également, mais sur la moitié de sa longueur seulement). Or un examen attentif ne nous montre là aucun emboîtement, non plus que dans la vallée de l'Eau-d'Olle, ni dans le Vénéon. L'auteur est d'ailleurs très discret sur les arguments précis qui auraient appuyé sa théorie. De plus il se fonde sur le soi-disant ombilic du Plan-du-Lac pour ériger tout un système de datation et même un stade spécial. Or nous avons vu que le Plan-du-Lac n'est pas un ombilic et que son " verrou " n'en est pas un non plus.

Ces emboîtements de formes seraient tous post-würmiens. Il est vrai que l'on ne connaît aucun dépôt antérieur à Würm dans ces parages. Mais supposer une capacité d'érosion aussi considérable en aussi peu de temps est tout à fait effarant. Ainsi l'approfondissement serait de 800 m entre l'auge würmienne et celle de Vizille (Matheysine et ombilic de Vizille). Si l'on fait le calcul, cela revient à enlever une tranche de 800 m de micaschistes en l'espace de 20 ou 30 000 ans au maximum, ce qui fait 40 m par millénaire, ou 40 mm / an. A ce rythme, on est surpris de voir un relief aussi frais alors que le massif a subi de nombreuses crises d'érosion glaciaire durant les 3 MA qu'a duré le Quaternaire. Si l'on estime que l'action des glaces n'a duré que 1 MA, la tranche enlevée équivaudrait à une épaisseur de 40 km, ce qui est tout à fait invraisemblable. La théorie de l'ultraglacialisme est donc ici gravement en défaut. La durée que l'on admettait alors pour le Quaternaire ne dépassait pas 500 000 ans., mais, depuis longtemps, A.PENCK et E. BRUCKNER avaient décrit quatre glaciations principales, sans compter les plus anciennes, dont la plus grande était définie comme le Mindel. En supposant que ces quatre glaciations aient eu un effet comparable à la dernière, ou aurait pu en déduire a priori que l'érosion totale aurait été quatre fois plus forte, c'est-à-dire, au niveau de la Matheysine, aurait enlevé une tranche de 3200 m de terrain sans tenir compte de l'incision interglaciaire, ce qui est une valeur déjà manifestement exagérée.

Quant à l'emboîtement ou à la succession d'auges glaciaires, on a vu que le classement qu'en donne A.ALLIX n'est valable en aucune façon. Que penser, par exemple, de l'auge des gorges de l'Infernet (stade du Plan-du-Lac), en amont du confluent Romanche-Vénéon, lorsqu'on sait qu'il s'agit d'un véritable cañon sans aucune morphologie glaciaire. Il n'y a pas plus d'auges successives que d'auges emboîtées, mais simplement une suite de sections différemment calibrées.

Nous avons dit au début de ce chapitre que cette fausse conception des auges emboîtées provenait d'une assimilation abusive du relief glaciaire au relief fluviatile, conséquence de l'assimilation du travail des glaciers à celui des organismes fluviaux. Or il n'y a rien de comparable entre l'action de l'eau courante et celle de la glace. Outre les formes spécifiques de l'action glaciaire (ombilic, verrous, cirques etc...), on admet aujourd'hui que les glaciers ont travaillé dans une topographie préglaciaire fluviatile déjà bien évoluée. Nous l'avons montré pour notre région. Mais, de plus, les propriétés de la glace et de l'eau sont toutes différentes.

L'eau est un liquide très fluide, qui s'étale quasiment sans épaisseur, chemine rapidement sur la moindre pente et peut s'écouler aussi dans une section très mince et sur une grande longueur.

La glace au contraire est un fluide très visqueux qui ne peut s'étaler comme l'eau ni s'étirer autant. Il existe une loi physique qui régit son épaisseur en fonction de sa longueur et inversement, exprimée par la formule $y = \sqrt{20\,x}$ (L.LLIBOUTRY, 1965, p.685), y (en m) étant l'épaisseur de glace en un point du glacier dont la distance au front est x (en m). Un glacier donc,quelle que soit son alimentation, aura une longueur limite fonction de son épaisseur, elle-même fonction de son bilan alimentation-fusion. Il n'en est pas de même pour les cours d'eau

dont la seule limite est l'étendue des terres qu'ils traversent. Cela est vrai pour les calottes glaciaires mais aussi pour les glaciers de vallée comme ceux des Alpes, dont on sait qu'ils ont eu au Quaternaire un développement limité.

Une contradiction apparaît alors dans l'analyse habituelle du domaine glaciaire par analogie avec le domaine fluviatile. Certaines théories admettent que, comme les terrasses, les auges sont emboîtées les unes dans les autres, les plus récentes étant les plus basses. Mais, dans la haute montagne, on est obligé d'inverser l'ordre des facteurs. Ainsi les cirques les plus récents sont non les plus profonds mais les plus élevés. Ce sont donc les plus anciens qui sont emboîtés dans les plus récents. A moins que l'on répudie la notion d'emboîtement pour les cirques, ce qu'apparemment n'a pas fait A.ALLIX. On ne peut échapper à ce dilemme, les cirques suspendus étant encore occupés par les glaces.

D'un côté donc, les auges les plus récentes seraient emboîtées dans les plus anciennes.

De l'autre, les cirques récents sont suspendus au-dessus des cirques et auges anciens.

Le raccordement est alors impossible, ruinant et la notion d'emboîtement des auges et celle de l'étagement des cirques. Or nous avons vu qu'il n'y a aucune différence de nature entre les cirques de bout d'auge, les hauts vallons glaciaires, les vallons suspendus et les véritables " auges " ou vallées glaciaires. Il faut donc admettre que la morphologie glaciaire procède d'autre causes que d'emboîtements ou d'étagements d'origine chronologique.

II.7.5. TRANSFLUENCES ET DIFFLUENCES.

Les transfluences, diffluences et bifluences ne posent guère de problèmes du point de vue de l'érosion glaciaire. D'origines variées, anciennes vallées fluviatiles aménagées ou de création glaciaire (élargissement de cols), elles sont cependant toutes des formes d'érosion glaciaire par excellence puisque même les sections fluviatiles étaient abandonnées avant le passage du glacier. C'est d'ailleurs parmi elles que l'on trouve les auges les plus caractéristiques (Matheysine, Uriage). Cependant on aura noté aussi qu'elles ne se développement bien que dans des conditions favorables. Toutes sont situées sur des structures faisant apparaître des roches tendres (Uriage, Matheysine, Alpe-de-Venosc, Arsine) ou synclinales (Festre, Croix-Haute etc...). Aucune ne tranche résolument la masse cristalline ou même des couches sédimentaires transversales. Il y a donc, là aussi, une liaison avec la structure (au sens large, c'est-à-dire tectonique et lithologique) non moins évidente que pour les auges.

Contrairement à ces dernières, nous avons pu tenter une chronologie relative de ces dispositifs, mais non une véritable datation sauf en de rares occasions. Toutes, généralement, ont fonctionné jusqu'à la dernière glaciation, au moins lors de son extension maximale, à l'exception de la difluence de la Croix-Haute au S du Trièves, définitivement abandonnée après le Riss (cf III.7.).

II.7.6. OMBILICS ET VERROUS.

Le cas des ombilics et verrous est également symptomatique de l'action glaciaire. Nous pensons que l'examen de ces formes dans notre domaine conduit à des conclusions intéressantes et instructives.

D'abord il n'y existe pas de verrou en roche tendre. Tous les verrous sont d'une nature relativement plus dure que les roches encaissantes où la vallée s'élargit et s'approfondit. Corrélativement tous les ombilics sont excavés soit en roches tendres, soit dans des conditions structurales favorables (zones de faiblesse tectonique). Il y a un rapport évident entre ombilics, sections élargies et approfondies, et les sections rétrécies qui peuvent être un couloir ou défilé étroit (exemple ombilic de Bourg-d'Oisans, couloir de la Romanche), ou un verrou. On peut en tirer une conclusion générale.

Les rapports des ombilics et des verrous avec la lithologie et la structure montrent à l'évidence que c'est l'érosion différentielle, exercée par le glacier, qui les a engendrés. C'est la même chose pour les ombilics et les sections rétrécies. Il y a donc eu aménagement du lit glaciaire en fonction simplement de la nature de ce lit, et non de la plus ou moins grande abondance de glace. L'exemple le plus frappant en est la Romanche et l'ombilic de Bourg-d'Oisans. Le processus est exactement le même qu'en ce qui concerne le calibrage des auges glaciaires.

Sauf les cas où la néotectonique est manifeste (dépressions entre failles, isostasie etc...), mais qui restent très rares, les surcreusements glaciaires quels qu'ils soient ne peuvent être attribués qu'à l'action du glacier lui-même. Que les glaciers aient ou non utilisé des vallées fluviatiles antérieures, il est de fait que les surcreusements n'existaient pas avant leur passage . Ceci admis, quels sont les moyens d'action du glacier ?

On sait d'expérience que les glaciers sont aptes à franchir des contre-pentes. Ils le sont donc également à ramener d'amont en aval, par-dessus cette contre-pente, les éléments rocheux inclus dans la glace de leur base et de toute leur masse. Le problème de l'évacuation des matériaux érodés ne se pose donc pas.

Dès lors il n'y a plus de difficulté. Les surcreusements sont parfaitement explicables, quel que soit le processus d'érosion envisagé (ablation, arrachement, évacuation de débris précédemment mobilisés par un processus périglaciaire (défonçage) ou par détente (décompression) , tout autre enfin). Ce qui reste en question c'est la préservation des verrous et l'approfondissement des ombilics. Les verrous sont préservés simplement parce qu'ils sont plus résistants

à l'érosion des glaciers. Ils le sont aussi, sous notre climat, vis-à-vis de l'érosion fluviatile interglaciaire. Ils sont mis en relief par simple érosion différentielle, exacerbée par le pouvoir évacuateur de la glace, qui est le fluide le plus compétent.

On en revient alors au dilemme suivant : la préservation des verrous et l'approfondissement des ombilics est naturelle et logique. Mais il faut qu'ils existent d'abord. Le problème se pose donc de la création de l'ombilic ou du verrou.

Prenons des exemples : dans les hautes vallées glaciaires à structure et lithologie homogènes (Vénéon), il n'y a ni ombilic, ni verrou, ni élargissement d'auge aux nombreux confluents des vallées et vallons glaciaires. Si ces formes étaient dues à la variation du débit de la glace, cette région devrait en montrer beaucoup. Il n'y a donc aucun rapport avec la puissance des glaciers. Dans d'autres vallées plus petites, à structure hétérogène (Eau-d'Olle, Bonne), il y a des ombilics (Grand-Maison, Valbonnais) sur les affleurements tendres, fermés par des verrous (Maupas, Pont-du-Prêtre) soit lithologiques (socle cristallin), soit structuraux (couches transversales) sans aucune confluence ou diffluence de glace.

Dans notre région, comme certainement ailleurs, les glaciers ont envahi un réseau hydrographique déjà constitué. Ce réseau n'offrait probablement pas de contre-pentes, s'il pouvait présenter des sections de pentes variables. Mais il montrait assurément des sections élargies (dans les roches tendres, schisteuses ou marneuses) et des sections rétrécies (dans les roches dures, calcaires ou granito-gneissiques), comme tout réseau hydrographique; où pouvaient se trouver ces sections ?

Soit le cas de l'Isère préglaciaire. Longtemps après le Villafranchien, c'est-à-dire au moment de l'invasion günzienne (dont on ne sait pas si elle déborda sur le piedmont), elle coulait à Grenoble largement en-dessous de la cote 1000, peut-être vers la cote 500, c'est-à-dire au moins 1500 m à 2000 m sous les sommets actuels (voir I.3.5.). Dans le Grésivaudan elle pouvait s'étaler largement dans les Terres-Noires, comme les actuelles vallées du Diois. Dans la traversée des chaînes subalpines, entre Vercors et Chartreuse, elle ne pouvait que se faufiler dans un étroit cañon creusé dans les calcaires sénoniens, urgoniens et tithoniques, à la manière de la Bourne ou des Guiers actuels. Il y avait donc déjà une section large et une section étroite (cluse). Même chose en ce qui concerne la Romanche, la Bonne, l'Eau-d'Olle etc... (sections larges dans les schistes liasiques, étroites dans les roches du socle ou dans les traversées perpendiculaires des calcaires du Lias, à Pont-du-Prêtre ou à Vizille). Voilà la discontinuité première.

Arrivent les glaciers. Ils n'ont aucune raison de surcreuser tant qu'ils s'écoulent dans la section élargie sur laquelle ils glissent librement. Mais ils arrivent dans les sections rétrécies. Il faut qu'ils s'y engagent, et qu'ils évacuent la totalité de leur contingent de glace. Pour assurer un débit constant (ou même accru, dans le cas de l'Isère après la confluence Drac-Romanche) dans une section rétrécie, il est nécessaire que la vitesse augmente. Donc la vitesse du glacier s'accélèrera, du double ou du triple, dans les sections étroites en fonction du calibre. L'érosion va-t-elle également croître du double ou du triple ? Non, et la meilleure preuve en est que les sections étroites le sont restées, ou se sont transformées en verrou, les sections larges au contraire élargies et creusées en ombilics. On constate un maximum d'érosion dans les sections déjà larges, un minimum dans celles déjà étroites.

Y-a-t-il contradiction ? Oui si l'on admet que l'érosion glaciaire est fonction de la vitesse de la glace, comme l'érosion fluviatile. Mais cela n'est pas prouvé. C'est un postulat d'admettre cette liaison, et c'est de là que provient la seule difficulté. Il n'y a pas de similitude érosion glaciaire-érosion fluviatile, puisque que l'on observe le contraire en fait.

Tout se ramène à la constatation simple suivante : le glacier érode plus lorsqu'il est lent (ombilic) que rapide (verrous et couloirs rétrécis) . Or la réponse à cet apparent paradoxe se trouve probablement dans un banal phénomène de mécanique des fluides.

Un glacier est un fluide visqueux qui s'écoule de façon mesurable. Il a des propriétés bien définies. Par exemple il s'adapte aux irrégularités de son lit, et même aux dépressions, ce qui est commun avec l'eau. Une autre caractéristique fondamentale est qu'en tout point un glacier présente une surface (ou un profil supérieur) en pente vers l'aval, même au-dessus des ombilics, cela pour assurer l'écoulement de la glace. Le glacier occupe un volume défini par une loi physique, ce que ne fait pas l'eau qui occupe seulement une surface (cas de l'écoulement libre évidemment). Il est donc comparable à un fluide s'écoulant dans un tube, dont les parois seraient l'auge glaciaire et sa surface propre, tube par définition de section variable, pour rendre compte des ombilics et des verrous.

Prenons le cas d'un tube à section variable simple : une section amont 2 S, double de la section aval S. Un débit constant Q dans ce tube est représenté par les deux relations suivantes :

- section amont $Q = 2 S.v$.
- section aval $Q = S.V$. Il en résulte que la vitesse V est double de la vitesse v (section amont). C'est le cas du glacier passant d'une auge large (Grésivaudan) à une vallée étroite (Cluse de Grenoble, fig.57).

Or on observe dans un tube de section variable que les pressions varient en fonction inverse de la vitesse d'écoulement(L. PRANDLT, 1952). Il en est de même pour les glaciers.

Dès que les glaciers passent d'une vallée large à une vallée étroite, leurs vitesses augmentent en même temps

que la pression qu'ils exercent sur les parois (et sur le fond) diminue. Mais l'érosion est-elle fonction de la pression ?

Nous répondons oui, nécessairement. Que le glacier travaille par abrasion (comme une lime) ou par arrachement (comme un bulldozer), la pression qu'il exerce sur les matériaux à éroder est fondamentale pour son efficacité. Si l'on admet cette vérité d'évidence, le problème des surcreusements est résolu.

Dans l'érosion par les glaciers, qui ne peut être fonction que de la pression, deux considérations différentes et complémentaires entrent donc en jeu :

- d'une part la pression simple, statique, directement en rapport avec le poids donc l'épaisseur de la glace ;
- d'autre part la pression aux parois, ou pression dynamique,en rapport avec l'écoulement laminaire de la masse visqueuse.

Ces deux facteurs pression jouent dans le même sens, mais selon des modalités différentes :

- La pression-poids qui s'exerce en fonction de l'épaisseur de glace ne peut rendre compte de l'amorçage du phénomène de surcreusement. Par contre, une fois le surcreusement engagé, l'augmentation d'épaisseur au niveau de l'ombilic engendrera une augmentation de la pression, donc une érosion supérieure et ainsi de suite (rétro-action positive).

- la pression aux parois joue dans tous les cas. S'il n'y a pas contre-pente (cas de l'ombilic non amorcé), un simple rétrécissement de la section provoquera une baisse de pression dans la section considérée (augmentation de la vitesse), donc une diminution de l'érosion qui assurera la mise en relief de l'obstacle (rétro-action négative) et la formation d'une contre-pente en amont. Le phénomène de surcreusement amorcé par défaut d'érosion sur la section rétrécie (dégagement du verrou) continuera par la combinaison des deux phénomènes : la pression dynamique qui restera fonction inverse du carré de la vitesse dans la section, la pression-poids qui dépendra uniquement de l'épaisseur de la glace.

L'évolution des pressions aussi sera parallèle mais non semblable : - la pression dynamique s'accroîtra avec la section du glacier donc de la vallée ; - la pression-poids s'accroîtra simplement avec l'épaisseur de glace considérée. D'où une évolution différente des sections ombilic et verrou.

Sur le verrou, l'érosion s'exercera faiblement car d'une part la pression dynamique sera beaucoup moins forte que dans l'ombilic, (fonction inverse de la vitesse), et d'autre part la pression-poids sera inférieure également (faible épaisseur de glace).

Dans l'ombilic, au contraire, la pression dynamique sera beaucoup plus forte que sur le verrou, et s'appliquera uniformément sur les parois (donc aura tendance à calibrer son chenal d'écoulement en cylindre, d'où formation de l'auge en U), de même que la pression-poids, applicable seulement au fond et non ou beaucoup moins sur les parois latérales (épaisseur de glace plus grande). Cet excès de pression sur le fond, dû à la combinaison des deux facteurs pression permet de comprendre alors la formation du U.

Dans tous les cas il y aura donc excès de pression dans les sections élargies et (ou) approfondies par rapport aux sections rétrécies ou (et) surélevées, cet excès de pression ne faisant que s'accorître au fur et à mesure que progresse l'érosion. Donc les sections élargies auront tendance à se transformer en ombilics de plus en plus vastes et profonds.

Cette hypothèse sur la formation des ombilics et verrous par simple érosion glaciaire différentielle est également applicable à tous les glaciers, qu'ils soient de vallée ou de plateau, et capable de rendre compte de leurs modalités d'action.

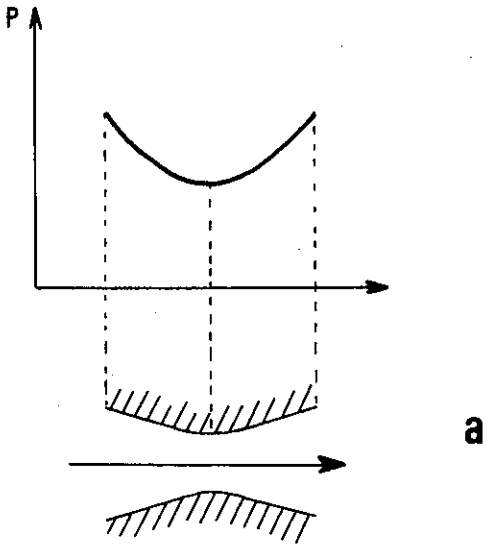
Ainsi un glacier de plateau, sur un matériel homogène, n'agira que par sa pression-poids. Cette pression étant égale sous les courbes de niveau du glacier (fonction simple de l'épaisseur), il n'y a aucune raison pour qu'il se produise de surcreusement. C'est bien ce que l'on observe en effet sur le plateau des Dombes par exemple, ou sur les plateaux de Paris et du Mont-de-Lans (Oisans, ce dernier encore englacé), qui sont restés parfaitement plans bien que recouverts de calottes glaciaires importantes au Quaternaire. Il y a donc théoriquement conservation des surfaces planes sous les glaciers de calotte, l'érosion étant égale partout.

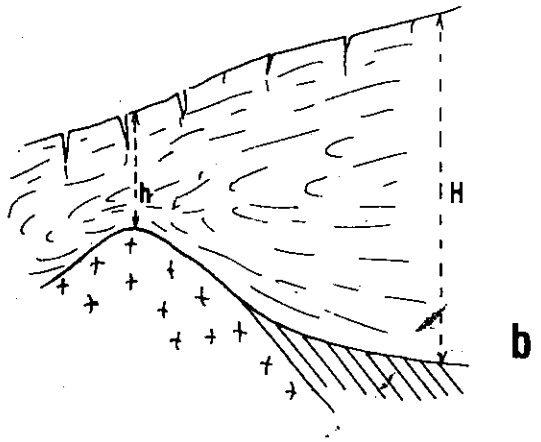
Ceci sera vrai quelle que soit l'inclinaison de ces surfaces planes. La pression-poids qui joue seule dans ce cas variera en fonction de cette inclinaison. Maximale dans le cas de l'horizontalité, elle sera nulle sur un plan vertical. Cette considération appelle deux remarques ; dans le cas d'un plan sous-glaciaire horizontal, la pression est maximale mais l'érosion sera très faible car le déplacement du glacier sera très lent, voire nul (simple fluage sous l'effet du poids déformant la glace) ; dans le cas d'un plan sous-glaciaire très incliné, la pression sera quasi nulle, donc aussi l'érosion, ceci malgré un déplacement rapide de la glace.

C'est pourquoi l'érosion par déplacement gravitaire sera maximale pour une inclinaison modérée, impliquant une vitesse modérée du glacier.

Enfin,dans le cas d'un glacier de vallée dont le déplacement est assuré non seulement par son propre poids mais aussi par l'accumulation d'une masse glaciaire en amont (poussée), l'érosion sera maximale dans les sections à pentes faibles ou horizontales par le fait que la pression-poids sera intégralement transmise au plancher rocheux, sans composante horizontale de glissement. D'où le calibrage et l'approfondissement des auges glaciaires, qui seront d'autant

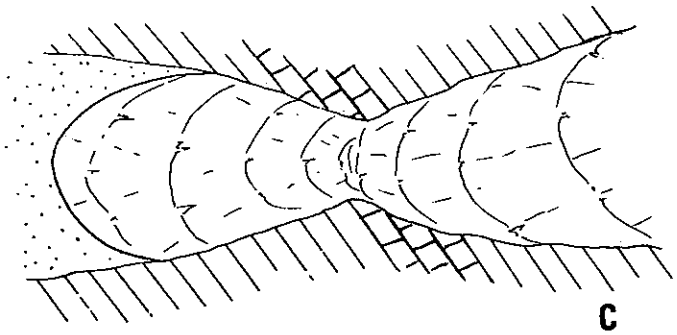
Fig. 57. SCHEMA THEORIQUE DE LA FORMATION D'UN COUPLE VERROU-OMBILIC.

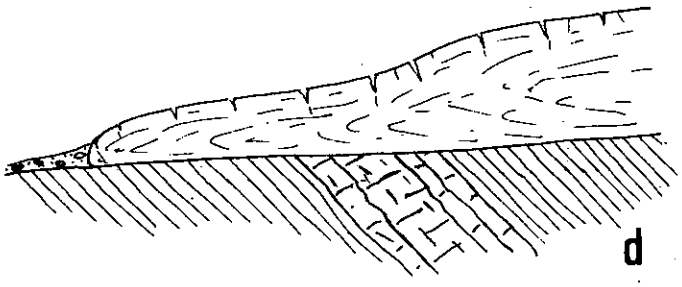




a) COURBE DE PRESSION(P) DANS UN CONDUIT A SECTION VARIABLE (convergent-divergent).

b) Glacier dégageant un verrou. Sur ce dernier, la pression statique exercée est fonction de la hauteur de la glace (h), plus faible que sur le fond d'ombilic (H)





c,d)schéma montrant l'amorçage du verrou par pression dynamique différentielle provoquée par un étranglement sans rupture de pente initiale (profil pré-glaciaire régulier en début de glaciation). La pression dynamique est minimale au droit de l'étranglement (cf.57a), maximale en amont (amorçage de l'ombilic). Noter un début de pressions statiques différentielles dues à la brusque diminution de l'épaisseur du glacier au droit de l'étranglement (adaptation de la glace aux contraintes mécaniques et géométriques).

mieux réalisées qu'une section rétrécie se trouvera à l'aval permettant de développer à l'amont une pression dynamique fonction de la section (cas typique du Grésivaudan).

En résumé, la présence d'irrégularités verticales dans la pente pré-glaciaire n'est pas nécessaire pour expliquer la formation des ombilics et des verrous. Des irrégularités transversales suffisent, et elles existent toujours , qu'elles soient d'origine lithologique ou structurale.

Cela veut-il dire que, une fois amorcés, les phénomènes continueront toujours dans le même sens ? Par exemple les ombilics à se creuser indéfiniment ? Théoriquement oui, mais c'est ici qu'interviennent les nécessaires corrections. D'abord le facteur temps. Les glaciations étant limitées, le creusement des ombilics et tous les surcreusements en général le seront aussi.

Ensuite les autres facteurs physiques interviennent : résistance mécanique de la glace, température du glacier, degré géothermique, structure même des appareils glaciaires etc..., pour limiter l'approfondissement. Mais il est de fait que de grands surcreusements existent (fjords par exemple), et que l'on ne sait pas encore exactement la limite physique de ces surcreusements compte tenu de l'état des glaciers.

Notre hypothèse est donc très générale, s'appliquant à tous les glaciers, qu'ils soient de vallée ou de calotte. Si une calotte glaciaire, par exemple, s'avance sur un payasage déjà disséqué et présentant des vallées, il n'y a aucune raison pour que ces vallées ne soient creusées et approfondies selon le système exposé ci-dessus. C'est ainsi que le Groenland montre des vallées véritablement " sous-glaciaires ", de même que l'Antarctique. Tout dépend donc de la topographie initiale, comme dans le cas des régions montagneuses.

En définitive, les glaciers n'apparaissent que comme l'un des outils, mais le plus efficace et le plus puissant, de l'érosion différentielle banale. Ils exagèrent toutes les différences lithologiques, structurales ou topographiques qu'ils trouvent sur leur passage. Mais ils ne créent en rien une morphologie spéciale s'il n'y a déjà une amorce préglaciaire. En un mot, ils aménagent leur domaine.

II.7.7. VALLES SUSPENDUES ET GRADINS DE CONFLUENCE.

Autres formes typique du modelé glaciaire, les vallées suspendues au-dessus de gradins de confluence procèdent d'une toute autre cause. Nous avons vu qu'elles se développaient surtout, et largement, dans le secteur où le substratum est particulièrement résistant et homogène (socle du Pelvoux). On ne peut donc les mettre en rapport ni avec la structure, ni avec la lithologie donc avec l'érosion différentielle. Une seule explication reste, celle de la puissance des glaciers qui les ont façonnés, fonction du volume de la glace (donc des vallées) et de leur altitude. La relation très nette qui existe entre la valeur du gradin de confluence et le rapport volume de la vallée suspendue/ volume de la vallée principale le prouve abondamment. Donc le modelé des vallées glaciaires est bien sous la dépendance de la puissance des glaciers, mais cette puissance s'efface devant la structure lorsque cette dernière n'est pas homogène. Il y a là une hiérarchie, la structure, qui régit l'érosion différentielle, commandant toujours aux autres facteurs (fig.58).

C'est dans cette optique que s'expliquent aisément le gradin de confluence de l'auge de la Romanche au-dessus du Vénéon à Bourg-d'Oisans, de la Romanche au-dessus de l'Isère de Grenoble, du Drac au-dessus de l'Isère et du Drac au-dessus de la Romanche dans le même secteur. Le glacier de la Haute-Romanche, moins puissant que celui du Vénéon par suite d'une altitude moyenne inférieure et de la bifluence d'Arsine, s'est trouvé suspendu au-dessus de ce dernier.

Le glacier du Drac, beaucoup moins important, a son auge très haut suspendue au-dessus de celle de l'Isère, de même que la Romanche qui est elle-même surcreusée par rapport au Drac. Tous ces rapports de puissance règlent les rapports des auges les unes par rapport aux autres.

La conséquence fondamentale de cet état de fait est la morphologie très spéciale de la cuvette de Grenoble. On a observé que l'ombilic de Grenoble n'a pu en aucune façon être creusé par les efforts conjugués des glaciers de l'Isère, de la Romanche et du Drac, la Romanche étant barrée et anihilée par le verrou de Vizille, le Drac ayant eu un glacier trop faible. C'est donc le glacier de l'Isère seul qui s'est trouvé en mesure de creuser, et ainsi la morphologie de la cuvette s'explique de la façon la plus aisée. Etant de loin le glacier le plus puissant car le plus étendu (5781 km2 contre 2109 pour le Drac seul et 1204 pour la Romanche), c'est lui qui a le plus creusé (et surcreusé). Les autres auges sont suspendues en fonction de la puissance respective de leurs glaciers. D'ailleurs, lorsque l'on regarde une carte à petite échelle du confluent grenoblois, on voit que le Bas-Drac (ou le Sud du Sillon Alpin) s'ouvre presque dans le prolongement du Grésivaudan (angle des deux directions environ 10 % tandis que la Cluse de Grenoble fait avec lui un angle de 120°). Le glacier de l'Isère pouvait donc s'enfiler droit dans les basses vallées du Drac et de la Gresse qui s'ouvraient largement devant lui dans les marnes tendres du Jurassique, les surcreuser en les remontant jusqu'en un point que nous déterminerons, alors qu'il devait effectuer un virage très aigu pour sortir sur le piedmont par la cluse, conditions topographiques très défavorables.

Aucune contradiction ne se relève donc entre le mécanisme de la formation des vallées suspendues et celui des ombilics et verrous. Il y a simplement influence réciproque de la structure et de la puissance des glaciers, avec une

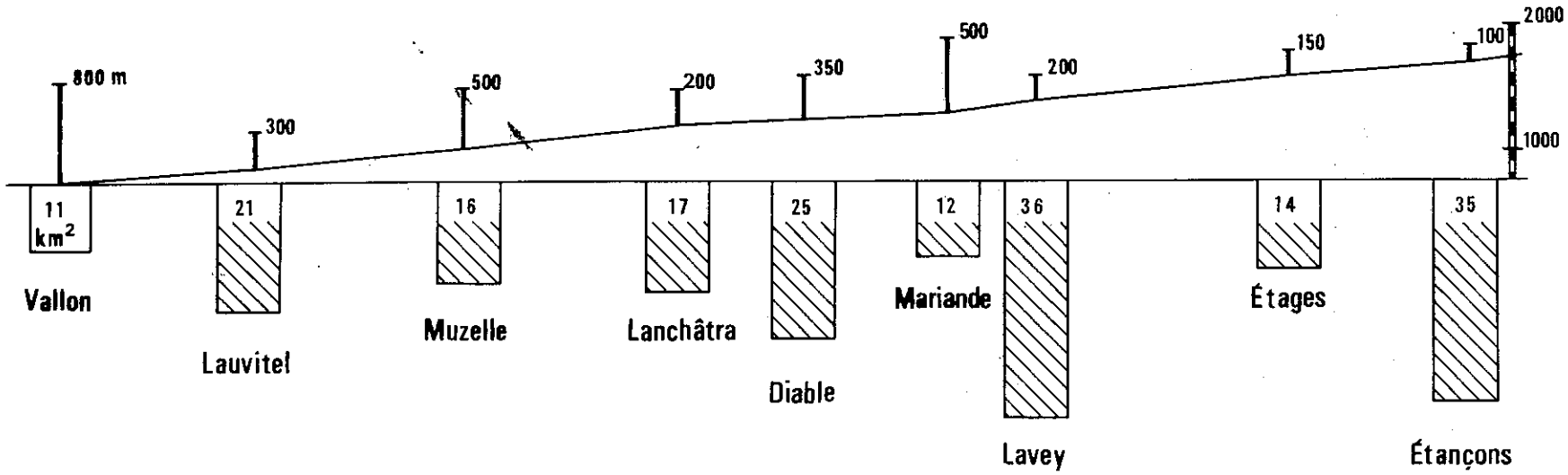


Fig.58. SCHEMA DES GRADINS DE CONFLUENCE DES VALLONS GLACIAIRES DE LA VALLEE DU VENEON.
en haut, hauteur des gradins (en m); en bas, surfaces des vallons (en km2).
Remarquer la décroissance générale des hauteurs des gradins d'aval (gauche) en amont, ainsi que la relation entre la hauteur de ces gradins et la surface des vallons considérés (fonction inverse).

subordination de la seconde à la première.

II.7.8. CIRQUES ET HAUTES VALLES GLACIAIRES.

Les mêmes règles s'appliquent aux cirques, hauts vallons glaciaires et vans.

En ce qui concerne les cirques, c'est l'érosion différentielle exercée par le glacier qui est le principal agent de leur façonnement. La puissance des glaciers n'intervient que pour nuancer les approfondissements respectifs des fonds de cirques, l'approfondissement étant généralement fonction de la taille de ces formes.

Pour les vans, c'est la puissance des glaciers dans un matériel homogène qui est seule en cause. Ils sont suspendus au-dessus des auges car produits par de petits glaciers de parois peu actifs, ce qui explique aussi leur non surcreusement.

Les vallons et hauts-vallons glaciaires suspendus sont régis par les mêmes lois que les auges plus importantes, dont ils ne sont que des répliques de taille plus réduite. Leurs gradins de confluence sont sous la dépendance de la puissance de leurs glaciers, c'est-à-dire de leur taille en structure homogène.

Quant aux formes mineures du modelé glaciaire, elles n'ont besoin d'aucune explication, leur genèse est évidente et leur façonnement ne pose aucun problème.

\+ + + + + + + +

Au terme de cette conclusion à l'étude du relief glaciaire de notre région, deux considérations principales peuvent se dégager :

En ce qui concerne la morphologie préglaciaire, les glaciers se sont avancés dans un réseau hydrographique déjà bien constitué et hiérarchisé, jusque dans les plus hautes vallées, vallons et cirques affluents.

En ce qui concerne le mécanisme de l'érosion glaciaire , les glaciers obeissent à deux règles principales : d'une part la structure, d'autre part la puissance des glaces (fonction de l'étendue des bassins et de leur altitude moyenne, définissant l'englacement). Ils entrent dans le cadre très général de l'érosion différentielle, qui trouve en eux le plus efficace de ses agents.

TROISIEME PARTIE

L E Q U A T E R N A I R E

III.1. INTRODUCTION .

Le bassin du Drac peut se subdiviser en deux grandes régions très différentes : la vallée du Drac proprement dite avec ses affluents de rive gauche (Gresse, Ebron, Souloise) où les sédiments récents de toutes sortes sont très nombreux, très épais et de faciès variés. d'une part,la vallée de la Romanche et ses affluents le long desquels on n'en trouve à peu près point d'autre part. Le Drac est le domaine de l'accumulation, la Romanche celui de l'érosion.

Ce n'est pas qu'il n'existe aucune érosion dans la vallée du Drac; Au contraire il est même paradoxal de constater qu'en fait d'activité des cours d'eau, c'est le Drac qui est en position érosive, et la Romanche en phase alluvionnaire. Cela ne fait que renforcer le contraste qu'il y a entre les deux domaines.

Comme toutes les régions de haute montagne, la Romanche a été un centre de collationnement des glaciers quaternaires qui couvraient les principaux massifs (fig.3). C'est pourquoi on y voit ces grandes vallées très profondément creusées et même surcreusées qui servaient de chenaux à l'écoulement des glaciers avant qu'ils ne se réunissent pour déborder en dehors des Alpes, sur le piedmont. Ainsi la Tarentaise, la Maurienne, le Grésivaudan, la Haute-Durance, l'Ubaye, etc... sont les équivalents du bassin romanchois. Toutes ces vallées ont les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire qu'elles sont profondément creusées et très pauvres en matériel quaternaire, hormis les alluvions de fond.et les moraines et dépôts de versants. Cependant, les analogies ne sont pas sans quelques exceptions. Par exemple le Grésivaudan et la Combe de Savoie recèlent des formations quaternaires autres que celles des fonds de vallée, plus anciennes (plateau: dela Flachère et banquette de Planaise par exemple), de même que la vallée de la Durance en aval de Montdauphin (poudingues d'Embrun, de Chateauroux, de Montdauphin entre autres), alors que les vallées de la Romanche et de ses affluents sont exemptes de toutes formations de cette nature, comme la Maurienne, la Tarentaise et la Haute-Durance. C'est donc à ces dernières vallées seules que la Romanche est assimilable.

Comblées par un remplissage quaternaire imposant, les vallées du Drac étaient autrefois naturellement comparées au Grésivaudan et à la Durance d'en aval de Mont-Dauphin, qui paraissaient se présenter dans des conditions semblables. Comme l'on sait que les glaciers de l'Isère ont envahi le Grésivaudan et débordé sur le piedmont basdauphinois au Würm (et aussi lors des glaciations antérieures), que ceux de la Durance sont allés jusqu'au Poët, bien en aval de Gap , le problème des dépôts anciens du Grésivaudan et de la Durance en amont du Poët se posait. Il y a des dépôts quaternaires variés à l'intérieur du domaine des moraines internes. Toutes les discussions sur les éventuelles phases würmiennes, dont celle du Néo-Würm, découlent de cette constation. Cela étant établi,rien ne s'opposait alors à estimer qu'il en était de même pour le Drac, c'est-à-dire que tous les dépôts quaternaires dracquois étaient situés à l'amont de l'extension würmienne maximale de son glacier. Or cette dernière proposition, jamais formellement énoncée mais toujours implicitement admise, est à notre avis inexacte notamment en ce qui concerne l'épisode " néowürmien " dracquois (stade de la Mure), admis par certains, énergiquement nié par d'autres, mais jamais avec d'incontestables arguments.

Cependant le caractère singulier des accumulations quaternaires de la vallée du Drac n'avait pas échappé aux auteurs précédents. F.BOURDIER (1961). explique comment P.LORY a été amené à envisager le barrage de la partie terminale de la vallée du Drac par le glacier de la Romanche, provoquant ainsi une accumulation par obturation, ce qui expliquerait les grandes épaisseurs, dépassant fréquemment 100 m, qui s'y trouvent. Depuis, le principe du barrage de la basse vallée du Drac a été admis par tous et nous ne contesterons pas ce point, bien au contraire. Ainsi PENCK & BRUCKNER (1909) ont suivi P.LORY et ont été parmi les seuls à proposer une vue d'ensemble sur la glaciation du Drac. Admettant le faible développement de ce glacier, ils datent plusieurs époques de remblaiement, signalent des dépôts lacustres en Trièves (St-Michel-les-Portes), ne croient pas, contraitement à l'opinion des autres auteurs, à la diffluence würmienne vers le Büech par le col de la Croix-Haute qu'ils estiment plus ancienne. Mais ils ne mettent pas en doute la réunion, au Würm, des glaciers de la Durance, du Drac, de la Romanche et de l'Isère en une vaste nappe mince, étalée donc peu active et plutôt portée à la sédimentation qu'à l'érosion. Lors de la décrue, ils voient plusieurs phases successives dans les moraines de la Mure, de Chauffayer (Séveraisse), etc..., qu'ils parallélisent avec leurs différents stades du Würm.

La présence du glacier du Drac est donc toujours admise, si l'on conteste son action mécanique. Par la suite, P.LORY (1913), W.KILIAN (1900), D.MARTIN (1926) et tous les autres auteurs dont R.BLANCHARD (1941) ne

raisonnent pas autrement. Il en est de même des travaux les plus récents, tels ceux de G.LALANDE (1953), de J.SARROT-REYNAULD (1953) et de F. BOURDIER (1961). Plus limitées géographiquement et de moindre portée générale, les études de C.ROBEQUAIN (1922) sur le Trièves et de A.GIBERT (1923) dans le Valgaudemar ne mettent aucunement en doute des conceptions " classiques " sur lesquelles ils se basent. G.LALANDE admet généralement les conclusions de PENCK et BRUCKNER, tandis que J.SARROT-REYNAULD a essayé de retrouver les trois phases de récurrence admises par P.LORY, dont celle du " néowürmien" qu'il met en rapport avec le " Stade d'Eybens ". Enfin, pour faire le tour des auteurs les plus importants, nous n'aurions garde d'oublier A.ALLIX (1914) qui a fait des observations pertinentes sur les glaciers locaux de la bordure orientale du Vercors et leurs rapports avec le glacier du Drac, mais dont les corrélations ne sauraient apporter de conclusions de portée générale.

Tandis que tous les auteurs ou presque essayaient de retrouver dans la vallée du Drac les témoins des quatre grands épisodes würmiens, ce n'était pas un mince étonnement de constater que l'on ne voyait rien de tel dans le bassin de la Romanche. Passé le plateau de Champagnier, aussi loin que l'on remonte dans les hautes vallées, les cours entiers de la Romanche et de ses affluents se montrent presque totalement dépourvus de dépôts quaternaires autres que les alluvions modernes ou très récentes. Aucune moraine non plus jusqu'à proximité immédiate des glaciers actuels.Que sont donc devenus les épisodes würmiens si bien représentés dans la vallée du Drac ? Ce n'est pourtant pas que la vallée de la Romanche soit absolument hostile à la rétention d'éventuels témoins glaciaires. Passe encore pour le couloir de Livet, étroit et très incliné, où le torrent peut balayer avec violence tout sur son passage. Mais la plaine d'Oisans ? Sur une vingtaine de km rien ne s'oppose a priori à la conservation de terrasses, de dépôts morainiques ou autres. Il en est de même de la Combe de Malaval et, à un degré un peu moindre,des vallées du Vénéon et de la basse Eau-d'Olle. Conscient de la difficulté, A. ALLIX (1929) n'eut de recours, étudiant l'Oisans, que dans l'analyse morphologique des formes d'érosion, surtout les auges emboîtées et successives des différents glaciers pour essayer de raccorder par ce moyen les glaciations de ce massif à celles du Drac et de l'Isère. Car il est un fait indéniable, c'est que si les glaciers isérois et dracquois ont enregistré un certain nombre de pulsations, il est évident qu'il en a été de même pour les glaciers romanchois. Le fait qu'ils n'aient laissé d' autres traces que leurs éventuels lits glaciaires ne peut suffire à en douter. Voilà comment A.ALLIX réussit à distinguer cinq phases glaciaires qu'il appela Stade de la Matheysine (ou de Rives), d'Eybens, de Vizille, du Plan-du-Lac et Actuel, figurés sur sa carte de morphologie glaciaire. Ayant admis que le stade de Matheysine ou de Rives était assimilable au Würm des moraines internes, Eybens représentait donc le Bühl, Vizille le Gschnitz et le Plân-du-Lac le Daun. Les trois stades post-würmiens de PENCK et BRUCKNER étaient retrouvés, la méthode et la conclusion étant approuvées sans réserve par R.BLANCHARD et J.BLACHE (1929).

Cependant nous avons vu que la non-validité des analyses morphologiques d'A.ALLIX dans l'Oisans repose la question de l'absence de témoins de la glaciation dans la vallée de la Romanche. Nous verrons pourtant qu'il y en a un, que A.ALLIX a oublié de mentionner, certainement parce que sa position ne concordait avec aucun des stades déterminés par sa méthode morphologique.

Dans la vallée du Drac, on admettait classiquement la présence d'un matelas épais de cailloux grossiers à la base (alluvions de progression ou moraine à faciès alluvial de F.BOURDIER), recouverts par une non moins épaisse couche de moraine argileuse à blocs et galets striés, très riche en argile. Les coupes synthétiques de F. BOURDIER (1961) sont parlantes à cet égard. Pourtant on avait remarqué depuis longtemps l'existence d'argiles " varvées " dépourvues d'éléments grossiers, notamment à la Mure où elles étaient exploitées par une tuilerie, comme les argiles d'Eybens. W.KILLIAN (1900) pensait qu'il s'agissait d'argiles lacustres, M.GIGNOUX et L.MORET (1962) d'argiles glacio-lacustres, opinion partagée par F. BOURDIER. Apparemment subtile, la distinction est d'importance. Dans le premier cas, les argiles seraient interglaciaires (ou interstadiaires) comme l'admettait W.KILLIAN, dans le second elles seraient para-glaciaires ou même sous-glaciaires comme semble le penser F.BOURDIER après un certain nombre d'autres auteurs dont P.LORY, opinion fondée sur la présence dans ces argiles de quelques galets striés.

Or nous avons pu observer un grand développement horizontal et vertical de ces argiles litées (ou " varvées "), non seulement dans la région de la Mure mais encore dans le Beaumont, le Trièves, les plateaux du Drac et même le Champsaur (A.LAMBERT et G. MONJUVENT,1968). Cela exclut tout à fait une genèse locale et au contraire incite à penser qu'elles sont le résultat d'un épisode général et de durée prolongée. Voilà remise en question non seulement la chronologie mais aussi la stratigraphie du Quaternaire du Drac. De plus il apparait qu'il y aurait non pas un mais deux épisodes argileux, ainsi que plusieurs phases de dépôt caillouteux à l'intérieur des alluvions de base, idée pour la première fois émise récemment (CROSNIER-LECOMPTE J. , BORDET C. et DUFFAUT P.1953).

Plus récemment encore, en tentant une corrélation de glacio-morphologie des dépôts quaternaires de la Moyenne-Durance et du Haut-Drac par dessus le col Bayard (M.GIDON et G.MONJUVENT,1969), nous aboutissions à des résultats surprenants par leur nouveauté et surtout les implications qu'ils sont susceptibles d'engendrer. Outre la découverte de dépôts anciens à l'intérieur du domaine des " moraines internes " (zone intra-würmienne de F.BOURDIER), peut-être rissiens, il s'avérait que le glacier du Drac, au cours du Würm, était loin d'avoir eu le développement

qu'on lui prêtait. Ainsi il semblerait ne pas avoir dépassé le débouché de la Séveraisse , c'est-à-dire serait resté confiné au Champsaur, laissant donc libre une grande partie de la région dracquoise et justement le Beaumont, le Trièves, les plateaux , etc... A vrai dire cette conclusion ne nous a pas surpris, étant arrivé à une conception très voisine par d'autres moyens que nous aurons l'occasion d'exposer. D'où la remise en question de la chronologie et de la stratigraphie glaciaires du Drac avec peut-être, au bout, l'espoir d'une solution des problèmes restés en suspens dans la Romanche.

Cependant d'autres questions se posaient encore, notamment au contact bassin du Drac-Grésivaudan, dans la plaine de Grenoble. Il s'agit des dépôts de Champagnier avec les célèbres argiles d'Eybens. Ce problème est lié à celui des dépôts quaternaires du Grésivaudan, de la Combe de Savoie et de la Cluse de Chambéry, qui n'est pas encore parfaitement résolu malgré les nombreuses études de F.BOURDIER qui serviront de base à nos corrélations. Là se trouve encore une inconnue majeure concernant le Quaternaire alpin.

Mais l'intérêt exceptionnel que présente le bassin dracquois au point de vue du Quaternaire ne réside pas seulement dans les points que nous venons d'énoncer. Il réside aussi dans l'extraordinaire ampleur des dépôts qui n'atteignent pas moins de 600 m de puissance dans les environs de Grenoble (plateau de Champagnier et cuvette de Grenoble) sur une même verticale, 300 m au moins dans la région de la Mure et rarement moins d'une centaine de mètres dans la plupart des autres secteurs. Il réside aussi dans la morphologie ou la topographie fossilisée par ces masses alluviales. Le Drac est la patrie des épigénies, utilisées par l'E.D.F. pour asseoir les fondations de ses nombreux barrages (le Sautet, St-Pierre-Cognet, Monteynard, etc...). L'on savait qu'il existait un cours épigénique du Drac depuis les études de P.LORY (1899). On sait maintenant qu'il y en a deux et que les affluents ont connu le même régime. La question de leur genèse est aussi d'une extrême importance. F.BOURDIER écrit que " le plateau du Drac possède un réseau hydrographique qui date seulement de l'époque post-glaciaire et qui prouve la rapidité avec laquelle des vallées profondes peuvent se creuser en 10 ou 12000 ans dans des dépôts glaciaires et des marno-calcaires." Rapidité étonnante il est vrai mais date-t-il seulement du post-glaciaire ?

Dans la présente étude du Quaternaire dracquois, nous avons choisi la méthode analytique, comme pour les chapitres précédents. Il s'agit de partir des faits. Aussi nous procéderons à l'examen région par région des différentes unités géographiques qui composent dans leur ensemble le bassin du Drac. L'ensemble de ces données nous permettra de tenter une synthèse avant d'aborder les corrélations avec les régions avoisinantes du Grésivaudan et de la Durance et d'en tirer les conclusions. Mais, pour commencer, nous examinerons deux problèmes de portée générale : les tracés épigéniques et les cours fossiles du Drac et de ses affluents d'une part, les données théoriques sur l'extension de la glaciation ou des glaciations dans le domaine alpin d'autre part, avec la situation actuelle des glaciers dauphinois au cours du Post-Glaciaire que l'on peut assimiler, en première approximation, à un interglaciaire (c'est pourquoi nous ne parlerons pas de " glaciation actuelle ", mais d'englacement).

III.2. L'EPIGENIE DU DRAC ET LES TALWEGS FOSSILES.

Une des particularités remarquables et très tôt remarquée de la vallée du Drac est la grande variété des assises qui forment le talweg et les versants du lit mineur. Sur de longues distances, les berges généralement très encaissées, surtout dans le Beaumont, le Trièves et la région de plateaux (c'est-à-dire le cours moyen), sont constituées exclusivement par une formation caillouteuse dite " alluvion ancienne " ou " alluvion de progression " formant de hautes falaises verticales de teinte claire. Souvent on voit (ou on voyait avant la mise en eau des retenues) ces cailloutis reposer directement sur le substratum jurassique, constitué le plus souvent par le Lias schisteux. Par endroits aussi les berges sont formées uniquement de ces cailloutis qui semblent plonger sous le plancher alluvial. Mais de place en place la rivière se fraie un étroit passage, dans certains cas vertigineux comme au Sautet, dans le substratum rocheux lui-même, toujours sur d'assez courtes distances : ce sont les sections épigéniques sur lesquelles sont implantés tous les barrages. Le plus célèbre est le Sautet, édifié avant la seconde guère mondiale, ouvrage audacieux pour l'époque et dont le site est toujours aussi impressionnant. Ce fut en effet le premier barrage-voûte de France et l'un des premiers du monde. Le barrage de Monteynard est connu lui aussi. Appuyé sur le "bec d'Avignonet ", il fut l'un des plus puissants de sa catégorie. Moins connu le barrage de St-Pierre-Cognet jouit aussi d'une situation épigénique remarquable. Le dernier de la série enfin, celui de Notre-Dame-de-Commiers, est une digue d'enrochement à l'instar de celle de Serre-Ponçon, en plus modeste, procédé nécessité ici par la largeur de la vallée à proximité du confluent de l'Isère.

Aucune disposition de cette sorte n'existe tout au long des cours de la Romanche et de ses affluents. L'encaissement et l'étroitesse de leurs talwegs font que ces cours d'eau ont toujours suivi exactement le même tracé, canalisé dès le départ dans des roches résistantes aptes à conserver des versants escarpés, même après avoir subi plusieurs fois l'action glaciaire. Ce n'est donc pas sur l'emplacement de sections épigéniques mais de verrous qu'on été construits les barrages, le plus célèbre étant celui du Chambon dont on sait les surprises qu'il réserva lors de la construction de ses fondations, l'autre équipement de grande envergure s'édifiant à Grand-Maison, sur l'eau-d'Olle.

La série de gorges épigéniques séparant des bassins ou les versants s'écartent et s'adoucissent dessine, en plan, une suite d'élargissements et de rétrécissements qui n'avait pas échappé aux premiers observateurs. Ceux-ci en avaient conclu que la vallée du Drac consistait primitivement en une série de lacs étagés se déversant les uns dans les autres par des cataractes (Ch. LORY,1860). Cette hypothèse lacustre, fortement combattue par David MARTIN (1907), reposait uniquement sur la remarque faite à propos de la configuration topographique même de la vallée, et conduisit ses auteurs à en rechercher le corollaire, c'est-à-dire les dépôts, qu'ils observèrent effectivement. Bien sûr une telle hypothèse n'est plus aujourd'hui admissible telle qu'elle mais il est curieux tout de même de constater comment, en partant de bases aussi fragiles et même erronées, on a pu faire des constatations exactes, récemment confirmées(A. LAMBERT et G.MONJUVENT , 1968).

Ce fut P. LORY qui, le premier et même le seul pendant un demi-siècle, poursuivit l'étude de la vallée du Drac et découvrit son caractère épigénique. Très tôt, il saisit le mécanisme de la formation de cette épigénie, creusement pas érosion regressive à partir d'une plaine de comblement alluvial , montra l'ampleur du phénomène (il estimait son développement à plus de 50 km) et souligna son extraordinaire importance, que A. PENCK (1909) estimait dépasser celle de tous les exemples de ce phénomène jusqu'alors observés.

En effet l'épigénie du Drac ne se limite pas à la section de Saint-Georges-de-Commier au Bas-Valgaudemar étudiée par P.LORY. Si, en aval, l'épigénie existe bien mais est d'un caractère un peu différent (origine glaciaire et non plus inter et post-glaciaire) par contre, en amont, elle se développe encore dans le Champsaur jusqu'à l'entrée dans la zone intra-montagneuse. Elle ne se limite pas non plus au seul Drac, mais atteint certains affluents ce qui semble tout à fait normal. Ainsi l'Ebron en présente de nombreux exemples en Trièves et certainement nous ne les connaissons pas tous étant donné le caractère particulier des dépôts quaternaires de ce bassin. La Bonne, la Roizonne, la Souloise et la Séveraisse entre autres ont aussi des tracés épigéniques reconnus, tout au moins à proximité de leurs confluents. Enfin P. LORY avait défini avec précision un seul ancien tracé du Drac. Or, maintenant, nous connaissons (relativement bien seulement) deux cours fossiles de ce torrent (J.CROSNIER-LECOMPTE, J. BORDET et P. DUFFAUT ,1953). Donc il existe une double épigénie du Drac et, par voie de conséquence, une double épigénie aussi pour les affluents. Connaissant le réseau actuel qui nous servira de référence, ce sont ces deux réseaux fossiles que nous allons maintenant étudier.

Auparavant toutefois, il nous faut dire un mot de la durée du creusement du cours post-glaciaire du Drac. Pour une fois il est possible, grâce à des repères précis, d'estimer la profondeur du creusement d'une vallée en un temps donné, c'est-à-dire la vitesse de l'érosion fluviatile, ou plutôt de l'incision fluviatile, dans un matériel connu.

Tout le monde s'accorde pour penser que le creusement de la vallée du Drac est post-würmien ; En effet, l'accumulation des formations quaternaires s'y fit par suite du barrage de la basse vallée par les glaciers würmiens de l'Isère et de la Romanche. Il y eut barrage glaciaire et ceci évidemment lors du maximum de la glaciation. Contre ce barrage s'est effectuée une sédimentation analogue à celle qui se fait dans un barrage artificiel de nos jours, finissant par combler, au moins partiellement, la cuvette de retenue. Après le retrait des glaciers, le Drac a pu s'encaisser par érosion régressive dans son remblaiement, le niveau de base étant celui de la cuvette de Grenoble. Or nous connaissons à peu de choses près le sommet du remblaiement, coté sur les plateaux du Drac au N de Sinard à 838 m. Nous l'arrondirons à 840 m pour tenir compte aussi bien d'une ablation éolienne possible que d'un éventuel tassement postérieur au dépôt. Nous connaissons aussi parfaitement le profil du Drac actuel (fig. 22). Une de ses caractéristiques est d'être d'une régularité presque absolue, étonnante pour un cours d'eau de montagne, qui dénote certainement une évolution déjà assez poussée. Or la rivière coule, au droit du plateau de Sinard, à l'altitude de 392 m sur un plancher alluvial. Arrondissant toujours pour simplifier nous estimerons le substratum à la cote 390. Le Drac s'est donc enfoncé de 450 m dans son lit depuis le retrait des glaciers, chiffre tout à fait étonnant.

Bien sûr le cours d'eau n'eut à éroder le plus souvent qu'un matériel très meuble constitué par des argiles lacustres, des moraines très argileuses, des sables fins et des cailloutis. Mais dans les sections épigéniques et notamment celle de Monteynard, il eut à s'incruster dans la roche en place, en l'occurence le Lias calcaire et le Lias schisteux. Or, entre l'éperon de la ville et le bec d'Avignonet, c'est une épaisseur de 370 m de ce terrain résistant qu'il lui fallut trancher. Et nous savons que le coude de Monteynard ne doit rien à une quelconque érosion antérieure, puisque nous connaissons parfaitement les deux tracés fossiles localisés plus à l'W. A cet endroit donc, le Drac eut à déblayer 80 m de formation argileuse meuble et 370 m de calcaires et de calcschistes résistants. En combien de temps ? Ici les opinions divergent ; P.LORY, qui a le plus étudié la région, distinguait après le maximum de Würm (moraines de Rives) un stade d'Eybens (ou Néowürm) au cours duquel aurait pu commencer le creusement, puisque le glacier du Drac aurait été en retrait, construisant notamment les moraines de la Mure (le calvaire). Mais cet auteur ne chiffra jamais sa chronologie basée sur celle de PENCK et BRUCKNER. On sait que F.BOURDIER l'estime à 10 ou 12000 ans. Si nous retenons ce chiffre de 12000 ans, nous obtenons une vitesse de creusement moyenne de 37,5 mm/an ou 37,5 m par millénaire, allure effarante.

L'excès même de ces chiffres montre qu'il doit y avoir quelque chose qui n'est pas encore bien compris, car les observations sont là : l'enfoncement est réellement de 450 m, sans aucun doute possible. Un seul facteur peut donc être mis en cause , la durée.

Il est classiquement admis que le maximum de Würm (ou des moraines internes) est très tardif dans la chronologie würmienne.F.BOURDIER (1967) situe ces dernières à la phase IIIA, avant l'interstade d'Arcy, et les moraines de Rovon, toujours dans la vallée de l'Isère à l'extérieur de la cluse de Grenoble, au Dryas I, avant le réchauffement de Bölling (soit vers -12000BP). Or lorsque le glacier stationnait à Rovon, il était bien près de son extension maximale, ce qui fait que la masse principale de la glace du Grésivaudan stagnait toujours à proximité du même niveau, proche du maximum (à quelques dizaines de mètres tout au plus). Il ne se serait donc rien passé durant les milliers d'années (20000 au moins) qu'aurait mis le glacier à se retirer de son front à Rovon. Mais un fait nouveau vient de remettre ceci en question. Il s'agit de la datation d'un bois trouvé dans une moraine locale venue recouvrir : la moraine alpine, c'est-à-dire déposée après le départ du grand glacier du Grésivaudan (G.MONJUVENT, 1969). Ce bois, agé de plus de 350000 ans, indique qu'au Würm III le glacier alpin avait abandonné la basse vallée de la Gresse et l'ombilic de Grenoble, par conséquent était loin de Rovon. Nous en avons conclu plus tard, avec d'autres données, que l'époque du maximum d'extension des glaciers dans notre région était non pas le Würm III ou un Würm plus récent mais au contraire un Würm ancien, vraisemblablement le Würm II. Si cela était vrai, le creusement de la vallée du Drac aurait pu débuter dès la fin de l'extension glaciaire du Würm II, il y a 40 ou 45000 ans, ce qui revient à multiplier par quatre la durée du creusement, et à ramener la vitesse d'incision verticale à moins de 10 mm/an ou 10m/millénaire, chiffre a priori beaucoup plus acceptable.

On ne saurait trouver un autre moyen de réduire encore cette estimation. Même en admettant que le maximum d'extension des glaciers eut lieu dès le début du Würm, on ne peut remonter au delà de 70000 ans, ce qui donne encore une vitesse de 6,5 mm/an, c'est-à-dire du même ordre de grandeur. Pour obtenir des chiffres plus bas il faudrait envisager un creusement anté-Würmien, ce qui paraît exclu même en faisant les hypothèses les plus hardies.

Nous nous en tenons donc au chiffre raisonnable d'un enfoncement de 450 m en 45000 ans, ce qui montre tout de même une belle aggressivité des eaux torrentielles. Qu'en est-il alors des cours fossiles ?

Quelle que soit l'hypothèse où l'on se place, on ne peut échapper à la conclusion du creusement interglaciaire des cours fossiles. P.LORY, M. GIGNOUX et L.MORET (1952) l'avaient bien vu qui parlaient du talweg " préwürmien " du Drac. En effet, même avec la chronologie würmienne de F.BOURDIER, on ne peut envisager un épisode de creusement interstadiaire. Il faut que le cours d'eau parte du sommet du remblaiement pour tracer un cours épigénique. Or le sommet de ce remblaiement est celui du maximum. Ou alors il faudrait admettre un épisode würmien ancien avec remblaiement puis creusement interstadiaire et de nouveau remblaiement suivi d'une épigénie sur le même tracé. Cela est possible, mais aucun argument ne vient étayer cette hypothèse que F.BOURDIER lui-même n'a jamais soutenue. Nous en resterons donc au creusement post-glaciaire et interglaciaire des différents talwegs ; c'est-à-dire que nous estimons qu'il existe un cours fossile interglaciaire Riss-Würm, et un autre interglaciaire Mindel-Riss.

Dans la région la mieux connue à cet égard, celle des plateaux du Drac (fig. 59,60), les deux cours fossiles sont moins creusés que le cours actuel, mais inégalement. L'un a une profondeur d'une quinzaine de mètres inférieure, l'autre de 60 à 70m (localement). Si pour des raisons d'analogie, sachant que les cours d'eau étaient moins creusés avant le Riss qu'après, règle générale dans toutes les régions, nous estimons le talweg préwürmien encaissé dans le pré-rissien, nous pouvons à peu de choses près estimer la durée de leurs creusements respectifs. Ainsi, on peut être sûr que le cours pré-würmien a eu au minimum 30000 ans pour se creuser (durée de l'interglaciaire), et vraisemblablement beaucoup plus (durée séparant les deux maxima glaciaires rissiens et würmiens, c'est-à-dire 50000 à 80000 au moins.) selon les dernières estimations (F.BOURDIER,1967).

Quant au talweg pré-rissien, il aurait eu également un creusement de 50000 ans au moins (durée du grand interglaciaire Mindel-Riss) tous chiffres bien supérieurs à celui du creusement post-würmien. C'est la raison pour laquelle, toutes choses égales par ailleurs et à condition que le cours d'eau ne se soit pas enfoncé à partir d'une altitude très différente, il est parfaitement vraisemblable qu'il ait pu réaliser aux interglaciaires ce qu'il a fait au post-glaciaire. Mais il faut que cette dernière condition soit respectée.

L'on a vu que, lors de l'examen des conditions de l'érosion préglaciaire, nous étions arrivé à la conclusion de l'établissement d'un réseau pré-mindélien du Drac et de ses affluents coulant aux environs de l'altitude 700 dans le Trièves, en amont des plateaux du Drac. Dans cette région, on peut estimer le fond rocheux préglaciaire vers 650 m. Donc aucune difficulté en ce qui concerne le substratum. Il n'en est pas de même en ce qui concerne le remplissage quaternaire.

Nous ne savons pas encore à quelle altitude se situait le sommet du colmatage rissien, à plus forte raison celui du Mindel. Mais nous avons un autre moyen de l'estimer : celui de l'altitude maximale des glaciers lors des diverses glaciations.

Prenons le cas du Würm. Le sommet du colmatage est à 840 m à Sinard ; ce colmatage était retenu par des glaciers (principalement celui du Grésivaudan) qui ont laissé des traces de leur passage, sous la forme de moraines

latérales. Ainsi le glacier du Grésivaudan (Isère) a-t-il abandonné des moraines le long de Belledonne et sur le Vercors, autour de Grenoble, à l'altitude d'environ 1100m ou un peu plus. La surface de la glace du barrage était donc au moins à 1100m. Or, les dépôts de barrage ou d'obturation glaciaire culminent à 840 m, c'est-à-dire 350 m plus bas environ, bien en-dessous de la crête de l'obstacle. Cela est naturel, étant donné qu'un barrage de glace ne saurait être absolument étanche. Il n'y a aucune raison pour qu'il n'en fut pas de même lors des glaciations précédentes. De plus il n'est pas certain que les glaciers anciens aient été beaucoup plus élevés que le würmien. En effet, un fort accroissement du glacier du Grésivaudan s'accompagne nécessairement de celui de tous les autres et notamment de ceux du Drac. Il s'ensuit alors un envahissement total du bassin par les glaces, stoppant ainsi aussi bien l'érosion que l'accumulation sous une masse immobile et stagnante. C'est ce qui s'est passé lors des deux glaciations antérieures au würm, comme nous le verrons.

Jusqu'à maintenant on admettait que lors des principales glaciations, Würm compris, toute la région dracquoise était recouverte uniformément d'un vaste manteau de glace, très étalé et continu (glacier du Drac). Or nous avons vu que lors du maximum du Würm le glacier du Drac restait confiné dans le Champsaur, barré par celui du Valgaudemar en amont de Beaufin, ce dernier s'engageant à peine dans le Beaumont. Ainsi tout le Beaumont, le Trièves, les plateaux du Drac étaient libres de glace à cette époque et formaient, par suite du barrage du glacier du Grésivaudan, un système clos de toutes parts où ne s'effectuait aucun dépôt morainique. Mais il n'en était pas de même aux glaciations antérieures.

On sait pertinement que les glaciers ont envahi le Trièves et le Beaumont. Outre la présence sur les versants de nombreux blocs erratiques, les glaciers ont poussé une diffluence dans le Bochaine par le col de la Croix-Haute. Il y a aussi bien d'autres arguments que nous verrons le moment venu. Ces glaciers, comment ont-ils pu provoquer le phénomène d'obturation nécessaire à l'établissement postérieur de l'épigénie ? Pendant leur phase de progression, à l'anaglaciaire, il est arrivé un moment où, fatalement, le glacier du Grésivaudan s'est trouvé dans les mêmes conditions et sur les mêmes positions qu'au Würm ; les autres glaciers dracquois occupaient des situations identiques également. Il y eut donc obturation, mais celle-ci n'a pas duré; continuant leur progression, les glaciers ont fini par se rejoindre, se souder, bloquant ainsi le système. Pendant l'anaglaciaire, seules des " alluvions de progression " puis des moraines ont pu se déposer , et certainement sur une épaisseur assez faible(sédiments sous-glaciaires). Le principal de l'opération s'est donc passé après, pendant la période de retrait.

Au cataglaciaire donc, les glaciers se séparent. Leur fusion entraîne la production d'une grande masse d'eau, retenue par le front isérois, formant un lac d'obturation qui ne cesse de s'élargir. Quelle altitude pouvait atteindre ce lac ?

Si nous regardons une carte du bassin du Drac et des régions avoisinantes (le 1/500 000ème par exemple) on s'aperçoit qu'il n'y a que trois issues possibles : la cluse de Grenoble (l.s., c'est-à-dire avec son antenne du val de Lans et de la Bourne à l'intérieur du Vercors), le col de la Croix-Haute et le col Bayard. Les autres passages sont beaucoup trop hauts pour avoir servi et, de plus, ils sont inutiles.

Eliminons tout de suite le col Bayard (1246 m actuellement, 1300 à 1350 m en ce qui concerne le substratum du seuil) : c'est la passe la plus élevée et, en outre, elle était barrée par le grand glacier durancien du sillon de Gap.

La cluse de Grenoble est aussi encombrée par les glaces . C'est même la région qui le fut le plus longtemps des trois. Mais la cluse est profonde, déjà très excavée bien avant le Würm, et le glacier n'est guère imperméable. Une partie des eaux peut s'échapper en profondeur, sous forme de torrent sous-glaciaire, une autre en surface, sous forme d'effluent marginal. Ce dernier peut emprunter le val de Lans (1004 m actuellement au col de Jaumes, 960 m dans la cluse de la Bourne à la sortie du bassin du Villard), peut-être un peu moins creusé alors, et il l'a sans doute fait. De toutes façons, aucun obstacle ne retient les eaux le long de la paroi gauche de la cluse.

Le col de la Croix-Haute, enfin, 1176 m (en réalité plus bas de quelques mètres ou dizaines de mètres car établi sur un cône de déjection récent), permettrait aux eaux de s'échapper dès l'altitude 1150 m environ, et cela dès le début de la déglaciation. Car le fond du Trièves, qui ne nourrissait aucun glacier local, est le lieu le plus éloigné des hauts glaciers alpins en même temps que l'un des plus méridionaux, ce qui fait qu'il a été libéré le premier. A l'avant-dernière glaciation ,ou au moins à celle qui a connu cette diffluence, le lac d'obturation n'a donc pas pu dépasser la cote 1150. Si nous prenons une marge de 50m pour tenir compte d'une éventuelle érosion interglaciaire postérieure du col, on peut dire que jamais, à aucun moment du Quaternaire, le lac d'obturation n'a pu s'élever au dessus de 1200 m d'altitude. Si nous comparons ce chiffre à celui du niveau du glacier würmien à Grenoble(1123 m aux Guillets, 1150 m aux Seiglières), on s'aperçoit qu'il ne diffère que de fort peu du sommet théorique du lac würmien. On peut donc en conclure sans aucune réserve que les éventuels lacs successifs d'obturation glaciaire du bassin du Drac n'ont jamais connu des niveaux très élevés, mais au contraire se sont toujours établi à des altitudes comparables. Il s'ensuit que leurs dépôts n'ont pu être beaucoup plus élevés non plus, d'autant que les lacs d'obturation n'ont peut-être pas eu le temps de se colmater entièrement, au contraire du dernier connu. De toutes façons, le remblaiement lacustre n'a pu, à aucun moment, dépasser la cote 1200m.

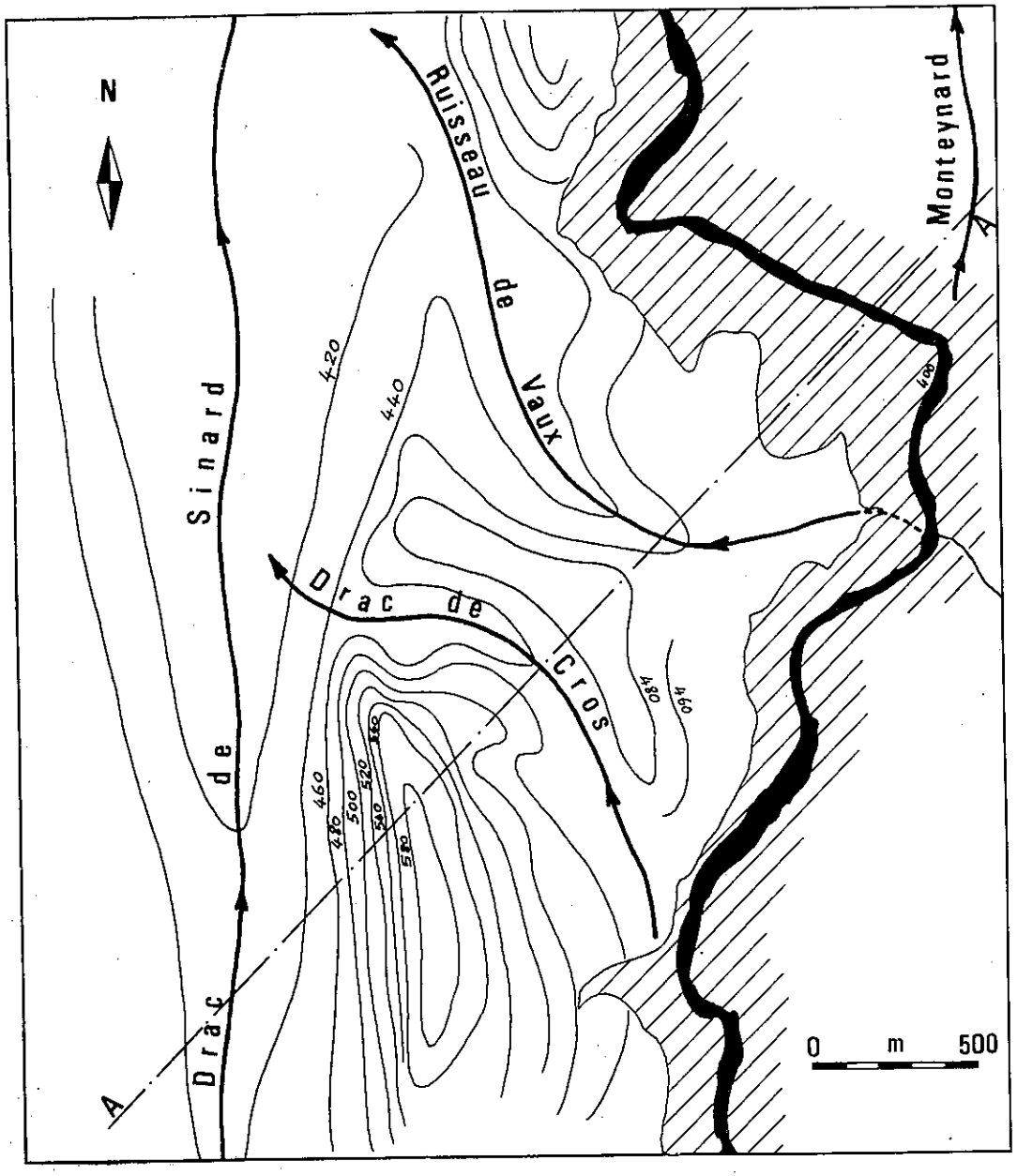


Fig.59. ANCIENS COURS DU DRAC SOUS LE PLATEAU DE SINARD, décelés par la géophysique (d'après documents E.D.F. inédits) A.A : coupe de la fig.60.

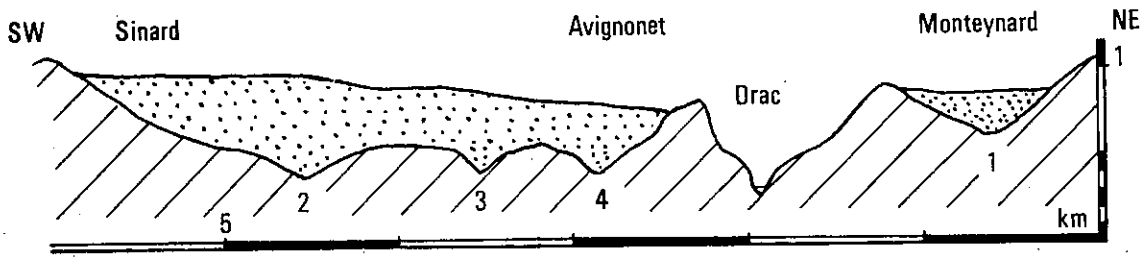


Fig.60. COUPE TRANSVERSE DU PLATEAU DE SINARD MONTRANT LES ANCIENS COURS DU DRAC (A.A. fig.50).
1. Gouttière de Monteynard (vallée 1 ?) ; 2. Drac de Sinard(vallée III) ; 3. Drac de Cros (vallée II);
4. Ancien talweg du ruisseau de Vaux (III).

Même en admettant ce dernier chiffre qui est un maximum, les érosions anté-rissiennes et anté-würmiennes n'ont pas, au droit de Monteynard, dépassé la cote de 400 m, chiffre expérimental, soit une incision de 800 m (contre 450 m au post-Würm). Compte tenu de la durée beaucoup plus grande des interglaciaires Mindel-Riss et Riss-Würm , on voit qu'il est tout-à-fait vraisemblable que les anciens talwegs aient été creusés lors de ces périodes, les vitesses d'incision linéaire étant du même ordre de grandeur. Par conséquent rien ne s'oppose théoriquement à ce que ces derniers soient interglaciaires, comme nous croyons pouvoir l'affirmer. La nature probablement identique des dépôts d'obturation , la plus grande épaisseur des roches du substratum à traverser, suffisent à expliquer pourquoi les épigénies furent d'une ampleur analogue à chaque interglaciaire. Les trois cours du Drac et de ses affluents reconnus sont bien trois cours épigéniques, excepté certains tronçons pérennes en particulier à la traversée des verrous (Beaufin, Cognet par exemple).

III.2.1. ANCIENS COURS DU DRAC.

Partant du confluent de l'Isère et remontant vers l'amont, nous trouvons la première épigénie en bordure même de la plaine de Grenoble, au Pont-de-Claix. Le Drac y traverse par un passage fort étroit la première barre tithonique réduite ici à deux chicots minuscules, alors que la plaine alluviale s'étend largement alentour. Puis deux à trois kilomètres en amont, nouvelle épigénie au Saut-du-Moine, cette fois dans la cuesta du Jurassique moyen des Mollots-Champagnier, dans les mêmes conditions. Ici se trouve aujourd'hui le confluent Drac-Romanche. Les nombreuses trouées de ces deux reliefs (Varces, Rochefort, Pont-de-Claix, la Rivoire, Reymure) ont été tour à tour des sections épigéniques du Drac et de ses affluents, Gresse surtout. Cette disposition a déjà été bien étudiée (L. MORET et J.DEBELMAS,1959) mais nous en reparlerons ultérieurement, car il ne s'agit pas de véritables épigénies au sens de celles que nous allons voir maintenant. Ce sont différents changements de cours des rivières pendant leur alluvionnement et non pas leur creusement.

La première section épigénique réelle commence à Notre-Dame-de-Commiers, dès l'entrée du Drac dans la zone montagneuse. Une vallée fossile remplie d'alluvions traverse le promontoire sur lequel est bâti le village, son entrée se situant juste à l'amont de la digue,et son tracé court-circuite le Drac par la rive droite. Elle rejoint l'actuelle vallée en amont du replat de Chabotte puis se confond avec elle ensuite.

La vallée fossile passe ensuite rive gauche ou elle sort sous le promontoire du Coin, dans le petit ravin sous la falaise du Trou-des-Murs. Il s'agit, selon toute vraisemblance, d'une portion de l'ancien " Drac de Sinard " dont on n'a eu la révélation que par des études géophysiques. En effet le promontoire du Coin se trouve être l'extrémité nord de la région des plateaux, au milieu de laquelle est édifié le grand barrage de Monteynard dont les études ont grandement précisé et complété les anciennes connaissances sur les épigénies du Drac. C'est là en effet que l'on découvrit pour la première fois les deux cours fossiles.

L'expérience du barrage du Sautet aidant il fut décidé, lors de l'établissement du projet de Monteynard, de faire une étude systématique des berges complétée par une étude géophysique du plateau du Sinard. En effet, si la rive droite ne présentait aucune difficulté par suite de l'affleurement continu du substratum, il n'en était pas de même pour la rive gauche, constituée presque exclusivement par des alluvions descendant fort bas dans la vallée actuelle et dont la retenue allait mouiller une grande surface. Seul le bec rocheux d'Avignonet émerge du plateau alluvial pour fournir l'assise du barrage. Une exploration sismique fut donc entreprise par l'E.D.F. entre Avignonet et la colline de Jurassique moyen de Sinard, pour déterminer les éventuelles zones de passage aquifères. Cette méthode amena la confirmation de l'existence de deux vallées fossiles suggérée par les études géologiques antérieures (J. CROSNIER-LECOMPTE, C. BORDET et P.DUFFAUT, 1953), que leurs auteurs avaient nommées Drac de Cros et Drac de Sinard (fig.60).

Les sondages mécaniques et les travaux de galerie, plus précis que la géophysique, ont permis d'estimer ici la profondeur des anciens talwegs. Elle est subégale, le Drac de Sinard étant un peu plus enfoncé que celui de Cros, et dominant le Drac actuel d'une vingtaine de mètres.

L'examen des courbes de niveau fournies par la sismique (fig.54) permet de se rendre parfaitement compte de l'ordre de succession des deux anciennes vallées. Il est évident que le Drac de Sinard, qui recoupe le Drac de Cros, lui est postérieur. Un autre élément vient plaider dans le même sens, le ruisseau fossile du Péraillier, issu du bassin des Mottes (rive droite), dont le talweg enfoui est aussi parfaitement délimité sur la carte géophysique. On voit à l'évidence que cet ancien affluent va se jeter dans le Drac de Sinard, mais l'important est que le talweg affluent se trouve être, au voisinage du Drac de Cros, plus creusé que ce dernier. Il est donc forcément postérieur, ce qui confirme la première conclusion. D'autres arguments d'ordre stratigraphique viennent étayer cette chronologie. Cet ordre de succession n'est pas celui qu'avaient donné les auteurs cités, d'après des considérations purement morphologiques, mais celui qui découle aussi de l'étude des remplissages (A. LAMBERT et G. MONJUVENT,1968).

Il semble que les deux vallées fossiles sont visibles à leur sortie sous le promontoire du Coin, mais il n'est pas possible de différencier celle du Drac de Cros et celle du Drac de Sinard. Tout au plus peut-on supposer que le talweg

du Trou-des-Murs, qui est manifestement le prolongement de celui de Notre-Dame-de-Commiers , appartient vraisemblablement au Drac de Sinard par le caractère et l'altitude de son remplissage, l'autre qui sort au débouché du ruisseau de Charlet étant celui du Drac de Cros.

Le tracé du Drac de Sinard en amont du Coin apparaît assez simple du moins dans ses grandes lignes, à l'opposé de celui du Drac de Cros . Il resterait constamment sous les plateaux rive gauche, passant sous le hameau de la Terrasse puis entre Sinard et le Mas pour ressortir dans le ravin du Merdaret près de Treffort. Le Drac de Cros, lui, croiserait l'autre sous le hameau du Coin et rejoindrait le cours actuel sous les Silvains. Sa sortie se situe justement dans le ravin du Cros , au N du Château d'Ars puis, décrivant un méandre contournant par l'W le bec d'Avignonet, il rejoindrait le Drac par une entrée à la base du ravin d'Aiguettas sous le hameau du Mas. Plus à l'amont on perd sa trace qui semble se confondre plus ou moins avec le cours actuel jusqu'aux environs de Savel. Il semble que le Drac de Cros contournait par l'E les affleurements rocheux de Savel, mais le Drac de Sinard a vraisemblablement lui aussi pris le même chemin. A partir de là, il ne semble plus possible, en l'absence de données précises, de tracer les deux cours fossiles , à cause notamment de l'obstacle des lacs de barrage. Le Drac de Sinard passe donc rive droite au droit de Treffort, et vient près du versant du Sénepy, rive gauche, de Marcieu à Savel.

Au pont de Savel, le Drac fossile (Cros et Sinard ?) rejoint un court instant le cours actuel puis reparaît rive droite dans la Draye du Bénitier (sortie) jusqu'à la Rivoire, sous Saint-Arey (entrée). Là il traverse rive gauche (les Chaux), passe par les Rives et retrouve le Drac juste en amont du Pont de Cognet. Il décrit un méandre sous le village de Cognet, reste rive droite mais traverse la Roizonne juste en amont du Pont de Ponsonnas, passe sous St-Pierre-de-Méarotz, franchit le ruisseau de Salle au pont de Bas-Beaumont et semble rester rive droite jusque vers Quet. Ici il est possible localement de reconnaître les deux anciens cours toujours rive droite, sans pouvoir cependant les dater. Le cours que nous suivons reste le plus oriental, traverse la Sézia sous la Grange-de-Quet. L'autre cours, que l'on ne suit que sur deux kilomètres, sort à la base de la Combe-de-Savaux et entre dans le ravin sous Quet. En amont et en aval, il semble se confondre avec le cours actuel.

Remontant toujours vers l'amont, nous arrivons à la cuvette du Sautet. Là, deux talwegs fossiles ont été reconnus rive droite, l'un attribué au Drac (celui d'amont), l'autre à la Souloise. Or ces deux anciens cours sont attribuables au Drac seul. En effet nous avons déterminé les anciens tracés de la Souloise, jusqu'ici inconnus, mais nous les traiterons avec les épigénies des affluents. Ces deux anciens Drac rejoignent donc l'actuelle vallée de la Sézia au N de la retenue. Un pointement rocheux nouvellement découvert nous a permis de les situer. C'est le talweg aval qui franchit la Sézia à la Grande-de-Quet ; le talweg amont (responsable des fuites) passant juste sous le hameau du Coin, semble avoir ensuite suivi la Sézia actuelle jusqu'au Drac puis avoir pris le chemin du ravin de Quet. Les deux cours anciens se croiseraient donc ici.

A Corps, ces derniers viennent se confondre avec le Drac. Il est possible cependant que l'un deux soit passé rive gauche, sous le village d'Ambel. L'examen de la feuille géologique Vizille au 80000eme le suggère fortement mais, malheureusement, il est impossible de le vérifier.

A l'amont de Corps, sur une très courte distance (un ou deux kilomètres seulement), les trois tracés se confondent exactement depuis le Serre-du-Merle jusqu'à la partie aval du verrou de Beaufin, matérialisé par l'éperon coté 806,6. Puis le régime des cours fossiles reprend, lesquels ont réussi à contourner la plus grande partie du verrou de Beaufin par le N (rive droite). En effet le défilé de Lapral est creusé en plein cristallin mais un ancien Drac l'évite en décrivant un méandre sous Aspres-les-Corps. Dès le Motty, il est en outre possible de distinguer deux talwegs anciens, toujours rive droite, l'un très proche du Drac actuel, l'autre décrivant un vaste méandre traversant le torrent de Brudour en amont de Cadeton. La Séveraisse le rejoint entre la Broue et le verrou de St-Firmin. De là il reste constamment sur la rive droite jusque vers St-Bonnet . On ne sait d'ailleurs pas si les deux anciens talwegs d'Aspres sont deux Dracs ou simplement le Drac et son affluent Séveraisse. Il semble cependant qu'il s'agisse des deux Dracs fossiles reconnus plus en aval.

Le premier cours a été caractérisé par la géophysique et des forages mécaniques, mais l'examen des berges le faisait clairement ressortir. Le second par contre est connu uniquement par les travaux de terrain. La recherche des affleurements du substratum non portés sur les anciennes cartes a montré qu'il existait une arête rocheuse au niveau de la Naute, enfouie sous les alluvions. Le tracé extérieur du second cours était donc prouvé.

Quant à l'ancien Drac du Champsaur, il est vraisemblable qu'il possède également deux talwegs fossiles. Mais ici la distinction est quasi impossible car le cours actuel est beaucoup moins encaissé qu'en aval ; de plus le Champsaur fut la proie de l'érosion glaciaire qui y creusa un long ombilic, oblitérant ainsi les traces fluviatiles anciennes. Néanmoins on peut être assuré qu'il y avait au moins un ancien tracé en rive droite, d'Aspres à St-Bonnet. La rive gauche ne semble pas avoir été empruntée, sauf méandres locaux possibles entre Beaufin et Pouillardenc, Poligny et le Cros.

La Drac actuel est épigénique au pont de la Guinguette, où il tranche la roche en place. L'ancien cours n'a pu passer rive gauche, mais il avait une large place rive droite, sous le colmatage quaternaire.

La Séveraissette, à son débouché dans le Champsaur, recoupe deux pointements rocheux au Villard et en aval de ce village. Un ancien cours passait donc très certainement entre ces deux affluents. Il rejoignait le Drac actuel à St-Bonnet.

D'autres arguments, notamment géophysiques, viennent confirmer cette étude de terrain. Des profils électriques tracés en travers de la terrasse de Chauffayer ont montré un ancien cours, un peu moins creusé que l'actuel, à l'emplacement supposé (documents E.D.F. Chambéry).

La profondeur des anciens Dracs contournant le verrou de Beaufin est supérieure à celle du Drac actuel. Au pont de Lapral, le Drac coule à 769 m sur le socle, le talweg fossile plonge jusqu'à la cote 700, reconnue par sondage et géophysique. On pourrait penser qu'il y a surcreusement d'origine glaciaire.C 'est peut être en partie vrai, mais ce n'est pas certain.

En effet, au barrage du Sautet même, le Drac coule dans le Jurassique à la cote 630 environ ; or il n'y a que 5 à 6 km du Sautet à Lapral, ce qui fait une pente de talweg déjà considérable et supprime ainsi la probabilité de surcreusement. Le Drac actuel entame le cristallin du verrou de Beaufin, le houiller conglomératique et les spilites, toutes roches extrêmement résistantes. Au contraire, le Drac ancien a évité cette difficulté en restant dans le Lias, roche beaucoup plus facilement érodable. On voit d'ailleurs bien que le Drac est stoppé aujourd'hui dans son creusement par cette épigénie de Beaufin. En témoignent l'impressionnante rupture de pente entre ce point et le Sautet (fig.22) et l'alluvionnement du Champsaur , en amont.

L'ancien cours d'Aspres-les-Corps réunit vraisemblablement, localement, les deux talwegs anciens sur le même tracé. L'érosion interglaciaire a donc pu s'y poursuivre pendant une longue durée, sans commune mesure avec l'érosion post-glaciaire du Drac actuel.

Enfin les glaciers ne semblent pas avoir été en mesure de surcreuser à cet endroit. En effet, on voit partout dans le bassin d'Aspres une série de pointements rocheux (Lias), notamment dans le talweg du Brudour, très rapprochés (quelques centaines de m), attestant que le substratum n'a pas été fortement érodé. Ce sont donc les eaux qui ont creusé l'ancien Drac d'Aspres. Mais on pourrait dire que ce sont les eaux sous-glaciaires.

Effectivement cela est possible, mais la preuve en est difficile. Comme, d'autre part, le cours épigénique actuel, fortement imprimé dans le substratum, ne doit rien à un tel mécanisme d'érosion, il n'est pas extraordinaire de penser qu'il en est de même ici. Mais même en tenant compte d'une éventuelle érosion sous-glaciaire, l'hypothèse interglaciaire n'a rien d'invraisemblable et peut parfaitement s'expliquer.

En amont de St-Bonnet, plus aucun cours ancien n'est décelable. Il faut arriver à Pont-du-Fossé, à l'entrée du Haut-Champsaur, pour trouver une dernière épigénie. Le Drac coule dans un défilé (verrou rocheux) laissant au N un large espace alluvial où un autre cours aurait eu toute la place de s'étaler. Mais ici l'influence glaciaire est trop proche pour que l'on puisse parler d'un cours interglaciaire. Nous pouvons le supposer avec vraisemblance, mais non le prouver. Le cas est le même dans la plaine de Grenoble.

Ainsi nous avons vu l'épigénie continuelle du cours du Drac depuis son confluent presque jusqu'à sa source, sur une centaine de kilomètres. Nous avons délimité le plus précisément possible les deux talwegs fossiles interglaciaires Mindel-Riss et Riss-Würm. Il reste à voir les épigénies, remarquables, des affluents.

III.2.2. ANCIENS COURS AFFLUENTS.

Le premier affluent du Drac, la Gresse, semble être en position épigénique en amont du moulin du Perron, dans le bassin de St-Guillaume, où elle entame le versant jurassique jusqu'au pont de Mendrant. Mais sous l'épais matelas morainique du plateau de Bonnotaire, il n'a pas été possible de distinguer les anciens cours, non plus que ceux, probables, du Fanjaret.

L'Ebron qui draîne le Trièves a, par contre, un tracé presque entièrement épigénique. Cela commence dès le confluent du Drac, à Savel, où l'on peut distinguer deux sorties fossiles. Le premier cours ancien est situé sous la Condamine, à la pointe du confluent rive gauche du Drac ; le second, plus en retrait, est recoupé par l'Ebron lui-même environ 500 m à l'aval du pont de Brion. Les enfoncements légèrement différents indiqueraient, sous toute réserve, que ce dernier serait le plus ancien. Mais, dès l'amont, on ne peut plus les distinguer. Cependant ces talwegs fossiles sont localisés à l'E de l'Ebron actuel (rive droite) où ils passent sous le plateau de Lavars. Ensuite il est certain que l'un d'eux passe exactement entre l'usine électrique de Parassat et le hameau des Combes où ont été repérés des affleurements rocheux. Il est possible aussi qu'un second passe à l'E du pont de Parassat, où il est recoupé par le ravin du Merdaret, mais il peut s'agir aussi d'un ancien tracé de ce dernier.

Puis c'est le confluent de la Vanne, qui vient de Mens, aux Merlons. Là, un ancien cours de la Vanne est situé rive droite où elle rejoint l'Ebron à l'E du pont du Sandon. Cette dernière est franchie par le cours actuel en amont du pont de Prébois où, plus en amont encore, se trouve l'épigénie déjà connue du tunnel de la route Clelles-Mens. De là la Vanne fossile se maintient rive gauche non sans recevoir des affluents fossiles du ruisseau de Serron et de celui de Mens. En amont enfin on peut distinguer encore un ancien cours, rive droite, de St-Baudille-et-Pipet à Longueville, puis rive gauche.

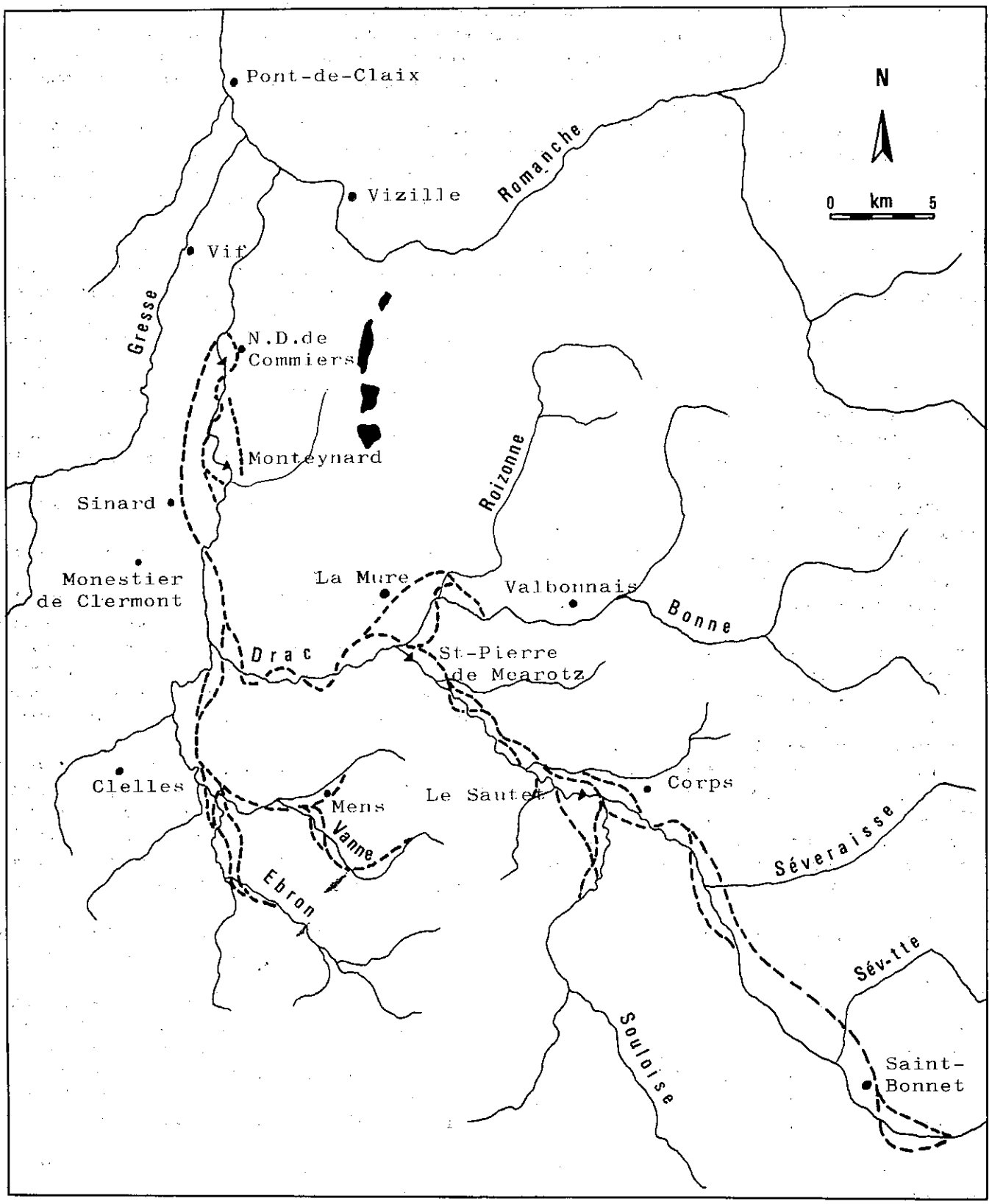


Fig.61. ANCIENS COURS (FOSSILES) DU DRAC ET DE SES AFFLUENTS (tiretés).

Cependant l'épigénie de l'Ebron continue. Deux cours fossiles existent sous la terrasse de Prébois : l'un à l'W, qui vient du Merdaret, traverse l'Ebron actuel aux Girards, vient passer juste à l'E de la magnifique section épigénique actuelle du moulin de Rocourt, creusée dans les Terres Noires, d'où elle rejoint à peu près le tracé actuel ; le second, plus à l'E, a sa sortie aux Merlons, près du confluent Vanne-Ebron, et son entrée 1 km environ en amont du moulin de Rocourt. De là l'Ebron pénètre dans le domaine montagneux du Dévoluy où, canalisé, il a toujours suivi sensiblement le même chemin.

A l'instar de la Vanne, il est certain que tous les autres cours d'eau du Trièves ont des tracés actuellement plus ou moins épigéniques. On s'en rend bien compte lorsque l'on voit les talwegs actuels trancher successivement la roche en place qui forme des bosses plus ou moins élevées puis le remplissage quaternaire qui occupe la plus grande partie de l'espace restant. Mais l'apparition sporadique des masses rocheuses isolées ne permet pas de reconstituer avec précision l'ancien (ou les anciens) réseaux de cette région.

Remontant toujours le Drac, nous arrivons à la Bonne. On connaît avec certitude un cours fossile qui se jetait dans l'ancien Drac en amont du pont-de-Ponsonnas, décrivant un méandre sous le plateau de St-Pierre-de-Méarotz, passant légèrement en amont de Pont-Haut où il est recoupé par la Bonne actuelle. Ici l'affaire se complique avec le confluent Bonne-Roizonne. Un ancien cours de la Roizonne joignait Pont-Haut au moulin de Parassa par la rive droite avant de traverser la rivière et de rejoindre le cours actuel un peu en amont, dans la région de Siévoz-le-Haut. Quant à la Bonne, on connaît avec certitude l'un de ses tracés, joignant Parassa au cours actuel vers Malbuisson, et peut-être un autre un peu plus au S, débouchant juste en amont du confluent où il semble y avoir une sortie, malheureusement masquée par des éboulis.

Plus en amont ces deux torrents entrent dans leurs domaines montagneux où il n'y a plus d'épigénie. Comme pour le Drac moyen, on ne connaît avec certitude qu'un tracé ancien de la Bonne entre Pont-Haut et le pont de Ponsonnas, déjà bien délimité par P.LORY.

Cependant il est certain qu'il en existe un autre, rive droite, sous les grandes accumulations glaciaires du plateau de la Mure, rejoignant le cours d'eau principal vers Cognet.

Du confluent de la Bonne à la Souloise, il ne semble pas que l'on puisse repérer des anciens cours des ruisseaux de la Salle, du Claret ou de la Sézia, beaucoup trop empâtés de dépôts argileux dont les glissements masquent la presque totalité des versants. Mais en approchant du Sautet il est possible d'observer un ancien cours d'un affluent local, le ruisseau de la Croix-de-la-Pigne, rive gauche, partant sous le hameau des Pélissiers et aboutissant au Drac au N du hameau des Gachets, où il se trouve assez fortement suspendu (une vingtaine de m au moins) au-dessus du talweg actuel. Cela s'explique si l'on sait que, outre le faible débit de ce torrent local, la section du Drac où il se jette est commune à deux tracés épigéniques successifs. Une autre hypothèse serait que le cours ancien de la Pigne aboutisse dans l'ancien Drac de la Grange-de-Quet, c'est-à-dire plus loin à l'E, mais cette dernière est invérifiable à l'heure actuelle.

Les seules grandes épigénies restantes sont donc celles de la Souloise. Le tracé de cette rivière est entièrement épigénique depuis sa sortie du Dévoluy en aval de la Posterle. P.LORY pensait que la vallée fossile , prolongeant le cours actuel, entaillait le versant droit de la retenue du Sautet en amont du barrage avant de rejoindre l'ancien Drac , hypothèse reprise par M. GIGNOUX et L. MORET (1952, fig. 81, p. 321). Mais nous avons vu que ce n'était pas le cas, les remplissages des deux vallées enfouies de la rive droite du Sautet étant uniquement dracquois (A.LAMBERT et G. MONJUVENT ,1968). Les paléo-cours de la Souloise sont ailleurs, rive gauche, sous les terrasses de Pellafol.

L'un deux suit de près le talweg actuel. Partant un peu en amont du pont-du-Mas , il passe exactement sous la Javergne entre deux affleurements rocheux que nous avons repérés, et rejoint l'ancien Drac juste en amont du Sautet.

L'autre part de plus loin, dès l'aval du verrou de la Posterle, s'enfonce plus à l'W, passe sous les hameaux des Payas, des Moras et va rejoindre le Drac en amont du confluent du ruisseau de la Croix-de-la-Pigne. Nous sommes certain qu'il s'agit bien de cours anciens de la Souloise et non du Drac car les alluvions remplissant ces talwegs sont, même au-dessus du cañon actuel du Drac au Sautet, constituées uniquement par des calcaires du Dévoluy. La nature et la stratigraphie de ces alluvions que nous étudierons ultérieurement nous donne même l'ordre de succession des deux cours. Le plus ancien est la Souloise des Payas à l'W, Mindel-Riss, la Souloise de Pellafol-la Javergne étant donc Riss-Würm.

Dans le Champsaur enfin, l'épigénie de la basse-Séveraisse et de la basse-Séveraissette est certaine, mais les remplissages quaternaires sont tels qu'il n'est pas possible de les reconnaître par la simple exploration géologique, le tout étant compliqué par le fait des érosions glaciaires.

Le phénomène de l'épigénie prend donc une dimension grandiose dans le bassin du Drac. On trouvera peut-être audacieux d'avoir rapporté aux deux précédents interglaciaires les réseaux anciens, fait qui n'avait été envisagé, et encore prudemment, que pour le Riss-Würm. De même l'évolution quasi identique des trois réseaux, du moins en ce qui concerne leur enfoncement, a de quoi surprendre. Pourtant elle rejoint les conclusions de l'étude morpho-

logique théorique du bassin au Villafranchien, ainsi que l'étude de la morphologie glaciaire des vallées montagnardes. Cependant nos arguments ne sont pas épuisés ; il en existe d'autres, stratigraphiques et physiques, que nous exposerons le moment venu.

III.3. LES EXTENSIONS GLACIAIRES DANS LE BASSIN DU DRAC.

On sait maintenant que le glacier du Drac n'a pas dépassé le Champsaur au Würm, et que la plus grande partie des dépôts du Trièves et du Beaumont ne sont nullement glaciaires mais lacustres. On y connaît aussi d'anciens dépôts glaciaires très élevés. P.LORY et les autres auteurs ne signalaient comme témoins de glaciations anciennes que des galets alpins et blocs (cristallins)repris dans des formations würmiennes locales, opinion encore admise par F. BOURDIER (1962). Effectivement de tels blocs et cailloux sont présents à peu près partout dans toutes les formations et à des altitudes diverses, toujours très sporadiquement. Au demeurant, sachant qu'il y avait eu au moins deux sinon trois extensions glaciaires dans le piedmont, il était légitime de supposer qu'il en avait été de même dans la montagne.

Mais une observation capitale de A. ALLIX (1914) avait été négligée, aussi bien par cet auteur que par ses devanciers et successeurs : la présence d'une moraine alpine typique au fond du Trièves, dans le bassin d'Esparron, sur le Serre du Cotet, à l'altitude 1307 m. Nous avons nous même retrouvé cet affleurement avant d'apprendre qu'il avait déjà été signalé cinquante ans auparavant. D'autres résidus très limités et blocs cristallins avaient été relevés sur le Conest et le Sénépi à une altitude supérieure à 1100 m (J.SARROT-REYNAULD,1961). Des galets cristallins ont été ramassés dans la grotte Vallier, qui s'ouvre sous la falaise du Moucherotte à l'altitude exacte de 1500 m , par A.BOCQUET (Grenoble). Enfin, nous avons trouvé une série de blocs anguleux d'amphibolites sur la colline de Château-Méa dans le bassin de Tréminis, au Nord du Dévoluy. Cherchant à préciser cette observation, nous avons fini par découvrir une moraine de fond alpine typique, à matrice argileuse abondante, galets striés de Lias et blocs cristallins anguleux à la base même de ce relief résiduel. Cette observation fondamentale prouve non seulement que les glaciers anciens sont venus dans les dépressions périphériques des massifs subalpins, mais encore que ces dernières étaient déjà aussi creusées qu'aujourd'hui. Nous rejoignons s ainsi nos conclusions concernant les réseaux préwürmiens du Drac et de ses affluents. Enfin d'autres blocs de natures diverses mais toujours étrangers (spilites, grès du Champsaur, quartz , marbres, etc..) ont été retrouvés en Dévoluy, notamment sur les cols dominant le Champsaur et le seuil Bayard à une altitude supérieure à 1500 m, et catalogués par D. MARTIN (1926) . C'est, actuellement, à peu près tout ce que l'on sait des véritables dépôts glaciaires antérieurs au Würm dans la région du Drac.

Ayant épuisé les méthodes directes d'observation, il reste les méthodes indirectes, de reconstitution, susceptibles de renseigner utilement sur les extensions possibles des glaciations dans le domaine étudié. Pour cela, existent deux moyens que nous avons déjà employés par ailleurs : la construction graphique de la surface des glaciers lors des différents maxima, la comparaison des caractéristiques morphométriques (ou physiques) des bassins-versants ayant nourri et contenu des glaciers (M. GIDON et G. MONJUVENT,1969). Mais, avant de les mettre en oeuvre, il faut justifier leur intérêt.

III.3.1. CONSTRUCTION GRAPHIQUE DE LA SURFACE DES GLACIERS.

Les études glaciologiques ont conduit à définir la glace comme un corps visqueux qui, en l'absence de toutes contraintes,prend un profil d'équilibre résultant d'une part de ses caractéristiques physiques, d'autre part du bilan accroissement-ablation. Il en résulte qu'une masse donnée de glace (de préférence de grandes dimensions) reposant sur une base horizontale ou subhorizontale présentera un profil transversal théoriquement symétrique et suivant une loi approchée où l'épaisseur moyenne est une fonction de la distance au front, exprimée par la relation simple $h = \sqrt{20\ x}$ dans laquelle h est la hauteur de glace en un point situé à une distance x du front (le tout exprimé en m).

Or cette formule est valable aussi pour les glaciers de vallée en première approximation (L.LLIBOUTRY ,1965, t.II, p. 685). Il est bien sûr hors de question de définir le niveau des glaciers au mètre près (encore que cela soit théoriquement possible), mais il est légitime d'en faire des comparaisons en se plaçant toujours dans des conditions identiques. Pour cela il suffit de connaître le front des différents appareils ainsi que la base (ou le fond d'auge) sur laquelle ils se déplaçaient. Or on connaît ces deux facteurs.

Le front würmien du glacier du Rhône par exemple est bien localisé (amphithéâtre des moraines internes), moins celui du glacier de l'Isère, mais nous repérons sa région terminale à peu de chose près. De même le front des moraines externes est connu. La difficulté commence lorsque l'on doit les dater. Appartiennent-elles au Riss ou au Mindel ? Il semble que la question ne soit pas encore tranchée, mais peu importe, nous connaissons l'extension maximale des glaciers. Dans le domaine de l'Isère le front rissien est classiquement représenté par les moraines de Faramans-Beaufort en Bièvre-Valloire. On sait que le glacier mindelien est allé plus loin (moraine de Tourdan), sans

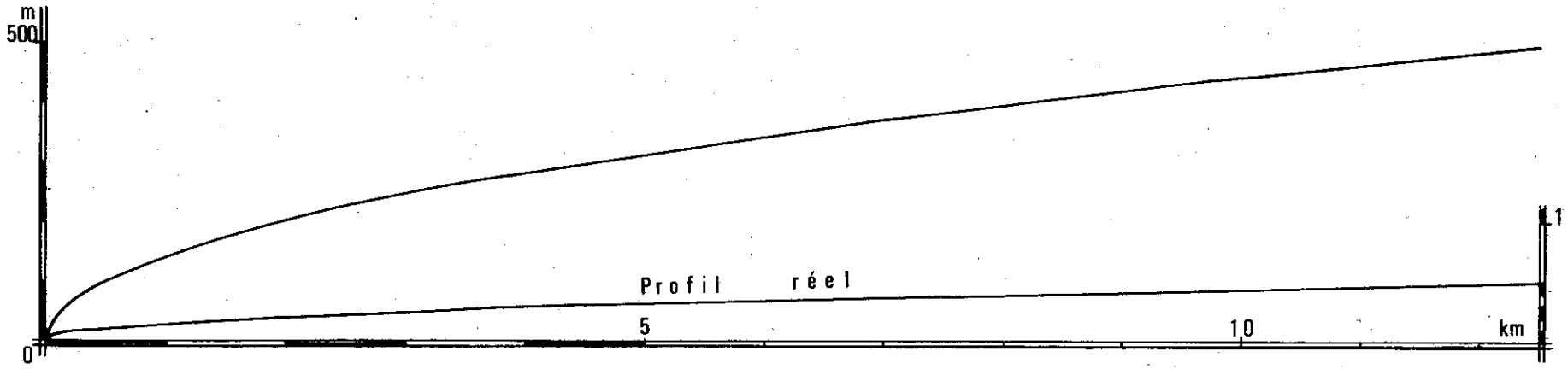


Fig.62a. PROFIL THEORIQUE D'UN GLACIER EN EQUILIBRE ($Y = \sqrt{20x}$).

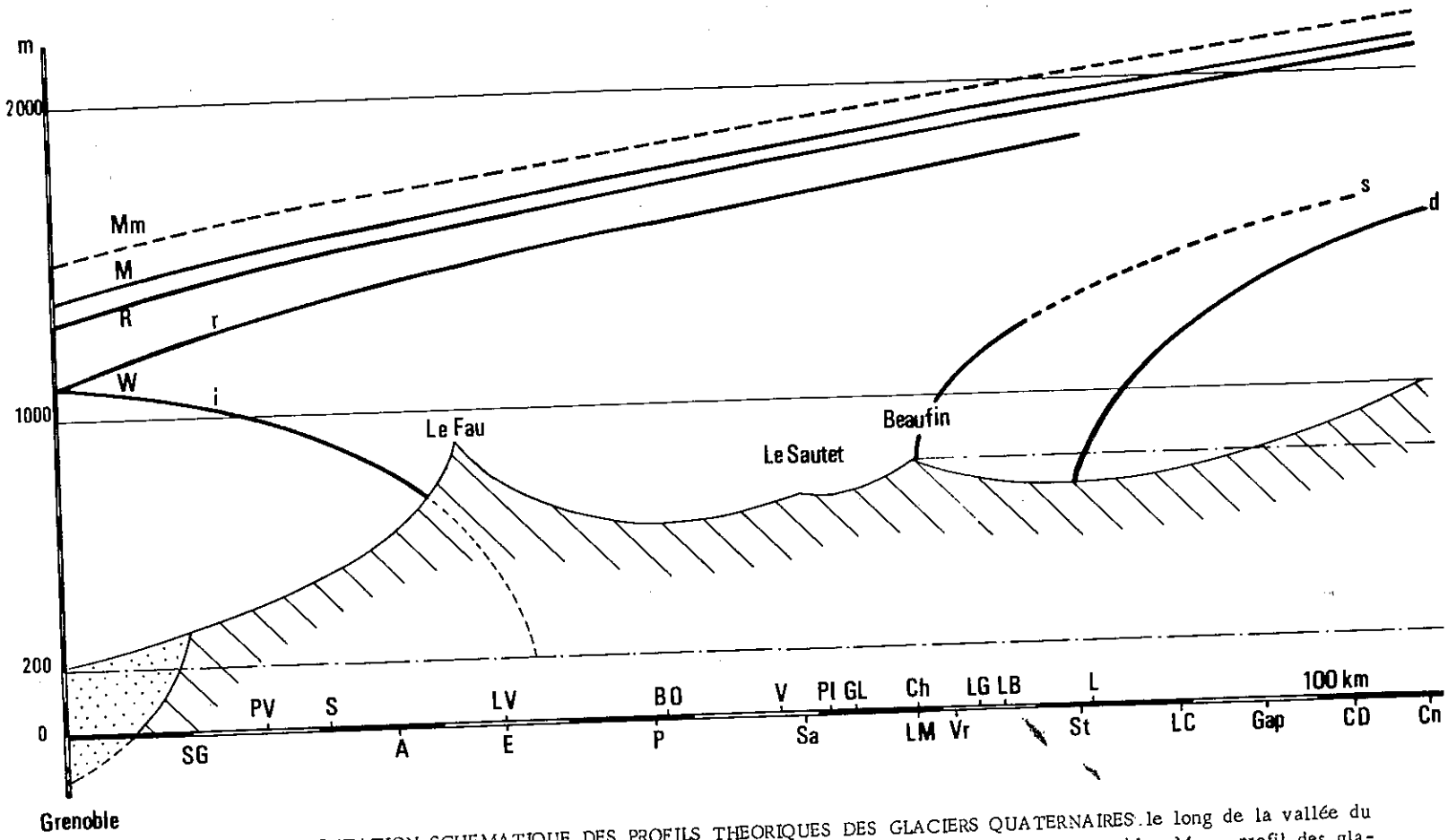


Fig.62b. REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES PROFILS THEORIQUES DES GLACIERS QUATERNAIRES le long de la vallée du Drac. En hachures, profil du fond de vallée. Pointillés : remplissage de l'ombilic de Grenoble, Mm : profil des glaciers du stade du maximum (?), M : profil des glaciers du Mindel, R : profil des glaciers du Riss, W : profil des glaciers du Würm (r : Romanche, i : Isère, s : Séveraisse, d : Drac).
Aux maximums, Mindel et Riss, la nappe de glace est continue. Au Würm, par contre, n'existent que des langues glaciaires délimitant un vaste secteur libre, de Beaufin au col du Fau.
P.V. : Péage de Vizille, S : Séchilienne, LV : La Véna, BO : Bourg d'Oisans, V : confluent du Vénéon : PL : Plan-du-Lac, GL : glacier de Lanchâtra, CH : Champhorent, LG : La Grave, LB : La Bérarde, L : Lautaret, SG : St-Georges-de-Commiers, A : Avignonet, E : Confluent Ebron, P : Ponsonnas, SA : La Sautet, LM : Le Motty, Vr : Valgaudemar, St : Séveraissette, LC : Le Cros, CD : Confluent Dracs, Cn : Champoléon.

plus de précisions. La vallée de l'Isère, malheureusement, est exempte de toute moraine frontale, mais on peut y localiser avec une assez grande précision l'avancée maxima du glacier würmien (moraines du Château de Cumane, M. GIDON, G. MONJUVENT et E. STEINFATT, 1969).

En ce qui concerne la base des glaciers (ou le fond d'auge), il n'y a aucune difficulté ni à l'extérieur ni à l'intérieur des Alpes.

A l'extérieur le substratum de la Bièvre-Valloire est suffisamment connu. On sait que les fonds d'auge mindélien, rissien et würmien y sont très peu emboîtés les uns dans les autres, à tel point que l'on peut négliger les minimes différences possibles (quelques mètres). Il en est de même dans la vallée de l'Isère où nous connaissons seulement le substratum molassique des diverses terrasses d'origine glaciaire, peu différent du substratum des glaciers.

A l'intérieur, c'est le domaine des surcreusements (ombilic de Moirans, cluse de Grenoble, ombilic de Grenoble, Grésivaudan). Là, le plancher rocheux peut-être théoriquement assimilé à un plan horizontal (surface de glissement des glaciers au niveau de la partie supérieure du " verrou " de Rovon à la sortie de l'ombilic de Moirans, altitude 200m). Dans la vallée du Drac enfin nous le connaissons bien, fort peu différent lors des diverses glaciations, à l'instar des creusements interglaciaires dont la subégalité répond à celle des cours d'eau extra-alpins. Tous les facteurs sont donc connus avec une approximation suffisante, étant donné que les erreurs d'estimation sont inférieures à celles découlant de la formule approchée. Il ne reste plus qu'à construire les profils des appareils lors des différentes glaciations.

Auparavant, nous devons souligner que, dans les régions où il existe un grand développement des moraines latérales qui matérialisent sur le terrain la marge superficielle des glaciers (Voiron, Gap) , nous avons obtenu une remarquable concordance entre les profils observés et les profils construits, ce qui suffit à démontrer la validité de la méthode (. M. GIDON, G.MONJUVENT,et E. STEINFATT , 1968).

Dans la cuvette de Grenoble et dans le Grésivaudan, nous disposons par bonheur de vastes constructions morainiques latérales du glacier de l'Isère (moraines des Guillets et du Peuil-de-Claix sur le Vercors, des Seiglières le long de Belledonne), qui ont toujours été considérées comme les moraines du maximum de Würm. Nous allons pouvoir vérifier si cette opinion est fondée, en partant du front würmien connu à la sortie des chaînes subalpines.

Le front du glacier würmien de l'Isère, bien que non matérialisé par des moraines terminales, peut cependant être déterminé avec une précision suffisante grâce aux moraines latérales proches du Château de Cumane et aux résidus morainiques des environs de Rovon. Là, la molasse affleure dans les berges de l'Isère à l'altitude de 200m, qui nous donnera le niveau du fond d'auge glaciaire.

Du pont du Trellins au Grésivaudan et à la Combe de Savoie, nulle part le plancher rocheux n'affleure plus dans la vallée. Partout des sondages ont montré que le fond d'auge se situait loin en-dessous de la cote 200 (NGF). Côté Drac il en est de même : le substratum n'apparaît dans le bas-Drac qu'à la gare de St-Georges-de-Commiers, dans la basse-Gresse qu'en amont des Saillants-du-Gua. On peut donc considérer que dans toute cette région surcreusée le glacier alpin s'est comporté au moins comme s'il avait une base horizontale , c'est-à-dire qu'il répond aux conditions théoriques dans lesquelles s'applique la formule. Cette base horizontale peut être visualisée par le plan théorique de cote 200 m, altitude du plancher molassique de Rovon, pour le glacier würmien. Pour les glaciers plus anciens, Riss et Mindel, les conditions sont les mêmes dans toute la section surcreusée qui l'était également lors de leurs plus grandes extensions. Seule l'altitude du seuil de Rovon était différente à ces époques. Ainsi, compte tenu des affleurements molassiques sous les terrasses anciennes, on peut estimer ce seuil à 250 m pour le Riss, 300 m pour le Mindel ; ce sont en effet ces seuils qui vont commander la géométrie superficielle des différents glaciers, par l'épaisseur de glace qu'ils règlent et dont est fonction la longueur de ces glaciers en aval.

III.3.1.1. Le Würm : De Rovon au centre de l'ombilic de Grenoble (au S de la ville), il y a exactement 40 km. La formule nous donne une épaisseur de glace de 900 m au dessus du plan de base. Ce dernier étant à 200 m, la surface du glacier würmien à Grenoble était donc à l'altitude 1100 m. Or cette altitude calculée est la même, à quelques mètres près, que celle des moraines latérales des Guillets et des Seiglières-Belledonne, attribuées au maximum de Würm. Plus en amont dans le Grésivaudan, la surface du glacier ne faisait que croître suivant la même loi ; en aval de Vizille, le glacier de la Romanche se soudait avec celui de l'Isère, obéissant aussi à des impératifs analogues (fig.62). Dans le bas-Drac, ces deux glaciers réunis envoyaient un diverticule qui ne rejoignait aucun glacier du Drac, ce dernier étant confiné en Champsaur. Jusqu'ou ce glacier isérois remontait-il en direction du Trièves ?

Nous avons déjà exposé dans la seconde partie pourquoi c'est le glacier de l'Isère surtout, et non celui de la Romanche seul comme on le croyait autrefois, qui venait obturer le débouché du Drac ; nous en apporterons ultérieurement des preuves complémentaires. Classiquement donc, et pour diverses raisons que nous verrons, la limite du glacier remontant de la Romanche était supposée à l'aval de N.D.-de-Commiers (M. GIGNOUX et L. MORET, 1962). Il nous a semblé que la méthode graphique pourrait apporter des vues nouvelles sur cette question.

Il suffit de regarder une carte pour s'apercevoir que la basse-Gresse en amont de Vif s'ouvre beaucoup plus largement sur la plaine de Grenoble que le bas-Drac, ce qui est paradoxal de prime abord étant donné la dispro-

portion des deux cours d'eau, le Drac est au moins 20 à 30 fois plus puissant que la Gresse. Mais la basse-Gresse s'offrait très favorablement à l'envahissement par le glacier isérois, d'autant plus que le glacier local ne débordait pas son haut bassin du Vercors. On en a la preuve directe par les grandes masses de moraine à métériel isérois du bassin de St-Guillaume.

Donc la construction de la surface du glacier isérois et du profil du substratum nous a conduit à la conclusion que le glacier würmien remontait la basse-Gresse jusqu'aux environs de St-Paul-les-Monestier, au pied du col de Fau, qui ne fut pas franchi à cette époque (fig. 63 a). De fait, de la moraine iséroise typique existe dans cette localité. L'action érosive remontante du glacier würmien et des glaces plus anciennes explique donc parfaitement l'élargissement extraordinaire de la basse-Gresse (voir carte Vif au 50 000e).

C'est la même chose pour le bas-Drac (fig. 63b). Dans cette vallée, la théorie montre que le glacier isérois est remonté de 30 km depuis Grenoble jusque vers Treffort, c'est-à-dire 12 km en amont de la limité précédemment supposée.

Or là, les observations de terrain ne vérifient pas entièrement la théorie. En effet on ne peut trouver de moraine typique sur les plateaux au S de Sinard. Un écart de 3 km existe entre les deux méthodes. Mais il n'y a pas discordance, le moindre développement du glacier dans le bas-Drac s'explique si l'on tient compte qu'il a dû s'insinuer dans un couloir très étroit entre le Conest et la ride jurassique de la Cluze, des effets de versant amènant un rétrécissement de la langue donc une diminution importante du volume de glace et, par suite, une diminution (modeste) de la longueur. Cependant ces données ne sont pas, en l'état actuel des choses, mesurables.

On en retiendra donc que l'observation vérifie la théorie, aux irrégularités (dues à la configuration du terrain) près.

Cette méthode doit permettre également de connaître le niveau des glaciers dans les vallées internes des Alpes, et notamment dans celles de la Romanche et du Vénéon. Pour cela, nous disposons des références suivantes :

- d'une part le niveau général des glaces dans la cuvette de Grenoble qui donne par conséquent celui du glacier confluent de la Romanche,
- d'autre part le profil longitudinal des talwegs actuels de ces vallées, très peu différents (sinon semblables) de ceux des interglaciaires précédents.

Mais la méthode peut s'appliquer des deux façons : soit admettre que la surface des glaciers intérieurs obéissait aux mêmes lois que celui du Grésivaudan, ce qui revient à faire abstraction des talwegs connus pour choisir la référence du plan de base d'altitude 200 m ; soit postuler que la formule ne donne que l'épaisseur de glace en chaque point, l'altitude et l'allure de la surface du glacier étant alors aussi fonction du profil du talweg (fond d'auge).

De toutes façons, il est hors de doute que la surface réelle des glaciers se situait dans cette fourchette, une branche donnant l'hypothèse minimale (ou basse), l'autre l'hypothèse maximale (ou haute).

Dans l'hypothèse basse, le glacier würmien de la Romanche a un profil que nous avons représenté fig. 62 ; on suit l'accroissement régulier du niveau de 1100 m à Grenoble jusqu'à 1820 m au pied du col du Lautaret (2058). Il est intéressant de voir quelles en sont les implications théoriques sur les transfluences et diffluences, notamment la Matheysine où nous avons la matérialisation de plusieurs fronts glaciaires successifs (moraines terminales retenant les quatre lacs).

La surface de la glace est à 1310 m d'altitude en face de la diffluence. Compte tenu de la cote du substratum à Laffrey (930m), cela donne une épaisseur de glace de 380 m. On peut considérer une langue diffluente comme un glacier élémentaire, isolé, ayant ses caractéristiques propres et suivant la loi générale. Dans ces conditions une épaisseur de 380 m confère à ce diverticule une longueur de 7 km environ. Si nous reportons cette distance sur la carte, elle conduit à la moraine frontale qui ferme au S le lac de Pierre-Châtel (fig. 63 c). Aucune autre moraine frontale de la Romanche n'existe au-delà dans la Matheysine. On constate une fois encore la correspondance de la théorie avec l'observation.

Puisqu'en face s'ouvre la diffluence de Luitel (1253 m). A ce niveau, le glacier est à 1350 m. Il y a donc une épaisseur de 100 m de glace qui, au maximum de Würm, implique l'existence d'un diverticule long seulement de 500 à 1000 m. Et, de fait, on ne constate aucun débordement de la glace romanchoise au-delà du lac situé à 700-800 m du col.

La diffluence d'Ornon est intéressante à analyser également au Würm. A son débouché dans l'ombilic de Bourg-d'Oisans, le glacier romanchois culmine à 1560 m. Cela lui donne une épaisseur active de 860 m (par rapport au niveau 700 m de la Véna, en aval). Dans ces conditions, au col (1300 m pour le substratum) cela donne une épaisseur de glace de 350-360 m. Le glacier diffluent, par conséquent, avait une longueur de 6 km. Or, 6 km en aval du col, on constate l'existence non d'une moraine frontale comme en Matheysine mais d'un verrou barrant la vallée en aval des Daurens, le verrou des Issartons. C'est contre ce verrou qu'est venu mourir le front du glacier diffluent d'Ornon (fig. 64).

En face de Séchilienne s'ouvre la diffluence de la Morte (1346 m). Nous avons déjà souligné son antiquité, déduite seulement des études morphologiques. Or, à Séchilienne, la surface du glacier était à 1350m, c'est-à-dire

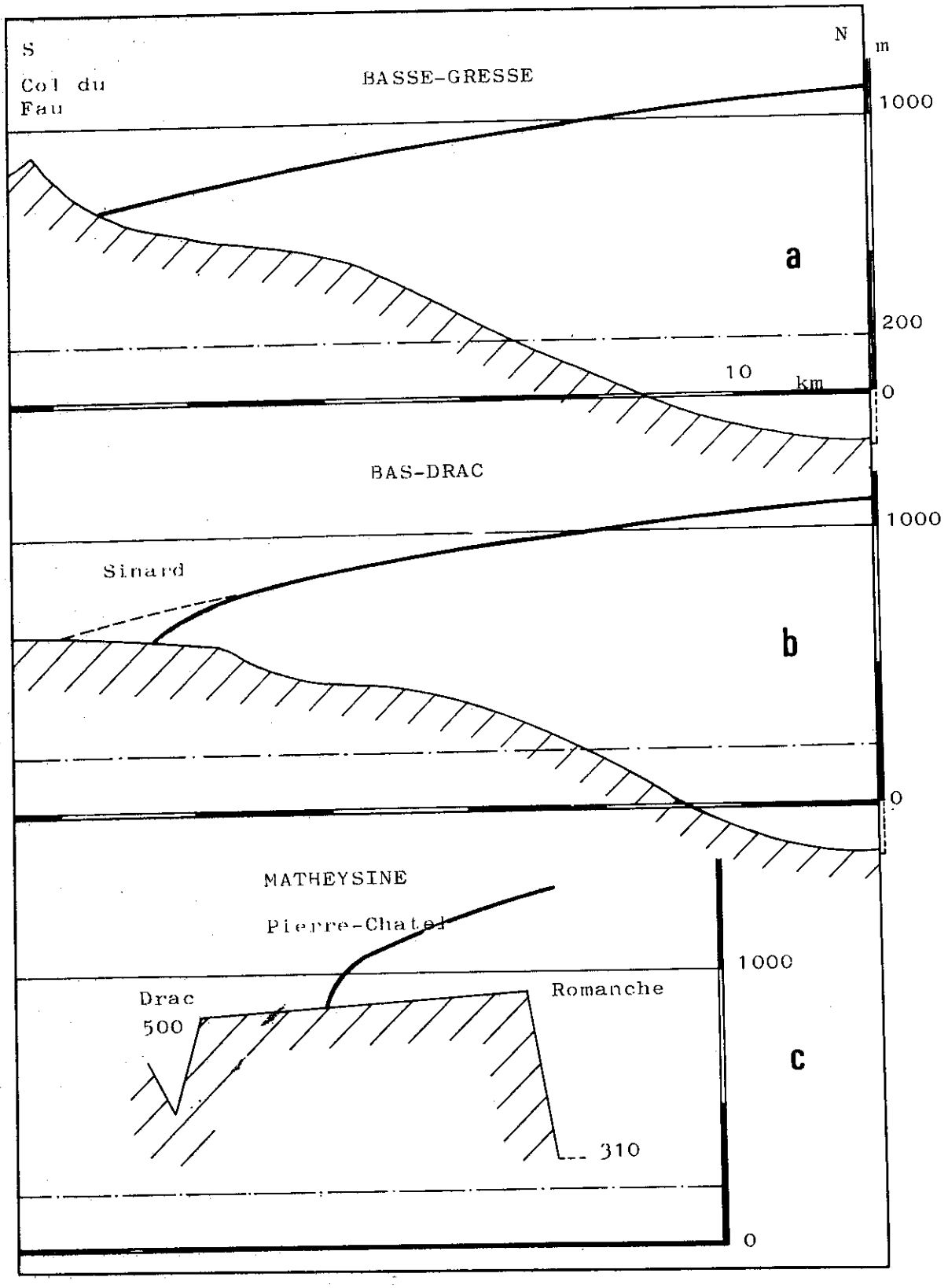


Fig. 63. PROFIL THEORIQUE ET SCHEMATIQUE DU GLACIER WURMIEN DE L'ISERE, dans la Basse-Gresse (a) et le bas-Drac (b). En hachures, le profil actuel du substratum avec sa couverture quaternaire.
c : Profil théorique et schématique du lobe diffluent du glacier würmien de la Romanche en Matheysine.

que ce dernier affleurait juste la vallée morte, suffisamment pour laisser passer ses eaux de fonte mais non pour y exercer une action érosive. Le glacier würmien s'est très peu engagé dans cette diffluence et, de fait, on n'y connaît aucune moraine frontale si ce n'est celle des Souillets située immédiatement à l'entrée de la vallée.

Reste la transfluence de l'Alpe-de-Venosc. A Venosc même le glacier du Vénéon (qui devient ici le glacier principal), doit avoir sa surface à 1640 m. Or le sommet de la transfluence est à 1652 m, légèrement surélevé par des cônes de déjection locaux et des tourbières post-glaciaires. Les glaciers n'ont donc fait qu'effleurer la transfluence qui est de formation plus ancienne comme nous l'avons déjà signalé. Et on n'y trouve en réalité aucune moraine frontale ou latérale qui se serait certainement conservée dans ces conditions exceptionnellement favorables.

Bien que située à l'extrême N-W de notre région la diffluence de Lans doit être examinée aussi. Au niveau de St-Nizier, le glacier würmien recouvre juste le plateau des Guillets, en-dessous de 1100 m. Au niveau du Bas-Furon, il a encore une altitude de 1050 m environ, qui lui permet d'envoyer une langue vers Engins, sans atteindre le col de Jaume (1004 m). Il n'en reste pas moins que la vallée du Furon est obturée et que toutes les eaux de fonte des glaciers locaux de Villard-de-Lans et de Corrençon, augmentées de celles de la rive gauche du glacier isérois, n'ont plus de sortie que par la vallée de la Bourne vers la basse-Isère. Le problème a déjà été évoqué, mais le fait que la diffluence n'ait pu pénétrer sur le plateau explique amplement le fait que l'on n'y trouve aucun témoin des glaciers alpins.

La concordance des observations avec la théorie montre à l'évidence que notre hypothèse basse doit être la bonne. Il reste à en examiner les implications concernant les cols non diffluents et aussi à confronter les observations avec l'hypothèse haute.

Aucun problème ne se pose avec le col de la Croix-Haute qui ne saurait avoir été franchi au Würm. Pour le col Bayard, la question a déjà été examinée par ailleurs (M. GIDON et G. MONJUVENT,1969).

Les deux seuls cols qui restent à examiner sont le groupe Glandon - Croix-de-Fer et le Lautaret, le col du Festre étant une biffluence locale au Würm comme aux autres périodes glaciaires.

Au niveau du Glandon (1908m), la surface théorique du glacier est à 1700 m, soit 200m plus bas. Au Lautaret (2058 m), à 1820 m, 240 m en-dessous. Ces chiffres justifient pleinement les conclusions que nous avons tirées de leur étude morphologique, à savoir que ces cols n'avaient pas été diffluents au Würm.

Si maintenant nous envisageons l'hypothèse haute, nous obtenons un profil assez différent, beaucoup plus élevé que le précédent , surtout dans les régions montagneuses centrales. Voyons ses implications dans les différentes régions déjà vues, sauf dans le Val-de-Lans où rien ne modifie le schéma précédent.

En Matheysine, le glacier aurait sa surface à 1410 m au N. Il parcourrait donc une distance de 12 km qui l'amènerait aux abords du Villaret. Cela ne semble pas impossible mais rien ne vient le confirmer sur le terrain. Dans ces conditions le glacier aurait envoyé une seconde diffluence vers le bassin de la Motte-d'Aveillans par le col de la Festinière. Cela non plus n'est pas théoriquement inadmissible bien qu'invérifiable en pratique car le col est encombré de cônes de déjection qui ont effacé toutes traces de morphologie marginale. De toutes façons, le glacier et ses produits de fusion sont tout de même parvenus dans le bassin de la Motte par la diffluence jumelle de Notre-Dame-de-Vaux, dans laquelle il n'est resté aucun témoin morainique.

A Séchilienne le glacier aurait eu sa surface à 1500 m. Cela lui aurait permis de diffluer de 3 km dans le col de Luitel, d'autant dans celui de la Morte ; rien ne permet de vérifier cette hypothèse.

A Venosc, culminant à 2340 m, il aurait bien entendu envahi la transfluence de l'Alpe mais aussi recouvert le Fioc et débordé ou atteint le sommet de Pied-Moutet. Aucun argument, aussi bien stratigraphique que morphologique, ne vient le confirmer.

A Ornon la glace aurait eu une épaisseur de 690 m au col, lui conférant une distance franchissable de 23 km, mais alors elle serait venue se confondre avec celle de l'appareil de la Bonne occupant le Valbonnais.

Quant aux cols, le Glandon et la Croix-de-Fer auraient été noyés sous plus de 200 m de glace de même que le Lautaret. Or rien ne vient appuyer cette hypothèse, bien au contraire. Nous devons donc en conclure que l'hypothèse haute est à rejeter, l'hypothèse basse, vérifiée en plusieurs points, devant être considérée comme seule valable.

Quoi qu'il en soit, des conclusions très importantes découlent de ces données en ce que concerne le domaine de très haute montagne non envahi par les glaciers de vallée. Dans l'hypothèse basse, le niveau général des glaces n'y dépasserait pas 1800 m, ce qui paraît très peu étant donné par exemple que la Bérarde est à 1700 m environ. Mais il s'agit du niveau théorique de la calotte glaciaire qui aurait été susceptible d'engendrer les glaciers de vallée que nous connaissons. Il est évident qu'il y avait plus de 100 m de glace à la Bérarde, mais peut-être pas énormément plus (1000 m et sans doute moins) étant donnée l'alimentation de la nappe principale par tous les glaciers secondaires affluents . Au centre du massif, il faut tenir compte de l'inflexion de la surface de la glace, comme sur les glaciers de vallée actuels (fig. 65). Tous les sommets un tant soit peu élevés émergeaient en nunataks de la nappe ainsi que les arêtes principales. Même en prenant l'hypothèse haute, très exagérée, nous n'obtenons pas un niveau général de la glace supérieur à 3270 m à la Bérarde, au centre du massif. Il s'ensuit qu'en tout état de

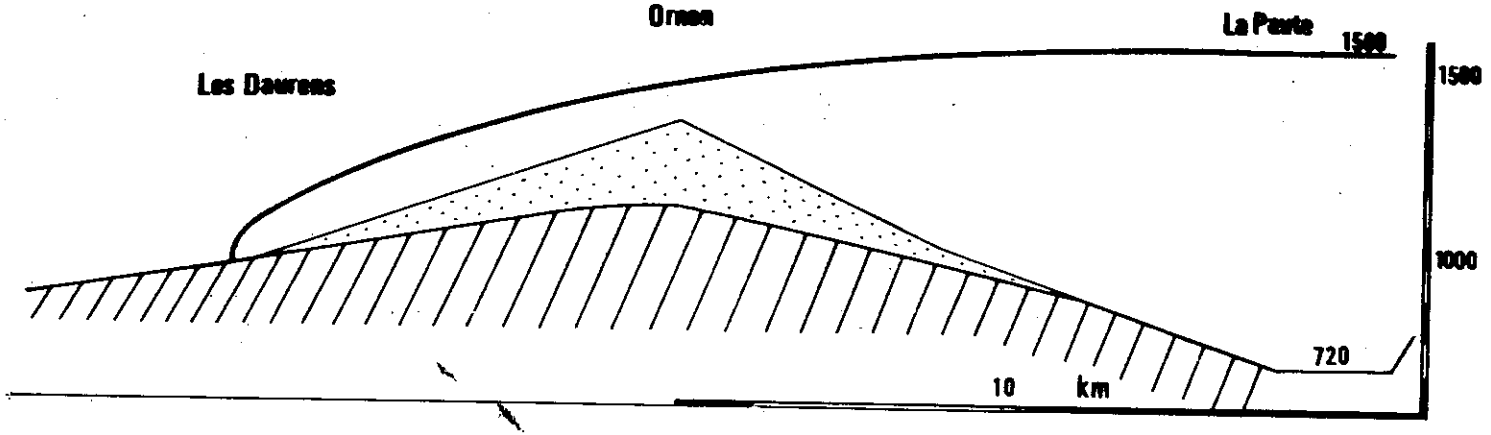


Fig.64. PROFIL THEORIQUE DU LOBE DIFFLUENT DU GLACIER WURMIEN (MAXIMUM) DE LA ROMANCHE PAR LE COL D'ORNON.
Pointillés : surcharge des cônes de déjection post-maximum würmiens sur le col et de part et d'autre de celui-ci, hachures : profil du substratum.

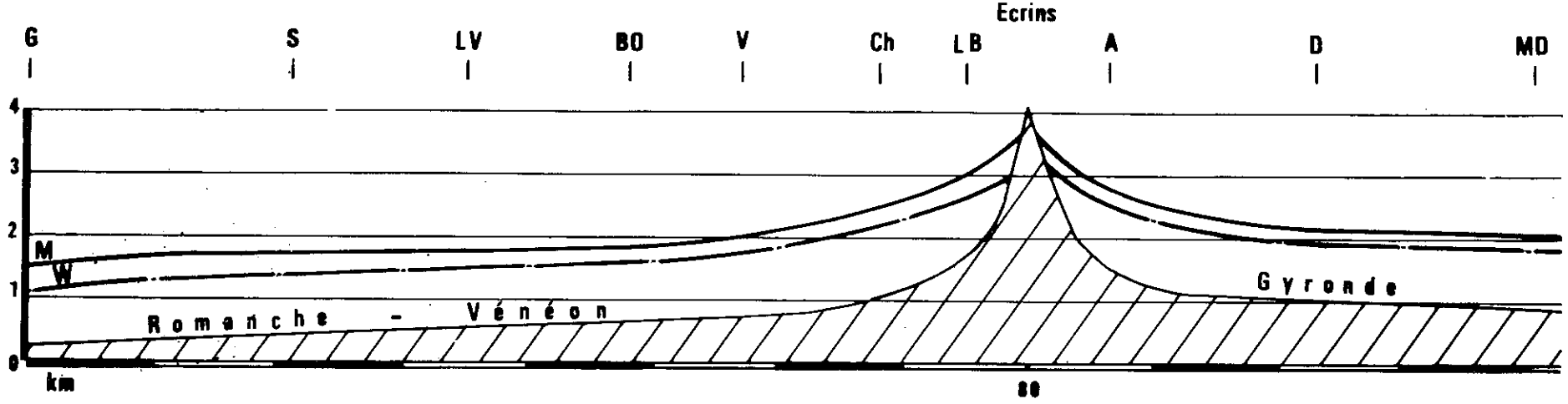


Fig.65 PROFILS THEORIQUES DES GLACIERS DU PELVOUX AU STADE MAXIMUM (M, trait plein) et au Würm (W, trait interrompu).
Hachures : profil actuel des vallées Drac-Romanche-Vénéon (à gauche), Vallouise-Durance (à droite).
G:Grenoble, S:Séchilienne, LV:La Véna, BO:Bourg d'Oisans, V:Vénosc, Ch:Champhorent, LB:La Bérarde, A:Ailefroide, D:Durance (confluent), MD:MontDauphin.
Remarquer le parallélisme des profils glaciaires et l'émergence au dessus de la nappe de tous les sommets pelvousiens à tous les stades des glaciations quaternaires.

cause, tous les hauts sommets et les hautes chaînes émergeaient de la calotte alpine et les Ecrins, par exemple, la dominaient encore d'un millier de mètres au moins. Cela explique l'extraordinaire burinage des crêtes, de tous temps soumises à l'action érosive des glaciers de cirque et des hauts vallons et surtout aux actions périglaciaires.

L'hypothèse basse étant vérifiée pour les glaciers würmiens, nous allons l'appliquer aux glaciers antérieurs, rissiens et mindéliens, avec pour seule correction un accroissement d'altitude tenant compte à la fois des érosions glaciaires du fond d'auge et des incisions interglaciaires.

III.3.1.2. Les glaciations anté-würmiennes. Nous ne pouvons plus prendre comme point de départ un front situé dans la vallée de l'Isère. En effet aucun dépôt morainique franc n'existe à l'aval de Rovon, où les extensions glaciaires anté-würmiennes sont donc inconnues. Par contre on a de meilleurs renseignements dans la vallée morte de Bièvre-Valloire où l'on connait le front du glacier rissien, matérialisé par les moraines externes de Faramans-Beaufort. Quant au Mindel, on ne connaît pas non plus son extension, mais on sait qu'il a dépassé Beaufort puisque de la moraine typique a été retrouvée en aval, sous la terrasse de Tourdan (F. BOURDIER, 1961). Nous prendrons donc par définition Tourdan comme front du glacier mindélien.

La question se complique légèrement du fait que l'on est obligé de prendre pour référence non le glacier de la vallée principale mais celui d'une diffluence. Cependant les résultats seront identiques. On a vu en effet que la méthode s'applique aussi au cas des diffluences, comme par exemple en Matheysine. Nulle part le substratum miocène n'affleure en Bièvre-Valloire, ni sous les moraines ni sous les terrasses. Pourtant, la vallée morte est très large (8 à 10 km) et assez profonde. Cependant on sait que son remplissage quaternaire n'est pas très épais, par quelques sondages et par les coupes que donne le seuil de Rives.

Dans le seuil de Rives, la molasse affleure dans la vallée de la Fure, vers Charnècles et Réaumont, jusqu'à l'altitude maximale de 400 m. Au front, vers Beaurepaire, on sait par des sondages que la molasse se situe aux alentours de 250 m. Comme les terrasses et moraines du Riss et du Mindel paraissent pareillement emboîtées nous avons pris pour plan de base des glaciers actifs la cote 250 m, aussi bien pour le Mindel que pour le Riss, car il est impossible de différencier deux auges du Riss et du Mindel. Partant de ces données, nous avons pu construire le profil des glaciers anciens jusqu'à Grenoble et à l'amont (fig. 62). On y voit que le glacier rissien culmine à l'altitude 1310 m à Grenoble, celui du Mindel à 1380 m. Puis, vers l'amont, les deux surfaces montent régulièrement, leur écart allant décroissant, pour atteindre respectivement les altitudes 2070 et 2120 m à l'emplacement du col du Lautaret (2058m). On voit donc que, compte tenu des érosions post-glaciaires, ce col n'aurait jamais été franchi par la nappe générale de glace, donc n'aurait jamais été transfluent, au même titre que le Glandon et la Croix-de-Fer (glace à 1800 et 1850 m respectivement). Nos conclusions sont donc applicables pour toute la période glaciaire.

Au Riss et au Mindel, les transfluences qui bénéficiaient qu'un supplément de glace de 150 à 200 m respectivement étaient toutes fonctionnelles, notamment celles de la Romanche dont les glaciers étaient anastomosés. Ce sont aussi les périodes d'activité de la diffluence de la Croix-Haute et de la transfluence Bayard, dont le régime apparaît un peu particulier.

Notons d'abord que lors de ces deux glaciations, le bassin du Drac était envahi jusqu'à une grande altitude. C'est de cette altitude que va dépendre l'activité de la diffluence et, inversement, l'existence de cette diffluence et des moraines qui le prouvent vont nous permettre de vérifier si les profils construits à partir des fronts de Bièvre-Valloire, qui se situent fort loin (plus de 100 km), sont bien exacts.

Ces profils ne sont valables que pour les glaciers indépendants du Grésivaudan, de la Romanche et du Vénéon, pas pour le Drac. En effet le Drac a, au Riss et au Mindel comme au Würm, un régime assez particulier. C'est un glacier faible donc dépendant des autres qui sont des glaciers dominants. Ainsi il était toujours barré par le glacier de la Séveraisse au confluent Champsaur-Valgaudemar, ce dernier étant à son tour barré en aval du Beaumont par le glacier de la Bonne (Valbonnais) qui avait le pas sur lui dans la région de la Mure. Si bien qu'il n'y avait pas là une nappe de glace unique obéissant à la même loi mais une série de trois lobes indépendants, qui se juxtaposaient chacun suivant son régime propre, le tout subissant les influences externes des trois glaciers principaux de l'Isère, de la Romanche et de la Durance. Car ces trois glaciers, comme au Würm, obturaient totalement les issues de la vallée dracquoise dont les appareils étaient alors bloqués, leurs niveaux étant commandés par les cotes des deux glaciers directeurs (l'Isère et la Durance) qui déterminaient aussi leur sens d'écoulement global. C'est ainsi que, théoriquement, les glaciers dracquois auraient pu se diriger à contre-sens de la pente des talwegs, puisque le cheminement d'un glacier est uniquement commandé par la déclivité non de son substratum mais de sa surface.

III.3.1.3. L'hypothétique maximum glaciaire. Une dernière difficulté reste à lever concernant l'altitude du glacier qui a transporté des éléments cristallins dans la grotte Vallier, à l'altitude de 1500 m sous le Moucherotte, dans la cuvette de Grenoble. Aucun des glaciers théoriquement définis n'aurait été capable de le faire.

Il faut en effet un supplément d'épaisseur d'une centaine de mètres au glacier mindélien pour y parvenir. Nous avons donc tracé aussi le profil théorique de ce glacier du Maximum , prenant pour base la cote 1500 à Grenoble. Etait-ce le glacier du Mindel ? c'est possible étant donné que Tourdan ne constitue pas le front de cette époque mais seulement un témoin du passage du glacier, dont la langue est peut-être allée plus loin. Ce peut-être aussi un glacier plus ancien.

Une nappe de glace continue unissait donc la Durance à l'Isère par le Drac. Pour déterminer son profil théorique il faut connaître à la fois l'altitude du glacier de l'Isère à Grenoble et du glacier de la Durance à Gap. L'indétermination commence avec le glacier durancien .

En aval des moraines frontales würmiennes du Poët aucun témoin de front glaciaire n'existe, pas plus dans la Durance que dans la diffluence du Buech. On sait seulement que le glacier rissien est venu s'arrêter contre la barre (ou verrou) de Sisteron, à une altitude inconnue. Quant au glacier mindélien, son extension est tout à fait hypothétique.

Si nous appliquons au glacier du Drac le régime des glaciers ordinaires (Grésivaudan par exemple), sa surface au niveau du col Bayard (Le Cros) serait à 1960 m pour le Riss, 2000 m pour le Mindel et 2040 m pour le stade du maximum (fig. 62). Ces chiffres théoriques nous serviront seulement de base de comparaison.

Prenons donc le front du glacier rissien de la Durance à Sisteron même: l'application de la formule donne son niveau à Gap, 45 km en amont, à 1450 m (950 m d'épaisseur de glace au-dessus de la cote de base). C'est évidemment beaucoup plus bas que les 1960 du Drac. Mais le fait intéressant est qu'il y a précisément à cette altitude, sur tout le versant oriental de la montagne de Charance, des traces manifestes d'un stationnement glaciaire (moraines latérales et chenaux marginaux) que nous avons relevées et attribuées à un stade antérieur au Würm (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969). Il y a eu un stationnement glaciaire important à ce niveau, donc un front situé à Sisteron. Mais il ne s'agissait peut-être que d'un stade de retrait, celui du maximum étant complètement effacé. Prenons donc la méthode inverse.

Considérant un glacier dont la surface se trouve à 2000 m à Gap (Mindel ou glacier du maximum, très voisin), on peut estimer la hauteur de glace dans le sillon à 1100 m (fond d'auge à 900 m compte tenu des érosions glaciaires postérieures, actuellement 700), son parcours théorique est de 61 km, c'est-à-dire 16 km en aval de Sisteron. Mais il y a le verrou. Le glacier bute contre ce dernier et l'on peut y déterminer son épaisseur théorique qui est de 560 m ; connaissant également son substratum et estimant à 50 m l'érosion glaciaire du fond d'auge, le niveau est de 1100 m environ. Cela signifie que le glacier est arrêté par la crête de la Baume, qu'il ne franchit pas, et qu'il déborde légèrement par-dessus la barre tithonique de Sisteron. Cette disposition permet alors d'expliquer à la fois la terrasse fluvio-glaciaire de St-Pui et sa très grande richesse en énormes blocs erratiques. D'autres dispositifs, notamment marginaux, semblent prouver aussi la réalité d'un tel glacier. Donc, tout permet de penser qu'il en a bien été ainsi et que le glacier de la Durance a effectivement voisiné la cote 2000 dans la région de Gap qui est celle, théorique, du Drac.

D'autres éléments viennent encore nous conforter dans cette opinion. Ce sont les observations de D.MARTIN (1926), qui signale de la moraine typique et des blocs erratiques duranciens sur la montagne de Charance au NW de Gap vers l'altitude 1700-1800 m, en bas de la corniche sommitale de Ceüse, sous la cote 2000 m, dans le Dévoluy où ils n'auraient pu arriver que par le col du Noyer (1664 m), dans la vallée du Buech en amont de Rabou, au sommet de la petite Ceüse (1681 m). Toutes ces découvertes montrent qu'il y aurait eu réellement un glacier durancien culminant vers l'altitude 2000 m à Gap.

Personnellement, nous n'avons pas retrouvé tous les faits signalés par D. MARTIN, mais nous avons observé sur la crête de Charance, une morphologie singulière qui ne peut s'expliquer que par l'action glaciaire. Ainsi les cols de Gleize (1696 m), la Brèche de Charance (1657 m), le col de Rougier (1520m) mais surtout le col de la Guisière et son voisin immédiat à l'W (1661 m) ainsi que celui en N de la Tête de Guizière (1761 m) ne sont pas des cols de recoupement fluviatiles ordinaires. Ce sont de petits tronçons de vallée morte perchés, à fond très peu incliné, qui ne peuvent s'interpréter que comme des chenaux d'effluents glaciaires radiaux ayant peut-être emprunté d'anciens cols banaux. Cette observation vient en confirmation de celles de D. MARTIN.

Malheureusement, nous ne savons pas faire la différence entre Mindel et Riss pour les glaciers duranciens. Il nous suffira alors d'estimer que le glacier du maximum avait sa surface vers 2000 m à Gap, tandis qu'elle n'était qu'à 1500 m à Grenoble. Le glacier du Drac, peu puissant, ne pouvait dépasser celui de la Durance donc était nécessairement un peu au-dessous. Ce qui fait qu'il existait une nappe générale de glace, régulièrement inclinée, descendant de l'altitude 2000 m à Bayard jusqu'à 1500 m à Grenoble , et par conséquent un écoulement glaciaire généralisé de la Durance vers l'Isère. La transfluence généralisée Durance-Isère existait au maximum d'extension glaciaire, mais aussi au Mindel, et avec certaines différences, au Riss (fig. 66).

Pendant que les glaciers rissiens transfluaient par la vallée du Drac, le Trièves était envahi par un lobe stagnant qui dépêchait une diffluence par le col de la Croix-Haute, d'altitude modeste (1176m), jusqu'à une grande distance en aval. Nous allons d'abord en faire l'étude théorique.

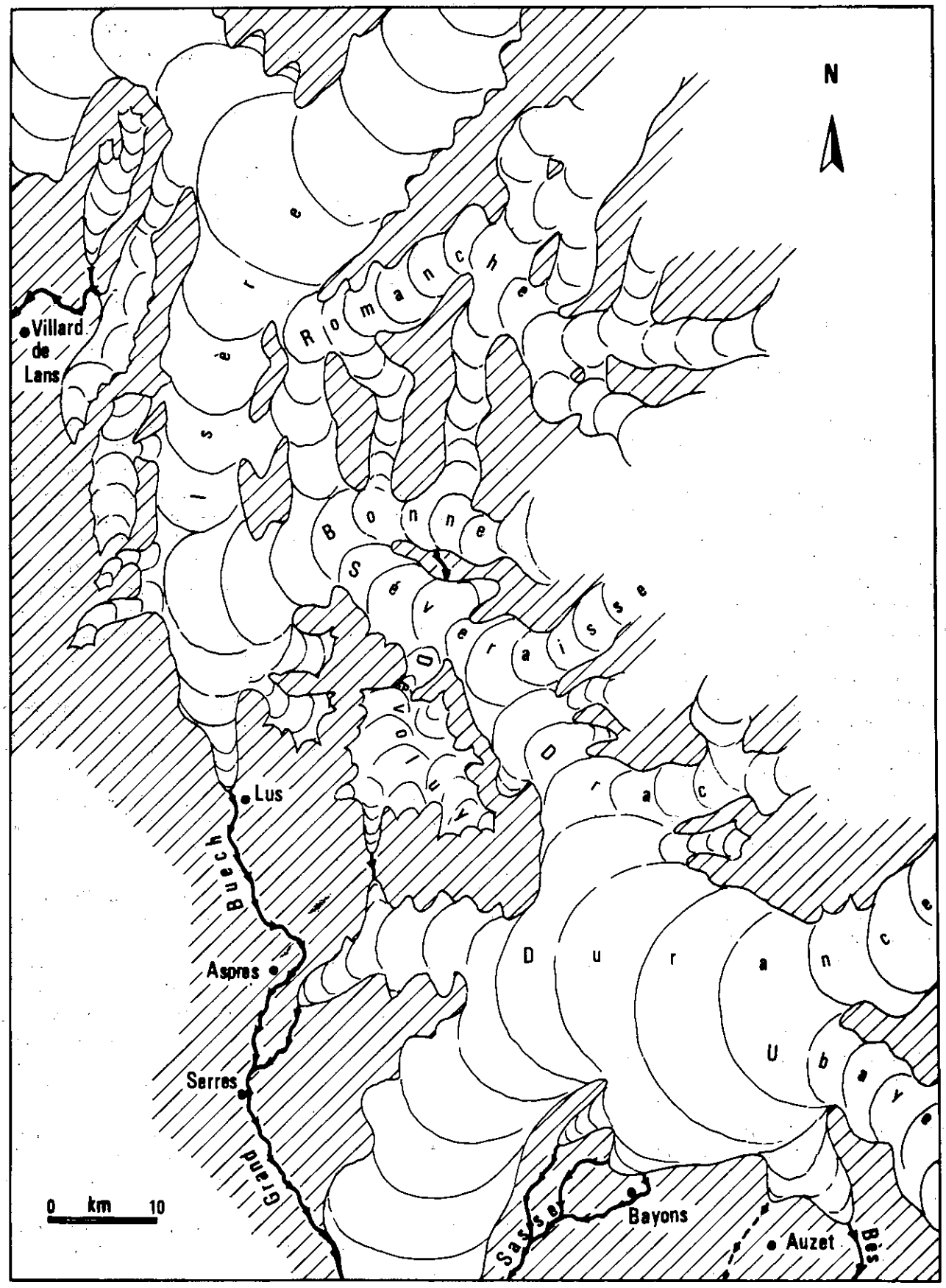


Fig.66. CARTE SCHEMATIQUE DES GLACIERS RISSIENS DANS LE BASSIN DU DRAC.
Remarquer la transfluence de la Durance vers l'Isère par la vallée du Drac.
Flèches : principaux effluents. A cette époque, la Bourne (Vercors) et le Buech sont les seuls effluents du glacier Isère-Drac vers la Basse-Isère et la Durance.
Remarquer l'invasion du Trièves et de ses hauts bassins (Tréminis, N de Lus)par la nappe générale.

En nous basant sur les profils construits (fig. 62), nous pouvons déterminer les épaisseurs de glace aux diverses époques à l'entrée du Trièves, au confluent Drac-Ebron. Elles sont respectivement de 920 et 950 m. Puis, compte tenu du profil du substratum et du col de la Croix-Haute, construire les surfaces respectives des glaciers et connaître ainsi leurs diverses extensions dans la vallée du Haut-Buech (fig. 67).

	Riss	Mindel	Maximum
Altitude maxi du glacier au col (corrections de distances faites)	1625 m	1690 m	1730 m
Epaisseur de glace au col	475 m	500 m	540 m
Distance franchie	11 km	12,5 km	15 km
Front théorique du glacier	Neuvillard	St-Julien-Beauchêne	La Rochette

Il existe effectivement des moraines frontales aux Miellons et des moraines plus en aval, mais beaucoup moins bien conservées. On a donc confirmé un front rissien, déterminé lors de la cartographie de la feuille Mens au 50000°, moins bien les fronts plus anciens. Nous avons personnellement trouvé un élément cristallin au S de Lus, au voisinage du front théorique du glacier de l'extension maximale de Riss. Ainsi est justifiée, aux attributions chronologiques, près la grande extension de la diffluence bochaine admise par P. LORY (1931).

Quand aux autres diffluences ou bifluences, nous ne pouvons actuellement connaître exactement leur comportement à ces époques reculées. Par exemple la transfluence de Lans existait, mais le glacier alpin était barré par le glacier local et l'issue des glaces et des eaux se faisait par la Bourne. Au S du Dévoluy la bifluence du Festre fonctionnait, mais il ne semble pas a priori que le glacier durancien ait pu y envoyer un diverticule. Par contre le col du Noyer, s'il était ouvert, était situé sous les nappes de glace rissienne et mindelienne et pouvait ainsi donner lieu à transfluence. L'absence d'éléments exotiques dans le Dévoluy ne semblerait pas le confirmer.

Mais l'étude théorique des surfaces glaciaires a d'autres implications que la simple confirmation ou explication de certaines observations surprenantes au premier abord. C'est ainsi que l'on n'a pas manqué de remarquer combien peu différents étaient les niveaux réels des glaciers lors de chaque glaciation. La différence moyenne est d'environ une centaine de m entre le Würm et le Riss, 50 m entre le Riss et le Mindel, 40 m entre le Mindel et le maximum. Et les écarts vont diminuant d'aval en amont où toutes les surfaces se rapprochent de plus en plus. Cela découle de la loi de l'équilibre glaciaire. On peut en tirer les enseignements suivants :

Tout d'abord un glacier dont le front avance ou recule, en fait grossit ou maigrit dans tout son volume globalement. La surface entière du glacier varie en même temps que le front (puisque la formule lie l'épaisseur de la glace à la longueur de l'appareil). Egalement, un glacier moins long qu'un autre a constamment une épaisseur moindre, donc une surface relativement plus basse que ce dernier.

Une faible variation de l'épaisseur de glace (donc de l'alimentation) en amont (quelques mètres ou dizaines de mètres) entraîne une répercussion considérable au front (variation de plusieurs kilomètres), cela en fonction de la longueur initiale du glacier. Inversement, un recul ou une avancée du front, très sensibles, peuvent n'avoir qu'une incidence très minime voire négligeable sur la surface du glacier loin en amont.

Ceci fait comprendre pourquoi les surfaces des glaciers lors des divers maxima étaient si voisines à l'intérieur alors que les fronts étaient relativement séparés. Mais les implications en sont encore beaucoup plus considérables, notamment en ce qui concerne le relief glaciaire.

Aux différentes glaciations, les volumes de glace écoulés donc les débits étaient peu différents. Les surfaces des glaciers étant voisines, les talwegs ou fond d'auge glaciaire l'étaient forcément aussi. Car il faut la même section pour écouler le même débit. Donc l'emboîtement des auges glaciaires, que l'on voit exprimé si fréquemment, est une pure vue de l'esprit. Chaque glacier a besoin de la même section, ou à peu près, pour évacuer un volume de glace identique ou presque d'une période à l'autre. Il ne peut donc y avoir rétrécissement de l'auge glaciaire, ce qui est théoriquement nécessaire à l'emboîtement. Contrairement à un cours d'eau, un glacier occupera entièrement l'auge du glacier précédent. Ainsi le premier grand glacier a façonné une auge à sa mesure et tous les autres, qui ont été très peu différents géométriquement, ont occupé ensuite tout le volume offert en l'aménageant un peu plus, en le perfectionnant, mais sans le modifier profondément. Pour qu'il y ait changement et emboîtements d'auges, il faudrait une modification profonde des caractéristiques même des glaciers, ce qui n'a jamais été envisagé et qui d'ailleurs est très hautement improbable.

Par conséquent les emboîtements d'auges sont théoriquement impossibles. On ne s'étonnera plus, dès lors, que l'on n'en ait pas rencontré sur notre terrain. La conclusion vaut également pour les auges non plus emboîtées mais successives envisagées par A. ALLIX.

Ces conclusions vont également dans le sens de celles tirées de l'étude de l'enfoncement des talwegs lors des différentes époques du Quaternaire, préglaciaire et glaciaire. Le fort enfoncement préglaciaire du réseau hydrographique est tout à fait compatible avec les possibilités théoriques et réelles de l'érosion glaciaire. Le contraire

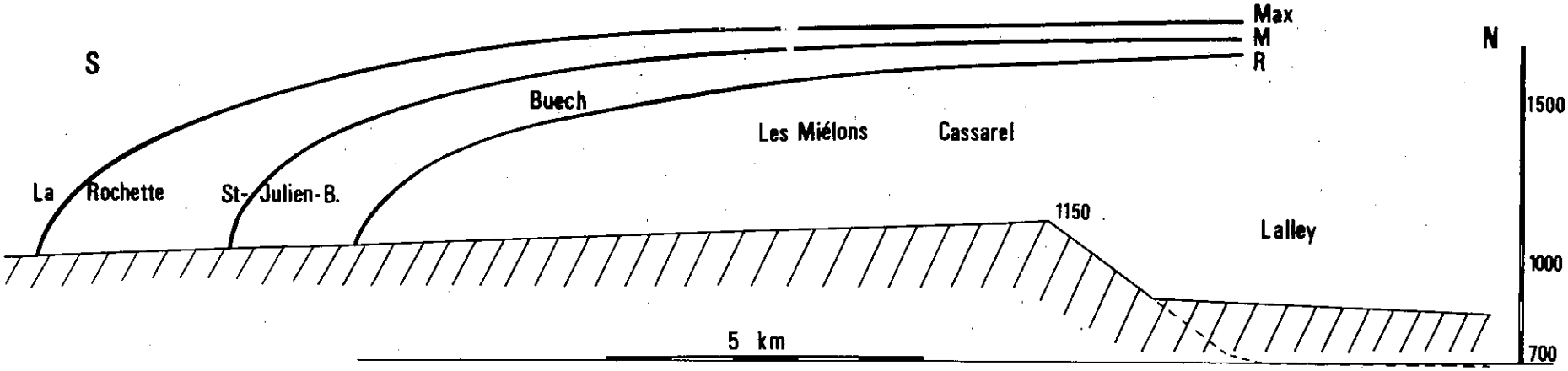


Fig.67. PROFILS THEORIQUES DE LA DIFFLUENCE DE LA CROIX-HAUTE au maximum d'extension (Max), au Mindel (M) et au Riss (R), pointillés : profil des talwegs du Trièves.
Remarquer le surcreusement du Trièves (à droite) par rapport au Bochaine (à gauche).

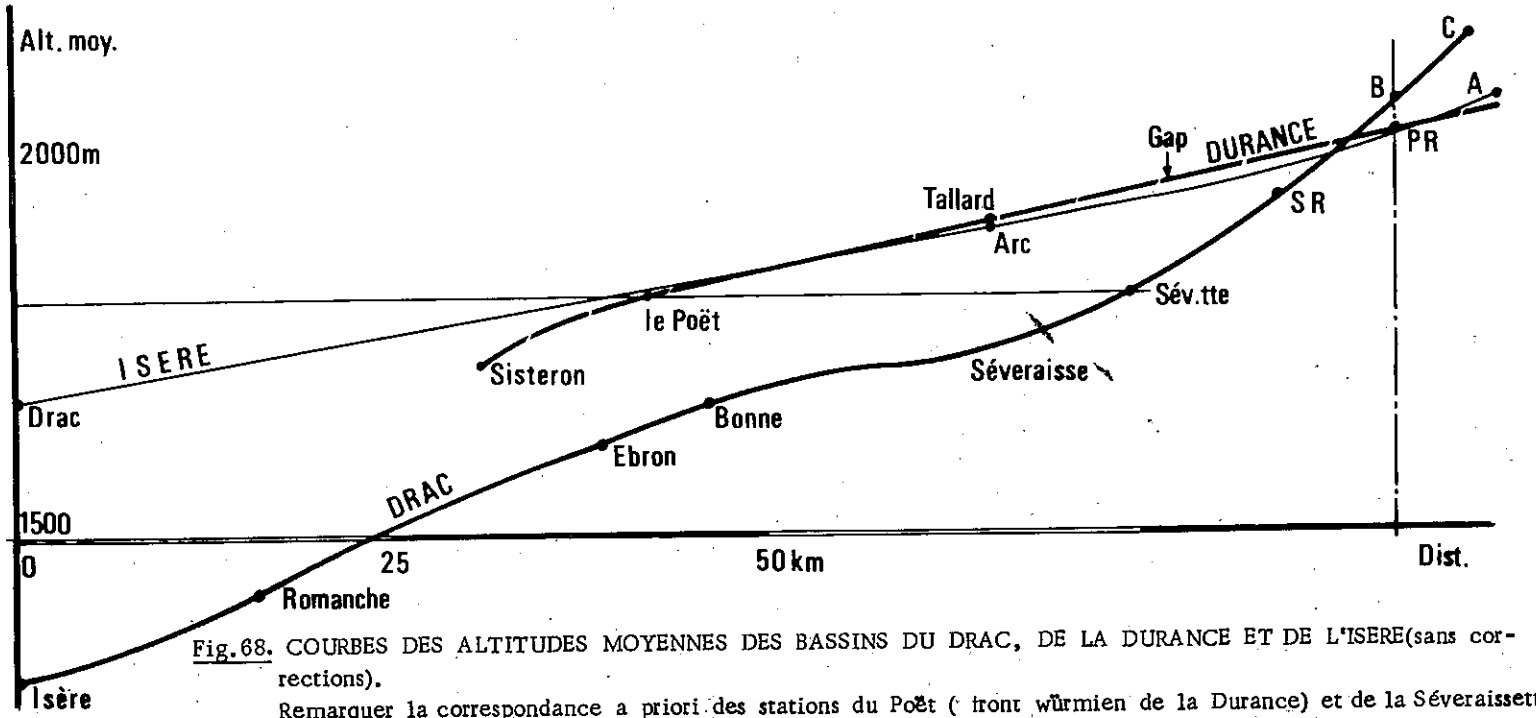


Fig.68. COURBES DES ALTITUDES MOYENNES DES BASSINS DU DRAC, DE LA DURANCE ET DE L'ISERE(sans corrections).
Remarquer la correspondance a priori des stations du Poët (front würmien de la Durance) et de la Séveraissette (front würmien du Drac), sur une même horizontale (ligne des altitudes moyennes égales). Remarquer aussi la très basse altitude moyenne de la vallée du Drac par rapport aux deux autres, d'où son déficit d'englacement.

aurait été inexplicable tout au moins avec les connaissances de la dynamique glaciaire que nous avons actuellement.

Les glaciers obeissent aussi à d'autres lois, dont une des principales est celle qui régit l'englacement en fonction du volume des bassins-versants fournisseurs de glace d'une part, de leur altitude moyenne d'autre part. Ce sont ces aspects de la question que nous allons maintenant examiner.

II.3.2. LES FACTEURS DE L'ENGLACEMENT : ALTITUDE MOYENNE ET CLIMAT .

La coordination des formations appartenant à des glaciations différentes ou à des stades glaciaires dans des bassins hydrographiques voisins ou même éloignés est un des grands problèmes de la géologie du Quaternaire. Des méthodes existent depuis les travaux fondamentaux de A. PENCK et E. BRUCKNER : c'est la méthode morphologique basée sur les complexes glaciaires - fluvio-glaciaires qui composent les séries glaciaires dont chacune correspond à une glaciation. A l'extérieur des moraines terminales, les terrasses fluvio-glaciaires puis fluviatiles sont datées par leurs paléosols leurs couvertures limoneuses et la paléontologie encore que l'on n'atteigne pas toujours la certitude. La paléontologie ne donne que très peu de renseignements, les faunes étant extrêmement rares et, de plus, souvent non spécifiques d'une époque donnée. Les autres moyens modernes, en particulier la palynologie et la chronologie absolue ne permettent encore pas de recouvrir tout le Quaternaire, et sont encore tributaires de l'existence de gisements exploitables, toujours très sporadiques.

Aussi est-ce toujours la méthode morphologique qui reste la plus générale et la plus accessible, surtout depuis que l'on possède de bonnes cartes en courbes de niveau à échelles relativement grandes, et les photographies aériennes. Mais cette méthode ne s'appliquait encore que dans l'espace restreint extérieur aux moraines terminales, où se développent les complexes fluvio-glaciaires. En amont, dans la zone d'action du glacier, la morphologie était difficilement interprétable jusqu'à ces derniers temps.

Récemment une nouvelle méthode morphologique est apparue, de portée plus générale puisqu'elle est applicable théoriquement à l'ensemble des formations glaciaires, aussi bien frontales que latérales (M. GIDON, G. MONJUVENT et E. STEINFATT, 1968). Nous l'emploierons pour l'étude détaillée de notre terrain. Mais d'autres méthodes géométriques sont à même également de donner des résultats, notamment celles qui étudient le phénomène de l'englacement.

On sait qu'un englacement important dépend au premier chef du climat. Un refroidissement généralisé de plusieurs degrés est nécessaire avec ou sans accroissement des précipitations. Mais d'autres facteurs, géométriques, interviennent aussi. Il s'agit de la latitude et de l'altitude.

Aujourd'hui il est évident que les glaciers sont plus nombreux et volumineux près des hauts sommets (Mont-Blanc, Pelvoux, Valais, etc...). Au Quaternaire, ces mêmes glaciers (ou leurs homologues si l'optimum climatique les a fait disparaître) se sont étendus jusque fort loin à l'extérieur des montagnes dans la plaine (Lyon,170 m). A ce moment, la notion d'altitude absolue ne joue plus. Une notion plus générale, celle d'altitude moyenne, intervient de façon déterminante.

Cette notion a été dégagée comme facteur capital de la limite des neiges persistantes, donc de la formation des glaciers, par E. JOUKOWSKI et E. GAGNELIN (1945) ."Les seuls facteurs qui soient actuellement ce qu'ils étaient à la dernière époque glaciaire sont précisément l'altitude et l'orientation, autrement dit c'est la topographie ". Nous y ajouterons également la latitude, qui elle aussi est un facteur important et quasi invariable tout au moins à l'échelle du Quaternaire.

Partant de ces données, qui lient étroitement l'englacement à l'altitude moyenne des bassins considérés, les auteurs se sont livrés à une étude précise de corrélation des moraines du Rhône, de l'Arve et des Dranses de Savoie. De cette étude il ressort que les fronts des anciens glaciers, matérialisés par leurs moraines terminales, sont contemporains si l'altitude moyenne de leurs bassins d'alimentation, en amont, est identique.

Cette notion est très féconde car elle signifie que deux stades glaciaires dans deux vallées voisines sont redevables de la même phase si les altitudes moyennes des bassins en amont sont les mêmes, alors que les altitudes absolues des moraines terminales peuvent être très différentes, ainsi que la dimension des glaciers qui leur ont donné naissance. Seule l'altitude moyenne intègre tous les facteurs climatiques et géométriques responsables de l'extension d'un glacier jusqu'en un point déterminé. C'est cette méthode que nous avons employée pour la coordination des glaciers du Drac et de la Durance (M. GIDON et G. MONJUVENT ,1969) , en concordance avec les méthodes morphologique et physique.

Nous avons donc calculé les altitudes moyennes des bassins actuels de l'Isère, de la Durance et de certains de leurs affluents en différentes stations connues, en prenant pour base les données du service d'études des Grandes Forces Hydrauliques (1917). Ces données ne sont pas d'une extrême précision (tranches de 500 en 500 m), mais elles ont l'avantage d'être homogènes et de couvrir une grande surface , ce qui rendent leurs résultats comparables. Cela nous a permis de construire les courbes des altitudes moyennes de ces vallées en fonction de leur longueur prise à partir de la source (fig.68). Portant ces courbes sur un graphique, nous pouvons d'un seul coup d'oeil apprécier les caractéristiques topographiques de ces vallées, et les comparer immédiatement les unes aux

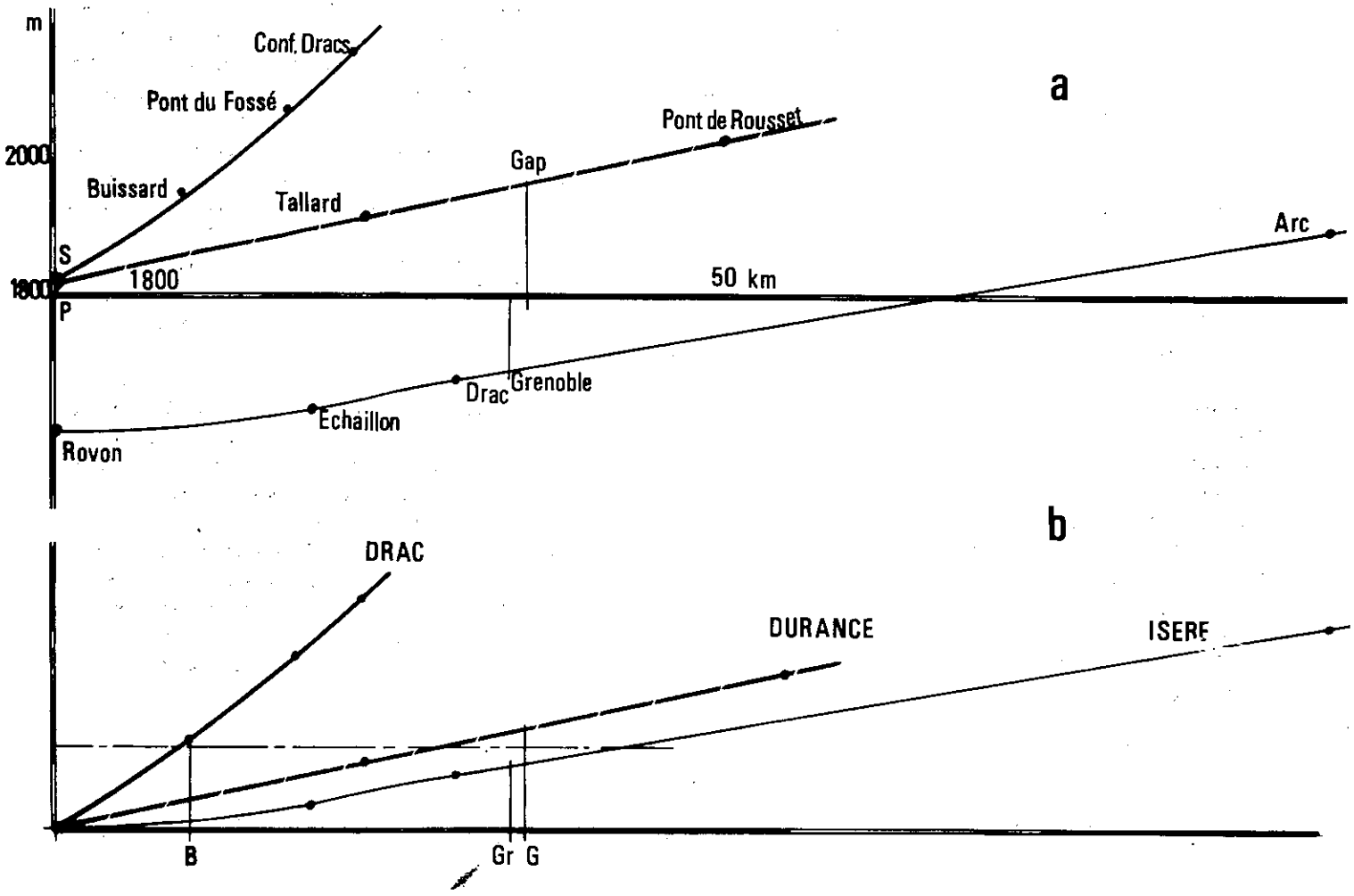


Fig.69. COURBES DES ALTITUDES MOYENNES DES BASSINS DU DRAC, DE LA DURANCE ET DE L'ISERE. Origine commune au front des glaciers würmiens (moraines internes). Gr : Grenoble, G : Gap, B : Buissard, S : Séveraisse, P : Le Poët.

a : sans correction climatique.

b : avec correction (voir texte). Le tireté horizontal (cote 1925) est l'altitude moyenne en amont du front des glaciers récurrents (Würm III). Remarquer la bonne correspondance Drac (Buissard) - Durance (aval de Gap). La moins bonne avec l'Isère (amont de Grenoble, en réalité légèrement en aval) est due à l'influence de la cluse de Chambéry en amont(diminution de l'altitude moyenne par brèche latérale large et profonde).

autres. On peut faire ainsi les constatations suivantes :

C'est le Drac, et de loin, qui a le bassin-versant le moins élevé, sur toute la longueur de son cours. Durance et Isère ont des bassins versants d'altitude moyenne comparable.

On peut facilement interpréter ces résultats, apparemment curieux surtout lorsque l'on considère les cours d'eau à partir de leur origine, à la lumière de ce que l'on sait maintenant de l'ancienneté relative de ces éléments du réseau hydrographique.

Ainsi la Durance qui n'existait pas jusqu'au " Pontien ",tout au moins en aval de Gap (Pont-de-Rousset), est naturellement moins creusée dans son cours inférieur, donc possède un bassin globalement plus élevé. Au contraire, le Drac est fortement creusé à partir de Bayard car il recevait la Durance miocène, qui a contribué puissamment à son excavation sauf dans sa partie amont du Haut-Champsaur. Il est symptomatique de constater que dans la région du col Bayard(aval du Pont-de-Rousset et amont de Buissard respectivement), les altitudes moyennes des deux cours d'eau sont comparables. Cela aura une grande influence sur le développement ultérieur des glaciations.

Si l'on regarde maintenant le graphique établi avec pour référence l'Isère, on constate un décalage d'environ 200 m entre les altitudes moyennes des bassins de l'Isère et de la Durance en amont de leurs moraines terminales würmiennes (Rovon et le Poët, 1600 m environ contre 1815 , Fig. 69a). Le glacier isérois est descendu beaucoup plus bas que le glacier durancien. Pourtant on avait constaté une concordance remarquable entre les altitudes moyennes des bassins intra-würmiens de la Durance et du Drac (respectivement 1815 et 1825 m). D'autre part, si l'on considère le front würmien du glacier de la Bonne (moraines de la Mure, que nous avons déterminées sur le terrain comme telles), on constate que l'altitude moyenne de son bassin glaciaire (Valbonnais) est identique à l'altitude de l'Isère en amont de Rovon (1640 et 1600 m respectivement). Il y a là confirmation physique de la corrélation proposée. D'ou peut donc provenir la distorsion ?

Il nous a semblé que cela ne pouvait dépendre que du facteur climatique. Les pays de Durance sont plus méridionaux, donc plus secs et plus chauds que les pays savoyards ou dauphinois. Le facteur avait déjà été évoqué par ailleurs, pour expliquer le plus faible développement relatif de l'ancien glacier durancien (P. VEYRET, 1945). De plus l'exposition des glaciers duranciens est S, beaucoup moins favorable que ceux de la Savoie et du Dauphiné (N et W). Notons que le glacier du Drac, très méridional et exposé plein S, se trouve exactement dans les conditions de celui de la Durance, contrairement au glacier de la Bonne, homologue de l'Isère.

Nous avons ainsi recherché la moyenne des températures actuelles pour des stations de l'Isère et de la Durance situées à des altitudes égales à l'altitude moyenne des bassins glaciaires würmiens correspondants (soit 1600 m pour l'Isère, 1815 m pour la Durance), puis comparé les résultats. Compte-tenu de la faible densité des stations météorologiques dans les vallées considérées, surtout aux altitudes voulues, nous n'avons retenu que St-Veran et Orcières pour la Durance et le Drac, le Villard et Bonneval pour l'Isère, qui se présentent dans des sites et orientations comparables :

DURANCE	T ° moyenne annuelle
St-Véran (2040 m)	4,1°
Orcières (1440 m)	6,5°
Alt. médiane (1740 m)	5,3 °
Alt. 1815	4,9° +
ISERE	
Le Villard (1730 m)	4,7 °
Bonneval (1790 m)	3,5°
Alt. médiane (1760 m)	4,1°
Alt. 1600	4,9° +

+ Compte-tenu de la correction altitudinale (gradient 0,5 ° / 100 m)

Pour des altitudes médianes analogues, on enregistre dans la vallée de l'Isère une température moyenne inférieure de plus de 1°. Rapporté aux altitudes moyennes des bassins-versants des glaciers würmiens, on constate que les températures moyennes sont identiques dans les deux vallées, bien que l'Isère soit plus basse de près de 200 m. Les conditions topographiques étant les mêmes au Würm qu'aujourd'hui, on comprend ainsi que le glacier würmien de l'Isère ait été beaucoup plus puissant et soit descendu beaucoup plus bas que son homologue durancien. Cela tient essentiellement au climat local de la vallée de l'Isère, plus rude que celui de la Durance, si l'on admet que la différence actuelle existe pendant tout le Quaternaire avec les mêmes proportions.

On peut alors construire un graphique des courbes corrigées en fonction de ces données (fig. 69 b), graphique

où l'on lira directement la correspondance à la fois topographique et climatique d'une vallée à l'autre, comme nous l'avions déjà fait pour les seuls Drac-Durance, vallées homologues à ce point de vue (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1960, fig. 4, p. 152.).

Ainsi on voit qu'à un front isérois à Rovon correspond un front dracquois à l'amont de la Séveraisse et un front durancien au Poët (glaciation de Würm). Tous les stades de retrait ont aussi leurs correspondants que l'on peut déterminer maintenant expérimentalement, même en l'absence de tout témoin respecté. Notons que la méthode est aussi valable pour les glaciations antérieures. Il suffirait de prolonger les courbes à l'aval du front würmien.

Nous connaissons un certain nombre de stades de retrait du glacier du Drac, très peu voire aucun pour ceux de l'Isère, de la Romanche-Vénéon, de la Bonne, etc... Ils correspondent à ceux, très nets et encore mieux caractérisés de la Durance dans le Sillon de Gap. Le graphique nous permettra donc, le moment venu, de déterminer exactement les stationnements respectifs des autres fronts glaciaires correspondants dans les vallées actuellement stériles de formes morainiques. On verra si l'observation permet de retrouver tout de même la trace de ces glaciers.

Ainsi s'achève l'étude théorique de la glaciation du bassin du Drac et des vallées voisines. Nous avons complètement passé sous silence la méthode de la détermination de la ligne d'équilibre glaciaire ou ligne de névé, car il y a longtemps qu'on s'est aperçu de la vanité de telles recherches pour les périodes anciennes, que les études les plus récentes soulignent également (L.LLIBOUTRY, 1965). Mais nous ne pouvons aborder la description régionale avant d'avoir dit un mot sur l'englacement (et non la glaciation) actuel, encore très considérable dans la partie montagneuse de notre bassin.

III.3.3. L'ENGLACEMENT ACTUEL.

Le bassin du Drac, mais surtout celui de la Romanche-Vénéon, contient encore de nombreux glaciers dans ses hautes vallées. Trois groupes principaux se détachent : celui des Grandes-Rousses, avec le glacier de Saint-Sorlin, très étudié par les glaciologues grenoblois, celui de la Haute-Romanche, rive gauche quasi exclusivement sauf le glacier Lombard dans un cirque des Aiguilles d'Arves, celui du Vénéon, le plus important, où figurent encore plusieurs grands glaciers de vallée (Pilatte, Bonne-Pierre, Chardon), en décrue rapide (fig. 70). Le Sud de Belledonne, autour du grand pic sommital, contient encore quelques petits glaciers de cirque (Freydane par exemple). Dans le Pelvoux, le Haut-Valbonnais, la Haute-Séveraisse et le Haut-Drac contiennent encore quelques glaciers dont la surface est actuellement négligeable. Le Taillefer comptait, il y a quelques années, de rares glaciers résiduels, actuellement disparus ou presque. Le Dévoluy enfin n'est dépourvu de glaciers que depuis peu de temps ; si l'on fait le compte des surfaces englacées récemment mesurées (D'après P. SITZMANN, 1961), abstraction faite des résidus isolés, on obtient le tableau suivant :

Groupe glaciaire	Surfaces englacées (ha) 1925-30	1952	Perte en Surface (ha)	% de perte
Grandes-Rousses	969,7	756,4	213,3	22
Romanche	3167,8	2850	317,8	10
Vénéon	4715,0	3855,5	859,5	18
Total	8852,5	7461,9	1390,6	15,7

On constate que le groupe qui a le plus souffert est celui des Grandes-Rousses, le moins celui de la Romanche. Pour le premier cela s'explique surtout par la faible étendue des glaciers, par une situation topographique peu favorable (très faible encaissement de la glace, pas de vallée ni cirques profonds) et par une orientation générale E-W favorisant l'ensoleillement. Au contraire, la bonne tenue du groupe romanchois par rapport à celui du Vénéon peut surprendre, car l'altitude absolue et l'altitude moyenne y sont relativement plus faibles de même que l'englacement. Ici, à notre avis, deux facteurs principaux jouent simultanément : les dimensions unitaires des glaciers et surtout l'orientation.

Les glaciers de la Haute-Romanche sont remarquablement groupés en unités (Mont-de-Lans, Meije, etc...) de grande surface donc de fort volume, et par conséquent moins sensibles aux variations climatiques que ceux du Vénéon, dispersés en une multitude d'appareils moyens ou minuscules, beaucoup plus aptes par conséquent à la fusion. Mais aussi ils sont tous situés sur le versant nord de la vallée, abrités au mieux de l'ensoleillement.

Ainsi le versant nord de la Meije est très englacé alors que le versant sud est presque totalement dégagé. De même le glacier Lombard est abrité du soleil dans un cirque profond. Au contraire les glaciers du Vénéon ont déserté les vallées exposées au S . Parmi les abrités, à exposition nord ou nord-ouest, on trouve les principaux appareils de vallée (Bonne-Pierre, Pilatte, Chardon). L'influence déterminante de l'exposition se trouve particulièrement bien illustrée par le vallon des Etançons, le plus élevé en altitude moyenne de tout le massif (2860 m), et malgré cela totalement déglacé sauf à sa tête, juste sous la Meije où le glacier des Etançons est un miniscule résidu s'accrochant encore à une paroi subverticale. Pourtant ce vallon fut un des plus englacés au Quaternaire, nourrissant

un appareil des plus puissants qui a remarquablement calibré son auge, la plus spectaculaire de tout le Pelvoux.

Inversement le glacier qui descend le plus bas est celui du Casset, dans le Haut-Tabuc à l'E d'Arsine. C'est un glacier très petit, dont les sommets dominant sont relativement modestes (Pointe des Agneaux, 3663 m) ; mais son orientation franchement nord et son grand encaissement sont une protection lui permettant d'avoir la ligne d'équilibre la plus basse de tout le Pelvoux.

Il est instructif aussi de constater l'évolution des glaciers de Vallouise à l'E des Ecrins :

Années	Surfaces englacées (ha)	Pertes (ha)	Pertes (%)
1928-30	1926,60		
1952	1752,60	174	9

Ce sont les glaciers les mieux respectés parce que les mieux abrités . Leur orientation générale nord à nord-est, leur fort encaissement dans de profondes vallées les soustraient à l'action néfaste du soleil et des vents du S. De plus leur alimentation par les vents d'W les favorise. Ainsi s'explique que les plus grands glaciers de vallée y soient localisés (Glacier Blanc et Glacier Noir).

Bien entendu l'influence majeure de l'exposition ne joue que pour les glaciers résiduels, comme le sont ceux d'aujourd'hui. Pendant les périodes glaciaires, ce facteur ne comptait plus, ou seulement de façon négligeable, car l'englacement était général sauf sur les hautes parois et les sommets. C'est pourquoi les grandes vallées et vallons ont pu être façonnés en fonction uniquement de la puissance de leurs glaciers, c'est-à-dire de leur développement préglaciaire comme nous l'avons vu. Sans doute les glaciers actuels érodent-ils encore. Mais cela ne suffit pas à effacer la marque des grands glaciers passés, imprimée sur tout le relief de nos montagnes. Ainsi le vallon de Bonne-Pierre, encore fortement englacé, est toujours suspendu au-dessus des Etançons pourtant libres de glace depuis longtemps. Cela s'est produit à chaque englacement et à chaque déglaciation où le glacier de Bonne-Pierre, mieux situé, non seulement persistait longtemps après la disparition de celui des Etançons, comme aujourd'hui, mais encore progressait beaucoup plus vite et beaucoup plus tôt, atteignant le premier le Vénéon. Et pourtant les Etançons sont toujours surcreusés. C'est la preuve manifeste du peu d'activité érosive des glaciers mineurs, en début et en fin de période glaciaire par rapport à ceux de la glaciation générale.

C'est pourquoi aussi les glaciers actuels sont de peu d'intérêt pour l'étude des effets des glaciations dans le domaine de la morphologie glaciaire. Par contre la morphologie glaciaire, encore intacte dans la haute montagne, est susceptible de renseigner beaucoup plus valablement sur l'activité et les possibilités des glaciers passés. C'est ce que nous avons tenté au chapitre précédent.

Tableau récapitulatif des principaux glaciers actuels du Dauphiné montrant les différences d'altitude de leurs fronts en fonction de l'orientation.

Orientation Nord	Altitude (m)	Différence d'altitude (m)	Orientation Sud	Altitude (m)
ARSINE	2450	450	PYRAMIDE	2900
G.BLANC (NW)	2200	600	SERRE-SOUBEYRAN	2800
G.NOIR (NW)	2150	700	COUP-DE-SABRE	2850
CASSET	2000	800	MONETIER	2800
Pl.DES AGNEAUX(NNW)	2180	800	ALVAN	3000
CLOT DES CAVALES	2480	500	G. SUP. DES AGNEAUX	2950
BONNE PIERRE (NE)	2350	400	VALLON DE LA PILATTE(SW)	2750
PILATTE	2130	700	FOURNET	2850
CHARDON (NW)	2100	650	VACCIVIER	2750
ETAGES	2270	500	LAVEY (W)	2750
MUANDE	2250	600	PORTERAS	2850
SELLETTES	2280	300	OLAN	2750
AUPILLOUS (Jocelme)(W)	2500	50	BONVOISIN (E)	2450
HOMME (NE)	2200	700	SUP. DES CAVALES (SE)	2900
TABUCHET	2450	200	ETANCONS	2650
MEIJE	2050	600	" "	
RATEAU	2300	500	SELLE (SW)	2800
GIROSE	2270			
MONT-DE-LANS	2350			

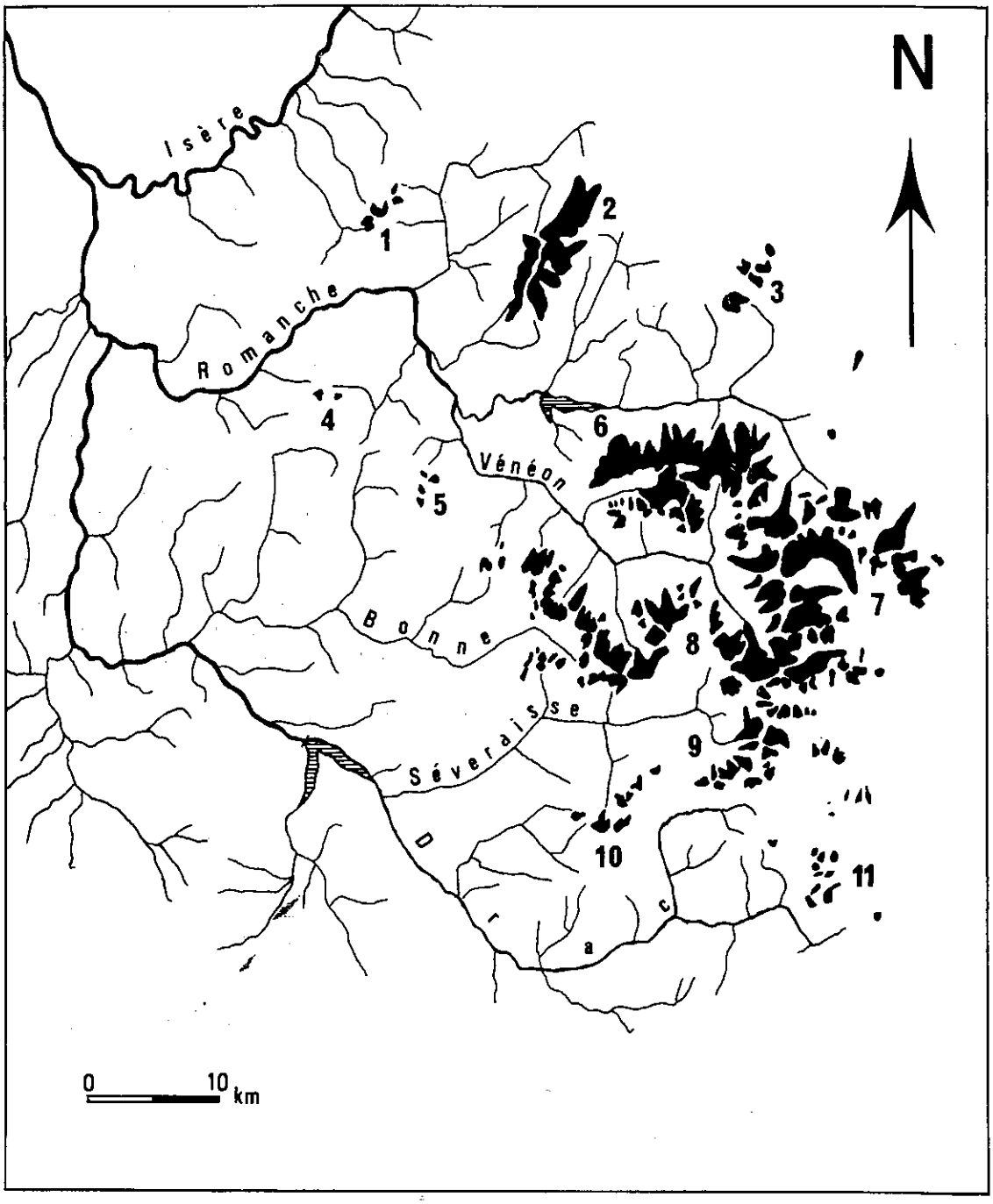


Fig. 70. CARTE SCHEMATIQUE DES GLACIERS ACTUELS DES ALPES DAUPHINOISES.
1. Groupe de Belledonne, 2. des Grandes-Rousses, 3. des Aiguilles d'Arves, 4. du Taillefer, 5. du Rochail, 6. de la Meije-Mont-de-Lans(Romanche), 7. de Vallouise, 8. du Vénéon, 9. du Valgaudemar (Sirac), 10. du Chaillol, 11. du haut-Drac-Dourmillouse.

Orientation Nord	Altitude(m)	Différence d'altitude (m)	Orientation Sud	Altitude (m)
LANCHATRA	2300	450	HAUTE-PISSE	2750
MARIANDE	2400	400	VALLON	2800
	GRANDES-ROUSSES			
SAINT-SORLIN	2500	250	SARENNE	2750
BARBARATE	2630	30	QUIRLIES (E)	2600

III.4. LA REGION DE GRENOBLE.

III.4.1. DELIMITATION.

La région de Grenoble est une petite cellule géographique, une dépression encadrée par une couronne de hauteurs. Partant du confluent de l'Isère sa frontière passe au Moucherotte, suit la ligne de crête du Vercors jusqu'au Gerbier, inclut le bassin du Lavanchon, joint le sommet du Petit-Brion entre Gresse et Drac, passe au Conest puis court par le Pic de l'Oeilly jusqu'à la Croix-de-Chamrousse et à la crête de Belledonne. De là elle suit le Doménon puis s'arrête au Grésivaudan. En font donc partie le plaine de Grenoble, la plaine de Varces, le plateau de Champagnier, la diffluence d'Uriage et le petit bassin de Vizille. C'est un domaine déjà très complexe où de nombreux problèmes se posent.

L'ombilic de Grenoble est un carrefour où convergent les trois plus grands cours d'eau des Alpes françaises du Nord, l'Isère, le Drac et la Romanche, et où convergeaient par conséquent leurs glaciers quaternaires. Tout le contingent de glace, dont le plus important venait du Grésivaudan, n'avait pas d'autre issue que la cluse de Grenoble, vallée relativement étroite. C'est pourquoi nous avons vu s'excaver en amont un profond ombilic, d'une grande largeur aussi, qui était comme une plaque tournante ou un distributeur glaciaire lors des maxima d'extension. Car si la seule issue du système était bien la cluse de Grenoble, la disposition morphologique des vallées est telle que les courants glaciaires étaient autrement répartis. On a vu qu'au Würm, le glacier de l'Isère remontait loin en amont les basses vallées de la Gresse et du Drac, où il retenait un lac. Il y avait un courant , mineur certes mais non négligeable, dirigé vers le Sud, qui n'empruntait donc pas la cluse (fig. 71). Il en fut de même lors des glaciations précédentes. Le grand appareil du Grésivaudan épaulé par celui de la Romanche s'inflitrait jusque dans le Trièves au fond duquel il envoyait une diffluence dans la haute vallée du Buech par le col de la Croix-Haute (fig.66). Ce n'étaient pas en effet les glaciers relativement modestes de la Bonne, de la Souloise, de la Séveraisse et du Drac même qui pouvaient repousser efficacement l'énorme masse de l'Isère et de la Romanche. Donc, à toute époque, il y eut un courant de glace circulant à contre-sens dans la basse vallée du Drac. En existe-t-il des traces dans la région de Grenoble ?

Les plus hautes moraines reconnues sont celles du plateau de St-Nizier, sur le Vercors, et des Seiglières au flanc de Belledonne. Elles ne dépassent guère 1100 m et sont datables du Würm. Au-dessus, on ne connait rien de morphologiquement net.

Cependant on a noté depuis longtemps la présence de blocs erratiques à une altitude atteignant 1300 m au S de St-Nizier, sur les pentes du Moucherotte (C.LORY, 1860, p.666, A. FALSAN et E. CHANTRE , 1879, p. 352.), c'est-à-dire environ 200 m au-dessus de la surface du glacier du maximum würmien. Enfin le plus haut témoin du passage des glaciers alpins nous a été fourni par la découverte de galets et cailloux, à vrai dire fort peu nombreux, de gneiss amphibolique dans la grotte Vallier qui s'ouvre juste à la base de la falaise du Moucherotte, à l'altitude 1500 m exactement. Cela paraît très haut mais n'est point incompatible, on l'a vu, avec d'autres témoins conservés beaucoup plus au S, en Trièves.

Mais le plus intéressant en ce qui concerne ces dépôts morainiques élevés est la grande moraine latérale du Vercors et celle de Belledonne, que nous allons maintenant étudier.

III.4.2. MORAINE LATERALE DU VERCORS.

On la suit depuis l'extrémité nord du plateau des Guillets (St-Nizier) ou " Mollard-Gargot " jusque sur le plateau St-Ange au-dessus de Varces.

Abstraction faite des témoins morainiques isolés et élevés, qui n'appartiennent vraisemblablement pas au Würm, la première ride morainique (ou moraine latérale) repérable est celle de la Chaussère qui comporte une double crête portant le hameau et la cote 1094. A ce moment les eaux de fusion ont façonné deux chenaux radiaux, puis marginaux, qui se sont réunis un peu en aval pour façonner la fameuse gorge morte du " Pas-du-Curé, bien connue (M. GIGNOUX et L. MORET, 1952). Nous l'appellerons stade de la Chaussère (fig.72).

Une deuxième crête se tient un peu en retrait, partant des Michelons et suivie par la route de Rochetière.

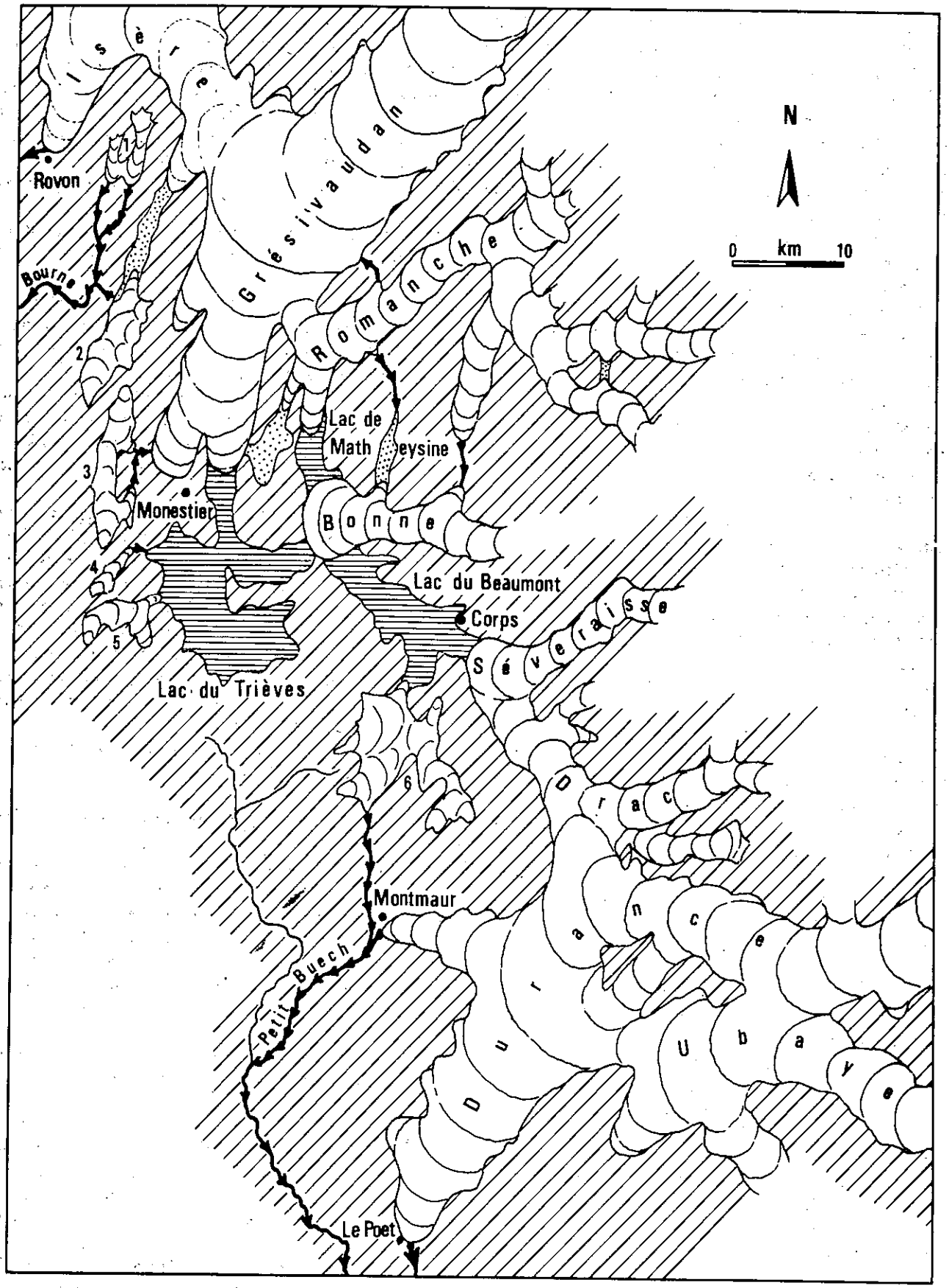


Fig. 71. CARTE SCHEMATIQUE DES GLACIERS WURMIENS (MAXIMUM, WII), DANS LE BASSIN DRAC-DURANCE.
Hachures horizontales : étendues lacustres de barrage glaciaire, pointillés : dépôts d'obturation, flèches : principaux effluents, Glaciers locaux : 1. Autrans, 2. Lans, 3. St-Andéol 4. La Bâtie, 5. Chichilianne, 6. Dévoluy.
Remarquer la modicité du glacier du Drac.

Des affluents de cet épisode ont façonné de petites brèches actuellement sèches dans le plateau calcaire. C'est le stade de Rochetière, qui peut être un sous-stade du premier.

Vient alors le stade principal ou des Guillets. Une première moraine est située sous ce village, longée à l'aval par un grand chenal qui aboutit à la combe de Lavaresse, homologue du Pas-du-Curé. La seconde, la plus développée, s'étend du cimetière militaire (où l'on peut en voir une bonne coupe) jusqu'au Mollard, appuyée sur la crête sénonienne qui forme le sommet du plateau. A son extrémité nord, la moraine se rebrousse, épousant la topographie locale au hameau des Roux, et va se terminer juste à l'entrée de la combe de Lavaresse, datant donc cette dernière. Mais le plus spectaculaire est la série des quatre chenaux radiaux issus du front des Guillets, qui ont creusé des vallées mortes dans le sommet sénonien du plateau avant de se réunir au chenal marginal aboutissant à Lavaresse.

Un quatrième stade est encore visible, le stade de Charvet ou du Mollard-Gargot, composé de deux rides morainiques se rebroussant à l'extrémité du plateau, une seule subsistant dans la vallée du Furon, et longées par leurs chenaux marginaux respectifs.

Or ce stade de Charvet se retrouve sur le versant gauche du Furon, sous la forme d'une moraine latérale alpine très bien individualisée au Fournel (934 m). Le lobe isérois pénétrant dans le bas-Furon à ce stade atteignait donc à peu près la combe du Pèlerin sous Galizère. Quant aux stades antérieurs ils semblent n'avoir laissé aucune trace morphologiquement nette, mais seulement de rares éléments alpins dans la vallée de Lans.

Donc sur ce plateau des Guillets la morphologie glaciaire permet de distinguer quatre stades de retraits successifs générateurs d'une action morphologique non négligeable (creusement de chenaux dans le substratum calcaire), donc ayant eu une certaine durée. Mais, dès le S des Michelons, le versant du Moucherotte devient chaotique par suite d'effondrements et de glissements. On ne retrouve les moraines alpines que quelques kilomètres au S, sur le plateau du Peuil-de-Claix.

Le Peuil-de-Claix, vaste pan d'urgonien effondré (J.DEBELMAS,1966), supporte une série de vallons morainiques alignés parallèlement. Les premiers, les plus externes, sont situés au S de la dépression marécageuse dans la clairière des Douze-Apôtres. Il y a deux crêtes morainiques parallèles qui disparaissent au S sous l'écroulement plus récent, donc post-würmien, de Griffey, un petit vallum frontal retenant en arrière une dépression fermée. Le vallum principal, allongé et discontinu, part du Punais (cote 992) et vient finir à l'E de l'écroulement, qui le traverse, vers Terre-Grasse. Son altitude est régulièrement décroissante du N au S, et un chenal marginal le suit tout au long. Un troisième vallum supporte le village du Peuil. Quant au dernier, encore plus discontinu, on ne le trouve que par bribes de la Maison-du-Sergent à Terre-Grasse-Savoyères. Enfin, un autre vallum de petite taille ferme à l'aval le plateau St-Ange à la cote 970. L'altitude de ce vallum indique qu'il ne se relie sans doute à aucun de ceux du Peuil, le niveau du glacier devant dépasser assez fortement celui de ces derniers.

Sur le Peuil donc, on peut distinguer deux stades de retrait séparés par une dénivellation d'une centaine de mètres : le stade du Peuil proprement dit (970-1000m) et celui de Savoyères (860-870 m) ; quant à celui de St-Ange, il serait différent et un peu plus élevé.

Quant à les raccorder à ceux du plateau de St-Nizier, la solution de continuité qui les sépare nous l'interdit. Mais, de toutes façons, ils appartiennent tous à la décrue du glacier du maximum de Würm.

En-dessous des plateaux de St-Nizier et du Peuil, plus aucune forme morainique latérale n'est visible. Cela n'est pas étonnant vu le grand développement des cônes de déjection et des glissements de terrain, écroulements ou solifluxions qui affectent tout le versant. Dans ces masses chaotiques se mêlent les moraines alpines, les éboulis et écroulements locaux aux marnes détrempées du Valanginien qui servent de surface de glissement. Néanmoins, au-dessus de Claix, le versant situé sous le rebord du Peuil présente des replats caractéristiques allongés parallèlement et garnis d'éléments alpins, de telle sorte que l'on peut penser qu'ils ont été façonnés au contact du glacier würmien en décrue. On les observe à la cote (457 m), Duratière (450m), Garetière (380m). Mais ces formes ne sont pas suffisamment nettes pour pouvoir caractériser des stades.

Les autres témoins indubitables du stationnement du glacier sont les vallées mortes, très belles et spectaculaires, qui traversent le versant sénonien au N de Seyssinet et que l'on avait pris pour des encoches de verrou. Il s'agit simplement de chenaux marginaux ayant sans doute fonctionné aussi en chenaux sous-glaciaire, évacuant les eaux de la marge occidentale du glacier de l'Isère en direction de la cluse. La pente nord-ouest de ces chenaux est là pour le prouver. Certains aboutissent dans des entonnoirs karstiques, aujourd'hui colmatés par des blocs et sont donc des formes mixtes. On en dénombre cinq , de haut en bas : Pariset (666m), Désert de J.J. Rousseau (480m), Désert de l'Ecureuil (410 m), Combe-Vallière (370 m), les Vouillants (300 m). Peut-être figurent-ils des stades, mais leur position très basse, le fait qu'ils ont fonctionné à plusieurs reprises dans des conditions différentes (para-glaciaires et sous-glaciaires) et sans doute à des époques diverses, ne permettent pas de les dater avec précision.

Il n'y a pas de moraine locale dans la région de St-Nizier, contrairement à ce qu'affirmait A.ALLIX (1914), pas plus qu'il n'y a de cirque du Moucherotte. La langue glaciaire locale qui aurait perforé la moraine alpine au Grand-Pariset n'est qu'une coulée boueuse sub-actuelle, comme il y en a de nombreuses dans tout ce versant. Les glaciers locaux ou du moins les moraines locales sont inconnues en fait dans ce secteur.

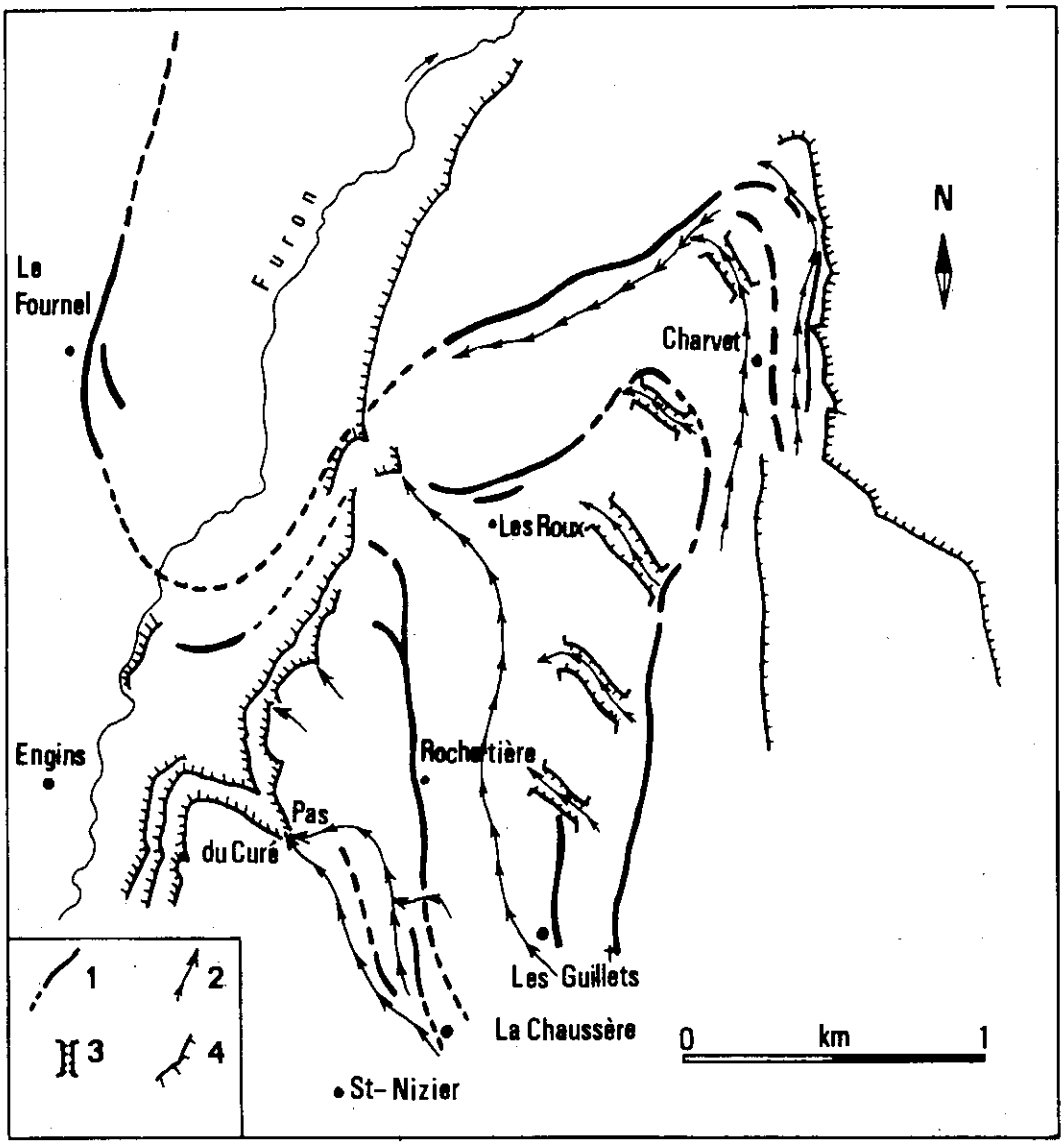


Fig.72. CARTE SCHEMATIQUE DE LA MORPHOLOGIE GLACIAIRE DU PLATEAU DES GUILLETS (Vercors).
1. Crêtes morainiques, 2. Effluents, 3. Canons proglaciaires, 4. Escarpements calcaires.

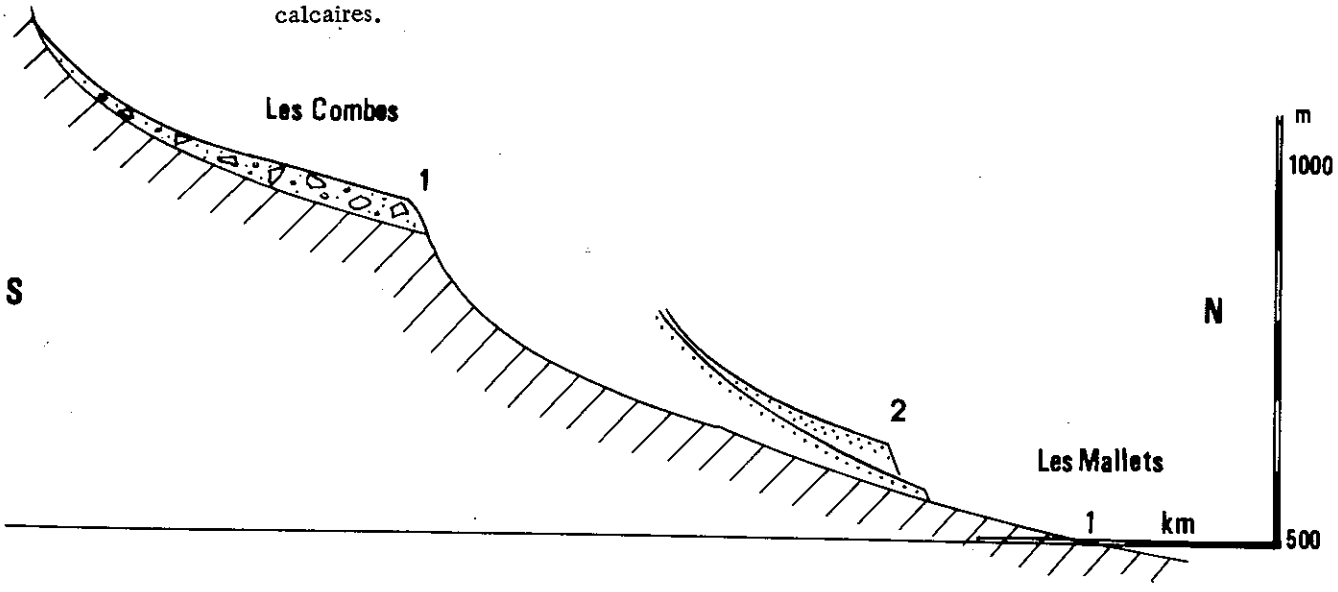


Fig.73 DEPOTS D'OBTURATION ET CONES DE DEJECTION ANCIENS DU LAVANCHON.
1. Moraine plus ou moins remaniée., 2. Cônes torrentiels francs.

Hormis les glissements de terrain, le versant du Moucherotte est caractérisé par un développement considérable des cônes de déjection, actuellement éteints ou stabilisés, qui forment une frange continue jusqu'en amont de St-Paul-de-Varces dans le bassin du Lavanchon. Le plus important est celui de Claix, le second celui de Seyssins. Ces cônes sont anciens mais ont dû fonctionner jusqu'à une époque assez proche puisqu'ils se raccordent à la plaine de Grenoble qui est un comblement fini-würm encore soumis à inondation, n'étaient-ce les endiguements de l'Isère et du Drac. Mais ils ne sont pas actuels, comme le prouve leur dissection par les torrents locaux et la présence d'un petit cône, récent celui-là, au Bouchet, sous Seyssins, emboîté dans le grand. Tous sont donc de même âge, hormis celui de St-Ange qui est würmien car retenu par l'obturation de la haute moraine iséroise.

Si l'appartenance au Würm de tous les stades glaciaires de ce versant du Vercors ne fait aucun doute, le fait qu'ils soient dépendants du seul glacier de l'Isère n'en fait pas davantage. Pour le prouver, localement, il n'est que d'observer la morphologie montrant les vallums latéraux, et non frontaux, doucement inclinés vers le S, c'est-à-dire vers l'amont du Drac. Ils ne peuvent donc être produits par le glacier de cette vallée. De plus on sait qu'au Würm le glacier dracquois était en Champsaur, donc très loin de Grenoble. Quant à celui de la Romanche, l'étude morphologique a montré combien il était impuissant à franchir le verrou du Conest-Combeloup, donc à refouler le glacier du Grésivaudan. C'est la branche diffluente de ce dernier seul qui a remonté le Bas-Drac et la Gresse et a abandonné les moraines latérales du Vercors car, seul, il a été en mesure de le faire. Mais d'autres arguments viendront, ultérieurement, confirmer cette conclusion. Une étude concluant dans le même sens a paru récemment (R. VIVIAN et M RICQ, 1969). Basée sur la minéralogie des sédiments morainiques, elle attribue au glacier de l'Isère seul la formation de la moraine du plateau des Guillets. C'est bien notre opinion. Mais, poussant plus loin l'analyse, elle en vient à attribuer une partie, notamment à Seyssins, à l'action d'un glacier Drac-Romanche et envisage alors une histoire compliquée de déglaciation alternée, où nous ne suivons plus les auteurs. D'une part parce que le glacier du Drac n'existait pas au Würm à Grenoble, d'autre part parce que le versant Seyssinet-Pariset est tellement bouleversé par les solifluxions et les glissements de terrain, dont certains encore actifs, qu'il s'y est produit un mélange de tous les constituants aussi bien glaciaires que substratum, où l'on ne peut plus rien reconnaître. Qu'il y ait, dans ces conditions, un certain nombre d'éléments du Drac-Romanche n'est pas surprenant. Ils ont pu être tout simplement repris d'une période glaciaire antérieure pendant laquelle, effectivement les glaciers dracquois sont venus ici.

III.4.3. DEPOTS D'OBTURATION DU LAVANCHON.

Une autre région intéressante et peu connue est le fond de la vallée du Lavanchon dans laquelle on observe un beau développement de dépôts d'obturation (fig. 73).

Le Lavanchon prend sa source au col de l'Epérimont puis descend rapidement par une série de ressauts jusqu'au Mallets. Là sa vallée s'élargit énormément, en tout cas très anormalement par rapport à la modestie du ruisseau auquel elle donne naissance. En effet, a son débouché dans la plaine de Varces, au bout de 7 km seulement, elle est aussi large que celle de la Gresse et plus large que celle du Drac au même niveau. Nous avons expliqué cette anomalie par un effet de surcreusement de la langue diffluente du glacier isérois, remontant les vallées en question et excavant le Néocomien marneux. Effectivement si le glacier ne semble pas avoir franchi le col de l'Epérimont au Würm, car beaucoup trop haut situé, il est venu colmater complètement le Haut-Lavanchon. La preuve directe en est l'existence du défilé de Pierre-Grosse, entre l'Epérimont et le Pieu, chenal marginal ouvert dans la seconde barre tithonique à l'altitude 747 m, penté vers le petit bassin de l'Echaillon. On rencontre en effet au col, étroit et très profond mais de profil peu incliné, un colmatage par un cône de déjection dans lequel on remarque de nombreux blocs cristallins. Mais les formations d'obturation se développent plus haut et plus bas aux Combes et au Gros-Moran.

Immédiatement au N du col de l'Epérimont, on trouve un plateau alluvial suspendu (Les Combes) d'où le Haut-Lavanchon tombe par une rupture de pente d'une centaine de mètres. C'est un cône de déjection local qui remplit un haut ravin situé au-dessus de la cote 1000 m. Mais la surface du glacier qui barrait ce vallon n'était pas forcément à cette altitude. Si l'on prolonge la surface alluviale en aval, elle vient aboutir à la cote 800, au niveau du Gros-Moran, c'est-à-dire à une altitude de peu supérieure à celle du col de Pierre-Grosse. Cette obturation a donc très bien pu se produire avec un glacier dont la surface était à 800 m, juste suffisante pour envoyer une maigre diffluence dans le bassin de l'Echaillon où elle abandonnait les blocs erratiques alpins, et dont les eaux de fonte creusaient activement le pas de l'Echalier à travers la première barre tithonique. En effet la médiocrité de la surface du bassin-versant de l'Echaillon (moins de 1 km) interdit qu'un ruisseau issu de ce dernier fut capable de creuser un défilé à travers une couche aussi résistante que le Jurassique supérieur.

Les secondes formations d'obturation se développent au Nord de Pierre-Grosse, à Gros-Moran. Il s'agit aussi d'une série de cônes de déjection suspendus d'une cinquantaine de mètres au-dessus du talweg actuel, donc très fortement entaillés. Leur niveau de base semble être voisin de l'altitude 620 m, c'est-à-dire une centaine de mètres plus bas que le col du Gros-Molard et 200 m plus bas que le cône des Combes. Nous y verrions volontiers

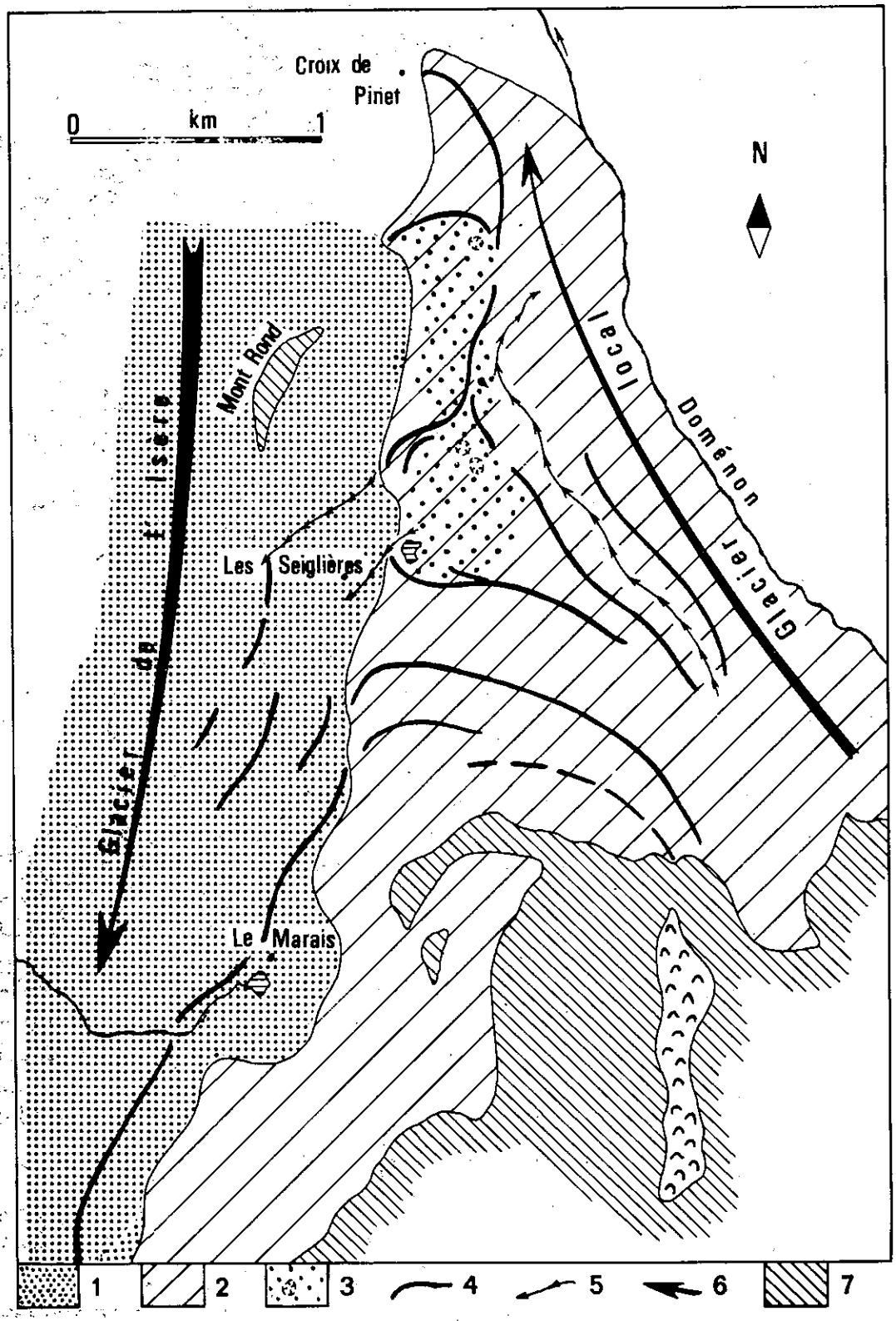


Fig.74 CONFLUENCE GLACIAIRE DOMENON-ISERE.
1. Moraine iséroise, 2. Moraine locale, 3. Topographie " kame et kettle".
4. Crêtes morainiques, 5. Effluents, 6. Courants glaciaires, 7. substratum.

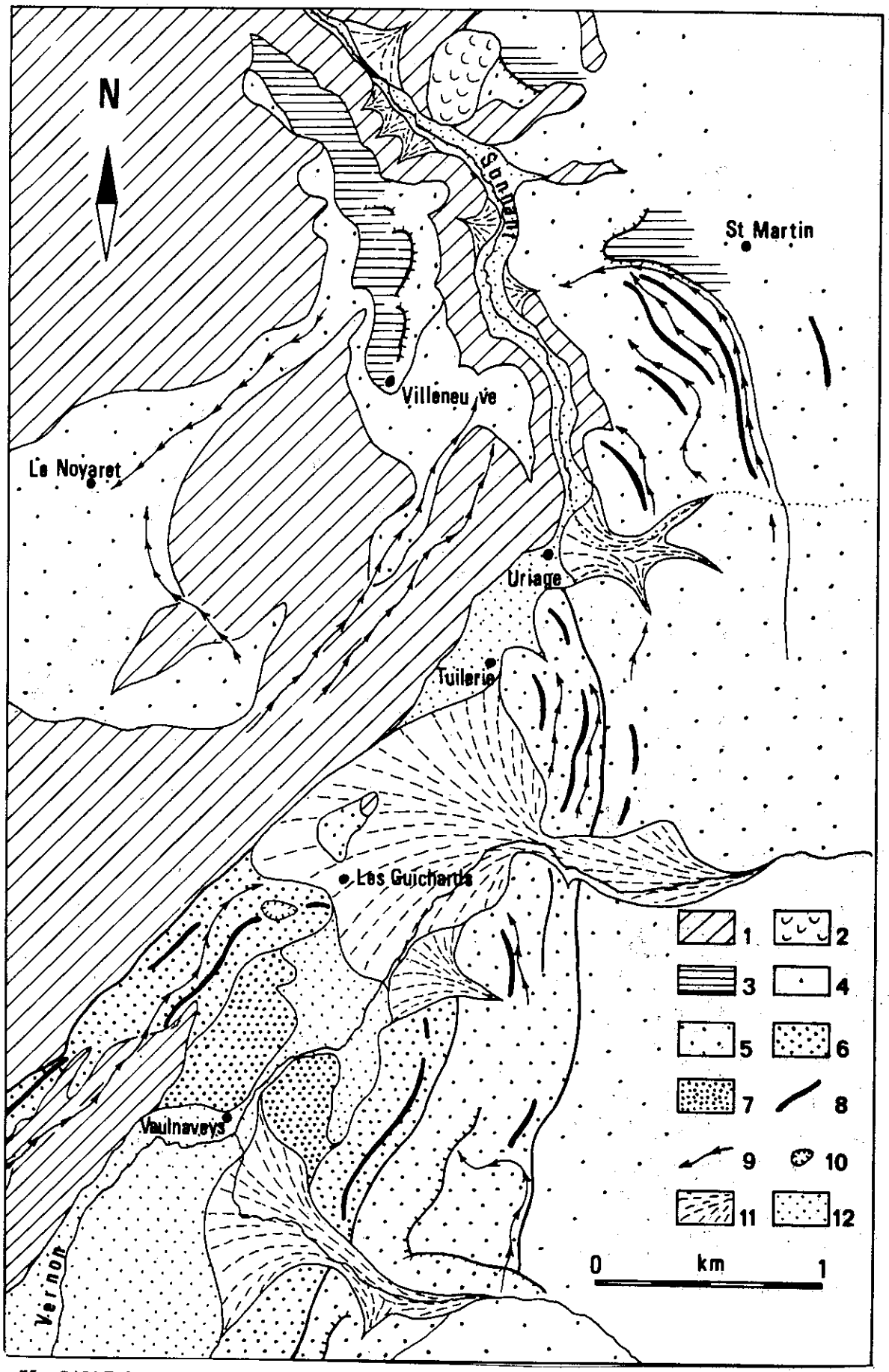


Fig.75. CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA DIFFLUENCE D'URIAGE. La caractérisation du Würm III a lieu par coordination avec les moraines superficielles du plateau de Champagnier et les formes et dépôts marginaux de Brié-les-Guichards. 1. substratum, 2. glissements de terrain, 3. terrasses d'obturation glaciaire du maximum de Würm (II, retrait), 4. stade de Saint-Martin-d'Uriage, 5. stade de Belmont (W III, maximum), 6. stade des Guichards (WIII), 7. terrasse glacio-lacustre de Vaulnaveys (cataglaciaire W III), 8. vallum morainique, 9. chenal marginal, 10. dépression fermée glaciaire, 11. cônes de déjection, 12. alluvions récentes de fond de vallée.

la matérialisation de trois stades de fusion de la diffluence du Lavanchon par le mécanisme suivant :

- Stade des Combes (1) : surface du glacier localement à 800 m. Grosse diffluence par le col du Molard vers l'Echaillon,

- Stade de Pierre-Grosse (2) : le glacier stationne au niveau du col, vers 720 m. Il ne difflue plus, mais envoie toujours ses eaux de fusion dans le petit bassin de l'Echaillon. Pas de formes d'obturation à ce stade.

- Stade de Gros-Moran (3) : glacier stationnant vers 600 m. Formation des dépôts d'obturation du Gros-Moran. La diffluence de l'Echaillon a complètement cessé.

Dès le stade 2, l'incision du cône des Combes commence, puis se poursuit jusqu'après le stade 3 où se forment les grands cônes de déjection de la bordure du Vercors. Il leur correspond un cône récent, emboîté, descendant du ravin de l'Embossou. Puis ces derniers sont à leur tour entaillés de plusieurs mètres par les ravins dépendant du Lavanchon et par ce dernier ruisseau, incision au fond de laquelle se dépose une petite nappe d'alluvions modernes (ou actuelles). Quatre phases successives d'érosion et de sédimentation sont donc distinguables dans ce seul petit secteur.

On sait que les glaciers ont recouvert la montagne d'Uriol où ils ont laissé des lambeaux morainiques épars et peu épais. Mais au N de cette montagne, une jolie morphologie glaciaire se développe juste au-dessus de Varces, dans les couches du Jurassique moyen-supérieur. Là, sur deux kilomètres environ, les couches plongeantes du Jurassique sont tranchées horizontalement par une surface plane d'altitude un peu inférieure à 400 m. Ce n'est ni un niveau de terrasse ni un fond d'auge, mais un replat d'origine glaciaire marginale supportant même un petit vallum morainique (vers Porte-Coche) et parcouru par des chenaux de fusion inclinés vers le S, c'est-à-dire dans le sens de l'écoulement de la glace. Au-dessus de Varces même un minuscule chenal recoupe transversalement ce plateau, isolant la petite butte de Varces (336m), la vallée morte étant elle même à 300 m. On distingue donc sur ce plateau de Varces deux stades de retrait des glaciers, avec stationnement prolongé.

III.4.4. MORAINE LATERALE DE BELLEDONNE.

Le long du versant gauche du Grésivaudan, sous Chamrousse, toutes les pentes au-dessous de la cote 1200 sont recouvertes par un épais matelas morainique dans lequel se développe une belle morphologie. C'est la grande moraine latérale de Belledonne. On peut y distinguer des crêtes bien individualisées au milieu d'un relief toutefois assez confus, résultant de la nature très argileuse du matériel et de la forte pente générale (fig.74).

Dans les environs des Seiglières se produisait la confluence du glacier local du Doménon, issu des cirques supérieurs de la Grande-Lance de Domène et de la Pra, avec le grand glacier du Grésivaudan. Dans cette zone de contact, les moraines latérales gauches des deux appareils viennent se raccorder les unes aux autres pour donner un " paysage morainique " qui avait intéressé P. LORY (1924). L'interaction glaciaire est relativement nette car le glacier du Doméon, beaucoup plus puissant car issu d'un bassin beaucoup plus élevé que ceux du Vercors, a pu imprimer la trace de son passage malgré la supériorité de celui du Grésivaudan.

Sur tout ce versant de Belledonne, qui fut recouvert aux époques glaciaires par une calotte mince de type Mont-de-Lans actuel, et en particulier au S du Doménon (Chamrousse), on repère une limite morphologique et pétrographique entre les moraines iséroises et les moraines locales.

Les moraines iséroises sont riches en granite et gneiss de couleur claire, les moraines locales sont surtout caractérisées par la prédominance énorme des amphibolites. Cette limite s'abaisse régulièrement de 1200 m auN vers 1100 m auS, au débouché du glacier de la Romanche entre Séchilienne et Vizille. Mais, seul, le glacier canalisé du Doméon a construit une morphologie morainique locale reconnaissable.

On distingue 4 à 5 crêtes morainiques du Doméon entre les Grands-Gouillats et la crête rocheuse des Ramettes. C'est aux Seiglières mêmes que se fait la rencontre des deux systèmes. Le glacier isérois a abandonné la grande moraine latérale du Marais, à plus de 1100m d'altitude, qui semble la plus élevée donc la plus ancienne. Elle paraît correspondre à la seconde moraine latérale locale, la première étant peu nette.

Le glacier du Doméon a ensuite envoyé une petite diffluence (hernie) vers les Seiglières, contenue par la colline jurassique de Mont-Rond que le glacier du Grésivaudan a recouvert lors de son maximum et enrobé de moraine à gros blocs erratiques. Derrière l'arc frontal ainsi formé, la petite dépression a été occupée par l'étang de Marais-Chaud. A ce moment le glacier isérois s'était un peu abaissé puisque un affluent du Doménon a traversé la moraine frontale pour se jeter dans le chenal marginal isérois.

Par la suite on distingue seulement un stade (une moraine) de décrue du Doménon, ainsi qu'un lambeau morainique du Grésivaudan. Plus aucune trace morphologique nette ne subsiste jusqu'aux dépôts de Poisat, immédiatement au-dessus de la plaine de l'Isère.

Une série de vallums morainiques latéraux se succèdent ensuite, à une altitude beaucoup plus basse, dans la diffluence d'Uriage. Mais, alors que les moraines latérales élevées du Marais sont inclinées du N au S, c'est-à-dire dans le sens du glacier isérois, celles de la diffluence sont au contraire pentées vers le N, à contre-courant.

C'est la preuve qu'elles ont été déposées par la branche diffluente droite du glacier de la Romanche, en cours de décrue également.

Le glacier du Grésivaudan, de beaucoup le plus puissant, possédait l'avantage sur celui de la Romanche à partir de 800 m d'altitude (et surtout au maximum), au-dessus de la cloison rocheuse qui sépare le Doménon du Sonnant, ébréchée à la cote 745, au Haut-Pinet, par une diffluence latérale. On y voit d'ailleurs un arc morainique à concavité nord, sectionné à Haut-Pinet et bordé à l'W par le chenal pro-glaciaire de la Ronzière qui forme le col. Au-dessous, les glaces iséroises étaient barrées et laissaient donc le champ libre à celles de la Romanche.

III.4.5. LA DIFFLUENCE D'URIAGE.

Cette diffluence a excité l'imagination de bien des auteurs. Nous pensons avoir donné une explication satisfaisante de son origine plus haut (II.2.3.1.). Mais la morphologie glaciaire qu'elle recèle, quoique difficile à interpréter à cause d'un degré de conservation très médiocre et de l'intervention de phénomènes para et post-glaciaires, a donné lieu aussi à maintes hypothèses que nous allons examiner. On avait remarqué depuis longtemps la présence d'amas morainiques occupant le fond de cette vallée morte et barrant même celle-ci à Vaulnaveys et à la Tuilerie. Très tôt l'idée de la diffluence romanchoise s'imposa, car on y trouva des roches caractéristiques de ce bassin, notamment des spilites. Il fut donc défini un stade des Alberges, un stade de Vaulnaveys caractérisés par des moraines frontales et un stade de Vizille (P. LORY, 1903, W.KILIAN,1911, A.ALLIX, 1917). Chaque auteur, d'ailleurs, nomme les stades et trace les extensions glaciaires différemment des autres. Mais l'affaire devient importante au moment de la définition du " Néo-Würm " par W. KILIAN (= stade d'Eybens), car d'une part on y voyait une deuxième avancée glaciaire (la Récurrence) et, d'autre part, on en plaçait plus ou moins le front diffluent vers les Alberges (Séminaire). Il ne semble pas y avoir de moraine typique à Vaulnaveys même. Par contre il y en a dans la vallée en amont, aux Guichards, au S du Séminaire, à la Tuilerie d'Uriage, à Uriage et au-dessus. Et, si l'on examine le versant de Belledonne, on peut trouver un certain nombre de vallums latéraux encore reconnaissables.

C'est ainsi que nous en comptons cinq entre le maximum et St-Martin-d'Uriage (500m) où nous pensons qu'il existe un stade glaciaire bien défini, non encore signalé. Ces cinq vallums sont échelonnés régulièrement entre les altitudes 816 et 650 m, mais malheureusement sous la forme de crêtes isolées et discontinues.

Vient ensuite,plus bas, le système morainique de St-Martin-d'Uriage. On y reconnaît quatre bourrelets, chacun longé par son chenal marginal dont le plus beau et le plus typique est celui qui va du Molard à St-Martin, à l'extérieur de l'ensemble. Là le front du glacier s'arrêtait au niveau même du ravin, où trois de ces chenaux viennent se jeter. Un peu à l'aval, le village est construit sur un aplanissement constitué par du matériel morainique lavé et roulé, résidu d'une terrasse d'obturation qui devait s'étendre dans la vallée du Sonnant à l'altitude 540-550 m environ, entre les fronts diffluents de la Romanche et de l'Isère, ce dernier remontant le Sonnant ou barrant simplement son issue. D'autres arguments viennent confirmer cette manière de voir (fig.75).

En face de ce village, à Villeneuve(altitude 540-550 m), une terrasse élevée (150 m au-dessus du talweg) existe, déjà signalée par W. KILIAN. Cette terrasse, très bien individualisée morphologiquement bien que de taille modeste, est située juste au niveau de l'aplanissement de Saint-Martin. Elle est constituée par un matériel alluvial (petits galets, sables et graviers bien lités) d'origine romanchoise (G. MONJUVENT, 1967). Or les alluvions de cette terrasse se retrouvent assez loin en aval sur le versant , jusqu'au-dessus du pont de Maupas. Le glacier isérois stationnait donc forcément à l'aval de ce point.

Le soubassement de la terrasse d'obturation de St-Martin est morainique, on en a la preuve dans le chemin qui descend à Sonnant. Le glacier qui occupait la diffluence a déposé une couche de moraine de fond sur laquelle s'est constituée dans une étendue glacio-lacustre, la terrasse d'obturation en question. Le fait que les alluvions de cette terrasse ne remontent pas en amont au delà de Villeneuve-St-Martin indique de façon indubitable que le glacier occupait alors cette portion de la vallée, en accord avec la morphologie glaciaire précédemment décrite. Il y eut donc un long stationnement du glacier de la Romanche en cet endroit, que nous appellerons stade de St-Martin d'Uriage.

Sans doute y eut-il des stades de retrait antérieurs, comme l'indiquent les vallums latéraux élevés, mais aucun élément ne permet de les caractériser.

Par contre, en aval d'Uriage, deux stationnements de la langue diffluente sont encore visibles : ceux de la Tuilerie et des Guichards.

La vallée morte se ferme à la Tuilerie où un important amas morainique obture le fond juste au niveau du col (416m). Le fait qu'au N on passe à la vallée du Sonnant, de profil fluviatile, avait fait placer là l'extrémité d'une langue glaciaire et une dépression centrale (Zungenbecken). En fait, il n'y a pas de dépression, mais un complexe morainique frontal de retrait composé de trois crêtes bien individualisées (la Tuilerie, les Roux, les Davids), chacune accompagnée de son chenal marginal. Ce sont les eaux de fonte de cette langue qui ont contribué à creuser le talweg fluviatile du Sonnant. Après le retrait du glacier, et certainement longtemps après, ces moraines

latérales et frontales ont été percées par un vaste cône de déjection du Vernon sur lequel le séminaire et le village des Alberges sont établis. De ce cône émerge une petite butte rocheuse (improprement appelée verrou) accompagnée d'un dôme morainique, qui est simplement de la moraine de fond (ou un drumlin) incomplètement noyés par les alluvions du cône. Puis en aval encore vient le système frontal des Guichards.

Il se présente dans les mêmes conditions que celui de la Tuilerie, mais plus complètement car ce dernier, comme à Saint-Martin d'ailleurs, n'a subsisté que sur le versant est. Il montre les deux branches habituelles percées au milieu par la trouée de Vaulnaveys due à l'activité post-glaciaire du Vernon lequel était alors détourné vers l'Isère. A l'W, deux vallums latéraux viennent aboutir aux Guichards dans une moraine frontale typique possédant même une dépression fermée. A l'E, deux autres moraines latérales s'individualisent, sous Belmont et à la Faurie. A Belmont même, une ride un peu plus élevée appartient vraisemblablement au stade antérieur.

Lorsque le glacier stationnait aux Guichards, sa surface était un niveau de base à la hauteur duquel s'est déposée une autre formation d'obturation, à profil en cône de déjection et faisant un replat aux Allouesc et sous le Molard-Girond, à l'altitude 500 m. Cette formation s'individualise bien au débouché des ravins de Prémol et de Bessard, duquel elle semble dépendre surtout. Son matériel est un mélange de moraine romanchoise et d'apports locaux.

De l'autre côté de la vallée, la surface du glacier affleurait juste la percée de Brié, brèche latérale glaciaire dans la colline jurassique de Montchaboud-Villeneuve par laquelle un affluent s'échappait et se raccordait à la partie supérieure du plateau de Champagnier, que nous étudierons plus loin.

Le glacier dut stationner encore un moment un peu à l'aval de Vaulnaveys, puisque l'on trouve dans ce village une terrasse relativement basse (370 m), de cote inférieure à la moraine frontale des Guichards (400m), et montrant une structure deltaïque typique (G. MONJUVENT,1967) avec éléments sableux et galets bien roulés, stratifiés, à pendage nord c'est-à-dire dirigé en aval du front glaciaire. Ensuite aucune forme frontale n'apparaît jusqu'à la dépression de Vizille.

Entre Vaulnaveys et Vizille, on trouve encore deux résidus de terrasse, au Mas et à Vizille même (alt. 290 m) dépassant quelque peu du remblaiement récent du fond de vallée. Comme à Vaulnaveys, mais à un cote inférieure, il s'agit de formations lacustres, de graviers et sables à stratification oblique qui ne peuvent être que de barrage glaciaire. Nulle part on ne peut observer un quelconque témoin d'un éventuel " stade de Vizille ", défini ici même par A.ALLIX (1917). On retrouve de même une terrasse lacustre identique à Vizille (Les Matons), à la même cote, formée du même matériel sableux fin, exempte de tout dépôt glaciaire et située à l'extérieur de la vallée morte d'Uriage, dans l'anse de la Romanche. Cela prouve l'inexistence du stade de Vizille, de même que la couronne morainique de Cornage, simple placage de versant, n'a aucune qualité pour figurer un stade quelconque d'arrêt, même bref, du glacier.

Il ressort donc que l'on peut, d'après les dépôts morainiques, individualiser nettement trois stades de cette diffluence romanchoise. Mais l'existence de formes élevées permet d'en reconnaître encore au moins un plus ancien : le chenal de Villeneuve-le-Noyaret.

A l'E de la colline des Quatre-Seigneurs, le substratum jurassique est profondément échancré par une vallée morte perchée à 603 m d'altitude, profondément encaissée et doucement inclinée vers le S. C'est le chenal du Noyaret, entre ce village et Villeneuve. Il a été façonné en dernier par la diffluence de la Romanche et la langue iséroise occupant la vallée du Sonnant, avant que ne se dépose la terrasse de Villeneuve même, comme le prouve la présence de cette terrasse et la pente du chenal. Au S un autre chenal transversal le rejoignait, celui des Combes, à partir de la vallée d'Uriage. Plus haut on ne connait rien de vraiment net. Par conséquent, quatre stades du lobe diffluent romanchois existent, qui sont les suivants :

Stade du Noyaret ; Stade de St-Martin d'Uriage ; Stade de la Tuilerie ; Stade des Guichards. Lors de ces stades, et même avant au maximum du Würm, les vallées et ravins étaient profondément encaissés et peut-être même plus qu'actuellement, car ils conservent tous un colmatage alluvial qui remplit les irrégularités initiales du substratum.

En amont de Vizille, on ne trouve plus aucun témoin de stationnement glaciaire jusque dans les très hautes vallées, à proximité des glaciers actuels. Quant à l'ombilic de Vizille on sait qu'il est rempli par des formations lacustres, argileuses et sableuses, sous une couche supérieure d'alluvions à galets (R. MICHEL et J. ROTHE, 1959).

III.4.6. LE PLATEAU DE CHAMPAGNIER.

Au S de Grenoble, adossé contre les collines jurassiques de Montchaboud qui l'isolent de la vallée morte d'Uriage, s'étend le plateau de Champagnier, vaste entablement de terrains quaternaires dominant la plaine de Grenoble d'environ 200 m. C'est ici qu'a été créé le " stade d'Eybens " (P. LORY,1911), préfiguration du Néo-Würm.F. BOURDIER (1961) en a donné une descirption sommaire, mais avant de l'aborder à notre tour, on doit rappeler succinctement les problèmes qu'il pose (fig.76).

La masse même du plateau est formée par une énorme accumulation de cailloutis à galets de grande taille, bien arrondis et émoussés, emballés dans une matrice sableuse grossière, assez bien stratifiés horizontalement et dépourvus d'horizon fins. Le sommet est relativement plat et horizontal, mais tout de même assez irrégulier et parsemé

par endroit de blocs erratiques. La carte géologique y figure une couverture morainique continue, accidentée de vallums(Vizille et Grenoble au 80 000e). Mais, plus que le plateau lui-même, ce sont les formations annexes qui justifient l'intérêt de cette région.

A la corne sud-ouest du plateau on a signalé, sous les cailloutis, une moraine argileuse à galets striés (P.LORY, F. BOURDIER,1961). C'est la fameuse moraine du cap de Marcelline. A Eybens, une tuilerie exploitait depuis le siècle dernier une carrière d'argiles " varvées ", au débouché du Sonnant rive gauche, sous le fort de Montavie. Ces argiles ont fait et font encore l'objet de nombreuses études. Quelques kilomètres en amont, rive gauche, sous Romage, une formation locale (cône de Romage) a livré une faune malacologique abondante. Enfin, toujours dans le même secteur, à Poisat, des moraines latérales très bas situées ont été définies comme appartenant au " stade d'Eybens " . F. BOURDIER propose une chronologie du tout, qui va du Riss (moraine de Marcelline) au Würm (plateau de Champagnier et moraines de Poisat) en passant par le Riss-Würm (sommet des argiles d'Eybens). Il récuse formellement le " stade d'Eybens " ou Néo-Würm comme non fondé.

III.4.6.1. Moraine de Marcelline. Elle n'est plus visible depuis l'époque où nous avons commencé nos travaux. Un énorme pan de la falaise caillouteuse s'est en effet effondré, masquant l'endroit précis du gisement. Une tentative de dégagement à la pelle mécanique de l'affleurement, avant le Congrès INQUA 1969, a échoué à cause du trop fort volume de matériaux glissés à enlever. Jusqu'à preuve du contraire, nous admettrons donc l'existence de cette moraine.

III.4.6.2. Alluvions du plateau. On peut les observer facilement aujourd'hui dans la grande carrière de la route de Bresson, ouverte pour les chantiers des jeux olympiques, qui échancre le versant sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur ; on y observe de bas en haut (fig.77) :

- des sables gris, fins, très homogènes, cohérents et bien stratifiés horizontalement, sans galets ni graviers. Cette formation est visible sur une hauteur de 12 à 15 m, sans changement de faciès. Le fond de la carrière, qui domine largement la plaine de Grenoble, est régulièrement inondé car les eaux de pluie ne s'y infiltrent pas. C'est que, sous le sable et à fort peu de distance certainement, se trouvent les argiles d'Eybens que l'on a reconnues par ailleurs (J.C. FOURNEAUX, G. MONJUVENT et J. SARROT-REYNAULD , 1969).
- au-dessus, les cailloutis du plateau de Champagnier. Ils sont polygéniques mais surtout cristallins, à galets de bonne taille toujours bien roulés et émoussés, dont certains peuvent atteindre 50 cm. Très peu d'éléments imparfaitement arrondis. L'ensemble, homogène du haut en bas de la coupe, est bien stratifié horizontalement plus sous forme de grandes lentilles allongées que de véritables bancs. Il existe des niveaux de sables grossiers. La matrice est sableuse assez grossière, jamais argileuse. Quelques loupes plus limoneuses renferment des petits galets calcaires non pas rayés ni striés mais légèrement griffés. On y voit aussi de petites lentilles (1 à 2 m) d'une argile jaune, dure, non calcaire, contenant très peu d'éléments grossiers, surtout des graviers.
- enfin des blocs de grande taille, surtout de granite du Pelvoux, gneiss, amphibolites, etc... se trouvent sur les versants de la carrière. Ils proviennent du sommet du plateau où l'on peut voir un placage peu épais de boue glaciaire à galets striés contenant ces blocs, qui glissent sporadiquement sur les pentes.

Le front de la carrière montre une superposition normale, stratigraphique, des cailloutis sur les sables. Apparemment, il y a donc concordance dans les dépôts. Cela paraît cependant un peu surprenant étant donné la différence des deux faciès, très brutale. Une sédimentation continue des sables aux cailloutis aurait dû s'effectuer par un enrichissement progressif en éléments grossiers vers le haut. Or ce n'est pas le cas, le contact étant absolument net.

L'explication nous a été donnée par l'ouverture récente d'une coupe transversale. On y voit les sables profondément ravinés (plus de 10 m) par les cailloutis. La brutalité du contact s'explique donc : il y a ravinement des cailloutis par les sables. La même observation avait d'ailleurs été faite dans une autre coupe mais à une échelle bien inférieure (J.C. FOURNEAUX, G. MONJUVENT et J. SARROT-REYNAULD , 1969).

III.4.7. LES ARGILES D'EYBENS.

Immédiatement à l'E d'Eybens, le long de la route de Tavernolles, une tuilerie exploitait depuis une centaine d'années un gisement d'argiles quaternaires apparemment très localisé, à la base du plateau de Champagnier. F.BOURDIER (1961, p. 37) en a donné une longue et très complète description à laquelle nous renvoyons. Mais l'apparition brusque de ces argiles en ce point précis, où elles ont été révélées par un grand glissement à la fois des cailloutis et des moraines de Champagnier sus-jacentes, n'a jamais été expliqué. En effet, sur tout le reste des versants du plateau où, pourtant, les coupes abondent surtout le long du Drac et de la Romanche, on ne voit nulle part affleurer de formation similaire. Il en avait été conclu qu'on était en présence d'argiles glacio-lacustres , déposées dans une petite étendue d'eau libre au bord du glacier, voire sous-glaciaires, fait paraissant corroboré par la structure litée de ces argiles (varves). Leur faible épaisseur supposée (40m) allait dans le même sens. Pourtant

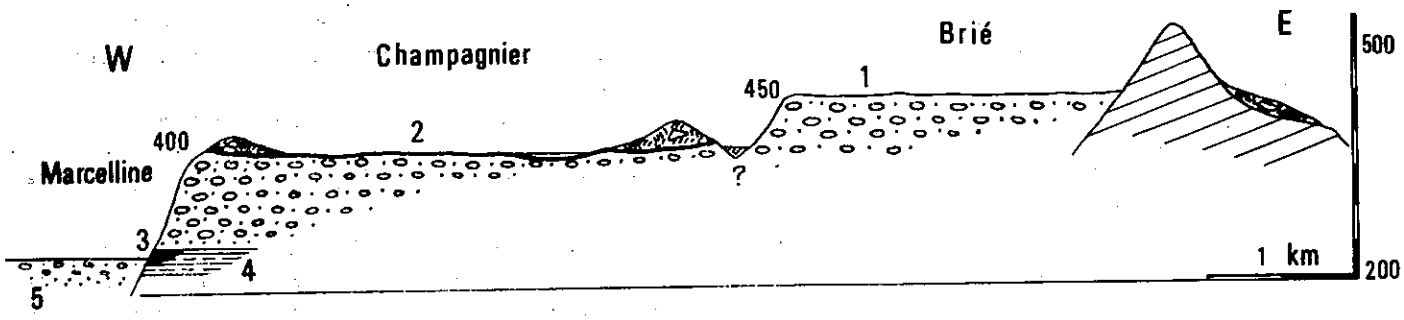


Fig.76. COUPE E-W DU PLATEAU DE CHAMPAGNIER, montrant les deux unités distinctes.
1. plateau de Brié-Angonnes (450m) non recouvert de moraine, 2. plateau de Champagnier proprement dit (400m) à couverture morainique, 3. Moraine de Marcelline, 4. Argiles d'Eybens, 5. remplissage post-glaciaire de l'ombilic de Grenoble.

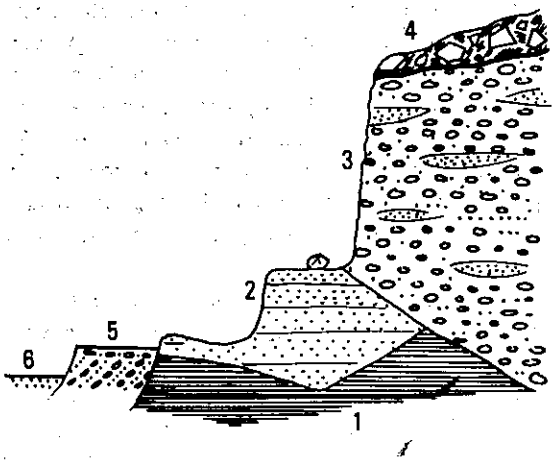


Fig. 77. COUPE DE LA CARRIERE D'EYBENS-BRESSON.
1. argiles d'Eybens (R-W), 2. sables de Bresson, 3. cailloutis du plateau de Champagnier(cataglaciaire W II), 4. moraine superficielle de Champagnier (WIII), 5. terrasse deltaïque du Crey (cataglaciaire W III), 6. remplissage post-würmien de l'ombilic de Grenoble.

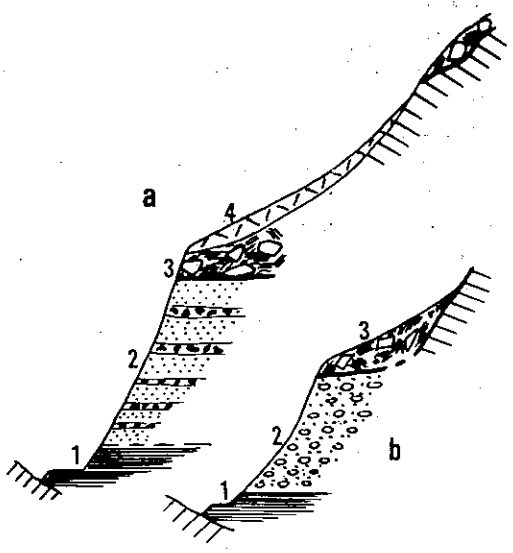


Fig.78 a. COUPE DE LA FORMATION DE ROMAGE
1. argiles d'Eybens (R-W), 2. dépôt limono-clastique (WI), 3. moraine du maximum de Würm (WII), 4. cône de déjection perché superficiel.

Fig.78 b. COUPE DU RAVIN DE CHAMPANEY.
1. argiles d'Eybens (R-W), 2. alluvions du plateau de Champagnier (cataglaciaire W II), 3. moraine latérale du Camp de Poisat (W III).

il nous a semblé, dès le début, qu'il y avait un problème des argiles d'Eybens. L'hypothèse glacio-lacustre ou sous-glaciaire classique ne nous satisfait pas pour plusieurs raisons.

La première est que ces argiles sont remarquablement homogènes, fines et absolument exemptes de tout matériel plus grossier que des silts et sables très fins, encore que ces derniers, quand il s'en présente, ne forment que des lits d'épaisseur négligeable, quasi mono-granulaire. Pas le moindre gravier, galet ou bloc, même isolé, hormis la moraine à gros blocs erratiques sus-jacente postérieurement glissée à leur surface.

La seconde est que ces argiles, apparemment azoïques, paraissent cependant riches en matières organiques (couleur noire) quoique pauvres en pollens. Mais ces derniers existent et, chose curieuse, on y a trouvé du pin, du sapin, du bouleau, de l'aulne , du noisetier (J. BECKER,1952). Cette association de plantes sylvatiques n'évoque nullement un paysage para ou sous-glaciaire, surtout à l'intérieur de montagnes élevées.

L'absence d'éléments grossiers ne peut se comprendre en aucun cas si ces argiles sont glacio-lacustres ou sous-glaciaires. Un glacier, surtout de vallée, n'est jamais exempt de moraine. La présence de pollens d'arbres tempérés est une contradiction aussi avec l'hypothèse glaciaire. On a donc l'impression qu'a priori, ce sont les conditions de gisement qui ont prévalu pour l'interprétation.

Or, en 1969, plusieurs faits nouveaux sont venus apporter quelque lumière au sujet des argiles d'Eybens. Ce fut d'abord l'ouverture d'une tranchée pour adduction d'eau à la base du plateau entre Echirolles et Bresson, qui mit à jour des argiles absolument identiques. Cela montrait déjà une extention spatiale beaucoup plus importante qu'on ne le soupçonnait. Mais surtout, les rapports de ces argiles et des cailloutis et sables de Champagnier étaient enfin mis en évidence. Il s'agissait non de superposition stratigraphiquement continue, mais de ravinement. . . . . , . . .

Les argiles " varvées " de base sont ravinées profondément par les sables de Bresson, qui s'emboîtent dedans exactement comme ces sables sont ravinés par les cailloutis de Champagnier. Au lieu d'avoir une superposition des argiles et des sables, ou un passage latéral, il y a donc coupure stratigraphique nette. Il y a en fait trois formations différentes (fig.77).

Restait l'épaisseur de ces argiles, estimée à 40 m, et surtout leur substratum. On supposait qu'elles reposaient sur des sables (F. BOURDIER,1961). Ces renseignements, tirés de l'ouvrage de C. LORY (1857), n'avaient à notre connaissance jamais été vérifiés. Une occasion se présentait, la venue en france du congrès de l' INQUA (1969). Dans le programme des voyages d'études sur le terrain, une visite à Eybens s'imposait. Mais la carrière, abandonnée depuis de nombreuses années déjà, était dans un état pitoyable. Les glissements l'avaient comblée et défigurée à un point tel que c'est à peine si l'on pouvait observer encore la structure litée des argiles. Nous proposâmes donc au directeur du programme A-8, le professeur P. BELLAIR, de faire un sondage carotté à Eybens quand il en était encore temps afin de vérifier les connaissances que nous en avions et d'obtenir un échantillon continu que l'on pourrait ensuite étudier à loisir. Le sondage se fit en juin 1969. Il traversa 86 mètres d'argile sans rencontrer de changement de faciès appréciable, ni d'éléments plus grossiers que des grains de sables sporadiques. Ce sondage est actuellement à l'étude (sédimentologie, cristallographie, palynologie, etc...), mais, il nous apprit d'abord deux choses très importantes :

- l'épaisseur des argiles est en réalité d'une centaine de mètres (compte tenu des affleurements de la carrière) au moins, et non de 40. Aucun banc de sable n'existe. Le faciès est absolument homogène et constant avec son litage caractéristique, du haut en bas de la formation.
- ensuite ces argiles reposent, par un contact brutal, sur un matériel grossier (gravier, sable très grossier, anguleux, cailloux et petits blocs dont nombreux cristallins) d'origine très vraisemblablement morainique. Le sondage traversa ces moraines sur 10 m, sans atteindre le substratum. Il y donc une coupure stratiphique à la base et au sommet de la formation.

Sans préjuger des résultats des études en cours, nous pouvons envisager une hypothèse reposant sur des faits précis.

Les argiles d'Eybens ne sont pas glacio-lacustre ou sous-glaciaires. Il serait très extraordinaire, en ce cas, de n'avoir rencontré aucun bloc ou élément d'origine morainique sur 100 m d'épaisseur (sondage + carrière). Elles sont donc nécessairement lacustres, et même dépendant d'un grand lac, déposées hors des apports fluviaux importants dont la nature serait plus grossière. Il s'agit d'une décantation lointaine d'origine fluviatile (exemple du Léman actuel). Elles ne peuvent être, par conséquent, qu'inter-glaciaires et d'un inter-glaciaire de longue durée. Nous avons admis le Riss-Würm comme hypothèse de travail.

Mais nous avions enfin la chance exceptionnelle de montrer ces argiles aux congressistes de l'INQUA, dont nous avons conduit trois groupes différents sur les lieux. En tout, une centaine de personnes environ parmi lesquelles des spécialistes suédois, norvégiens, finlandais et américains, familiers des varves glacio-lacustres de leurs pays respectifs , comme K. ERIKSSON, T. BLOMQUIST, W.D. HUFF, A.V. NIELSEN. Aucun n'a pu affirmer le caractère glaciaire de cette formation. Un tel faciès est inconnu dans les régions possédant de réels sédiments varvés de cette origine. A cela , nous ne voyons qu'une explication : les argiles d'Eybens ne sont pas d'origine glaciaire, mais d'origine inter-glaciaire et sur toute leur épaisseur.

On commence, en outre, à beaucoup mieux connaître la structure profonde du Grésivaudan. Des études par

sondages et géophysique ont mises en évidence, vers l'amont, la présence d'argiles à peu près partout dans le fond de la vallée actuelle, sous 20 à 30 m d'alluvions de surface hétérogènes(sables, graviers et cailloutis fluviatiles) (M. DUBUS et J.C. FOURNEAUX,1968, J.C. FOURNEAUX, 1970). Or ces argiles ne sont en aucun cas parallèlisables à celles que l'on connaît dans les banquettes latérales de la Flachère, Fort-Barraux, etc..., qui contiennent des gisements de plantes et de lignites (F. BOURDIER, 1961, t. II, p. 24). Au contraire elles se présentent dans les mêmes conditions de gisement que celles d'Eybens. La probabilité la plus grande est donc qu'elles sont équivalentes, ce qui renforce l'hypothèse lacustre et inter-glaciaire.

III.4.8. LA FORMATION LOCALE DE ROMAGE.

A l'instar des argiles d'Eybens la formation locale (" cône ") de Romage est très localisée, mais on n'a retrouvé aucune autre formation semblable ailleurs malgré la connaissance très ancienne que nous en avons. C'est une épaisse série de limons à bancs caillouteux qui affleure exclusivement dans le ravin de Romage, entre les cotes 400 et 500 m. F. BOURDIER n'en ayant donné qu'une description succincte, nous allons la faire plus précisément. Leur intérêt principal est la faune malacologique qu'elle a livré (F. BOURDIER,1961).

Remontant le ravin de Romage depuis le bas, cote 333 au ponceau de la route de Tavernolles, on peut faire les constatations suivantes (fig.78):

- du bas du ravin à la cote 400, on n'observe aucun affleurement en place, la végétation touffue, les glissements de terrain et la terre végétale masquant totalement le substratum. Cependant, dans le fond du ravin même, on ne rencontre que de gros galets et blocs alpins arrondis (cristallin) apparemment sans éléments calcaires ; Aucune trace d'argile ou de sable type Eybens.

- à la cote 400 commence à apparaître la formation de Romage, mais il ne s'agit pas de sa base véritable, non visible. C'est une alternance de bancs caillouteux et limoneux, formant un ensemble bien stratifié, horizontal ou à très léger pendage aval.

Les bancs caillouteux sont composés d'un assemblage d'éléments calcaires, locaux, de petite taille (1 à 5 cm), anguleux, jointifs, emballés en désordre dans une matrice limoneuse jaune ocracée peu abondante. Ces bancs sont homogènes du haut en bas.

Les bancs limoneux sont composés d'une matière très fine de type loessique, grisâtres ou jaunâtres, rubannée et dépourvue d'éléments grossiers. Une structure zonée est observable.

Chaque banc fin repose directement sur le banc grossier apparemment sans transition ni passage progressif. La base est formée d'un limon gris jaunâtre (quelques cm) puis vient un limon gris cendreux,de nouveau jaunâtre ocre assez foncé (2 à 3 cm) puis grisâtre. Cette alternance peut se répéter plusieurs fois selon l'épaisseur du banc. Le limon est très dur, compact, homogène, isotrope, sans structure apparente à part le rubannement coloré. Chaque banc, limoneux ou caillouteux, à une épaisseur variable de 5 à 50 cm.

Les bancs grossiers reposent sur les bancs limoneux par une surface légèrement ravinée.

Vers le haut de la formation les bancs s'épaississent en gardant le même faciès et toujours le même pendage nul ou très faible vers l'aval.

Vers la cote 450 apparaît un banc de limon épais de 4 m environ, très dur, d'apparence loessique, à structure prismatique, rares éléments calcaires incorporés ,débris de coquilles.

Il est surmonté par un énorme banc caillouteux, à éléments très grossiers de dimension moyenne décimétrique, épais d'au moins 15 m, reposant directement par un contact très brutal sur le banc fin inférieur. L'alternance reprend puis, vers 500 m, un dernier banc de limon épais est recouvert horizontalement par une formation alpine à galets arrondis et petits blocs roulés. Enfin, en surface, vient la moraine argileuse à gros blocs surmontée, à Romage même, par un complexe local de ruissellement issu du haut ravin.

A notre avis, on peut interpréter la coupe de Romage de la manière suivante :

- à la base, argiles d'Eybens dont on voit les affleurements dans le talus de la route : les cailloutis et galets visibles dans le talweg proviennent de la formation supérieure.
- au milieu, formation locale de Romage, épaisse de plus de 100 m.
- au sommet : cailloutis et moraine alpine coiffés d'un complexe de ruissellement local plus récent.

Nulle part on ne voit les rapports de cette formation de Romage avec celle d'Eybens. Comme il est exclu que les limons passent aux argiles, le plus vraisemblable est de supposer que les argiles sont subordonnées aux limons de base, comme cela est classiquement admis.

La formation de Romage évoque une sédimentation rythmique, cyclique, comportant deux phénomènes principaux :

- un épisode de sédimentation limoneuse, très probablement éolienne. On ne comprendrait pas autrement l'absence de structure, de stratification des bancs limoneux, surtout des gros, leur homogénéité à une si courte distance de versant rocheux, ainsi que leur dépôt horizontal.
- un épisode de solifluxion avec arrivée de coulées boueuses remaniant à la fois les apports éoliens et le substratum (cailloutis). Les éléments proviennent certainement d'éboulis produits par le gel lors des phases éoliennes

précédentes. Cette solifluxion traduirait un adoucissement temporaire du climat (été ?), l'éolisation un refroisissement (hiver ?) avec gélifraction.

S'il est vrai que ce rythme est annuel (pour les couches de 5 à 50 cm, cela est facilement admissible), le dépôt de la formation a pu être très rapide : quelques centaines d'années tout au plus.

Un ravin mitoyen montre une structure tout à fait différente : c'est celui du bois de Champaney.Remontant ce ravin depuis la base cote 310 m environ, on y observe (fig. 78 b) :

- d'abord des affleurements argileux mal visibles mais de type Eybens. Ce sont ceux que P. LORY avait signalés lors de l'élargissement de la route de Tavernolles.
- puis des cailloutis type Champagnier, mieux triés et arrondis encore, d'un faciès plus franchement fluviatile, affleurant entre les cotes 330 et 450 m, bonne stratification.
- au sommet, reposant horizontalement sur les cailloutis, la moraine argileuse typique, à gros blocs.

Les deux ravins n'étant distants que de 500 m, une question se pose : les rapports respectifs des deux formations différentes et juxtaposées. Or aucune coupe ne permet de s'en faire une idée, d'où deux hypothèses possible :

- les limons de Romage ravinnent les alluvions alpines de Champagney, proches du Camp de Poizat ; ils sont donc plus récents et vraisemblablement postérieurs aux cailloutis d'Eybens. Mais alors d'où vient la moraine superficielle ?
- Ce sont les alluvions alpines de Champagney qui sont emboîtées dans la formation de Romage. Comment expliquer alors que ces limons n'aient pas été beaucoup plus érodés encore, étant donné que le glacier est venu par dessus les alluvions de Champagnier. Il paraît en effet impossible d'envisager que les moraines alpines viennent de glissements à partir du sommet de la colline, la nature exclusivement locale des bancs caillouteux de Romage l'exclut. La seule solution est une étude morphologique serrée, en l'absence de travaux de dégagement. En effet la formation de Romage est aussi connue sous le nom de cône, c'est-à-dire qu'elle en a l'allure superficielle, donc apparemment assez fraîche pour être reconnue, ce qui semblerait plaider en faveur d'un âge récent (fig.79). Effectivement lorsqu'on la regarde depuis la route du fort de Montavie , c'est-à-dire de face, ou en photographie aérienne, la formation de Romage a vraiment l'apparence d'un cône de déjection issu du petit ravin qui domine le village. Mais lorsque l'on compare le volume de la formation de Romage avec celui du ravin supérieur, très modeste et peu creusé dans le Jurassique moyen calcaire, on s'aperçoit qu'il n'y a aucune commune mesure entre les deux. Le ravin est beaucoup trop petit pour avoir engendré un cône aussi gros, d'autant plus que ce dernier est en grande partie érodé par le ruisseau de Tavernolles, fortement suspendu au-dessus du talweg actuel.

Seule en effet la partie supérieure de la formation de Romage a la morphologie d'un cône. Une rupture de pente très nette l'affecte ; vers 450-460 m ; c'est le versant du ravin de Tavernolles qui a mordu dans l'ensemble de l'édifice. Initialement donc, ce dernier était beaucoup plus important encore.

Le sommet du cône est formé par un complexe de ruissellement à éléments locaux dans lequel sont repris de nombreux blocs et cailloutis cristallins d'origine morainique. Cette formation est très peu épaisse et coiffe seulement la surface de l'ensemble. On peut en conclure que si le sommet de la formation de Romage est bien une moraine, la morphologie est bien celle d'un cône de déjection, mais c'est une morphologie surajoutée. Après le remplissage du ravin par les limons de Romage et la moraine supérieure, qui a débordé le tout, une phase fluviatile a façonné le sommet de ces dépôts en cône, y laissant seulement une pellicule d'alluvions torrentielles où se trouvent mélés des produits exogènes et des éléments locaux. Dans ces conditions le façonnement en cône peut être beaucoup plus récent que la formation de Romage elle-même.

Quant au dépôt de Champagney, son sommet est tronqué comme s'il s'était inscrit postérieurement dans la formation de Romage. De plus, au-dessus d'Angonnes, la base de celle-ci est façonnée par deux gouttières de versant dont la pente est actuellement inverse de celle du ravin de Tavernolles. Tout se passe donc comme si une langue glaciaire avait occupé ce ravin, déjà creusé, des eaux de fonte marginales ayant tracé leurs chenaux dans la formation de Romage pré-existante.

Or, à moins de 500 m de Romage à l'W, les moraines latérales de Poizat descendent jusqu'au niveau de la plaine de l'Isère actuelle. Elles ont été reconnues depuis longtemps (A. PENCK et E. BRUCKNER, 1909), appartiennent au glacier de l'Isère (nombreux quartzites), et ont été rapportées jadis au " stade d'Eybens " ou " Néo-Würm " (P. LORY,1903). Ces vallums semblent culminer à la cote 406 au-dessus du camp militaire, mais rien ne prouve que le glacier qui les a déposées n'ait pas atteint une altitude supérieure. Or si les alluvions alpines du bois de Champaney sont bien emboîtées dans les formations de Romage, ainsi qu'il apparaît morphologiquement, l'interprétation de l'ensemble des formations de Romage-Poizat pourrait être la suivante : (fig. 80) :

1. - Dépôt des argiles d'Eybens à l'inter-glaciaire Riss-Würm.
2. - Début Würm : Les collines bordières ayant été totalement décapées de leur couverture morainique rissienne pendant l'inter-glaciaire, dépôt de la formation locale de Romage, périglaciaire, dans un ravin pendant la première phase würmienne.
3. - Avancée du glacier würmien - dépôt des moraines latérales de Belledonne et d'un enduit morainique sur toutes les collines bordières (maximum de Würm) . Bien protégée, la formation de Romage n'est que peu érodée

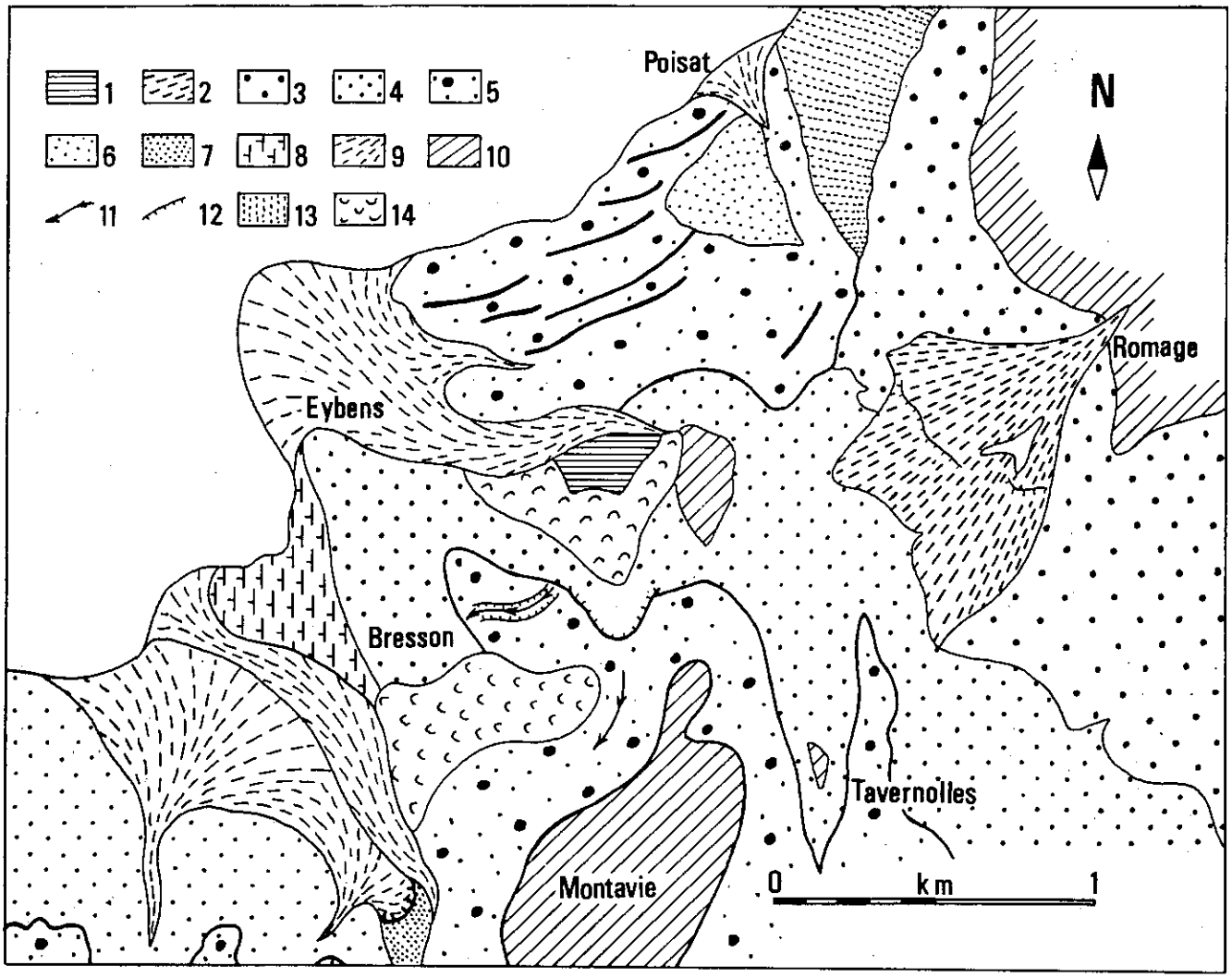


Fig.79. CARTE SCHEMATIQUE DE LA REGION EYBENS-ROMAGE .
1. argiles d'Eybens (R-W), 2. dépôts limono-clastiques de Romage (WI), 3. moraine du maximum de Würm (WII), 4. plateau de Champagnier-Brié (cataglaciaire W II), 5. moraines superficielles (WIII) et latérales iséroises de Poisat, 6. cône de déjection de Poisat (WIII), 7. couloirs cataglaciaires W III, 8. terrasse lacustre du Crey (cataglaciaire W III), 9. cônes de déjection récents (W IV et Dryas ?) 10. substratum, 11. chenaux cataglaciaires (effluents), 12. rebords d'érosion, 13. éboulis récents, 14. zones glissées.

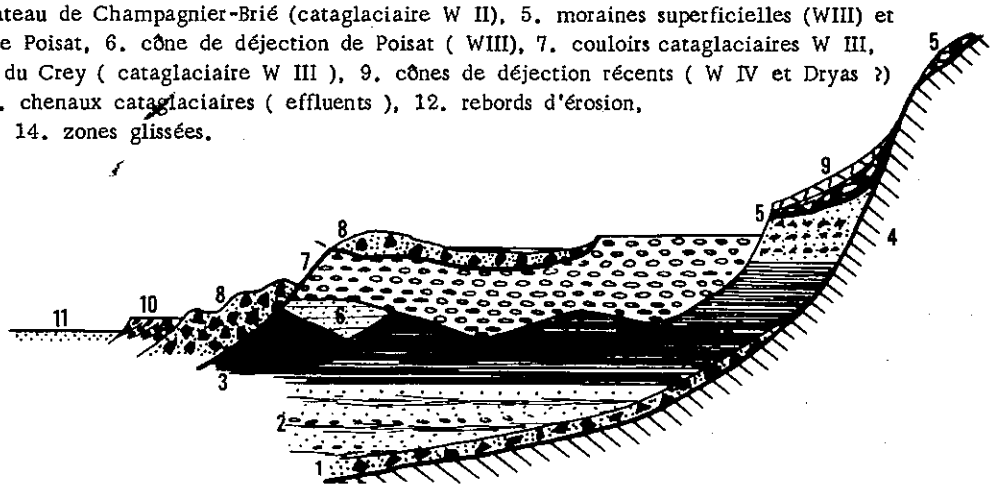


Fig.80. COUPE GENERALE DU PLATEAU DE CHAMPAGNIER (SYNTHETIQUE).
1. moraine de base atteinte à Eybens (Riss ?), 2. remplissage lacustre profond de l'ombilic de Grenoble (cataglaciaire lacustre rissien), 3. argiles d'Eybens (R-W), 4. formation limoneuse de Romage (WI), 5. moraine du maximum de Würm (W II). Il est possible que des lambeaux de cette moraine subsistent entre (3) et (6-7), respectés par l'érosion cataglaciaire (moraine de Marcelline, en noir), 6. sables de Bresson, 7. cailloutis du plateau de Champagnier (cataglaciaire W II), 8. moraines de Champagnier (Romanche) et Poisat (Isère) (WIII), 9. cône superficiel de Romage, 10. terrasse deltaïque du Crey (cataglaciaire W III), 11. plaine de Grenoble.
NB. Les fonds d'auges glaciaires (surfaces de discontinuités ou contacts anormaux) sont représentés en traits gras, et ceci sur toutes les figures.

par le glacier. Dépôt des cailloutis de Champaney et de Champagnier.

4. - Erosion post-maxi-Würm, creusement d'un réseau hydrographique et notamment du ravin de Tavernolles, qui atteint presque son niveau actuel.

5. - Nouvelle avancée du glacier de l'Isère, atteignant ici une altitude de 500 m environ. Une langue latérale remonte le ravin de Tavernolles, façonnant les replats d'Angonnes et déposant au cours de son retrait le système des moraines locales de Poisat. Corrélativement à cette nouvelle avancée, des conditions périglaciaires locales remettent le ravin de Romage en activité : façonnement en cône de la partie supérieure de la formation, dépôt des produits de ruissellement superficiel.

6. - Retrait définitif du glacier de l'Isère. Reprise d'érosion post-glaciaire avec creusement du ravin de Tavernolles jusqu'à sa cote actuelle et du ravin de la Grande-Combe de Romage, mettant à jour les formations limoneuses locales.

Ce schéma introduit nécessairement la notion d'une récurrence glaciaire. A ce titre, il est un peu compliqué et surtout nécessite l'existence du " stade d'Eybens ", si vivement combattue par ailleurs. Aussi est-ce la seule manière d'expliquer l'emboîtement des alluvions de Champaney (identique à ceux de Champagnier) dans les limons locaux. Mais d'autres arguments sont nécessaires pour établir une bonne probabilité de cette récurrence. Or l'étude du plateau de Champagnier n'est pas terminée. Remarquons toutefois que ce schéma intègre très bien la présence de la faune molacologique des limons, et ne remet aucunement en cause l'appartenance de ces derniers à une phase périglaciaire du début du Würm (peut-être le Würm I).

III.4.9. MORPHOLOGIE DU PLATEAU DE CHAMPAGNIER.

Il est de fait ,ainsi que le dit F.BOURDIER , que la morphologie du plateau de Champagnier, tout comme sa structure interne,est encore mal connue, quoique les observations récentes aient apporté quelques lumières sur la stratigraphie. Or cette morphologie est complexe(fig. 81).

Les alluvions de Champagnier noient un relief très différencié de collines séparées par de profondes coupures. Ces reliefs qui font partie de la zone des collines jurassiques ou bordières de Belledonne sont, contrairement à ce qui se passe le long du Grésivaudan, isolés les uns des autres. Ce fait est à rapporter à l'érosion glaciaire dans cette zone de confluence et à notre avis à mettre en presque totalité sur le compte du glacier isérois. On a vu en effet plus haut comment le glacier de la Romanche n'a pu, malgré sa dimension, abattre la cloison rocheuse quasi continue qui va du Conest à la forêt de Combeloup, et derrière laquelle se creuse la vallée morte d'Uriage.

Or ces collines de Champagnier (519m), Montchaboud (733 m), Montavie (540m), Villeneuve (739m), des Quatre-Seigneurs (937 m), du Murier (451m) ont, par leur faible altitude, été entièrement submergées par le glacier du maximum de Würm (1100m-1200m). Se retirant, celui-ci a abandonné un enduit de moraine de fond dont ces collines sont encore partiellement revêtues. On peut donc admettre que tout ou la plus grande partie des placages morainiques de versants sont des résidus des moraines würmiennes. Les alluvions de Champagnier ennoient à la fois les collines jurassiques et leur enveloppe morainique. Ce plateau est figuré sur toutes les cartes géologiques recouvert d'une épaisse couche de moraines. C'est encore l'interprétation de F. BOURDIER. Or lorsqu'on parcourt la surface du plateau, on est frappé par la rareté voire l'absence de blocs erratiques et de boue morainique sur sa plus grande partie. Que ce soit à Champagnier même, à Jarrie, à Brié-et-Angonnes ou Tavernolles, partout les surfaces planes et les rares coupes montrent un substratum caillouteux formé uniquement de galets alpins bien arrondis, de belle taille, analogues à ceux que l'on peut observer dans les carrières d'Eybens-Bresson et la tranche du plateau, dans une matrice sableuse non limoneuse ni argileuse. On se croirait à la surface d'une terrasse alluviale. La vérification que la presque totalité du plateau de Champagnier est formée, jusqu'au sommet inclus, des alluvions qui en constituent l'ossature, peut se faire facilement dans la falaise ouest, qui domine le Pont-de-Claix au-dessus de Marcelline. Là, le versant affouillé par l'ancienne méandrisation du Drac permet d'observer jusqu'en haut, au bout du chemin qui vient de Champagnier, l'alluvion à galets du plateau sans aucune couverture, morainique ou autre.

La moraine existe cependant sur le plateau de Champagnier, mais elle est reléguée à son extrémité nord qui domine Echirolles. Tout autour et au N du lac de Champagnier s'étend une ceinture de moraines très caillouteuses, mais à gros blocs anguleux et matrice fine, dessinant grossièrement un arc rompu en son milieu (fig.81). On en a la preuve dans la coupe de la cote 406 auNW de l'étang, qui montre une moraine déposée typique, indubitable. Au reste cette moraine est fort peu épaisse, quelques mètres, comme le montre la coupe le long de la route joignant l'étang au ravin de la Grande-Combe. Il s'agit essentiellement d'un placage superficiel, la forme arquée ayant été fournie certainement par un effet de poussée.

Le plateau de Champagnier est constitué par deux surfaces principales fortement dénivelées : Une surface supérieure à l'E, relativement étroite, ou plateau de Brié-Angonnes (460 m) et une surface inférieure dont l'altitude oscille aux alentours de 400 m, formant la partie principale ou plateau de Champagnier proprement dit (fig.76). Or ces deux surfaces, si elles sont constituées par les mêmes alluvions caillouteuses ,ont par contre des modelés très différents.

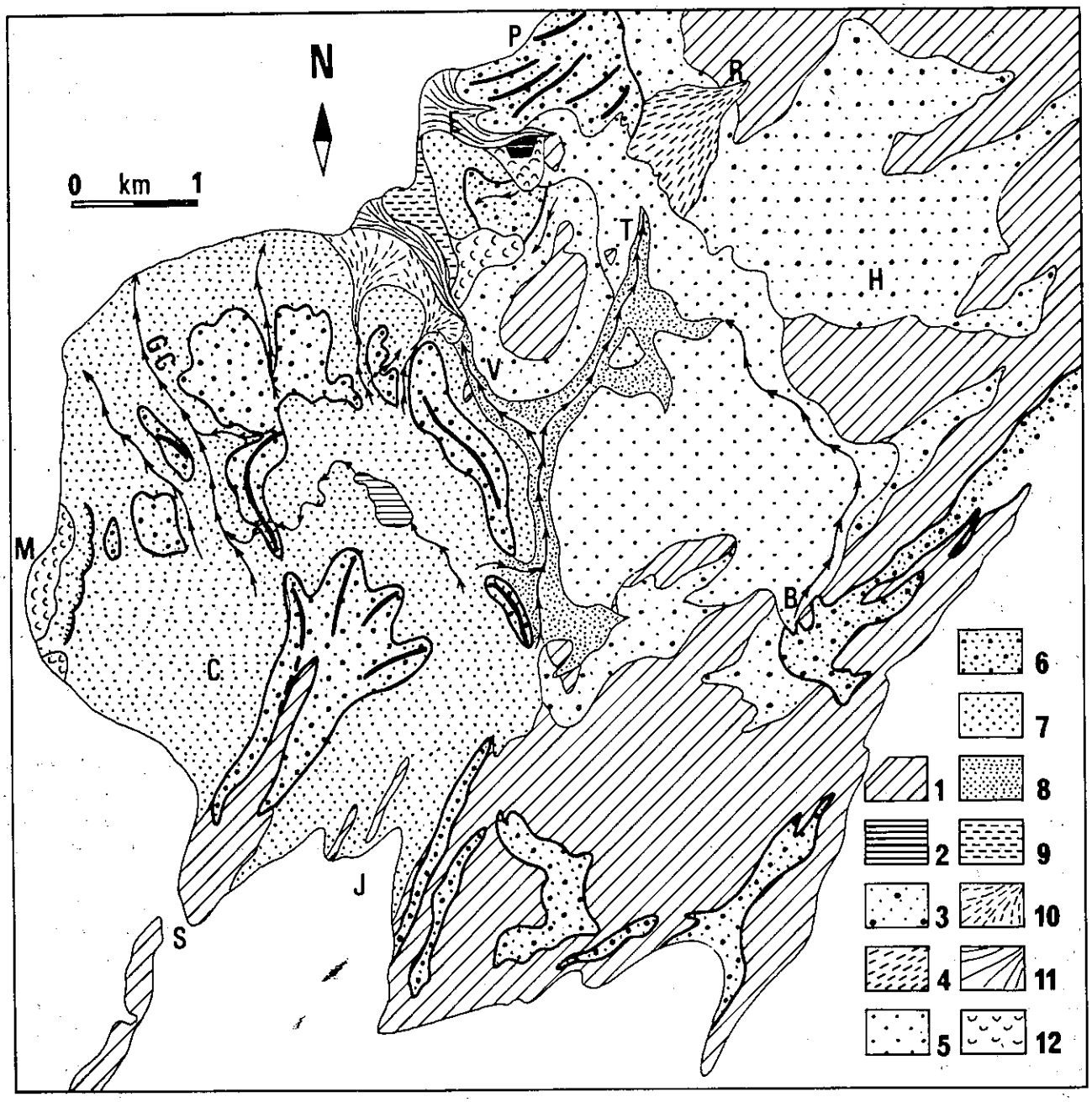


Fig.81. CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES DU PLATEAU DE CHAMPAGNIER.
1. substratum, 2. argiles d'Eybens (Riss-Würm), 3. moraine du maximum de Würm (WII), 4. dépôts limoneux et clastiques de Romage (W I), 5. plateau de Brié-Angonnes (juxtaglaciaire W III du lobe diffluent d'Uriage), 6. moraine superficielle du plateau de Champagnier (Romanche) et moraines de Poisat (Isère) (W III), 7. plateau de Champagnier s.s. (cataglaciaire WII), 8. couloirs cataglaciaires W III (vallées suspendues), 9. terrasse deltaïque du Crey (cataglaciaire W III), 10. cônes de déjection anciens (W IV ?), 11. cônes de déjection récents (Dryas ?), 12. zones glissées.
En blanc : plaine de Grenoble.
P : Poisat, R : Romage, H : Herbeys, E : Eybens, T : Tavernolles, V : Joli-Vache, C : Champagnier, B : Brié, J : Jarrie, M : Marcelline, S : Saut-du-Moine, GC : Grande-Combe.

III.4.9.1. Le Plateau supérieur. Il s'étend au S de Tavernolles jusqu'à Brié, appuyé sur les collines jurassiques du Mont-Rolland et de Malbouchet. D'E en W il va des affleurements rocheux d'Herbeys jusqu'à Haute-Jarrie, qu'il domine de 70 m environ (460 m contre 387).

C'est une surface absolument plane bien que d'étendue limitée, faiblement inclinée vers le N où elle est rapidement interrompue par un talus d'érosion (le Mouton-Haute-Jarrie)s'insinuant au S dans la trouée de Brié ouverte à travers les collines bordières de la vallée morte d'Uriage et se terminant là, suspendue, à une altitude de 480 m, au-dessus du hameau des Pelliets. Tout dans cette morphologie indique une provenance de l'alluvionnement par cette brêche latérale de l'auge d'Uriage, que l'on ne peut raccorder dans cette vallée qu'à certains chenaux marginaux qui se dirigent, entre les crêtes morainiques latérales gauches, vers l'amont des moraines frontales des Guichards (fig. 75).

Le plateau de Brié est constitué uniquement d'alluvions à galets bien arrondis et lités, type Eybens, que l'on peut observer dans la petite coupe de la source des Mansardes. A l'évidence, il s'agit d'une surface de comblement, donc construite, appartenant à une ancienne terrasse dont l'altitude devait s'établir aux alentours de 450 m vers l'aval (au N).

III.4.9.2. Le plateau inférieur. C'est le plateau de Champagnier proprement dit, celui que l'on voit de Grenoble (le plateau de Brié étant masqué par la colline de Montavie). D'altitude moyenne 400 m là où il est seulement alluvial, la surépaisseur de la moraine lui fait atteindre localement la cote 457 m au N de l'Etang. Il est bosselé, parsemé de creux (étang de Jarrie) et de bosses (Croix-Vieille, Champ-Courbat),sillonné par des vallées mortes dont la plus typique est la vallée suspendue de Jolie-Vache qui se termine brusquement au-dessus de Bresson, au Château de Montavie, disséqué par des ravins maintenant secs dont le plus important est delui de la Grande-Combe, et creusé par un golfe important (Basse-Jarie) entre les collines jurassiques de Champagnier et de Montchaboud. C'est cet ensemble, maintenant, qu'il convient de décrire en détail.

Ce plateau se termine exactement au Louvarou, seuil en haut du golfe de Basse-Jarrie, entre les pointements rocheux de la Combe et l'extrémité sud du grand arc morainique externe des Chataignières qui vient justement y mourir. Tout ce qui se trouve à l'W appartient au plateau inférieur, à l'E au plateau supérieur.

Le plateau lui-même ne pose aucun problème particulier. C'est une sorte de terrasse élevée dominant la plaine alluviale du Drac et de l'Isère de 150 à 180 m selon les endroits (la plaine alluviale récente est très inclinée du S vers le N). Par contre la morphologie surimposée à cette terrasse, qu'elle soit construite (dépôts morainiques) ou érosive (vallées mortes, ravins secs, golfes, etc...) pose des problèmes.

III.4.9.3 . Les moraines. Elles forment un arc principal en demi-cercle dont l'étang de Jarrie est le centre, reposant directement sur les alluvions du plateau. A côté on rencontre quelques autres placages morainiques peu épais à l'W de la Grande-Combe et au N de Champagnier. L'arc est rompu en plusieurs endroits par des vallées mortes et des ravins secs qui le traversent radialement. Les principaux sont la Grande-Combe qui se bifurque en amont, la Combe de Gouderie, etc...

En arrière de cet arc externe, on peut distinguer une série de trois arcs ébréchés en leur milieu : Louvarou, Haute-Jarrie et les Chaberts. Ils ne sont pas formés de moraine typique mais simplement d'alluvions remaniéés du plateau et parsemés de quelques blocs. Ils se disposent exactement à la manière de moraines de retrait successives d'une langue de glace qui aurait déposé sa moraine frontale au bord du plateau. Et, de fait, en amont se trouve le golfe de Basse-Jarie, fond de vallée morte en demi-cercle que ne parcourt aucun cours d'eau. Il ne s'agit donc pas d'une forme d'érosion régressive. En plan elle dessine une langue glaciaire en spatule, dont la forme est exactement semblable, en plus réduit, aux trois arcs décrits plus haut. Il est évident que cette dépression de Haute-Jarrie a été façonnée par une langue de glace remontant de la vallée du Drac en direction du plateau et canalisée par les deux cuestas allongées de Champagnier et de Montchaboud.

Il existe donc un système de moraines de retrait sur le plateau de Champagnier, appartenant à un glacier se dirigeant vers le N. Il semble aussi que l'on distingue un autre arc, mais plus ténu, à l'W de la colline de Champagnier, s'appuyant sur elle et dont les lambeaux discontinus de Croix-Vieille seraient la moraine de fond, le front glaciaire ayant disparu.

III.4.9.4. Vallées mortes et ravins secs. Les premiers ravins secs qui s'observent sont ceux qui tranchent la moraine frontale du N du plateau, dont le type est la Combe de la Gouderie. Ils se terminent généralement " suspendus " au-dessus de la plaine de Grenoble de quelques dizaines de mètres, sauf un, celui de l'Oratoire, qui possède un joli cône de déjection à son débouché et sur lequel est bâti le village de Bresson.

La Grande-Combe, quant à elle, remonte jusque sur le plateau et par sa branche est, est issue directement du lac de Haute-Jarrie auquel elle est reliée par un chenal abandonné. On voit donc comment ont pu se creuser ces vallées et ces ravins. N'ayant ni bassin-versant ni issue, ils n'ont pu prendre naissance que par la fonte du lobe de glace qui stationnait sur le plateau, à l'emplacement de l'étang, après que ce lobe ait construit la moraine frontale qui ferme

l'arc morainique actuel.

Dans un premier temps, les eaux de fusion ont creusé des chenaux radiaux qui ont tranché la moraine et son substratum alluvial. Ce sont les chenaux les plus courts, suspendus à l'aval et traversant à peine l'arc morainique à l'amont. Dans un second temps, le lobe de glace s'étant un peu tassé, les chenaux se sont imprimés plus profondément et ont véritablement traversé l'arc morainique. Tel est le type du ravin de l'Oratoire qui a construit le cône de Bresson. Les premiers ont alors été abandonnés au profit des seconds, dès lors plus creusés. Dans un troisième temps, le lobe ayant encore diminué par fusion et restant centré sur l'étang, seul à continué à fonctionner l'émissaire de la Grande-Combe. On voit ainsi le chenal amont de la Grande-Combe traverser très nettement en deux endroits l'arc morainique légèrement interne de Champ-Courbat. Mais, pendant ce temps, d'autres chenaux se creusaient plus à l'E en direction de Bresson et de Tavernolles, dans les alluvions plus élevées du plateau de Brié-Angonnes.

En effet l'arc externe de la Chataigneraie est rompu au S, au niveau de Louvarou, par une brèche d'où sont issus les chenaux radiaux qui se réunissent à Haute-Jarrie, se dirigent vers le N en longeant la moraine et le plateau élevé des Baléyères jusqu'à la ferme des trois-Gelles. De là, le chenal bifurque de part et d'autre de la colline de Montavie en deux organismes distincts.

L'un prend vers l'E la direction de Tavernolles, l'autre vers l'W et, par la ferme de Jolie-Vache, se dirige vers Bresson où il se termine suspendu au Château de Montavie, à l'altitude 350m.

Le chenal de Jolie-Vache s'est bien conservé car il ne fut pas repris par l'érosion régressive au contraire de celui de Tavernolles dans lequel coule maintenant le ruisseau de la Gorge. Mais , si l'on suit attentivement le chenal ancien, on s'aperçoit qu'il est également suspendu vers l'altitude 360 au village.

Le chenal de Tavernolles étant le plus élevé est le plus ancien. L'écoulement s'est ensuite dirigé vers Bresson par Jolie-Vache, à un niveau un peu inférieur seulement (une dizaine de mètres).

Tout s'est donc passé comme si une langue glaciaire était remontée par Basse-Jarie vers Haute-Jarrie, repoussant au passage le matériel alluvial du plateau dans le golfe de Jarrie (qui serait alors une auge à rebrousse-poil), et finissant par s'étaler sur les alluvions en érodant plus ou moins la terrasse initiale qui s'établissait vers l'altitude 450 m (on retrouve d'ailleurs des galets de la terrasse près de cette altitude sous la moraine de la Chataîgneraie). Le lobe n'aurait pas dépassé le Louvarou, respectant par conséquent la surface originelle de Brié-Angonnes dont il subsiste des fragments intacts. Mais, par contre, ses eaux de fonte contribuèrent à l'entamer fortement, surtout celles dirigées vers Tavernolles. La question qui se pose alors est celle-ci : à quel glacier appartient cette langue émissaire ? Quelles relations avait-il avec la diffluence romanchoise d'Uriage ? Quels étaient ses rapports avec le glacier de l'Isère ?

III.4.9.5. Lobes diffluents d'Uriage et de Jarrie. On peut mettre facilement en relation le plateau de Brié-Angonnes avec le dernier stade morainique de la vallée d'Uriage, celui des Guichards. En effet la limite gauche de cette langue glaciaire est bien marquée par une moraine latérale et un chenal marginal issu exactement de la trouée de Brié et qui aboutit juste à l'aval du front morainique des Guichards. Par conséquent, au moment où la moraine frontale en question se déposait, le glacier affleurait le seuil de Brié par lequel il pouvait envoyer des eaux marginales se répandre dans la région d'Angonnes, façonnant le substratum alluvial en terrasse externe latérale à son niveau. Une phase de creusement , avec individualisation d'un chenal assez peu marqué, se repère ainsi au départ de Brié par les Métraux vers Tavernolles en passant à la ferme Gondrand et Souveyron. Quel pouvait être le glacier qui a remonté par Jarrie ? Pas celui du Drac puisqu'il n'existait pas dans cette région au Würm; pas celui de l'Isère non plus, qui n'aurait pas pris cette direction. Il ne reste donc qu'un lobe romanchois passant les Etroits de Vizille et sautant le verrou des Combes de Champ pour venir occuper l'espace de Basse-Jarrie. Dans ces conditions, le lobe qui a déposé les moraines du plateau de Champagnier ne peut-être qu'au plus contemporain de celui qui a laissé les moraines frontales des Guichards. Il peut être plus récent (c'est-à-dire correspondre à un retrait du premier), mais en aucun cas plus ancien.

Or un problème se pose à ce niveau. Pour qu'un lobe glaciaire ait pu façonner une auge remontante à Basse-Jarrie, il fallait que le plateau de Champagnier existât préalablement. Donc que la Romanche et le Drac (et par conséquent l'Isère) aient déjà dégagé ce plateau et se soient enfoncés profondément. C'est toute la question du retour d'un appareil glaciaire après une période de retrait et de creusement fluviatile.

Il n'est pas nécessaire d'admettre que la vallée d'Uriage ait été déjà creusée pour justifier son invasion par un lobe du glacier romanchois. La morphologie générale de la région le permet en toute hypothèse. Mais il n'en est pas de même pour le glacier de l'Isère, dont les moraines latérales de Poisat s'appuient à la fois contre le substratum rocheux et les alluvions de Champagnier dans la région d'Eybens, moraines latérales qui se suivent depuis l'altitude de 450 m environ (Camp de Poisat), jusqu'au niveau de la plaine de Grenoble où elles sont noyées par les alluvions récentes de l'Isère (fig.80). Pour avoir crée une telle morphologie, il est nécessaire que le glacier se soit avancé dans une vallée déjà bien creusée, et que le plateau de Champagnier existe, comme dans le cas des

moraines et du golfe de Jarrie. Donc il a fallu qu'il y ait une vallée du Grésivaudan analogue à l'actuelle. Lorsque le glacier de la Romanche était à Haute-Jarrie et aux Guichards, où était celui de l'Isère ? Les vallées mortes suspendues vont permettre de répondre à cette question.

On ne constate aucune formation de cônes de déjection pour les premiers effluents radiaux. On peut en conclure qu'ils débouchaient au niveau d'un obstacle occupant la région d'Echirolles, qui ne pouvait être que le glacier de l'Isère dont la surface voisinait alors la cote 250 m (altitude du gradin de confluence).

Lors de la construction du cône de Bresson, issu du lobe dans une deuxième phase, on est obligé d'admettre que le glacier isérois s'était retiré de cet endroit ; il stationnait alors peut être à Poisat, construisant les basses moraines latérales.

Quant au ravin de la Grande-Combe, creusé sous le niveau de la plaine actuelle et ne comportant aucun cône de déjection, on est conduit à y voir l'effet d'un écoulement soit dans une étendue lacustre, soit à un niveau très inférieur à celui de la plaine actuelle. L'hypothèse d'une étendue lacustre est rendue possible par l'existence de la petite terrasse du Crey au N de Bresson, qui offre une structure deltaïque typique.

Ce minuscule lambeau de terrasse est absolument plat et dépourvu, en surface, de tout matériel argileux ou grossier (blocs) pouvant indiquer une origine glaciaire, et domine la plaine alluviale d'une vingtaine de mètres. Récemment une carrière y a été ouverte révélant une formation alluviale à galets bien ronds, de bonne taille, type Eybens, avec matrice sablo-graveleuse abondante, bien litée et présentant un pendage très fort des couches (30° environ) vers l'W. Il s'agit donc d'un dépôt deltaïque typique. On est même sûr d'avoir le sommet du remplissage alluvial, car outre la morphologie superficielle en terrasse il existe au sommet de la coupe le litage horizontal, tranchant nettement les couches obliques de base, et témoignant du passage du régime aquatique au régime alluvial subaérien. Par conséquent il est certain qu'une étendue lacustre a occupé à un moment donné la plaine de Grenoble, à la cote 250 m maximum. Ce ne peut être qu'un ancien " Lac du Grésivaudan ", dont on a d'autres témoignages par ailleurs.

La situation abritée de cette petite terrasse au débouché du ravin de Bresson, occupé par un cône de déjection récent (qui se raccorde à la plaine alluviale de l'Isère), le matériel semblant dérivé directement des alluvions du plateau de Champagnier, pourraient faire penser à un delta local issu de ce ravin. En fait, il n'en est rien. La morphologie en terrasse et non en cône plaide contre une telle interprétation (les deux cônes locaux ont une pente très forte et ravinent la terrasse deltaïque du Crey), mais surtout le pendage ouest (et non nord comme ce devrait être le cas pour un delta local), dirigé dans le sens d'écoulement de l'Isère, indiquent assez qu'il s'agit d'un lambeau de terrasse deltaïque de l'Isère même. Un creusement important est intervenu ensuite, avant le remblaiement actuel faisant disparaître toute trace de terrasse lacustre dans la région hormis dans cette anse abritée. A quel niveau connu peut-on alors rattacher ce delta du Crey ?

Les témoignages de l'existence d'un ancien lac du Grésivaudan existent en assez grand nombre, surtout dans l'ombilic de Moirans au débouché de la cluse de Grenoble. Jamais on n'en avait signalé dans la région grenobloise. C'est P. VEYRET (1936) qui, le premier, repéra et interpréta de la sorte une série de cônes et de terrasses de la région de Moirans. Auparavant, des résidus sableux observés dans des grottes situées au-dessus de la plaine actuelle avaient également été interprétés comme dépôts lacustres (W. KILIAN, 1897, H. MULLER ,1925). Très récemment encore, un dépôt composé de sable et de limons avec même une couche de craie lacustre, découvert dans une anfractuosité des calcaires du bec de l'Echaillon, est apparu comme le remplissage d'un fond de lac (A et J. BOCQUET,1969). Or ces dépôts, généralement fins, sont tous situés beaucoup plus bas que le sommet de notre terrasse (202-205 m pour les limons de l'Echaillon, 220 m maximum à l'Hermitage).

Quant aux deltas locaux et beines lacustres cités par P. VEYRET, il s'étendraient en-dessous de la cote 265 avec cependant un niveau principal qui serait celui des terrasses de l'Albenc-Vinay, à la cote 250. C'est le niveau du delta du Crey. Sans qu'il soit possible, à une telle distance, de paralléliser et surtout d'identifier deux dépôts discontinus, on ne peut manquer d'y voir pour le moins des conditions de sédimentation semblables. Pour les dépôts de fond lacustres, dans les grottes, il est tout à fait normal étant donné leur éloignement des sources d'apports grossiers qu'ils ne soient composés que d'éléments fins transportés sous forme de troubles loin du front du delta, comme c'est actuellement la cas dans les lacs alpins.

Voila donc comment à pu se réaliser, selon toute vraisemblance, la morphologie du plateau de Champagnier. L'entablement des alluvions du plateau existait déjà dans ses grandes lignes. A l'emplacement de la plaine de Grenoble pouvait être soit une étendue lacustre, soit même une plaine alluviale analogue, mais à une altitude plus basse (inférieure à 230 m et sans doute moins).

Le glacier de la Romanche occupe la vallée d'Uriage jusqu'aux Guichards au moins (moraines frontales) par sa branche droite. La branche frontale, franchissant le verrou de Champ-sur-Drac, vient remplir la dépression de Basse-Jarrie. Il est presque en fin de course. Barré dans sa marche en avant par la ride jurassique des Mollots-Champagnier, sa masse principale est déviée vers Haute-Jarrie. Il érode alors le bout d'auge de Jarrie, déborde sur le plateau qu'il décape superficiellement, bousculant les alluvions, et construit un arc morainique frontal au N du lac.

Pendant ce temps, la branche diffluente des Guichards envoie des eaux de fusion latérales par la trouée de Brié.

Cependant une partie du lobe romanchois réussit à franchir l'obstacle de la colline de Champagnier mais ne peut creuser. Il vient s'étaler et déposer les moraines del'extrémité nord-ouest du plateau.

Pendant ce temps, le glacier de l'Isère s'était avancé dans l'ombilic de Grenoble, rabotant au passage l'extrémité nord du plateau et le façonnant en plan incliné, analogue à un bord d'auge. Une interprétation semblable de cette curieuse morphologie a été donnée par J. BILLETr,1959). A un moment donné les deux glaciers de l'Isère et de la Romanche étaient donc jointifs, soudant leurs moraines (latérale gauche pour le glacier de l'Isère, frontale pour le lobe romanchois).

Puis les glaciers viennent à fondre sur place. Celui de l'Isère décroît et se retire. Le lobe romanchois du plateau abandonne sa moraine frontale. Les eaux de fusion y creusent alors les chenaux radiaux jusque dans les alluvions du plateau. Celui de la Grande-Combe, qui se trouve être le plus en aval c'est-à-dire dont le débouché est libéré le plus tôt par le retrait du glacier isèrois, se creuse le plus. Toutes les eaux du lobe résiduel de Champagnier finissent par s'y concentrer, le creusant jusqu'à un niveau inférieur à la plaine actuelle.

Dans cette hypothèse le lac de Haute-Jarrie est donc le résidu du lobe glaciaire romanchois ayant creusé ici un petit ombilic au milieu des alluvions de Champagnier.

Mais à ce stade une partie des eaux de ce lobe se dirigeait vers Tavernolles puis vers Bresson, façonnant les vallées mortes suspendues (à cause de la présence du niveau de base du glacier de l'Isère) de Tavernolles et de Jolie-Vache, érodant au passage et creusant dans le plateau initial dont il ne reste plus que la haute terrasse de Brié-Angonnes.

Continuant à fondre, le lobe romanchois disparaît sur Champagnier (placage morainique de fond de Croix-Vieille), mais il reste un certain temps au Louvarou (stade de Louvarou), continuant à débiter ses eaux frontales vers Tavernolles, puis, à la fin, Bresson (situé encore en aval de l'autre chenal). Il y abandonne les arcs morainiques du Louvarou-Champ-Barret. Une partie des effluents va rejoindre le lac de Haute-Jarrie. Deux stationnements ultérieurs sont envore visibles dans les arcs morainiques de Haute-Jarrie et des Chaberts, mais à ce moment la surface du glacier ne dépasse plus celle du plateau. Il n'y a donc plus formations de chenaux. Toutes les eaux s'échappent alors vers l'W, creusant ou recreusant la section épigénique du Saut-du-Moine. Plus aucun stade de retrait n'est visible ensuite pour le glacier de la Romanche.

Au cours de ce retrait, le glacier isérois construit les moraines latérales étagées de Poisat, très caractéristiques et connues depuis longtemps. Mais comme pour le glacier romanchois on ne peut définir véritablement de stades de retrait même s'ils ont existé en fait. A l'actif de ce glacier, on peut mettre aussi les moraines à gros blocs qui recouvrent les alluvions de Champagnier au-dessus d'Eybens, ainsi que le façonnement des deux chenaux marginaux suspendus, au voisinage de la colline rocheuse de Montavie (fig. 79).

Dans la vallée morte d'Uriage et dans la région de Vizille, on ne peut retrouver aucune trace de stationnement de la diffluence, ce qui tendrait à prouver qu'il y eut une fusion progressive, sans individualisation réelle de stade de retrait. Mais un lac, sans doute local,a existé dans la dépression de Vizille à l'altitude de 290 m comme le prouvent les terrasses à structure deltaïque des Matons, de Vizille et du Mas. Il suffisait alors que les Etroits de Vizille, cours forcé de la Romanche, soient colmatés par un bouchon de glace ou de moraine pour que la formation du lac ait lieu. En ce sens, on ne peut donc pas parler de " stade de Vizille ".

Un gros résidus de glace morte a cependant dû subsister sur le plateau de Champagnier, centré sur le lac de Haute-Jarrie. Seule la persistance d'une alimentation en eau abondante, après le retrait des glaciers, est en effet susceptible d'expliquer la formation du cône de déjection de Bresson, qui ravine la terrasse du Crey. Ce cône s'est formé tardivement, pendant ou après la vidange du lac de la cote 250 m.

Quant à la terrasse du Crey, elle a pu être déposée par les eaux de fonte du glacier isérois au cours de son retrait, plongeant justement dans les eaux du lac.

III.4.10 LE REMPLISSAGE DES OMBILICS.

La dernière question est celle du remplissage des ombilics glaciaires de Grenoble et de Vizille. Ces deux surcreusements n'étant en relation que par la gorge des Etroits (cote 275 des alluvions de la Romanche), on peut penser qu'ils ont été sinon complètement isolés, du moins grandement séparés par l'alignement des collines jurassiques Conest-Combeloup (verrou de Vizille l.s.) et que leurs remplissages, s'ils présentent des analogies de faciès, sont peut-être indépendants.

III.4.10.1. Argiles d'EybensLe gros problème est celui du remplissage de l'ombilic grenoblois, sur lequel on n'a pas malheureusement que des données assez limitées. On ne sait même pas la profondeur exacte du surcreusement, mais c'est encore cela qui importe le moins . Les renseignements tirés de l'examen de quelques sondages profonds, tous anciens, sont assez contradictoires (F. BOURDIER,1961). Cependant il est nécessaire de les évoquer avant de tenter une interprétation , de toutes façons hasardeuse.

Quatres sondages profonds méritent d'être mentionnés :Lancey (1922,127 m), Beauvert (1944,400 m), Pont-de-Claix (?, 144,70 m), Eybens (1969,96m). Sauf pour le dernier, nous n'avons pu disposer d'aucun échantillon mais seulement des coupes-sondeurs, toujours sujettes à caution. Le seul point acquis est qu'ils n'ont traversé que du Quaternaire, et n'ont pas atteint le substratum. Les autres sondages sont soit trop courts, soit situés trop près des versants rocheux pour avoir une valeur quelconque relative à la question ici posée.

Le sondage de Lancey, foncé dans le Grésivaudan rive gauche, très près du " bord d'auge " donc un peu en dehors de notre domaine, est cependant intéressant (V. PIRAUD, 1924). Sous un remplissage superficiel de quelques dizaines de mètres d'alluvions caillouteuses à lits sableux et argileux, il a rencontré une épaisseur de 68,30 m d'argile bleue compacte reposant sur " cinq niveaux différents de cailloux agglomérés avec des lits d'argile " (niveaux de poudingue ou bien cailloutis à matrice argileuse compacte ? L'interprétation de l'auteur laisse penser à la deuxième hypothèse). Il compare d'ailleurs cette coupe à celle de la Matheysine. S'il en est bien ainsi, il ne fait aucun doute que les 68 m d'argiles, dont on ignore malheureusement la position exacte, l'auteur ne donnant aucune cote de référence, peuvent être mises en parallèle avec les argiles d'Eybens dont elles ont le faciès (identique à celle de Matheysine également). Si l'on en croit l'interprétation de F. BOURDIER (1961), le toit des argiles ne dépassait pas la cote 200, le mur 130 environ.

Le sondage de Beauvert , au S de Grenoble (Rapport J. RICOUR, BRGG, 30-10-1943), qui traversa 400 m d'alluvions quaternaires avant d'être stoppé, a été diversement interprété, non seulement en ce qui concerne la génèse des dépôts mais encore leurs épaisseurs respectives. Ainsi, M. GIGNOUX (1941) attribue 15 m aux alluvions caillouteuses superficielles du Drac et 385 m d'épaisseur à des " argiles plastiques noir-bleuâtre, avec passées de sables micacés très fins de couleur grise ". Les argiles sont assimilées à un dépôt lacustre quaternaire qui appartiendrait au même ensemble que les argiles d'Eybens, datées par l'auteur de l'interglaciaire Riss-Würm, le creusement de l'ombilic étant alors rapporté au Riss.

Au contraire, R. BLANCHARD (1944) assimile les argiles non à un épisode lacustre mais à une moraine de fond d'un glacier dont il ne sait dire s'il est Riss ou Würm, sur la foi de l'attribution à de la moraine des 68 m d'argiles de Lancey. A priori une épaisseur de 385 m de moraine de fond seulement paraît bien invraisemblable.

Nous avons récemment retrouvé le rapport-sondeur et le rapport géologique de ce forage, que l'on peut estimer avoir été établi sinon au jour le jour, du moins au cours de l'avancement des travaux. Or ces rapports ne concordent pas exactement avec les interprétations qu'en donnent les deux maîtres grenoblois. Ainsi ce ne sont pas 15 mais 55,5 m au moins et 74 au plus qui seraient à rapporter à des alluvions superficielles sableuses et graveleuses (0 à - 72 d'après le rapport Ricour). Ensuite il y aurait une couche de 81,5 m seulement d'argiles plastiques micacées (de - 74 à - 155,5m).. Enfin, la base du sondage(de - 155,5 à - 400m) est constituée par une alternance de sables plus ou moins argileux, d'argiles plus ou moins sableuses et de graviers gros et moyens, dans laquelle les passées d'argiles ne représentent qu'une assez faible partie. Les rapports géologiques mentionnent que des échantillons d'argiles, entre 72 et 388 m ,montrent " de nombreux petits hélix et tiges lignitifiées", et même " une argile noirâtre à fins débris végétaux". Pour ces raisons J. RICOUR a fort justement attribué à une formation lacustre l'ensemble argilo-sablo-caillouteux situé en-dessous de 72 m.

Si l'on se fie à ce rapport, nous pouvons attribuer l'ensemble de la formation à la sédimentation dans un lac interglaciaire comme la faune et la flore le prouvent. Nous serons plus réservés en ce qui concerne les cailloutis superficiels à mettre sur le compte de l'alluvionnement fluviatile du Drac. Il ne nous semble pas que l'on puisse les faire aller au-delà des 34 m supérieurs de " gros graviers " . Au-dessus, les alternances de graviers moyens, fins, sables et sables argileux surmontant les argiles pourraient être tout simplement des formations deltaïques de fin de comblement lacustre, comme il s'en constitue de nos jours dans tous les lacs alpins.

Le sondage de Pont-de-Claix (EDF), exécuté entre l'arête jurassique et le plateau de Champagnier, donne des résultats tout-à-fait différents de deux premiers. Il reste pendant 91,60m (cote 245,87 à 154,27) dans des alluvions à galets sableuses,limoneuses et argileuses puis ne rencontre plus que des limons argileux plus ou moins sableux jusqu'à la cote 101,17. L'attribution des 53,20m de base à des sédiments lacustres est fort vraisemblable. Quant aux épaisses couches grossières ,très proches (500m seulement) de l'affleurement argileux du cap de Marcelline, elles peuvent être soit alluviales (au sommet) , soit morainiques ou fluvio-glaciaire à la base. Malheureusement la descritpion n'est pas assez précise pour qu'on puisse les déterminer dans risques d'erreurs.

Le sondage d'Eybens, enfin, est le seul à nous avoir fourni , jusqu'ici, des données objectives et vérifiables (P. BELLAIR, G. MONJUVENT et J. SARROT-REYNAULD, 1970). Il nous a permis d'apprécier combien les témoignages, surtout anciens,ne sont pas à accepter sans restrictions. Rappelons qu'il a traversé 86m d'argiles pures, entre les cotes 275 et 189, reposant sur une formation caillouteuse très vraisemblablement morainique.

Ce sont des sondages mécaniques aussi, exécutés en complément des travaux géophysiques, qui ont permis de repérer des épaisses formations d'argiles grises ou noires, micacées et feuilletées, comblant l'ombilic de Vizille (R. MICHEL et J. ROTHE,1959) et surmontées par des alluvions sableuses et caillouteuses de la Romanche. Ces argiles sont connues sur une épaisseur de 100 m environ, entre les cotes 255 et 150. Les auteurs, qui les comparent

aux argiles d'Eybens, les interprètent comme une formation lacustre, ce qui est également notre avis.

Si maintenant, nous figurons les différents gisements d'argile de type Eybens reconnus soit en surface soit par sondage, cela donne le tableau suivant (cotes NGF) :

Lancey	Eybens	Beauvert	Pont-de-Claix	Echirolles	Vizille
	300(320)			255	255
195				?	
	170				
126,5		149	154,27		150
			101,17(?)		
		67,5			

On s'aperçoit ainsi qu'il y a un recouvrement de 25m le Lancey à Eybens (170 à 195 m) et de 22,5m de Lancey à Beauvert (126,5 à 149 m), de telle sorte qu'il n'est pas a priori impossible que l'on ait affaire à une seule et même formation, dont l'épaisseur reconnue de façon sûre serait de 300-67,5 = 232,5 m au moins (fig. 82)

On remarque que les limons argileux de Pont-de-Claix, les argiles litées d'Echirolles et, ce qui est plus significatif encore, celles de Vizille, s'inscrivent dans la fourchette des cotes données par les observations du Grésivaudan. Elles aussi peuvent donc appartenir à cet ensemble.

On sait d'autre part que des argiles imperméables existent partout sous le Grésivaudan jusque dans la Combe de Savoie à une cote voisine de 300 m (c'est-à-dire au niveau de celles d'Eybens, M. DUBUS et JC.FOURNEAUX, 1968). Comme à Grenoble, elles sont recouvertes par les cailloutis à galets de l'Isère, mais on ne connaît ni leur plancher ni leur substratum. Aucun argument cependant ne permet de penser qu'elles ne sont pas l'équivalent de celles de Lancey, de Beauvert et par suite d'Eybens. Or une autre observation appuie cette hypothèse : c'est la présence de la nappe aquifère captive sous les argiles d'Eybens.

Un résultat remarquable du sondage d'Eybens, qui n'a malheureusement pu être exploité faute de moyens, est la découverte d'une nappe profonde dans les cailloutis recouverts par les argiles.

Cette nappe s'est établie à la cote 257, soit 47 m au-dessus de la plaine de Grenoble(P. BELLAIR, G. MONJUVENT et J. SARROT-REYNAULD, 1970). Inconnue partout ailleurs faute de sondages profonds, elle ne peut se relier aux nappes superficielles du Grésivaudan qui sont parfaitement connues maintenant, non plus qu'à celles, superficielles, du Drac et de la Romanche. Il ne peut donc s'agir que d'une nappe profonde, prise sous le colmatage argileux qui serait continu jusque très loin en amont.

L'existence d'une vaste couche d'argile (plusieurs dizaines de kilomètres) s'accorderait fort bien avec sa puissance mesurée (250 m environ) qui fait qu'elle ne peut dépendre d'un lac de médiocres dimensions, ainsi qu'avec son faciès lité et sa composition prouvant un dépôt d'eau calme en période de biostasie.

Ayant admis que de telles argiles n'ont pu se déposer que pendant un long interglaciaire, la question du lac qui les a engendrées et surtout de son barrage aval est désormais posée. En effet, quelle que soit la nature de ce barrage, il a nécessairement atteint l'altitude minimale 300 m, cote visible du sommet (érodé) des argiles d'Eybens, et sans doute plus. Quoi qu'il en soit, le fait qu'on les retrouve maintenant sous la plaine à une altitude voisine de 150 m implique qu'elles ont subi une importante érosion, qui ne peut être que glaciaire.

Si l'on suit le toit des argiles du Grésivaudan sous la plaine actuelle, connu tant par les sondages que par la prospection géophysique, on s'aperçoit qu'il s'abaisse depuis la Gache, en amont du Grésivaudan (cote 210), le Cheylas (176 , mais il s'agit d'un chenal creusé dans les argiles côté est), Brignoud (200), Lancey (195), Gières (180m), Beauvert (149) jusqu'au milieu de l'ombilic de Grenoble (M. DUBUS et JC FOURNEAUX, 1968). Au contraire, vers le S, le toit remonte : Pont-de-Claix (154), Reymure (230), Vizille (255). Il y a donc à Grenoble un surcreusement dans les argiles lacustres comme il y a un ombilic creusé dans le substrat. Tout laisse penser que cet "ombilic" superficiel, superposé à l'ombilic " profond ", est l'oeuvre des glaciers würmiens.

Si l'on regarde maintenant les gisements où les argiles apparaissent aux cotes les plus élevées (Eybens, Romage, Echirolles, Lancey, Marcelline), on s'aperçoit qu'il s'agit de situations abritées proches des versants (Lancey, Eybens), soit au contraire d'endroits particulièrement exposés, au centre de l'ombilic, mais alignés sur le prolongement du bord d'auge du Grésivaudan, rive gauche. Le fait que ce glacier n'ait pu emporter ce matériau fragile tiendrait moins de ce qu'il fut canalisé étroitement à l'amont et ait poursuivi son érosion pour ainsi dire sur sa lancée, gardant son calibrage dans les argiles, qu'à la présence en ces mêmes points du front du glacier würmien de la Romanche sautant par-dessus l'obstacle du verrou de Champ et venant contenir le glacier de l'Isère. Il y aurait alors un effet d'érosion minimal le long d'une ligne de jonction ou d'affrontement glaciaire, où les deux lobes s'immobilisent alors, tout à fait analogue à ce qui s'est passé sur le lieu de rencontre des glaciers de l'Isère et du Rhône qu'est la cloison du Banchet en Bièvre - Valloire (G. MONJUVENT, 1969, II). Le surcreusement et la situation marginale

des argiles respectées par l'érosion glaciaire würmienne s'expliquent donc de façon rationnelle par la morphologie locale et la dynamique glaciaire de deux courants antagonistes.

III.4.10.2. Plateau de Champagnier. Nous avons vu précédemment que la conservation locale (Brié- Angonnes) du colmatage sommital de Champagnier, exempt en surface de toute trace morainique et offrant une morphologie de terrasse typique, excluait la possibilité que l'ensemble de la formation soit antérieure au maximum glaciaire würmien. Elle est donc postérieure. Or cette terrasse culminait (et culmine encore) aux environs de 450 m. A quelque distance au S, vers Vif, un plateau alluvial (le Croset), formé essentiellement d'alluvions à petits galets bien roulés et sables très abondants, s'étend aux alentours de la cote 400, également dépourvu de moraine au sommet, contrairement aux indications de la carte géologique au 80 000e Vizille, mais conformément au nouveau 50000° Vif. Si l'on cherche à raccorder ce niveau de 400-450 m vers l'aval aux terrasses würmiennes de la basse vallée de l'Isère, on s'aperçoit que cela est rigoureusement impossible. La terrasse de St-Marcellin, considérée comme représentant le maximum de Würm, culmine à 300 m environ (Château de la Blache). Toutes les autres sont nettement inférieures, sauf la plaine de Bièvre-Valloire qui domine le seuil de Rives vers 450 m également. Mais, au moment de l'édification de la Bièvre, le glacier würmien occupait tout l'ombilic de Moirans, la Cluse de l'Isère et l'ombilic de Grenoble, atteignant une altitude voisine de 1200 m. La terrasse de Champagnier n'a pu se former qu'après son départ, c'est à dire après l'édification de toutes les terrasses würmiennes liées au glacier du seuil de Rives. Or, la terrasse de Champagnier domine toutes ces terrasses würmiennes de plusieurs centaines de m. Il y a donc un hiatus, situé au niveau de la cluse de Grenoble, qui fait que les deux domaines, amont et aval, ont évolué séparément et de façon complètement différente. Quel pouvait être ce hiatus ?

La cluse étant ouverte depuis longtemps, et surcreusée bien avant le Würm, il ne peut s'agir que d'un obstacle meuble qui n'a plus laissé de traces après sa disparition. Deux hypothèses sont alors plausibles :

- un bouchon morainique qui aurait colmaté la cluse. Cette hypothèse est à rejeter car son érosion par l'Isère n'aurait pas été suffisante pour qu'il n'en subsiste quelque trace à proximité des versants ou dans les nombreux ravins latéraux.

- un bouchon de glace morte, occupant toute la cluse et peut-être même aussi une partie des ombilics de Moirans et Grenoble. La fusion aurait entraîné sa disparition sans aucun témoin, sauf peut-être de moraine de fond actuellement enfouie sous le remblaiement alluvial de la plaine. C'est la seule hypothèse envisageable et, de plus, elle est parfaitement vraisemblable.

En effet, les ombilics de Moirans et de Grenoble sont des lieux où la glace atteignait sa plus grande épaisseur et sa plus grande largeur, entraînant un retard dans la fusion. De plus la cluse, surcreusée, encaissée et orientée au N est un lieu très abrité du soleil par la hauteur des crêtes qui l'entourent (2000m), d'où une résistance beaucoup plus grande à la fusion que dans le Grésivaudan, orienté plein S. Par conséquent toutes les conditions étaient réunies pour qu'une importante masse de glace y persistât, tandis que le glacier du Grésivaudan et celui de la Romanche, plus exposés, fondaient rapidement. Cet épisode a dû se passer au stade de retrait würmien de Plan-Menu (M. GIDON, G. MONJUVENT et E.STEINFATT,1969), ou immédiatement après.

Une masse de glace demeure donc dans la cluse pendant que les deux glaciers alpins disparaissent. Vu la longueur de la cluse, le sommet de la langue de glace morte ainsi coupée des branches principales devait voisiner 500 m. Les glaciers amont, reculant, libérèrent un espace vide aussitôt occupé par une étendue glacio-lacustre. Leurs eaux de fusion abondantes, très chargées de matériel grossier, ont alors alluvionné ce lac en situation cataglaciaire, c'est-à-dire de forte production aquifère et de matériaux résiduels, construisant la terrasse de Champagnier. Il est juste de mentionner que le lambeau qui en reste est dû principalement au glacier de la Romanche, puisque ses éléments sont presque tous pelvousiens (W. KILLIAN, 1911, G. MONJUVENT,1967). De plus on aperçoit bien, dans le substratum du plateau, un accroissement de la taille des matériaux en direction de la cluse de Vizille par où ils provenaient en quasi-totalité, avec seulement un très faible apport superficiel par la trouée de Brié, trop haute située. Les endroits plus éloignés et plus protégés, comme le Sert au S de Vif, n'ont vu qu'un alluvionnement plus fin, sablo-caillouteux, n'arrivant pas à colmater totalement le plan d'eau et résultant surtout de décantation (sable fin plus ou moins argileux, selon les niveaux). La terrasse de Champagnier se moule alors sur le niveau de base du sommet du bouchon de glace tandis que les eaux issues des glaciers isérois et romanchois creusaient rapidement, ou surcreusaient plutôt, les vallées mortes de la retombée sénonienne de la base du verrou de Grenoble en-dessous de Seyssinet.

Puis la fusion s'accélère, les glaciers remontent de plus en plus dans les hautes vallées. Alors le bouchon de glace morte de la cluse de Grenoble cède aussi et finit par disparaître progressivement, libérant tout l'espace isérois soumis alors à une intense érosion régressive. Ainsi, les divagations de l'Isère, du Drac, de la Romanche et de la Gresse viennent-elles saper la base du colmatage de Champagnier, le réduisant à une dimension peu différente de l'actuelle.

Dans le vide créé par la fusion du lobe de glace morte, qui atteignait le sommet des argiles d'Eybens surcreusées (cote 149), un autre lac s'est établi ayant pour niveau la dernière terrasse würmienne de Basse-Isère (l'Albenc, 250m).

C'est dans cet espace que se sont avancés de nouveau les glaciers.

Dans un paysage très semblable à l'actuel, les glaciers de l'Isère et de la Romanche réavancent rapidement. Aucun obstacle ne les gène dans leur marche, puisque Grésivaudan et vallées de la Romanche et du Drac sont absolument libres. Ils arrivent en même temps à Grenoble ou se suivent de très peu (mêmes conditions d'englacement de leurs bassins-versants).

Le glacier de l'Isère, poursuivant rectilignement son chemin d'amont, vient occuper l'ombilic de Grenoble, rabote au passage le versant nord du plateau de Champagnier qu'il façonne en bord d'auge, morphologie que ce dernier possède encore, et s'engage légèrement dans la cluse de l'Isère qu'il obture une seconde fois.

Pendant ce temps, le glacier de la Romanche est parvenu à Vizille dont il a occupé l'ombilic. Il remonte alors la vallée morte d'Uriage jusqu'aux Guichards. Une partie de sa glace s'engage dans l'Etroit, saute par-dessus le verrou de Champ, occupe la région de Jarrie déjà creusée par la méandrisation de la Romanche. Mais ce lobe est bloqué par la ride jurassique de Champagnier. Alors il s'engage dans la dépression aalénienne, remonte sur le plateau, creusant un bout d'auge en fin de langue glaciaire, bouscule les alluvions supérieures qu'il rabote, s'avance enfin sur le plateau et finit par s'arrêter contre le côté gauche du glacier de l'Isère. Il ne dépasse pas Haute-Jarrie, respectant la surface initiale de la terrasse de Brié-Angonne remaniée en surface par les eaux marginales en provenance de la trouée de Brié. C'est le maximum d'avancée que les glaciers atteignent lors de ce retour offensif. Le glacier romanchois n'occupe pas toute la dépression de Varces, notamment l'amont. Dans l'obturation déterminée par le glacier de l'Isère se dépose le plateau du Croset, vers Vif, à matériel fin de structure deltaïque, un peu en-dessous-de la cote 400.

Puis c'est la décrue , rapide, car les glaciers sont moins puissants qu'ils ne l'étaient au Maximum. Le glacier de l'Isère, qui retenait un lac, ne laisse aucune moraine frontale, celui de la Romanche de même sauf sur le plateau de Champagnier et dans la diffluence d'Uriage (les Guichards). Peut-être même ce front s'est-il avancé un peu plus loin jusqu'à la Tuilerie, mais ce n'est pas certain et nous n'avons aucun moyen de le savoir.

Au même moment, le glacier de l'Isère construit les moraines latérales de Poisat, les seules qu'il a laissées dans ce secteur, mais aussi les plus nettes par leur fraîcheur tant morphologique que pétrographique.

La fusion du lobe romanchois du plateau engendre la morphologie de moraines frontales et chenaux de fusion que nous avons déjà décrite. Aucun stade d'arrêt n'existe dans la vallée d'Uriage, les crêtes du Louvarou, Haute-Jarrie et les Chaberts, sur le plateau, sont de simples bourrelets locaux. Puis, rapidement, les deux glaciers alpins reculent, abandonnant définitivement le Grésivaudan, Champagnier et la vallée de la Romanche.

L'éloignement du site du Croset et le creusement de la plaine de Varces, occupée par le lac, expliquent qu'il ne fut pas atteint par le lobe romanchois de Champagnier, fondant là au milieu des eaux. Mais l'histoire de la région de Grenoble ne s'arrête pas là. La terrasse deltaïque du Crey prouve qu'un nouvel épisode lacustre de niveau 250 m a eu lieu après le retrait définitif des glaciers. Cet épisode ne peut se relier en aucune façon à la terrasse aval de l'Albenc, puisque le glacier de l'Isère occupait l'emplacement de Grenoble. Ce lac, tout comme ceux qui ont permis l'édification de Champagnier et du Croset, est donc local et n'a pu venir que d'un barrage temporaire. Vraisemblablement sa nature fut la même, c'est-à-dire un culot de glace morte occupant la cluse jusqu'à l'altitude de 250 m. Sa fusion rapide, car ses dimensions étaient réduites, explique alors le faible développement de la terrasse du Crey.

Cependant nous ne sommes pas encore arrivés à l'état que nous connaissons aujourd'hui. La cluse, l'ombilic de Grenoble, le Grésivaudan et le Bas-Drac étaient encore occupés par une étendue lacustre abandonnée par la disparition des glaciers. C'est alors que par le jeu de la grande abondance des eaux de fonte et du matériel morainique (épisode cataglaciaire), le lac fut progressivement comblé par les apports isérois, dracquois et romanchois, transformé en plaine alluviale puis torrentielle (cône du Drac), dont l'exhaussement continu se ferait encore sentir de nos jours si les nombreuses inondations successives auxquelles il a donné lieu n'avaient été stoppées artificiellement par la construction des digues puis des barrages.

III.4.11. LA QUESTION LES LACS DU GRESIVAUDAN.

A la lumière de ce que nous venons d'exposer, se pose la question du nombre de lacs temporaires qui ont occupé tout ou partie du Grésivaudan au cours du Quaternaire supérieur (depuis la fin de la glaciation de Riss). On sait en effet que cette question des " lacs du Grésivaudan " est très controversée, et même leur existence souvent mise en doute par de nombreux auteurs.

D'après la nature des dépôts, leur structure deltaïque, leur position stratigraphique et morphologique, on peut affirmer qu'il y eut plusieurs lacs successifs du Grésivaudan : au moins trois.

Le premier dont nous ayons un témoignage certain est le lac interglaciaire Riss-Würm qui recueillit la sédimentation des argiles d'Eybens. Son niveau s'éleva, pour le moins, jusqu'à l'altitude 350 m (affleurement d'argiles sous les limons de Romage).

Le second est celui de la décrue du maximum glaciaire würmien qui vit l'édification du plateau de Champagnier.

Son niveau atteignit au moins la cote 450m qui est celle du sommet de cette terrasse.

La troisième est le lac qui fit suite au retour des glaciers alpins dans la région de Grenoble et dans lequel se déposa la terrasse deltaïque du Croset (cote 395m). Un épisode de vidange est marqué par la terrasse du Crey (cote 250). Ce sont les trois lacs pour lesquels nous avons des témoignages indubitables. Il ne semble pas possible, à l'heure actuelle, de déterminer auquel de ces lacs appartiennent les dépôts sableux des grottes de la cluse, mais il est très douteux qu'il s'agisse du lac d'Eybens.

Quant au lac dans lequel se déposèrent les terrasses deltaïques des environs de Vizille, qui atteignit la cote 300 environ, on ne peut le relier à aucun de ceux du Grésivaudan. D'ailleurs il s'agit certainement d'un lac très local dû à l'obtruction de l'Etroit de Vizille par de la glace morte ou un bouchon morainique abandonné par le glacier de la Romanche en retrait. On ne peut alors que le paralléliser, sinon l'identifier, au dernier lac du Grésivaudan qui s'étendait 50 m plus bas. Ils ont pu en effet être soit simultanés, soit légèrement successifs selon la fusion plus ou moins rapide de leurs glaciers respectifs.

III.4.12. CONCLUSION.

On s'est aperçu, au cours de cet exposé, que nous avons traité l'évolution de la morphologie quaternaire d'un point de vue strictement relatif, sans chercher à la rattacher à la chronologie alpine. C'est qu'en effet la datation absolue de tous ces évènements est très difficile, voire impossible avec certitude. Deux choses sont certaines cependant, car elles ont fait l'objet de mesure d'âge absolu : la moraine latérale des Guillets, les argiles d'Eybens.

Il est certain que la moraine des Guillets est würmienne comme celle des Seiglières. Tout le prouve : la fraîcheur des composants, la construction du profil du glacier würmien de l'Isère etc... Il est certain qu'il s'agit aussi de la moraine du maximum de Würm, ou de l'un de ses stades de retrait immédiats. Tous les auteurs sont unanimes la-dessus.

Or récemment, une découverte très importante de caractère préhistorique y a été faite (M. MALENFANT, 1969). A la surface de la moraine, un gisement de silex ayant fourni des éclats et des outils caractéristiques du Moustérien alpin (faciès Levallois) s'étend sur une grande surface. Le dépôt de la moraine s'est donc fait nécessairement avant. Or, le Moustérien ne dépasse pas l'interstade Würm II-III (Hengelo, anciennement Laufen). Par conséquent la moraine n'a pu se déposer au plus tard qu'au Würm II, qui représenterait alors le maximum d'extension des glaciers würmiens de l'Isère.

Les argiles d'Eybens sont interglaciaires, les nouvelles données à leur sujet ne permettant pas d'en douter. Or, elles ont été datées de plus de 35000 ans. Leur épaisseur, leurs conditions de gisement et leur nature ne peuvent que les faire attribuer au Riss-Würm. Il se pose alors la question de l'âge des formations du plateau de Champagnier avec ses moraines superposées. On a vu qu'il était nécessaire que ce plateau préexistât pour rendre compte de toutes ses particularités morphologiques et même stratigraphiques.

Notons que nous sommes arrivés exactement aux mêmes conclusions lors de l'étude stratigraphique et morphologique des dépôts limoneux de Romage, qui se présentent sous un aspect tout différent. Le problème de la récurrence des glaciers après le maximum de Würm et du " grand interstadiaire " würmien est donc posé. Or il ne peut être résolu uniquement dans cette région, faute de données absolues. C'est donc après l'étude des autres secteurs, aussi bien des bassins du Drac que du Grésivaudan, fondamental en ce domaine, que nous pourrons essayer de répondre avec vraisemblance à cette question.

III.5. LES BASSES VALLEES DU DRAC ET DE LA GRESSE.

III.5.1. DELIMITATION.

Au Sud de la vaste dépression grenobloise s'étend une région toute différente, très resserrée, qui s'étire entre les montagnes liasiques du Conest-Sénépy à l'E et la crête tithonique du Vercors à l'W. C'est la dépression jurassique, prolongement méridional du sillon alpin (cf. I.3.6.1.), séparée longitudinalement en deux vallées étroites par la cuesta du Jurassique moyen. Très bien limitée latéralement, elle l'est également méridiennement, au N par la plaine alluviale du Drac qui fait justement la jonction avec la dépression grenobloise, au S par le col du Fau qui donne accès au Trièves, la colline bajocienne de Côte-Rouge, le confluent Drac-Ebron d'où l'on rejoint à Mayres l'arête méridionale du Sénépy. Ainsi défini, cet ensemble apparemment hétéroclite constitue en réalité une véritable région naturelle, aussi bien géographique que géologique (en ce qui concerne le Quaternaire naturellement). En effet les deux vallées parallèles sont reliées par la brèche des Cadorats qui interromp la crête bajocienne en son milieu, par laquelle une communication des formations quaternaires se fait entre les plateaux du Drac (Sinard, la Cluze et Pasquier) et le bassin de Monestier-de-Clermont.

C'est pourquoi il nous a semblé souhaitable de ne pas dissocier les deux vallées mitoyennes comme cela aurait

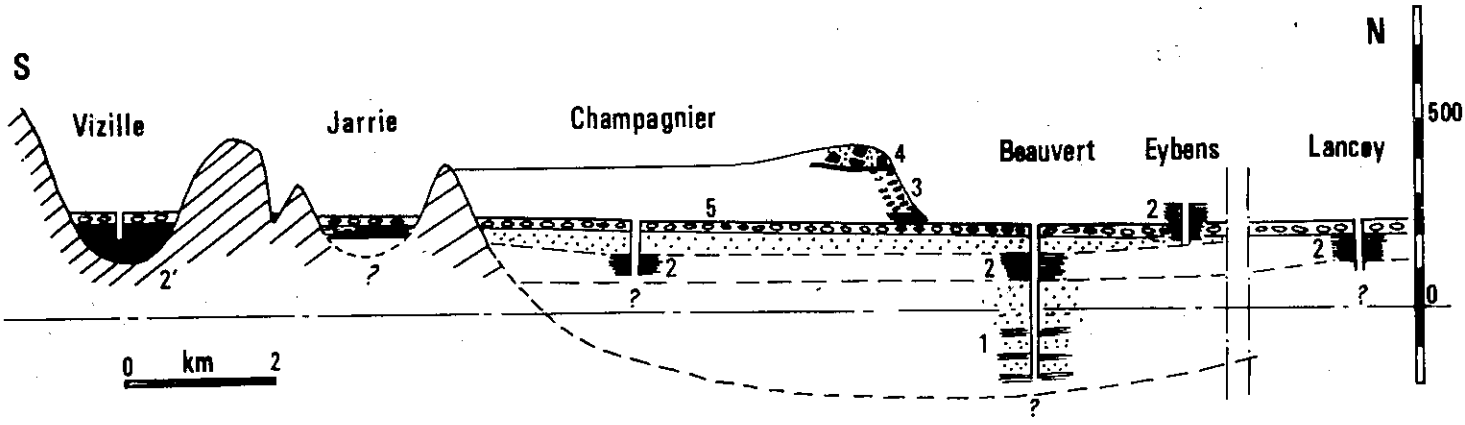


Fig.82. COUPE LONGITUDINALE VIZILLE-GRESIVAUDAN. Position des divers gisements d'argiles litées (ou varvées) connus.
1. remplissage lacustre du Grésivaudan, 2. argiles d'Eybens, 2'. argiles de Vizille (ombilic), 3. cailloutis du plateau de Champagnier, 4. moraine supérieure de Champagnier, 5. plaine du Drac-Romanche-Isère.
On voit ainsi que les positions respectives de cesgisements sont compatibles théoriquement avec une origine commune.

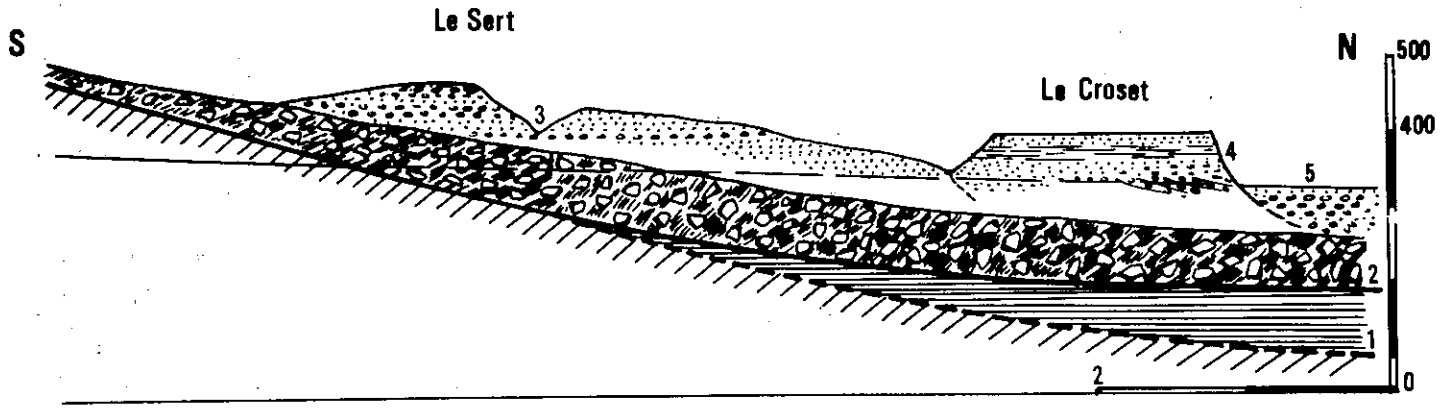


Fig.83. COUPE LONGITUDINALE DE LA BASSE-GRESSE.
1. argiles d'Eybens, 2. moraine argileuse du maximum de Würm (WII), 3. alluvions du Sert (cataglaciaire W II), 4. alluvions lacustres et fluviatiles du plateau du Crozet (glacio-lacustre W III), 5. plaine de Vif.

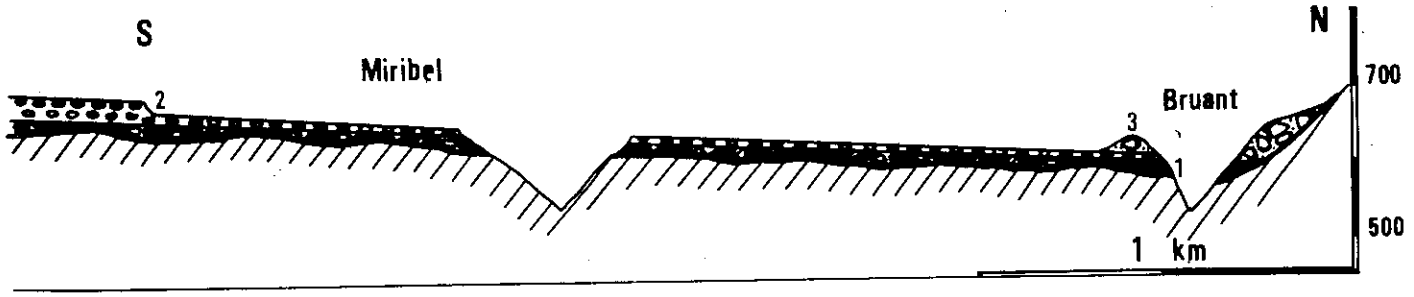


Fig.84. COUPE LONGITUDINALE DU PLATEAU DE MIRIBEL-LANCHATRE.
1. moraine argileuse alpine du maximum de Würm (WII).
2. alluvions locales, formant terrasse, du plateau (cataglaciaire W II).
3. moraine locale issue du bassin de Prélenfrey (Vercors, W III).

pu être envisagé. D'ailleurs leur comportement vis à vis aussi bien des accumulations quaternaires que des érosions glaciaires a été le même car elles ont eu à subir l'action du même glacier au Würm, celui de l'Isère. Cependant une grande différence existe tout de même au niveau des formations sous-morainiques. Alors que le bassin de la Gresse en possède peu, et pour cause, les plateaux du Drac au contraire sont le siège de deux ensembles alluviaux (et peut être trois) remplissant respectivement les deux talwegs fossiles du Drac (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968). Il n'est pas impossible d'ailleurs qu'il existe des cours anciens de la Gresse sous l'énorme accumulation du plateau de Bonnotaire, mais nous n'avons aucun moyen de les repérer. Au contraire il est tout à fait certain que le cours de la Gresse, au S du confluent du Fanjaret, n'a jamais varié.

III.5.2. LA BASSE-GRESSE.

Cette région est d'un intérêt fondamental pour la compréhension des différentes formations quaternaires et de leurs rapports respectifs dans tout le bassin du Drac. Elle a déjà fait l'objet d'une description sommaire (A.LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968, p. 124-127). Sans revenir sur l'essentiel des observations, il y a cependant lieu de les compléter par une description plus détaillée qui fera apparaître des traits nouveaux et conduira à une interprétation quelque peu différente de celle que nous avions proposée alors. Nous remonterons la vallée du N au S.

III.5.2.1. Terrasse du Croset. Immédiatement au S de Vif, l'attention est attirée par une haute terrasse (cote 400) dominant la plaine de Grenoble d'une centaine de mètres, ressemblant à un minuscule plateau de Champagnier, adossée comme ce dernier à une colline rocheuse et d'altitude quasi identique. C'est sans doute pour cela que l'ancienne carte géologique la figurait recouverte de moraine, ce qui est erroné, opinion reprise telle quelle par F.BOURDIER (1961). Cet auteur y a fait une observation intéressante qui n'a pu être renouvelée malheureusement, de " boules presque parfaitement sphériques, de 5 à 30 cm de diamètre, faites d'une argile glaciaire gris-jaunâtre, remarquablement dure, où sont nichés de petits fragments anguleux de roches cristallines " (p.37), ressemblant à des boulets de canon selon l'expression de l'auteur. Ces boules proviendraient, selon lui , d'une ancienne couverture glaciaire probablement anté-würmienne.

Malgré l'absence de vérification, nous ne mettons aucunement en doute l'existence de ces sphères morainiques. Mieux, nous avons trouvé leur provenance, qui n'est pas très lointaine. Cela nous conduira à modifier très sensiblement l'interprétation qu'en a donnée F. BOURDIER.

La terrasse du Croset est surtout intéressante par sa morphologie et par sa structure. C'est en effet une véritable terrasse de construction, à surface plane subhorizontale n'ayant subi en aucune façon l'action glaciaire. Mais son matériel est plus significatif encore.

L'observation de F. BOURDIER se situe dans une petite carrière du versant nord qui montre une alluvion à galets de petite taille très bien roulés, très bien lités, englobés dans une masse sableuse abondante, le tout à stratification fortement inclinée (30° environ) vers le S. C'est donc une structure deltaïque, prouvant le dépôt dans une étendue lacustre comme nous l'avons évoqué précédemment. Mais une autre carrière , située juste au N-W du hameau, est plus instructive encore car elle montre le sommet de la terrasse (fig.83), constituée par une formation essentiellement sableuse, fine, avec très peu de matériel graveleux ou caillouteux, mais par contre plusieurs niveaux limoneux ou silteux très fins, surtout vers le haut. Le tout est bien stratifié horizontalement et les sables apparaissent sur la totalité de la surface du plateau. Par conséquent on se trouve bien ici dans la tranche superficielle du colmatage deltaïque, où l'on passe à un régime subaérien soulignant le niveau du lac dans lequel s'est déposé l'ensemble de la formation. De plus on relève dans les bancs limoneux du sommet des ondulations qui sont des figures de cryoturbation prouvant l'intervention d'un climat très rigoureux après leur dépôt. On peut y voir sans risque le climat glaciaire ou subglaciaire ayant déterminé le retour des glaciers dans la région de Grenoble.

A l'extrémité nord des collines bajociennes, une profonde coupure transversale isole de ces dernières la butte rocheuse du Petit Brion : la cluse de la Rivoire. Ce défilé, tout à fait aberrant dans le contexte régional, est situé sur une ligne de fracture WNW-ESE qui part du col de l'Arc (Vercors), passe au Sud du plateau du Pré du Four, auN du Pieu,puis s'enfile par la gorge de Saint-Georges-de-Commiers dans le Conest. C'est peu vraisemblablement un ancien tracé du Drac (ou de la Gresse) préglaciaire, mais plutôt un chenal sous-glaciaire utilisant une zone tectoniquement faible du substratum. Le fait intéressant n'est pas que cette coupure atteigne le plancher alluvial actuel, sous lequel elle semble se poursuivre d'ailleurs, mais bien que le Petit-Brion, ainsi isolé, soit comme ceinturé par un aplanissement situé justement à l'altitude 400. Or on trouve à ce niveau des cailloutis à galets bien roulés et des sables surmontés par des éboulis locaux, mais pas de moraine. Cette plateforme taillée en plein calcaire montre que le lac qui en a été responsable (aidé peut être par un détournement local du cours du Drac en fin de comblement) a dû avoir une certaine durée.

III.5.2.2. La coupe de Genevray. Au S du Croset, la nationale 75 monte en décrivant des lacets, toujours rive droite, dans des formations sableuses qui culminent au hameau du Sert, vers la cote 480m. Or ce ne peuvent

être un équivalent de la terrasse du Croset qui est bien individualisée 80 m plus bas. Mais la surface de ces alluvions sableuses à structure également deltaïque et à pendage sud n'est pas conservée, si bien que l'on ne sait où elle s'arrêtait. Cependant ce sommet n'est vraisemblable pas loin comme nous le verrons plus tard (fig. 83).

Ces sables deltaïques ne sont surmontés d'aucune moraine, comme au Croset, mais seulement d'éboulis de versant locaux remaniés par le ruissellement. Ils couronnent un ensemble d'alluvions caillouteuses à galets bien arrondis que l'on peut suivre jusqu'en-dessus du village du Genevray, vers la cote 400 ou un peu moins. Là ils recouvrent à leur tour une moraine argileuse typique.

Cette moraine s'observe bien dans les pentes surplombant la cimenterie Vicat, sur le substratum marneux des Terres Noires qui s'abaisse rapidement ici du S au N pour disparaître sous la plaine alluviale actuelle au droit de l'usine. On retrouve cette moraine, très argileuse, noire, compacte, farcie de blocs cristallins de toutes tailles et de galets striés, dans le chemin qui monte à Girardière, jusque à la cote 450 environ. A Girardière même, le sommet de la moraine est tronqué et aplani par un cône de déjection local très fortement penté vers le N, dont on observe les galets uniquement calcaires, donc locaux, dans le versant qui surplombe la Gresse. Ce cône de déjection élevé, qui se raccordait peut être au niveau 400 du lac du Croset, a ses répondants de l'autre côté de la vallée (cône local de Champrond issu du ravin de l'Echaillon).

Quant à l'abaissement rapide du substratum sous-morainique vers le N, il appartient en propre à la "plateforme" d'abrasion glaciaire " de la Gresse que nous avons déjà définie par ailleurs (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968) Si bien que dans la région de Genevray et du Croset, on peut proposer la succession stratigraphique suivante, de bas en haut :

1. Moraine argileuse du Genevray,
2. Alluvions caillouteuses et sableuses du Sert (cote 480),
3. Terrasse deltaïque du Croset (cote 400) ,
4. Cône de déjection de Girardière (contemporain de 3 ?) ,
5. Eboulis de versants superficiels,
6. Alluvions de fond de vallée.

Sur la rive gauche de la Gresse on retrouve la même moraine argileuse plaquée contre le versant rocheux et sur la plateforme d'abrasion s'enfonçant au N, depuis le village de Champrond. A Champrond même cette moraine est localement recouverte par un lambeau d'alluvions alpines (cote 420-425) lui-même surmonté par le cône de déjection local. Aux Grands-Amieux, les affleurements morainiques s'élèvent plus haut sur le versant, atteignant la cote 520 m.

On remarquera la similitude frappante des cotes supérieures des alluvions du Sert et du Croset avec celles des deux entablements qui forment le plateau de Champagnier (400 et 480 m respectivement).

La cloison de Jurassique moyen du Grand-Brion, au-dessus du Genevray, montre une morphologie glaciaire très intéressante dans les ravins de la Merlière. Ce hameau est bâti au confluent de deux vallées mortes suspendues, l'une versant du N, l'autre du S (le Collet) et débouchant très haut (respectivement 815 et 721 m) au-dessus de la vallée du Drac (312 m). Il s'agit de chenaux marginaux creusés dans la roche en place par les eaux latérales du lobe remontant, réunis à la Merlière où ils demeurent suspendus (658 m). D'ailleurs ces chenaux n'ont pas fonctionné de façon concomitante, le dernier étant celui du Collet, de beaucoup le plus enfoncé et le mieux constitué. Par la suite, après le retrait des glaciers et la formation des terrasses, est venue l'époque de la construction des cônes de déjection élevés qui ravinent et façonnent le sommet des formations de la vallée, sans doute en relation avec le retour offensif des glaciers évoqué plus haut. Seule en effet une puissante accumulation de neige dans les bassins de réception minuscule d'où les cônes sont issus a pu fournir suffisamment d'eau pour l'étalement de ces dépôts très épais, le climat périglaciaire d'alors fournissant le matériel éboulleux repris par le torrent.

Au S de Genevray, nous arrivons directement dans la région de la plateforme de la Gresse qui se développe largement à partir de Saint-Barthélémy.

III.5.2.3. Banquette de Saint-Barthélémy. Entre ce village et Lanchâtre se développe, sur une longueur de 4 km environ et une largeur inférieure à 1 km, une surface remarquablement plane, très fortement inclinée vers le N (732m en amont, 589 m en aval, soit environ 3,5 % contre 1,75 pour la Gresse actuelle), dominant de très haut le talweg (250 m en amont, 190 en aval), à laquelle répond une banquette semblable de l'autre côté de la vallée (rive droite), plus étroite, plus allongée et apparemment située à un niveau légèrement plus bas (Cognelle).

Directement sur le substrat repose une couche de moraine alpine très argileuse, à nombreux blocs cristallins et galets striés du type de celle de Genevray. On l'observe facilement dans tous les ravins, mais en particulier dans celui du Bruant, le long de la route et à Calouvière, auS de Saint-Barthélémy. Or, en surface, il ne semble pas que ce soit cette moraine qui forme le sommet du plateau. En effet, dans les coupes superficielles apparaît au contraire une alluvion terreuse et sableuse composée exclusivement de galets calcaires, clairs, de faible épaisseur. Cela se voit le mieux au NE de Miribel-Lanchâtre, dans le chemin sous la cote 707 où cette formation locale est suffisamment épaisse pour avoir été exploitée en carrière. Mais il y a plus. La surface, apparemment simple est en réalité composée de

deux éléments de surface décalés, visibles toujours au NW de Lanchâtre.

- une surface élevée (cote 707), conservée en un petit lambeau seulement, montrant une épaisseur assez forte (une vingtaine de mètres au moins) de cette alluvion locale.

- Au bas d'une rupture de pente d'une quinzaine de mètres, s'étend la surface principale sur laquelle la formation locale est très mince.

A l'amont, la banquette est brutalement interrompue par le ravin actuel de la Gresse.

Une coupe très instructive du plateau de Saint-Barthélémy existe dans le ravin du Bruant (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968, fig. 9, p. 126), révélant les rapports de la moraine alpine avec les cailloutis superficiels et la moraine locale issue du bassin du Prélenfrey. Antérieurement nous l'avions décrite comme la superposition simple de la moraine locale sur la moraine alpine. Mais après avoir trouvé la couverture alluviale calcaire sur le plateau en amont, nous avons réexaminé cette coupe que nous avions alors interprétée incomplètement (fig. 84).

Il y a bien superposition de la moraine locale sur l'alpine, mais entre les deux ensembles s'intercale un niveau mince (1 à 2 m seulement ici) composé essentiellement d'une couche de galets calcaires bien arrondis, très différents des blocs anguleux supérieurs à matrice limono-sableuse, localement consolidés en poudinge. Cette particularité nous avait échappé au début, et nous avions tout attribué à la moraine locale. Or il est manifeste que ces alluvions calcaires sont les mêmes que celles qui garnissent les surfaces du plateau de Lanchâtre. Dans le Bruant, la stratigraphie est la suivante :

1. Moraine alpine de base.
2. Alluvion locale du Vercors
3. Moraine locale de Prélenfrey au sommet.

Sur l'autre rive un seul replat morphologique net existe, celui des Brets à Cognelle. Il correspond manifestement au plateau de Saint-Barthélémy sur l'autre versant, situé à la même altitude. En amont, il ne reste qu'une vague rupture de pente, enduite de moraine, très inclinée vers le talweg et beaucoup plus bas (50m environ) que le plateau de Lanchâtre . Il s'agit certainement d'un résidu du soubassement argileux de la terrasse de Cognelle, ici érodée(fig. 85).

Comme la banquette de Saint-Barthélémy, celle de Cognelle possède sur le socle marneux un enduit de moraine alpine argileuse qui, au N des Brets, se suit toujours en position identique jusqu'à l'usine Vicat du Genevray. Elle est surmontée à son tour par une formation locale à galets calcaires bien roulés, à matrice sableuse très visible dans le chemin de Cognelle à Essart-Garin. Le sommet, plus argileux, semble constitué par de la moraine alpine remaniée (ou ravinée) sur une faible épaisseur. Cette moraine alpine affleure tout du long du replat de Patassière où, en amont des Rosets, elle est recouverte par une pellicule résiduelle d'éléments locaux glissés.

Nous avions interprété antérieurement la banquette de Saint-Barthélémy comme une plateforme d'abrasion glaciaire d'un glacier alpin venu du S et se raccordant, sous les alluvions actuelles, au fond de l'ombilic de Grenoble et du Grésivaudan. Or nous ne pouvons plus soutenir cette opinion sous cette forme pour plusieurs raisons :

Nous savons maintenant qu'il n'y eut aucun glacier venu du S au Würm dans cette région. L'auge würmienne n'est pas celle de la base du surcreusement glaciaire du Grésivaudan, mais celle façonnée beaucoup moins profondément dans les argiles d'Eybens. Les glaciers du Nord (Isère et Romanche) ont remonté le cours de la basse-Gresse jusque près de Monestier-de-Clermont (cf. III.5.2.4.). Enfin la morphologie et la stratigraphie locales interdisent de voir dans ce plateau une surface glaciaire simple. Cependant il est évident que la base du plateau, enduite de moraine alpine, est une forme d'érosion glaciaire. Est-ce bien une plateforme ? Apparemment oui car le sommet du plateau et sa base semblent parallèles en de nombreux points, notamment dans la coupe du Bruant. En réalité la planéité du substratum n'est pas parfaite. Ainsi à Galouvière et à Côte-Bérard, dans le ravin de Cassoulet, on note une grande épaisseur de moraine alpine comme si cette dernière remplissait une ou plusieurs dépressions dans les Terres-Noires. Ailleurs, au contraire, ce sont ces dernières qui affleurent jusqu'en surface (Miribel).

De sorte que la moraine paraît remplir une topographie déjà différenciée, assez régulière, différente de la morphologie superficielle. La superposition des alluvions locales à la moraine indique, sans aucun doute, que la surface régulière du plateau est non pas une surface d'érosion mais une surface d'alluvionnement, un cône de déjection étant donnée la pente très forte. Mais la réalité est encore plus complexe. La surface de comblement serait celle dont un seul lambeau est préservé au NE de Lanchâtre (cote 707). Le plateau emboîté dans cette dernière ne serait alors qu'un niveau d'ablation dans la surface alluviale, ablation produite d'ailleurs par le même courant moins chargé en débris. D'où viendrait alors ce courant ?

Il est clair que seule la Gresse a été capable d'un tel travail d'alluvionnement puis d'érosion. La nature des galets (tithonique, urgonien) le prouve, ainsi que leur morphologie révélant une forte usure, donc un transport relativement long. Pourtant l'ancienne carte géologique mentionne une frange de cônes de déjection à la limite plateau-versant qui semblent bien, en fait, se raccorder à la surface principale.

S'il est vrai que certains cônes, très bas, correspondent au niveau de Saint-Barthélémy (Cassoulet) on ne peut appeler cônes de déjection les formations qui garnissent le pied de la corniche urgonienne, bien qu'elles se soudent parfaitement avec le plateau. Leur pente est beaucoup trop forte, elles n'ont aucun bassin de réception en amont,

enfin leur matériel, très anguleux, évoque plus l'éboulis cryoclastique que le dépôt torrentiel. Mais ce ne sont pas de véritables éboulis.

C'est un matériel cryoclastique ordinaire ayant une morphologie presque torrentielle. On peut l'interpréter non comme des grèzes, (il en existe par ailleurs, de faciès totalement différent), mais plutôt comme des éboulis de gravité repris par le ruissellement superficiel et étalés en cônes rapides par un ruissellement tendant à la concentration (pointes de cônes dirigées vers l'amont dans de petits ravins parallèles). Ces cônes auraient fonctionné au même moment que le cône de la Gresse, expliquant la concordance de leurs formes. Nous avons vu que les cônes aval (Champrond, etc...) ont la même genèse et datent probablement de la récurrence des glaces iséroises. Il en est sûrement de même pour le plateau de Miribel-Lanchâtre, bien que l'érosion récente ne permette pas une liaison morphologique continue au N de St-Barthélémy.

La moraine locale de la coupe du Bruant s'intègre bien dans ce schéma. Cette moraine fut déposée, par le glacier de Prélenfrey, en un moment où les glaciers alpins n'y étaient plus. Ce ne peut être que lors de l'épisode glaciaire de la " récurrence ", lorsqu'ils ont atteint Grenoble seulement. Or nous avons une datation absolue à minima de cette récurrence (G. MONJUVENT, 1969).

Des débris de bois fossiles, inclus dans la moraine locale de Prélenfrey, ont un âge de plus de 35000 ans(BP). La moraine locale est postérieure à la fois au maximum d'extension des glaciers de Würm et aux bois dont elle a emporté les débris. Or ces bois n'ont pu se développer que pendant une période de climat tempéré ou sub-tempéré, en tout cas non glaciaire ou périglaciaire. L'ensemble enfin, est plus âgé que 35000 ans.

Ce problème étant posé, quelles peuvent être ses solutions ? Au-delà de 35000 ans, dans le Würm, n'existent que deux époques froides majeures, le Würm I et de Würm II, et deux phases de réchauffement (les interstades WI-II et II-III).

Le Würm I fut une période de climat humide et froid, mais sans excès. Tout le monde reconnaît qu'elle n'a pu nourrir une grande glaciation.

LE Würm II, par contre, fut une longue époque de froid très vif, apte à engendrer une grande avancée glaciaire. D'après nos observations ce serait, dans la région de Grenoble, celle du maximum d'extension. L'inter stade Würm II-III (Hengelo, ex Laufen), vit un réchauffement très net du climat pendant une longue durée, juste avant 37000 BP. Ce serait l'époque de croissance des arbres ayant fourni les bois de Prélenfrey.

Le Würm III, enfin, froid, humide, assez long, aurait vu alors une récurrence des glaciers, celui de Prélenfrey ayant légèrement débordé de son cirque, les glaciers alpins ayant réavancé dans les vallées (récurrence à Grenoble des glaciers de l'Isère et de la Romanche).

Au point de vue morphologique, une vallée morte beaucoup plus typique encore que celle du Collet traverse l'arête jurassique à l'W de St-Martin-de-la-Cluse, faisant communiquer la vallée du Drac avec celle de la Gresse au-dessus de laquelle elle se trouve suspendue vers 770 m d'altitude. C'est également un magnifique chenal proglaciaire creusé par les eaux du lobe occupant le Bas-Drac et rejoignant , à un niveau très peu inférieur, celui de la Basse-Gresse. Mais ce chenal, lié à d'autres formes aussi intéressantes,sera étudié par ailleurs.

Enfin nous devons dire un mot du versant qui domine Lanchâtre sous la crête tithonique du Jonier, bosselé et boursouflé comme un dépôt morainique. Effectivement on y trouve vers la base, au S de Lanchâtre, un mélange de blocs alpins et de blocs locaux calcaires dans une matrice terreuse désordonnée. Or si les éléments alpins sont bien morainiques, les calcaires locaux ne le sont pas. Ils proviennent simplement de la dislocation des couches du Jurassique supérieur infra-tithonique et d'une partie de celui-ci, provoqué par un glissement qui affecte tout le versant et sur lequel s'appuie la plateau de St-Barthélémy. Ce glissement eut certainement lieu après le départ du glacier würmien et avant la constitution du plateau, donc entre les périodes glaciaires W II et W III. On peut alors le dater de l'interstade W II-III. Quant au soubassement marneux du plateau, il est lui-même l'objet de nombreuses loupes de glissement sur tous les versants dominant la Gresse, dont certaines sont encore fonctionnelles.

III.5.2.4. Bassin de Monestier-de-Clermont. Cette dépression de Monestier, abritée dans un renfoncement de la corniche tithonique, creusée dans les Terres-Noires, est principalement occupée par une énorme accumulation argileuse formant un plateau culminant à l'altitude 832 m au lieu-dit ' La Plaine ', à Bonnotaire. Ce remplissage de plus de 300 m de puissance est apparemment constitué uniquement d'une argile à galets striés et énormes blocs cristallins, noire, dense, compacte, durcie, sans niveau alluvial intercalé. C'est un matériel glaciaire déposé sans remaniement par l'appareil alpin seul. Vers le S, cette moraine franche affleure jusque près de St-Paul-les-Monestier, où elle est encore très typique aux lieux-dits le Rota et le Moulin, dans les ravins du Fanjaret, et semble même se poursuivre jusque sous la terrasse de Monestier où elle donne lieu à des glissements de versant.

On l'observe le mieux dans la coupe du ravin du Fanjaret, au N de St-Paul, car les versants du plateau ne montrent aucun affleurement sain, leur totalité étant affectée de glissements dans ce matériel instable lorsqu'il est humide.

Cette moraine est incroyablement dure, résistante, au point qu'on en trouve de grands blocs effondrés dans le ravin, tels des blocs erratiques, et qu'elle est même susceptible de tenir en parois verticales, malgré l'érosion ou

plutôt la dissolution par l'eau, comme on peut le voir au pont naturel de l'Oule, creusé dans ce matériel. Un peu plus bas on trouve même dans le lit du ruisseau des boules roulées de cette moraine, argile grisâtre piquetée de cailloux anguleux et de galets alpins. Ce sont certainement des boules provenant de cette région que F. BOURDIER à trouvées dans l'ancienne carrière, maintenant abandonnée, du Croset. L'âge plus récent des alluvions du Croset, et leur situation en aval, rend cette interprétation très vraisemblable.

Descendant vers la base du plateau, sous la Motte vers le Moulin-Colomban, on aperçoit en quelques points, sous la moraine, une formation argileuse pure, sans galets ni blocs, très compacte également, noire, très homogène et, lorsque l'observation est favorable, feuilletée comme les argiles d'Eybens. La moraine reposerait donc sur une base argileuse d'origine certainement différente.

D'où vient cette incroyable abondance de moraine ? Probablement des glaciers Isère-Romanche dont nous avons vu qu'ils remontaient au S jusque vers St-Paul-les-Monestier. Or deux preuves directes montrent que ces glaciers sont bien ceux du N et non ceux du S.

- D'une part la nature des blocs erratiques très gros (certains de plusieurs mètres de long), presque exclusivement cristallins, où l'on retrouve de nombreux granites et gneiss, des conglomérats houillers, et roches caractéristiques des massifs cristallins externes.

- D'autre part un phénomène de glaci-tectonique. Au SW de la Motte, dans le ravin du Fanjaret rive gauche, la moraine argileuse à galets et blocs est appuyée contre une masse redressée d'argile litée pure, non morainique. Le contact est brutal, subvertical. Les argiles ont été bousculées, rebroussées et se trouvent maintenant disloquées et disposées verticalement. Or la moraine est au N et les argiles au S, ce qui définit le sens de la poussée des glaces, du N vers le S, donc prouve la remontée d'une langue alpine jusque dans le bassin de Monestier. Vu le matériel argileux rebroussé véritablement comme par la lame d'un bulldozer (fig.86), on est en droit de penser que le bassin en question n'était pas vide lors de l'arrivée des glaces. En effet les argiles sont localement à la cote 600. Un colmatage pré-morainique, certainement lacustre donc, existait avant l'intrusion des glaciers dans leur gisement. Nous ne savons pas, ici, quelle altitude il pouvait atteindre. Cependant, étant donnée la nature très argileuse de la matrice morainique et son faciès identique aux argiles, on peut penser a priori qu'une grande partie de celle-ci provient du remaniement de celles-là dont seule la base aurait été préservée.

Enfin la pression exercée tant latéralement que verticalement par le glacier expliquerait la compaction très grande de ce matériel et son aptitude à résister à l'érosion par l'eau courante (boules de moraine, blocs et pont naturel de l'Oule).

Un peu plus au S, la ville de Monestier-de-Clermont est bâtie sur une surface plane, très légèrement pentée vers le N, qui a tout à fait la morphologie d'une terrasse, d'altitude 800 m environ. A cette terrasse répond, un peu à l'W, le plateau de St-Paul-les-Monestier et le plan de Grisail au château de Rivoiranche, au même niveau. Il n'existe aucune coupe dans la terrasse de Monestier, par contre une ancienne carrière (le Frut) est ouverte dans le niveau de St-Paul. On y voit un matériel calcaire à petits cailloutis bien lités, peu émoussés, disposés horizontalement dans une matrice sableuse comportant de rares éléments cristallins. C'est manifestement un dépôt local de type alluvial. Sa surface est nettement inférieure à celle du plateau morainique de Bonnotaire (790m contre 832), donc emboîtée dedans. On ne retrouve aucune formation semblable à l'aval (fig. 87).

A l'amont par contre, les surfaces de St-Paul et surtout de Grisail sont nettement pentées, dessinant des cônes de déjection issus d'une série de petits ravins courant dans le versant de la montagne de la Pâle. La terrasse de Monestier passe insensiblement elle aussi, en amont, à un cône de déjection issu des ravins de Bonnotaire et des Condamines, ainsi que d'un chenal qui semble passer immédiatement à l'W du col du Fau. La morphologie et le faciès sont donc en accord pour voir dans ces formations un matériel torrentiel peu évolué. Cependant le calibre des éléments est petit. D'où vient alors cette particularité ?

Tous ces cônes de déjection sont creusés dans un versant non rocheux et formé d'un matériel déjà clastique, de petite taille, qui recouvre uniformément les basses pentes du col du Fau jusqu'à Grisail,et disposé en grands plans inclinés. C'est le système des glacis de Monestier.

Deux ensembles de glacis étagés sont ravinés par les cônes de déjection aboutissant à la terrasse de Monestier : les glacis élevés ou ensemble du col du Fau, et les glacis moyens ou de Ponsonnanche (fig.87).

Le glacis élevé du col du Fau est le plus typique et le plus régulier. Il est particulièrement spectaculaire lorsque l'on vient du Trièves par la R.N. 75 au S. C'est une grande surface régulière assez pentée se relevant fortement à l'amont, semblant issue du ravin du Baconnet et littéralement sectionnée dans son sens longitudinal par le rebord sud du col du Fau. Sur sa tranche ainsi mise à nu on peut voir une couverture détritique de cailloutis peu émoussés et de petite taille, essentiellement de calcaires du Jurassique supérieur, sans apport étranger. Cette couverture est mince (quelques mètres), car l'on retrouve le substratum dans le petit ravin, peu profond, des Condamines. Des débris plus ou moins reconnaissables de ce glacis élevé existent tout le long du versant, dont celui de Chabotte-Gruerre est le plus développé.

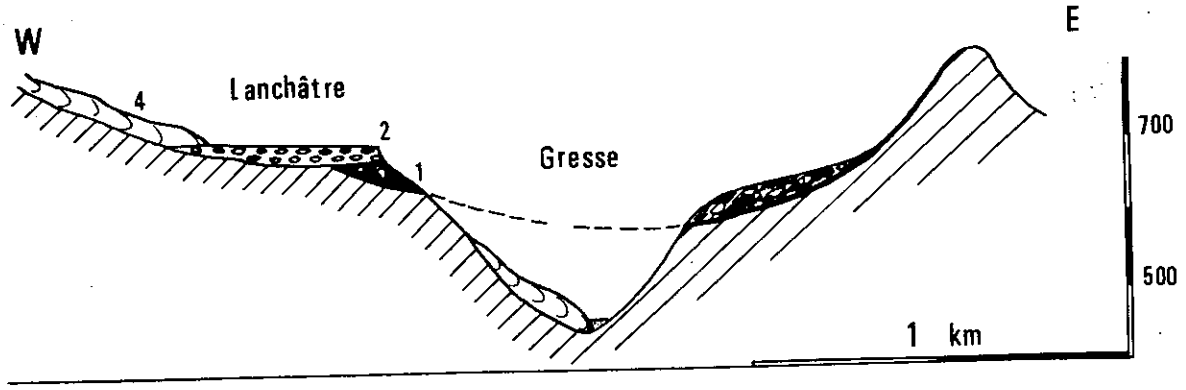


Fig.85. COUPE TRANSVERSALE DE LA BASSE-GRESSE (perpendiculaire à 84).
1. moraine alpine argileuse du maximum de Würm (WII), 2. terrasse de Lanchâtre-Miribel (cataglaciaire (WII) à éléments locaux (Vercors), 3.

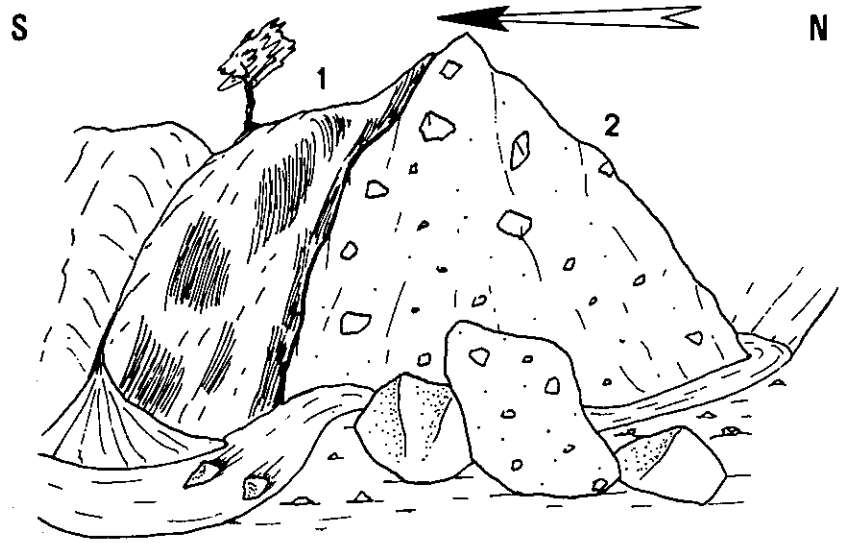


Fig.86. COUPE DU RAVIN DE FANJARET.
1. argiles litées type Eybens, redressées, bousculées et comprimées, 2. moraine argileuse alpine, à matrice argile d'Eybens.
Cette coupe montre un phénomène de glaci-tectonique net, la position moraine-argiles définissant le sens de la poussée du glacier (du N vers le S, flèche).

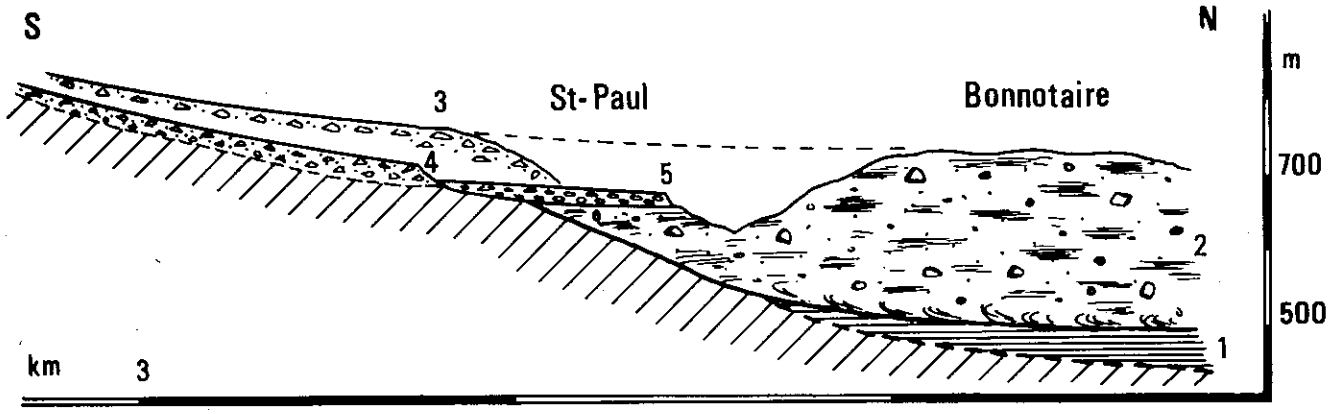


Fig.87. COUPE LONGITUDINALE DU BASSIN DE SAINT-PAUL-LES-MONESTIERS (Basse Gresse).
1. argiles litées de base du ravin du Fanjaret, 2. moraine argileuse alpine du plateau de Bonnotaire (WII), 3. glacis local supérieur (cataglaciaire (W II), 4. glacis local moyen, 5. cône de déjection de Saint-Paul correspondant à la terrasse de Monestier-de-Clermont 3.4. et 5. sont les stades cataglaciaires de la décrue du glacier isérois du maximum de Würm (WII).

Le second ensemble, plus réduit, est emboîté dans le premier et se développe principalement à Ponsonnanche et à l'W de Monestier. Il est directement raviné, mais faiblement, par les cônes inférieurs. Une bonne coupe existe à l'W du village où le matériel superficiel, assez épais (nulle part on ne voit son substratum), est de cailloutis et petits blocs calcaires non roulés, emballés dans une abondante matrice sablo-limoneuse sombre, irrégulièrement lité et contenant de rares blocs cristallins, le tout ayant un faciès torrentiel accusé.

Dans cet ensemble du bassin de Monestier-de-Clermont, on n'est sûr que de la postériorité de la terrasse de Monestier par rapport au plateau morainique de Bonnotaire. Les deux glacis supérieurs à la terrasse sont plus anciens, sans que l'on puisse dire s'ils sont contemporains ou non du plateau. Cependant il semble bien que le glacis moyen, peu élevé au-dessus des cônes inférieurs, soit de formation peu ancienne par rapport à ces derniers, contrairement au glacis élevé fortement suspendu (plusieurs dizaines de mètres).

Si bien que la dépression offre la succession stratigraphique suivante :

1. Argiles feuilletées de base,
2. Moraine argileuse du plateau,
3. Terrasse de Monestier et cône de Grisail,

tandis que le versant de la montagne de Gresse voit les emboîtements suivants :

1. Glacis supérieur du col du Fau,
2. Glacis moyen de Ponsonnanche,
3. Terrasse de Monestier et cône de Grisail.

Toutes les pentes situées sous la crête tithonique de la montagne de la Pale au N du col du Fau et de la crête de la Ferrière sont le siège d'effondrements en masse leur donnant une allure chaotique et boursouflée, sur lesquelles la régularité des glacis tranche fortement. Ces glaciers semblent donc être de formation postérieure aux glissements, car ils ne paraissent pas affectés par ces derniers mais au contraire les recouper.

Un trait étonnant de la morphologie de ce petit bassin est la planéité de la surface morainique de Bonnotaire. On pourrait invoquer un " surfaçage " en rapport avec le haut glacis, mais elle ne montre presque que des éléments morainiques, comme la brèche des Cadorats, remplie par un matériel morainique lui-même parfaitement aplani et de même niveau (825m).

Enfin la question se pose de l'origine des glacis, de la terrasse de Monestier et de leurs relations avec les autres terrasses décelées plus en aval (Miribel-Lanchâtre). Commençons par ce dernier problème. Si l'on prolonge vers l'aval la terrasse de Monestier avec sa pente superficielle (2%), on la raccorde assez bien à la terrasse de Miribel-Lanchâtre (plus rapide cependant). Cette terrasse de Miribel est manifestement emboîtée dans la moraine et elle est la seule à l'aval, comme celle de Monestier à l'amont. Il y a donc toute chance pour qu'elles appartiennent au même système. Simplement la terrasse de Monestier est moins inclinée car elle est issue d'un bassin-versant beaucoup plus réduit donc peu fourni en eau, cette carence expliquant la faible pente de dépôt. Si cela est exact, le glacis moyen (2), peu élevé au-dessus de la terrasse, correspondrait sans doute à la terrasse supérieure de Lanchâtre et appartiendrait au même cycle post-maximum würmien. Quant au glacis supérieur, il pourrait alors dater du maximum d'extension du Würm, ou du tout début du retrait, car d'une part il n'existe qu'en dehors de la limite d'extension de ce glacier et, d'autre part, il ne peut se relier à rien d'autre en aval. Il pourrait aussi être plus ancien, mais nous n'en avons aucune preuve. Au total, le bassin de Monestier offrirait la succession relative suivante :

1. Argiles feuilletées de base,
2. Moraine argileuse du plateau,
3. Glacis supérieur du col du Fau (1),
4. Glacis moyen de Ponsonnanche (2) = terrasse supérieure de Miribel,
5. Terrasse de Monestier = cône de Grisail (3) = terrasse de St-Barthélémy.

Nous avions cru antérieurement identifier une moraine locale dans le talweg de la Gresse en amont de St-Guillaume (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968); en réalité il ne s'agit que d'un écroulement de l'arête nord de la montagne de la Pâle, minant par son allure chaotique un vallum latéral.

III.5.3. BASSE VALLEE DU DRAC . REGION DES COMMIERS.

Comme pour la Basse-Gresse, nous débuterons la description par l'aval. La région des Commiers correspond en gros à celle de Vif au Genevray, et s'arrête naturellement à la digue EDF de Notre-Dame-de-Commiers au S de laquelle nous entrons dans la zone, toute différente, des plateaux.

L'essentiel des formations quaternaires est localisé rive droite, la rivière actuelle étant rejetée à l'W contre la ride jurassique. Seul le replat de Chabotte fait exception, qui peut être dû soit à un méandre local du Drac, soit à l'effondrement d'une grosse masse de calcaire marneux, ayant au contraire repoussé le Drac vers l'E. La seconde solution semble plus satisfaisante étant donné ce que l'on sait par ailleurs des versants.

La première chose que l'on trouve sur le substrat , formant également un plan incliné du S vers le N et disparaissant sous la plaine du Drac à la gare de St-Georges-de-Commiers, est une formation morainique très argileuse, noire,

très dense et dure (compactée par pression) à nombreux galets striés et blocs cristallins anguleux. On l'observe le long de la route qui conduit de St-Georges à Champ-sur-Drac, ainsi que sur la tranche de l'abrupt dominant la rivière entre St-Georges et la Tour-Aleman, près de Notre-Dame-de-Commiers où, là, la stratigraphie se complique.

Rive gauche, la moraine de même faciès se recontre sur le Dogger, au pont de la Rivoire puis sur le replat de Chabotte, contrairement à ce qu'indique la nouvelle carte géologique Vif au 50 000e qui mentionne une couche d'alluvions entre cette dernière et le substratum. Il est donc évident que là, comme au Genevray-St-Barthélémy, la moraine de faciès identique enduit une sorte de fond d'auge qui se relève fortement vers le S. Cependant il se pourrait qu'il y ait une autre formation sous-morainique, donc préwürmienne : ce sont les tufs de la gare de St-Georges-de-Commiers.

A l'W de la gare, dans la tranche du versant surplombant le Drac, une masse de tufs non mentionnés sur les cartes semble reposer directement sur l'Aalénien. Ils sont poreux, bien calcifiés, assez durs, de couleur blanche, épais de plusieurs mètres (5 à 6 m visibles, mais leur base plonge sous les alluvions actuelles). Ils semblent surmontés par la moraine et tronqués à la fois par le glaciaire et un cône de déjection. Ils sont donc vraisemblablement pré-würmiens (ou au moins antérieurs au maximum de Würm).

La moraine argileuse forme la grosse masse chaotique qui domine St-Georges-de-Commiers jusqu'au débouché du ravin des Chauvets (cote 550 environ). C'est ici que P. LORY (1931) voyait la remontée extrême du lobe sud du glacier de la Romanche, tandis que M. GIGNOUX et L. MORET (1952) l'amenaient plus au S, près de Notre-Dame-de-Commiers.

Effectivement l'allure boursouflée de cette masse évoque un dépôt glaciaire tandis qu'après st-Pierre la morphologie superficielle est beaucoup plus nette. On y distingue aussi quelques crêtes (ou pseudo-crêtes) méridiennes, qui furent assimilées à des moraines latérales (gauches).

En réalité une seule crête, bien que non absolument indubitable, existe ; celle de la cote 485, bordée à l'E par un très net chenal suspendu cote 465 environ. Il peut s'agir d'une crête d'érosion, le chenal ayant été simplement un lieu de passage temporaire du ruisseau des Combes allant se jeter dans le lac cata-glaciaire que nous connaissons. Mais en fait, le plus intéressant ici n'est pas tant la morphologie que la nature du matériel superficiel qui constitue cette masse morainique.

En effet les rares coupes que nous en avons ne montrent pas un matériel identique à celui de la moraine de base. Il s'agit d'une mélange de moraine alpine avec un grand nombre d'éléments calcaires locaux, venus des pentes liasiques du Conest (coupe de la station de pompage). Mais un autre affleurement est plus énigmatique encore, celui du monument aux morts de St-Georges-de-Commiers, aujourd'hui malheureusement dégradé (fig.88).

C'est une formation caillouteuse à éléments essentiellement locaux (calcaires noirs) de taille centimétrique, assez bien litée, montrant un pendage certain vers l'E, c'est-à-dire en direction du proche versant. On y voit un grand nombre d'éléments cristallins d'origine morainique (petits blocs et cailloutis anguleux). Le tout est contenu dans une matrice graveleuse de même nature, grossièrement litée de la même façon. Il s'agit donc d'un mélange d'apports locaux et alpins redistribués.

Au-dessus, c'est-à-dire en surface, une pellicule de moraine amorphe recouvre le tout sur une faible épaisseur (de l'ordre de 1m).

Mais, fait plus curieux encore, cette formation est disloquée par des fissures parallèles, larges de 10 à 20 cm, à fort pendage ouest, remplies par du matériel morainique fin injecté du sommet (faciès identique à la moraine superficielle). Tous ces caractères dénotent une histoire très compliquée que l'on peut résumer ainsi :

- Initialement, le matériel déposé, local et exotique, provient d'un mélange d'apports de versant (ou torrentiels, du ravin des Combes) et glaciaires. Ce matériel est repris par des eaux rapides, classé et grossièrement lité, prenant une structure de cône de déjection (c'est-à-dire à pendage ouest normal). Il est ensuite recouvert par une faible épaisseur de moraine véritable (pulsation glaciaire).

- une époque de froid vif survient alors, provoquant la formation de fentes de gel dans le matériel lité de base, qui se remplissent ensuite de moraine injectée depuis le sommet. Ces fentes, parallèles et régulièrement espacées, indiquent que l'ensemble devait être parfaitement rigidifié par la glace car la structure litée générale n'est pas perturbée. Elles sont vraisemblablement verticales au départ.

- La disposition générale actuelle (pendage vers l'amont, fentes inclinées vers l'aval) indique que l'ensemble a subi un basculement en masse, sorte de rotation abaissant l'amont et relevant l'aval relativement, car la structure résultant du gel n'est pas dérangée. Ce basculement peut venir de deux causes :

  - soit d'un mouvement tectonique, ce qui est peu probable,

  - soit plutôt d'un effondrement de l'ensemble morainique de St-Georges, en un seul bloc, favorisé par un substratum morainique très argileux fortement humidifié par le torrent des Combes dont les eaux pouvaient facilement s'infiltrer à travers le matériel superficiel perméable, avant que le ravin ne soit complètement creusé. Au cours de ce mouvement, la partie située au S du ravin semble s'être conservée même en surface (vallum et chenal intacts) tandis que la partie nord de la masse se disloquait, ne montrant plus maintenant qu'une surface confuse et incohérente.

Au S de St-Pierre-de-Commiers, le hameau des Chabous est bâti sur un petit monticule (cote 471) à sommet exclusivement sableux, sans trace de moraine. Un peu plus bas (445m) une petite carrière montre une alluvion à galets polygéniques de petite taille (5-6 cm), très bien roulés, à bancs de sables purs. Ce matériel alluvial repose sur la moraine argileuse affleurant près de la ligne de chemin de fer, 20 m plus bas (cote 425). Il y a là une succession identique à celle du Sert (vallée de la Gresse). Il n'est pas jusqu'à la cote supérieure du remblaiement (471m) qui ne soit commune dans les deux vallées (fig.89). On retrouve quelques lambeaux de ce sable à la même altitude sur le replat morainique de Chabotte.

Mais le schéma se complique encore à Notre-Dame-de-Commiers. Passé le ravin des Commiers, au S et au-dessus de la cote maximale du remblaiement sableux (471m), on retrouve la moraine très argileuse, sombre, à galets striés et cristallins qui forme le sommet de la butte de Notre-Dame (cote 514). Cette moraine affleure tout le long du chemin descendant à la Tour-Aleman jusque sur le substratum. Mais, sous le village même, elle surmonte une grande accumulation de galets bien roulés, de grande taille, presque tous cristallins, qui remplissent l'ancien talweg du Drac (V II) sur une épaisseur de plus de 100m. Le contact moraine sur alluvions se fait à la cote 462 au S des Prénoux, 450 m au N près du Vivier. Là, le fond d'auge est façonné non plus dans le substratum mais dans une autre formation quaternaire. Nous aurons à en reparler plus longuement.

De sorte que la stratigraphie quaternaire du district des Commiers, qui complète celle de la Basse-Gresse, ressort ainsi (fig.90):

- Tufs inférieurs (pré-würmiens ?) de la gare de St-Georges.
- Alluvions dracquoises de base (N.D. de-Commiers).
- Moraine argileuse, compacte, de l'auge würmienne.
- Moraine mixte, remaniée, du sommet.
- Alluvions graveleuses et sableuses des Chabous (cote 471).

D'où il ressort clairement que si la moraine argileuse de la plateforme d'abrasion (fond d'auge) est bien la moraine du maximum de Würm, comme cela est démontré dans la vallée de la Gresse, les tufs mais surtout les alluvions dracquoises de Notre-Dame-de-Commiers sont antérieurs, donc se sont formés avant la glaciation würmienne. Cette conclusion, fondamentale, établit qu'il existe des dépôts anté-glaciaire würmien dans la vallée du Drac, ce qui n'était pas connu jusqu'alors. De plus le fait qu'ils remplissent un talweg fossile dont l'étude morphologique avait conduit à conclure qu'il ne pouvait être que pré-würmien confirme la stratigraphie.

Comme la cloison jurassique, la montagne liasique du Conest possède un beau modelé glaciaire. Au N c'est le verrou très raboté de Champ-sur-Drac, dont le contact brutal avec le versant abrupt est déterminé par le tracé d'une faille NE-SW. Mais surtout le sommet même du Conest, au S de Fau-Cuchet, est traversé par une vallée morte longue et étroite, de même direction (donc venant de Matheysine), très haute (1145m), subhorizontale, le col de la Chal. C'est manifestement un chenal d'écoulement glaciaire marginal du glacier romanchois. Il aboutit dans le haut du ravin des Combes, mais ce dernier est bien postérieur puisqu'il a " suspendu " le débouché du col de la Chal grâce à une vigoureuse érosion régressive au NE de Serre-Girod.

Le col de la Chal est fermé à l'E par un arc morainique très net ; son altitude et cette morphologie fraîche indiquent assez qu'il ne peut s'agir que d'une ensemble würmien proche du maximum. Cependant un autre chenal, plus élevé, fait le tour par le S du sommet de Fau-Cuchet (cote 1260 en amont). Il est beaucoup moins marqué mais son altitude indique qu'il pourrait appartenir au maximum de Würm.

Au-dessus de St-Pierre-de-Commiers, un grand replat (replat de St-Pierre) interrompt le versant du Conest à l'altitude 850-900 m. Incliné vers le N, perché au-dessus du ravin des Combes, il est parsemé de blocs alpins et parfaitement reconnaissable malgré un enfouissement partiel sous des formations de versant. Enfin, il est limité à l'extérieur par un cordon morainique longé par un chenal penté aussi vers le N. Un peu en amont, un autre replat beaucoup plus petit (replat des Commiers) lui correspond au-dessus de Notre-Dame, cote 875.

Il s'agit de gouttières marginales ou de replats juxtaglaciaires. Le fait qu'il existe une moraine indique une période de stabilité. Cependant on ne peut les rattacher à aucun stade daté, mais ils semblent contemporains du chenal supérieur du Grand-Brion (cote 850 environ). Le fait que la pente soit nord n'est pas paradoxal car si le lobe glaciaire remontait vers le S (en réalité il stationnait à ce moment), les eaux de fonte marginales n'avaient d'issue que vers le N.

Quant à l'ensemble des dépôts des Commiers ils présentent également une morphologie superficielle complexe qui rend leur compréhension sur le terrain très difficile.

Ainsi la masse morainique mixte de St-Georges est-elle profondément tranchée par un ravin en son milieu, prolongeant celui des Combes, aboutissant en aval à un petit cône de déjection qui se raccorde aux alluvions actuelles du Drac sous la gare. Un autre cône de déjection plus élevé, suspendu, issu du même ravin et prenant racine au village même surmonte la moraine dont il tronque la partie supérieure. Il lui correspond un vaste plan incliné en amont, semblant issu du ravin des Commiers, d'origine également torrentielle, qui érode la masse des sables des Chabous et la moraine mixte ; ce cône lui-même, dont on peut voir les éléments locaux épars en surface, est à son tour recreusé par un chenal passant juste à l'E de la cote 471 et restant suspendu au-dessus du Drac à l'W de St-Georges.

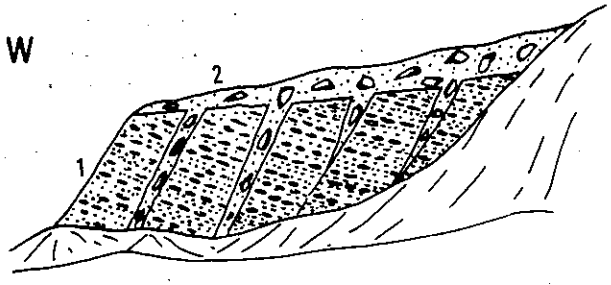


Fig.88. COUPE DU MONUMENT AUX MORTS DE ST-GEORGES-DE-COMMIERS.
1. dépôts local stratifié, 2. formation supérieure incluse dans (1) par des fentes de gel. le pendage anormal de (1)(l'aval est à gauche) indique le basculement de l'ensemble après l'ouverture des fentes.

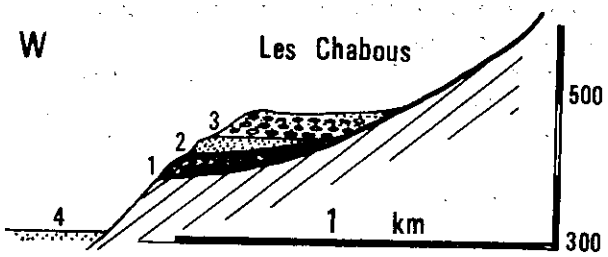


Fig.89. SUPERPOSITION DES FORMATIONS QUATERNAIRES DES CHABOUS.
1. moraine argileuse alpine (WII), 2. sable fin, 3. cailloutis fluviatile (cataglaciaire W II), 4. alluvions de fond de vallée.

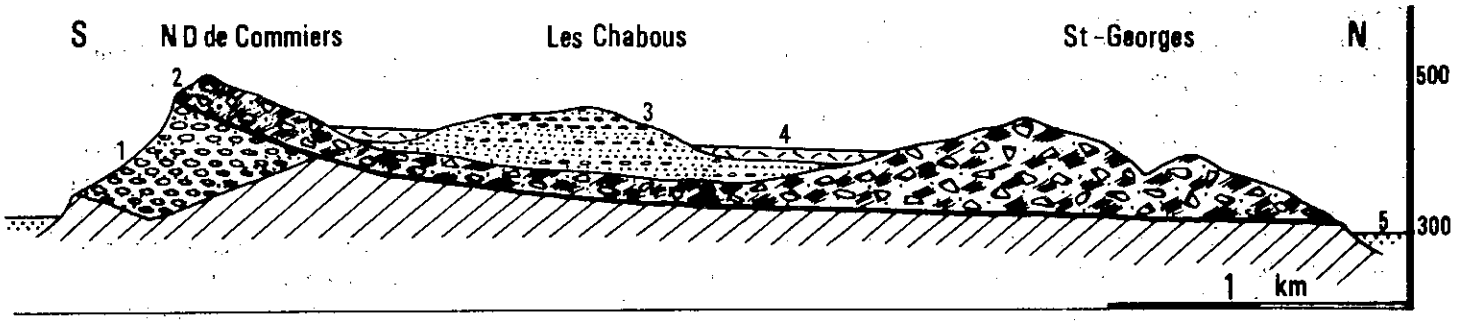


Fig.90. COUPE LONGITUDINALE DU BAS-DRAC.
1. cailloutis alpin du Drac (W I), 2. moraine argileuse du maximum de Würm (W II ravinant le substratum et (1), 3. formation fluviatile des Chabous (cataglaciaire W II), 4. cônes de déjection locaux (cataglaciaire W III), 5. plaine du Drac.

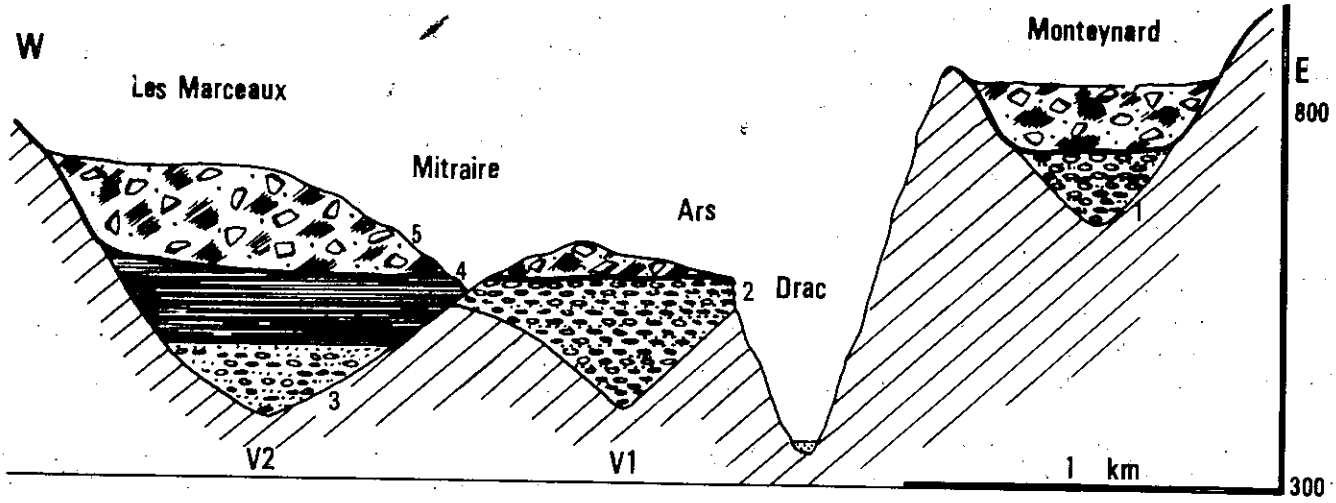


Fig.91. COUPE TRANSVERSALE DES PLATEAUX DU DRAC A SINARD.
VI: premier talweg fossile ou drac de Cros (Mindel-Riss), VII: deuxième talweg fossile ou Drac de Sinard (Riss-Würm).
1. alluvions très élevées de Monteynard (Riss I ?), 2. alluvions II remplissant V1 (R II ?), 3. alluvions III remplissant V 2 (WI), 4. argiles litées de Sinard (glacio-lacustre du W II), 5. moraine très argileuse érodant tous les termes antérieurs (maximum de Würm, W II). Remarquer le net emboîtement de (3) dans (2) (une centaine de m).

Un autre plan incliné élevé recoupe la moraine superficielle de Notre-Dame, issu du ravin du Bessat au S du village. Lui-même est à son tour raviné par un second cône torrentiel encaissé du ravin des Commiers, formant le plan de Sauzin, se terminant suspendu au-dessus de la Tour-Alleman. Il n'est guère possible de raccorder entre eux ces différents niveaux mais, cependant, ils semblent se répartir en trois ensembles :

- un ensemble inférieur, subactuel, contemporain des alluvions de la plaine du Drac (cône de la gare de St-Georges).
- un ensemble moyen (cônes de St-Georges, de Sauzin).
- un ensemble supérieur , relativement le plus ancien (cônes de Couveton, de Notre-Dame).

Ces trois formes qui recoupent la moraine superficielle, sont donc postérieures au départ des glaciers du maximum würmien. Elles sont certainement contemporaines des trois générations de cônes de déjection que nous avons relevées également dans les basses vallées de la Gresse et du Lavanchon.

Enfin, correspondant au moins à l'un de ces épisodes (le dernier ?), la frange d'éboulis de versant dont certains ont une structure ordonnée, aujourd'hui fixés et colonisés par la végétation, recouvre tous les dépôts antérieurs . D'autres dépôts correspondant à des épisodes climatiques tempérés existent encore dans cette région. Ce sont des tufs, autres que ceux déjà signalés à St-Georges. On en trouve à Champ-sur-Drac, les Combes et les Chauvet.

Les tufs des Combes sont les plus importants ; ils remplissent le ravin et le ruisseau actuel les a profondément entaillés, ce qui prouve leur relative ancienneté. Il s'agit plutôt de travertins car ils se disposent en bancs épais, durs, compacts, de couleur jaunâtre mais très vacuolaires. Leurs relations avec la moraine qui occupe le ravin sont peu claires ; cependant on peut estimer qu'ils sont emboîtés dans cette dernière, d'après la morphologie des lieux. Ce seraient donc des tufs post-maximum glaciaire.

Plus bas, à proximité des Chauvets, cote 590, d'autres tufs sont plus réduits, épais d'au moins 2 à 3 m, beaucoup plus tendres, poreux, vacuolaires et même en certains points pulvérulents, de couleur blanchâtre. Ils sont manifestement récents bien qu'ils ne se forment plus.

Les tufs de Champ-sur-Drac, enfin, sont très difficilement observables ; leurs relations avec les dépôts quaternaires sont inconnues car ils reposent directement sur le substratum. Ils semblent liés à la résurgence d'eaux sortant du Trias par la fracture du Nord du Conest.

La dernière question est celle de l'absence d'une terrasse de type Crozet à St-Georges-de-Commiers. Il est vraisemblable qu'un tel colmatage a existé, du temps du lac 400 m, peut être avec un faciès un peu différent. Mais, de toutes façons, l'érosion par le Drac, cours d'eau puissant et encaissé, décrivant de vigoureux méandres balayant toute sa plaine d'inondation, n'aurait pas eu de difficultés à le faire disparaître entièrement.

Si l'on récapitule maintenant les évènements dont les basses vallées ont été le théâtre durant le cours de la dernière glaciation, on obtient la succession suivante :

1. Formation d'une retenue glacio-lacustre en avant des fronts glaciaires iséro-romanchois et dépôt d'argiles noires litées (anaglaciaire würmien).
2. Maximum de Würm. Façonnement d'une auge glaciaire et dépôt de la moraine argileuse de base.
3. Décrue de Würm. Dépôt de la moraine mixte de St-Georges-de-Commiers ; formation des cônes et glacis supérieurs (retrait).
4. Lac de cote 480. Dépôt des sables supérieurs, des cônes et glacis moyens.
5. Retour des glaciers (Recurrence). Façonnement de la terrasse de St-Barthélémy. Dépôt de la moraine locale du ravin du Bruant (Prélenfrey), des cônes et glacis inférieurs (Gresse).
6. Lac de cote 400. Dépôt de la terrasse deltaïque du Croset.
7. Dépôt des cônes de déjection récents et alluvionnement de la plaine du Drac.
8. Dépôt des tufs actuels ou subactuels.

III.5.4. LA ZONE DES PLATEAUX DU DRAC.

Cette petite région naturelle définie par le grand entablement quaternaire de Sinard (plateau du Drac) s'étend tout en longueur entre les montagnes du Conest-Sénépy et la cloison bajocienne de Notre-Dame-de-Commiers jusqu'au confluent de l'Ebron. On y trouve une stratigraphie très compliquée à côté d'une morphologie plutôt simple, constituant une somme quasi complète de toutes les formations quaternaires des vallées du Drac et de ses affluents.

III.5.4.1. Le problème des alluvions sous-morainiques. Dès Notre Dame-de-Commiers, les moraines ne reposent plus sur le substratum mais sur un ensemble alluvial de faciès monotone, accumulation énorme de galets bien roulés, toujours de grande taille (jusqu'à 30-40 cm de diamètre) ,presque exclusivement cristallins, bien lités, sans blocs, à gangue de sables grossiers et moyens pouvant former des lentilles allongées et même des bancs homogènes. Désormais, ce sont eux qui sont au contact du substrat et cette disposition ne se démentira plus dans tout le cours moyen du Drac jusqu'au Champsaur.

Il est évident qu'il s'agit d'une formation fluviatile et non morainique. Tout le prouve, son faciès et surtout sa constance sur des dizaines de kilomètres d'affleurement dans les berges de la rivière . Elle remplit les cours fossiles du Drac délimités plus haut. A ce titre, on peut estimer d'une part que ce sont les premiers dépôts quaternaires de ce secteur, d'autre part, étant sous-morainiques, que ce sont des dépôts pré-maximum glaciaire würmien.

Deux cours fossiles existent tout au long du Drac, que nous avons rapportés aux creusements interglaciaires Riss-Würm et Mindel-Riss (cf. III.2.). Ils leur correspond deux remplissages alluviaux de même nature, mais culminant à des niveaux différents (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968). Cependant une troisième vallée fossile, locale, que l'on ne retrouve nulle part ailleurs semble-t-il, est perchée à 650 m (cote de base) sous Monteynard, c'est-à-dire 300 m plus haut que les deux cours anciens. C'est le sillon de Monteynard, situé juste à l'issue du bassin local de la Motte-d'Aveillans. Il avait été interprété également comme un ancien cours du Drac (P. LORY, 1931, M. GIGNOUX et L. MORET, 1952). Nous lui avions donné une signification différente, sans pour autant prétendre qu'elle soit meilleure. En fait nous pensons qu'il s'agit réellement du remplissage alluvial d'une vallée élevée, mais sa compréhension n'étant pas possible en dehors de l'étude du bassin local des Mottes, nous aborderons cette question lors de l'examen de la Matheysine.

Quoi qu'il en soit, des alluvions identiques à celles des berges du Drac s'observent soit sous la Ville, soit le long de la route au N des Ripeaux, à une altitude de 740-750 m. Elles sont très consolidées localement, sombres, de faciès différent des autres (ternies), apparemment donc plus anciennes (AI). La moraine argileuse typique les recouvre au-dessus de la cote 840 (fig. 91).

Le second ensemble alluvial (AII), se rencontre dès la sortie de Notre-Dame-de-Commiers, au bord de la route. Il s'agit d'un matériel de même faciès, localement consolidé aussi, visible dans plusieurs petites carrières abandonnées, et raviné superficiellement par une formation de grèze grossière à matériel calcaire local. Ces alluvions dracquoises à bancs de sable vers le haut atteignent ici la cote 570-580. On les retrouve ensuite autour du bec d'Avignonet où elles remplissent la vallée fossile du " Drac de Cros " et culminent par une surface horizontale visible sous le hameau du Mas à la cote 610. Les autres témoins visibles sont tous situés sur l'autre rive, droite, notamment au N de Rouac (cote 620), sous Châteaubois (cote 640) et le long de la route qui descend au village noyé de Savel (cote 650) dans le ravin de la Traverse. Ces alluvions ont un aspect assez frais, toujours beaucoup plus net que celles de Monteynard, et ne sont que localement cimentées en bancs de poudingues très durs de couleur claire. Le troisième ensemble est celui qui affleure sous les moraines de Notre-Dame-de-Commiers (cote 462, AIII). Remontant vers l'amont, on le trouve sous le hameau de Coin (même cote) puis tout le long du Drac jusqu'au château d' Ars. Là, il laisse la place à l'ensemble II puis on le retrouve beaucoup plus auS, vers Treffort, dans les ravins d' Hermalières, du Merdaret et de Pabra (cote 520). Il occupe ensuite toute la rive gauche jusqu'à l'Ebron et la plus grande partie de la rive droite où il ravine l'ensemble II. Son toit est aussi très régulier comme on peut le vérifier dans la Combe-du-Chien, sous Cléau, où le contact avec les formations quaternaires supérieures se fait à la cote 550 environ.

Ce troisième ensemble est le plus intéressant et le plus complet. C'est le plus frais, de teinte claire, jamais ternie dans les conditions normales. De plus, il ne montre aucune consolidation à quelque niveau que ce soit. Enfin il se termine généralement vers le haut par un niveau sableux peu épais (quelques mètres), que l'on voit surtout sous les hameaux du Coin (cote 490-470) et des Silvains (cote 490 également).

Un intéressant phénomène microtectonique peut s'observer dans la carrière des Silvains. Les sables, bien lités horizontalement, très homogènes, présentent quelques bancs et cordons de petits galets bien roulés. A l'extrémité nord de la coupe l'ensemble est recoupé par des fissures ou cassures obliques, fermées, le long desquelles les compartiments sableux ont joué les uns par rapport aux autres, avec décrochements de dimensions décimétriques à métriques.

Ces déformations cassantes affectant un matériel très meuble, voire instable, n'ont pu se produire qu'à l'état rigide donc gelé. Il fallut ensuite une certaine pression pour casser puis déplacer les compartiments ainsi délimités.

La solidification des sables s'est produite lors d'une période glaciaire, leur déformation sous l'action même de la pression de la glace. Or il n'y a que le glacier du maximum würmien qui en fut capable, celui qui rabota justement le toit des formations quaternaires. Ainsi, comme dans le ravin du Fanjaret, faut-il voir dans cette coupe un phénomène de glaci-tectonique.

Les trois caractères spécifiques : cote du toit très régulier, fraîcheur des éléments et de la masse, degré de consolidation permettent de différencier les trois ensembles alluviaux des plateaux du Drac. Une intéressante observation peut être faite au NW du Château d'Ars (Avignonet), au confluent des ravins de Fontvieille et de Pierrefeu. Là on voit des alluvions de base, aquifères sur 3 à 4 mètres, fortement rubéfiées, surmontées par un toit d'alluvions conglomérées sous la moraine. Les importantes sources issues de ces alluvions sont une résurgence du barrage de Monteynard. Deux enseignements peuvent en être tirés :

- d'une part la rubéfaction intense, locale, n'est due qu'à la circulation de l'eau depuis très peu de temps (quelques années), et non à une altération de type pédologique ou climatique.

- d'autre part la consolidation locale n'apparaissant nulle part ailleurs dans l'ensemble III est due à la même cause.

III.5.4.2. Argiles superficielles. Dans les berges de la rivière, le sommet du remplissage alluvial (II et III) ne dépasse nulle part les cotes 610-650 d'aval en amont. Or l'entablement du plateau de Sinard culmine à 838 m et celui de Monteynard à 840 ; localement c'est donc une épaisseur de plus de 200 m de formations différentes qui se trouvent superposées aux cailloutis de base. Ces formations sont essentiellement un vaste manteau argileux, comme dans le bassin de Monestier, atteignant d'ailleurs le même niveau (838 m contre 832).

On y distingue un faciès morainique typique, celui que nous connaissons, et un faciès lacustre d'argiles litées (fig. 91).

De Notre-Dame-de-Commiers par le Coin jusqu'à la hauteur de Sinard, la masse argileuse est uniquement formée par la moraine à nombreux blocs cristallins et galets striés, observable facilement dans les carrières du Coin et les ravins de Mitraire et de la Balme au N d'Avignonet, reposant directement soit sur les sables alluviaux de l'ensemble III (le Coin, les Silvains) soit sur les cailloutis de l'ensemble II (Avignonet) ou I (la Ville). Le contact, apparemment assez régulier, s'élève rapidement vers le S (462 à Notre-Dame, 630 au Mas, 750 aux Touches au S de Sinard).

Au S de Sinard, la masse argileuse subsiste mais la moraine disparaît. Elle est remplacée par une accumulation épaisse (150 m au moins) d'argile silteuse pure, sans éléments grossiers sauf quelques rares blocs et paquets locaux de cailloux alpins de petite taille, et finement litée (" varves " très semblables, à première vue, à celles des argiles d'Eybens). C'est cette formation manifestement lacustre qui recouvre tous les cailloutis jusqu'à une altitude de 750 m. Cette argile coiffe toutes les alluvions de la rive droite du Drac au S des Rifs-Matheysins.

Une observation très curieuse peut se faire dans ces argiles immédiatement à l'W de Châteaubois. Là, au milieu d'un dédale de bad-lands se trouve un gisement de cristaux de gypse de néoformation, assez bien constitués quoique impurspour la plupart, de taille variable (1-10 cm de long). Peut-être sont-ils en relation avec une source minéralisée locale, actuellement disparue, qui sortait alors du Trias proche ?

Vers l'aval, les argiles litées semblent disparaître rapidement sous la moraine. Cependant on les retrouve dans le fond du ravin de Mitraire, directement sur les alluvions de base. Ici elles sont plastiques (mais très humides), noires, pures, toujours feuilletées et légèrement silteuses. Elles sont coincées, sous une faible épaisseur (quelques mètres), entre moraine et alluvions. C'est le point le plus septentrional où on peut les observer réellement.

De sorte que, dans les plateaux du Drac, on observe la succession stratigraphique suivante :

1. Alluvions élevées de Monteynard (1)
2. Alluvions moyennes du Cros (II)
3. Alluvions inférieures de Sinard (III)
4. Sable des Silvains
5. Argiles litées des Touches
6. Moraine argileuse supérieure de N.D.de-Commiers-Sinard.

Manifestement, les argiles morainiques supérieures sont les mêmes que celles de Bonnotaire (Gresse) et les argiles lacustres inférieures identiques à celles de Moulin-Colomban. Enfin, la liaison entre les deux ensembles se fait par le col diffluent des Cadorats, ce qui nous amène à évoquer la morphologie des plateaux du Drac.

III.5.4.3. Morphologie. L'entablement de Sinard (cote maximale 838 m) est doucement incliné vers le Nord. On a l'impression d'une terrasse tant le plateau est régulier, et pourtant son soubassement est constitué de moraine argileuse. Un peu au N, la colline allongée des calcaires du Jurassique moyen qui sépare les vallées du Drac et de la Gresse est interrompue aux Marceaux par une brèche large de plus d'un kilomètre. Cette brèche est colmatée par le prolongement du plateau de Sinard, qui s'insinue ainsi dans la vallée voisine, dont on peut observer le matériel superficiel au lieu-dit " les Cadorats " (cote 786 et 759m.) C'est un cailloutis à matrice sableuse grossière, mal roulé et mal trié, provenant de toute évidence du remaniement de la moraine sous-jacente par des eaux de fonte glaciaires. Un peu plus au N encore, le chenal de la Cluze, qui sectionne transversalement la cloison du Jurassique moyen, se trouve très fortement suspendu côté Gresse et constitue une réplique, à petite échelle, de la " diffluence " des Marceaux par son altitude analogue et sa génèse semblable.

A l'instar du plateau de Miribel-Lanchâtra, la morphologie supérieure du plateau de Sinard-Bonnotaire n'est donc pas originelle mais façonnée ultérieurement par un ruissellement superficiel. Or cet écoulement ne peut avoir qu'une origine, la fonte du lobe glaciaire occupant la basse vallée du Drac et qui n'a pas dépassé Sinard comme la stratigraphie le prouve.

Les eaux margino-frontales ont donc commencé par niveler la surface morainique dès le début du retrait du glacier, puis creusé un chenal du Drac à la Gresse par la diffluence des Cadorats, à un niveau légèrement inférieur; enfin, lorsque l'abaissement du lobe fut suffisant, l'écoulement reprit vers le N, façonnant le plateau incliné de la Cluze-et-Pasquier. Tout ceci se fit au cours de la décrue des glaciers du maximum de Würm.

Par la suite le creusement jusqu'au niveau actuel de la vallée épigénique du Drac (plus de 450 m de profondeur) dans les argiles morainiques ou lacustres entraînera un effondrement des versants argileux instables, avec glissements

en masse ou localisés, reptation, solifluxion, coulées boueuses qui se poursuivent encore aujourd'hui sur une grande échelle. La presque totalité de la masse argileuse en est affectée. Une étude complète et précise de ces phénomènes a été faite par A.LAMBERT pour E.D.F., inédit.

III.5.4.4. Basses terrasses. En amont de Treffort se développe un système de basses terrasses qui n'existe pas en aval, où le Drac sape directement les alluvions pré-würmiennes. Ces basses terrasses ne sont plus visibles actuellement, sauf la supérieure, car noyées sous la retenue de Monteynard. Mais elles sont très nettes tant sur les feuilles au 20 000° que sur les photos aériennes prises avant la mise en eau des barrages. En réalité la moins élevée domine tout de même le talweg d'une cinquantaine de mètres à la Salette. Il existe une terrasse supérieure, dont le lambeau le plus étendu est celui de la Condamine au confluent Drac-Ebron (cote 550), qui semble directement taillée dans les argiles lacustres sans couverture alluviale, une terrasse moyenne (Herbelon, 480m) et une basse terrasse (Savel-la-Salette) s'abaissant à 460 - 450 m d'amont en aval, ces deux dernières franchement alluviales par leur matériel.

Ces terrasses paraissent très peu pentées, beaucoup moins en tout cas que le Drac actuel. Dans la plaine de Grenoble, elles pourraient se relier au niveau du Croset.

Une série de cônes de déjection plus élevés, donc plus anciens, existent encore. Les premiers apparaissent au N de Pasquier (Combe-Calla, les Rossinants) puis aux environs de Treffort même. Ils se raccordent à un niveau beaucoup plus bas que le plateau morainique de Sinard (600 m environ contre 838, c'est-à-dire au niveau de la troisième génération de grèzes du Sénépy, (cf. III.5.4.5.).

Un colmatage élevé, beaucoup plus ancien (cône de déjection local) remplit le haut du ravin de Pabra à Tiraillère, au S de Treffort , où il est très fortement suspendu. Sa surface semble se raccorder à un niveau inférieur à 800 m, c'est-à-dire au sommet morainique, mais peut-être égal au toit du remblaiement lacustre argileux (750 m environ). Il aurait alors dépendu du niveau de base de ce lac.

Comme il n'y eut d'autres niveaux de base que lacustres au cours de l'époque würmienne dans le bassin de Grenoble (sauf l'alluvionnement actuel), il est vraisemblable que les terrasses encaissées du Drac soient en relation avec ces lacs. Ce seraient donc des dépôts alluvio-lacustres.

III.5.4.5. Formations de versants. La presque totalité des versants rocheux, mais surtout les pentes des montagnes du Conest et du Sénépy, disparaissent sous un voilage de formations ébouleuses de versant, superficielles ou très épaisses selon les endroits. Ce sont les derniers dépôts quaternaires de la région (sauf les alluvions actuelles des talwegs), et ils présentent aussi une stratification et une morphologie complexes méritant une description.

Les premiers aisément observables apparaissent dans les petites carrières au S de Notre-Dame-de-Commiers, surmontant et ravinant les alluvions II. Ce sont des éboulis grossièrement lités, composés presque exclusivement de cailloux calcaires locaux très anguleux (Lias), emballés dans une pâte fine semblant résulter de la décomposition de la roche (à moins qu'elle ne provienne du Lias schisteux tendre). A la base de la formation, on peut voir quelques figures de cryoturbation (éléments calcaires redressés, feuilletés, ouverts en éventail). Il s'agit manifestement d'une grèze grossière, périglaciaire. Un peu plus au S, près de Monteynard (les Ripeaux), de grands placages de grèzes mieux calibrés et de plus petite taille, mieux limités aussi, semblent remplir des ravins fossiles comme on le voit dans une ancienne carrière. Mais c'est plus loin encore, le long de la retombée occidentale du Sénépy, que ces formations atteignent un extraordinaire développement.

Le Sénépy est littéralement noyé sous les éboulis. On les observe le mieux le long de la route forestière partant de Châteaubois où, sur plusieurs kilomètres, le substratum n'affleure nulle part. Il s'agit d'éboulis ordonnés de faciès assez différent des précédents. Toujours calcaires, mais plus marneux, ils sont formés d'éléments beaucoup plus petits (centimètriques) en plaquettes grossièrement parallèles entre elles, aux lits et à la pente superficielle. Cependant ils se distinguent des éboulis précédents par :

- un classement très poussé des éléments, chaque lit étant formé d'éléments de taille subégale, ce qui confère une grande homogénéité verticale et horizontale au sédiment.
- une structure des lits généralement vacuolaire, par lavage intense des fines (open work).
- une stratification très nette, lenticulaire, assez peu inclinée.
- un émoussé très élevé, malgré la taille réduite.
- une pente superficielle faible, identique à la pente interne des strates.

Toutes ces caractéristiques témoignent d'une action intense de l'eau courante, soulignée par une fréquente consolidation en bancs. A la vérité l'émoussé doit être vite acquis dans ces calcaires marneux peu résistants. En d'autres points, les coupes montrent un matériel à matrice limoneuse non colmatante, indiquant soit un lavage imparfait, soit un début d'injection. La première hypothèse est plus plausible.

Or cette grande nappe très épaisse (plusieurs dizaines de mètres visibles) est formée de plusieurs générations d'éboulis , de plusieurs coulées différentes morphologiquement distinctes (fig. 92).

La première nappe s'individualise bien vers Rouac, entre la Combe-du-Rival et Marcieu. C'est la plus

élevée, mais sa morphologie superficielle est bien conservée cependant. La pente est relativement forte (28-30 % ou 17°), mais beaucoup moins que celle des éboulis gravitaires.

La seconde, encaissée dans la première, se développe aux Artauds même, mais surtout au S de Marcieu, où elle occupe tout le versant (pente moyenne 25 % ou 14°).

La troisième enfin n'intéresse que la base du versant où elle surmonte directement la masse argileuse. Beaucoup plus faible, sa pente superficielle (20 % ou 11°) s'apparente davantage à celle d'un cône de déjection que d'un éboulis puisque allant diminuant très fortement vers l'aval (profil concave). Ces cônes sont branchés sur de nombreux ravins qui entaillent la masse ébouleuse élevée (1 et 2) et semblent se raccorder à un niveau de base proche de l'altitude 600. Ils sont observables au-dessus des Champs.

D'autres formations grèzeuses, plus ou moins grossières, intéressent le versant est de la cloison du Jurassique moyen, notamment vers la Cluze, Sinard, Treffort où elles sont un peu moins développées que contre le Sénépy.

Les trois ensembles grézeux dénotent, à partir du maximum de Würm, trois phases d'activité périglaciaire. Ces trois phases sont certainement en liaison avec des pulsations de glaciers dans les hautes vallées, dont l'une est nécessairement celle de la " récurrence ". Mais nous n'avons encore aucun élément de raccord, même relatif.

III.5.5. CONCLUSION.

Des trois séries alluviales pré-morainiques, deux seulement (II et III) montrent, en certains endroits, le sommet de leur dépôt. La troisième, la plus élevée (I), n'offre qu'une cote d'érosion à sa partie supérieure.

La formation II (alluvions du Cros) s'élève vers l'amont de la cote 610-620 (le Mas, Roche-Close, Rouac) à la cote 640-650 (Savel, Serre du Poirier). La formation III (alluvions de Sinard) monte de 460 m (Notre-Dame-de-Commiers) à 510 m (Merdaret, Treffort) et 550 m (Combe-du-Chien, Savel, La Condamine). La pente de ces dépôts est donc assez faible (0,4 % pour le II, 0,6 % pour le III) et très compatible avec celle d'une terrasse. Mais étaient-ce initialement des terrasses ?

La structure de toutes les alluvions sous-morainiques du Drac est bien fluviatile (stratification horizontale, lenticulaire, entrecroisée, éléments grossiers nécessitant un cours rapide). Or, la genèse de ces alluvions pose un problème.

Elles étaient auparavant interprétées soit comme alluvions de progression des glaciers würmiens (on croyait alors qu'elles avaient été recouvertes par le glacier du Drac au cours de l'extension maximale), soit comme alluvions préwürmiennes et même interglaciaires, soit encore indéterminées (G. MONJUVENT,1967, P. LORY, 1931, W.KILIAN, 1911, J. SARROT-REYNAULD,1961). Or ce ne sont pas des alluvions de progression, du moins telles que nous les concevons classiquement. Ce ne peuvent être non plus des alluvions de " progression " des glaciers remontants de la Romanche et de l'Isère. Leur nature, leur structure interdisent une telle solution. Nous ne pourrons apporter une réponse à cette question que lorsque nous aurons étudié les régions amont.

Restent les argiles et moraines superficielles qui , étant directement liées à la présence des glaciers iséro-romanchois, peuvent donc recevoir une solution locale.

La limite méridionale de la moraine franche se trouve près de Saint-Paul les Monestier dans la vallée de la Gresse, aux Touches (S de Sinard) dans celle du Drac. Il ne s'agit pas vraiment de la limite originelle de dépôt, mais d'une limite d'érosion. En effet la limite d'extension des glaces vers le Sud, au Maximum de Würm, se situe à peu près à Monestier-de-Clermont. (cf III.3 et fig. 73 et 76). On le vérifie dans la vallée du Drac où, au S de Rouac-Treffort, aucune moraine n'apparaît contre les versants rocheux contrairement à ce qui se passe au N de Sinard.

L'altitude maximale atteinte par l'ensemble argileux est de 755 m au S de Sinard (Les Touches). Là aussi il semble s'agir d'une cote d'érosion (par le glacier venu du N). Or le contact de la moraine sur son substrat, qui montait faiblement depuis la plaine de Grenoble (300m) jusqu'à Avignonet (ravin de Mitraire, 516m) se relève rapidement de là jusqu'aux Touches (755m). Il y a bien une plateforme d'abrasion glaciaire, mais pas aussi régulière que nous l'avions représenté (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968, fig.5). C'est une surface concave vers le haut, et non convexe, dont la concavité s'accentue vers le S (fig.93). Elle dessine un bout d'auge en fin de langue glaciaire, à la manière de la dépression de Jarrie, forme due à la diminution très forte de l'épaisseur de la glace vers le front. C'est en quelque sorte une auge " à rebrousse-poil ", ou à l'envers, que nous avons ici, en accord avec les prévisions du calcul théorique des profils longitudinaux des glaciers.

Comment s'est fait le dépôt des argiles et des sables sous-morainiques ? Pour expliquer une décantation d'apports aussi fins il est absolument nécessaire qu'il y eut un lac, ce dernier atteignant une cote minimale de 755 m, en réalité certainement supérieure compte tenu de l'érosion superficielle. Or aucun barrage naturel ne se présente au Quaternaire dans la basse vallée du Drac hormis le glacier de l'Isère lui-même. De plus aucune formation argileuse de cette nature n'existe au N de la ligne Moulin-Colomban-Mitraire, en relation avec la forte érosion glaciaire.

On ne peut donc envisager pour le dépôt de ces argiles qu'un lac de barrage glaciaire. Ce lac s'est constitué dans la basse vallée dès que le glacier isérois est venu obturer la cluse de l'Isère et l'ombilic de Grenoble. Alors, dans ce lac dont le niveau montait peu à peu avec le glacier lui-même, s'est décanté l'alluvionnement lointain

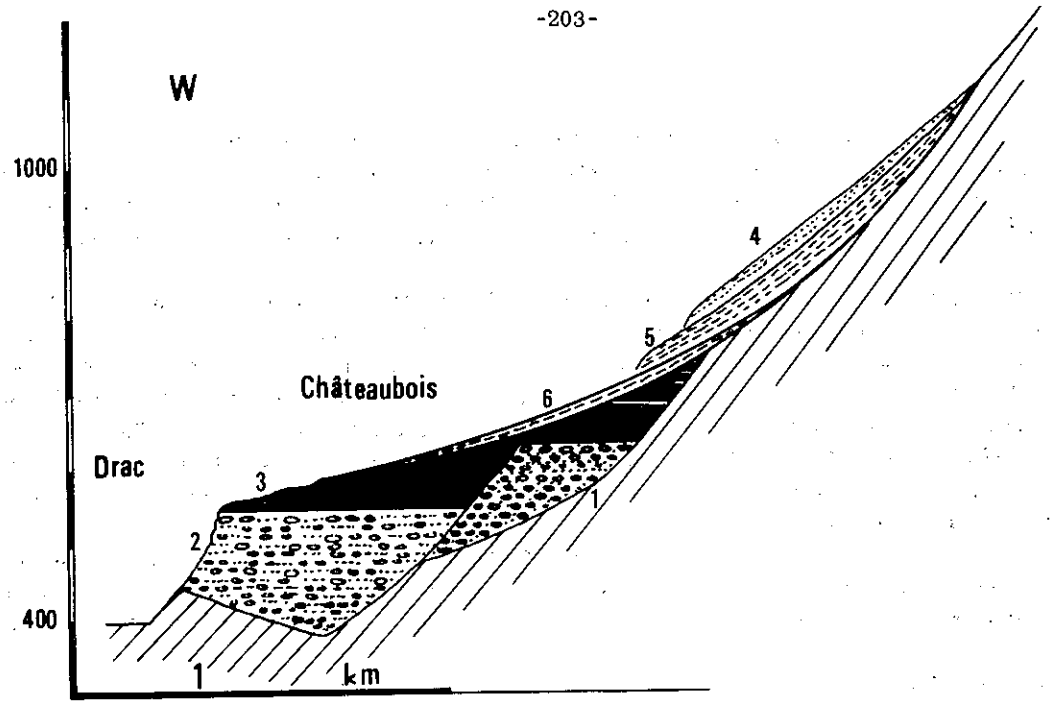


Fig.92. COUPE DES FORMATIONS DU VERSANT OUEST DU SENEPI.
1. alluvions II du Serre du Poirier (R II), 2. alluvions III de la Pouya (W I), 3. argiles litées glacio-lacustres (WII), 4. nappe des grèzes supérieures (W II ?), 5. Nappe des grèzes moyennes (cataglaciaire W II), 6. nappe des grèzes inférieures et cônes de déjection suspendus (cataglaciaire W III).

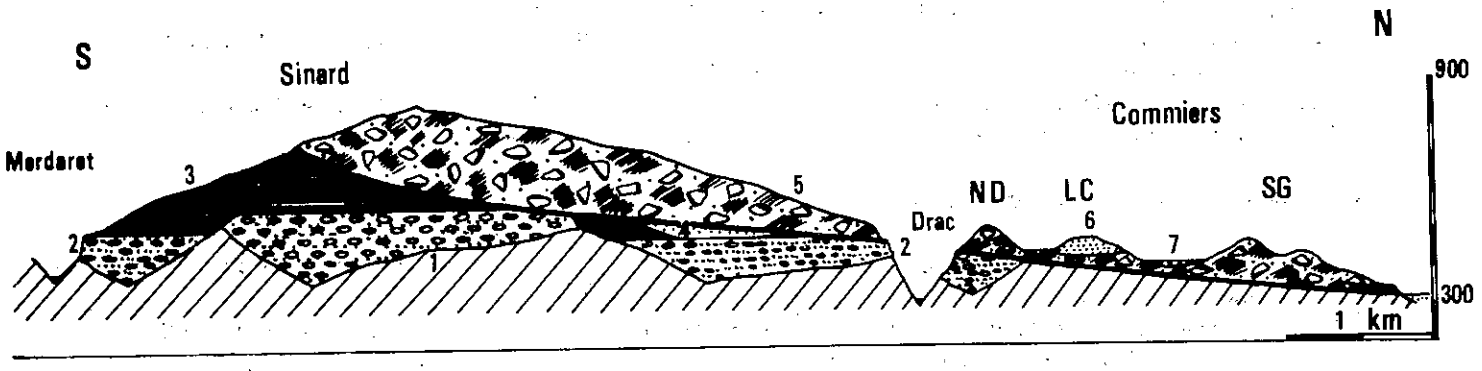


Fig.93. COUPE LONGITUDINALE DES PLATEAUX DU BAS-DRAC. Ravinement des dépôts quaternaires anciens par la moraine du maximum de Würm (WII).
1. cailloutis II du Drac (RII), 2. cailloutis III du Drac (WI).

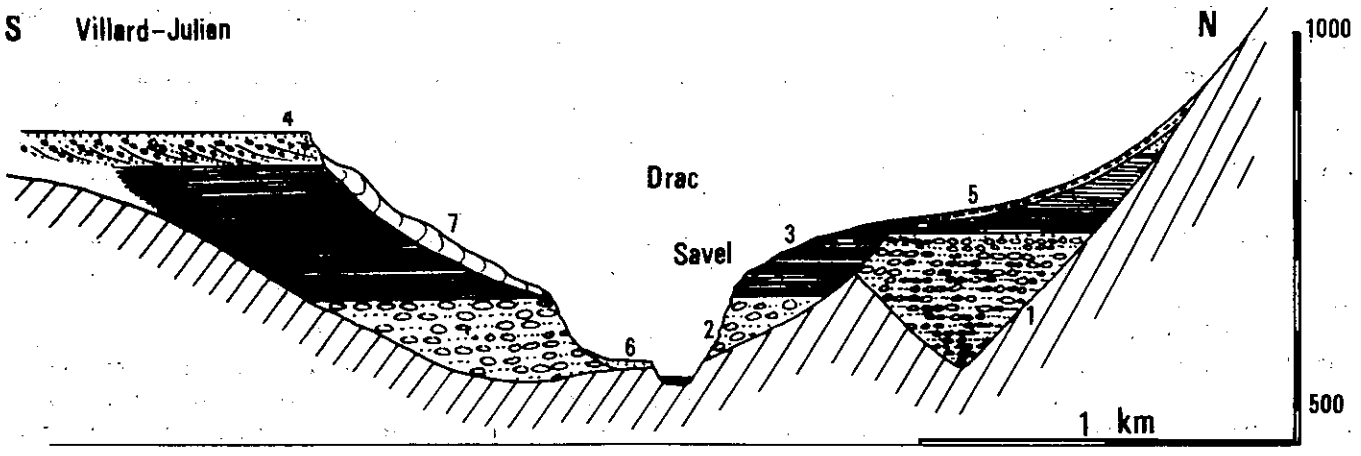


Fig.94 COUPE DE L'ENTREE DU DEFILE DU DRAC.
1. alluvions II (RII), 2. alluvions III (WI), 3. argiles litées glacio-lacustres (WII), 4. alluvions deltaïques de fin de comblement du lac(W II), 5. nappes de grèzes du Sénépi, 6. basses terrasses (cataglaciaire W III), 7. glissements sur (3).
Cette coupe montre la série glacio-lacustre complète du Würm II.

du Drac alors que son glacier se trouvait encore très près des hautes vallées, dans le Champsaur.

Quant aux sables des silvains et de la Cluze, on peut raisonnablement penser qu'ils ont été apportés non par le Drac ou un de ses affluents, mais simplement par le glacier isérois. Ils auraient été sélectionnés par lessivage de la moraine dans le front de fusion lacustre et déposés en avant au cours de la progression, puis recouverts par le glacier et la moraine.

On constate que ces sables ne se rencontrent qu'au N de Monteynard entre la moraine argileuse et les alluvions de base, jamais au S. Leur composition minéralogique (Epidote 22,5 % - Grenat 27 % - Amphiboles 47,5 % - Zicon 1 % - Tourmaline, Anatase, Glaucophane, Chloritoïde, moins de 1 % chaque) appelle plusieurs remarques : on y constate un pourcentage d'Amphiboles inférieur à 50 % mais, surtout, la présence de Glaucophane et de Chloritoïde, minéraux caractéristiques du bassin isérois (Maurienne et Tarentaise) au Quaternaire (R. VIVIAN et M. RICQ, 1966, G. MONJUVENT, 1967, G. LATREILLE, 1969). On peut donc être assuré que la plus grande partie du matériel sableux, malgré son faciès très fin et homogène, provient de l'Isère. Or il n'a pu être apporté que par les glaciers du Grésivaudan, comme la stratigraphie le suggérait.

Il n'est pas possible, dans la région étudiée, de reconnaître le niveau maximal du lac de retenue glaciaire, non plus que ses émissaires éventuels. Pour cela il faut des informations complémentaires que l'étude du Trièves apportera.

Au total, dans la région du Bas-Drac, la succession stratigraphique est la suivante, de bas en haut :

1. Alluvions élevées de Monteynard (I).
1-2. Creusement du " Drac de Cros ".
2. Alluvions du Cros (II).
2-3 Creusement du " Drac de Sinard " .
3. Alluvions de Sinard (III).
4. Sables des Silvains.
5. Argiles litées de Sinard.
6. Moraine argileuse alpine.
6-7. Début du creusement épigénique de la vallée actuelle du Drac.
7. Moraine mixte de St-Georges-de-Commiers (retrait). Glacis I. Terrasse de la Condamine ?
8. Alluvions du Sert. Glacis II. Terrasse d'Herbelon ?
9. Terrasse du Croset. Alluvions locales du Vercors (Lanchâtre). Glacis III. Terrasse de Savel.
10. Moraine locale de Prélenfrey-St-Barthélémy. Cône de Girardière.

En chronologie absolue, les seuls repères sûrs sont :

6. Moraine du maximum de Würm. Donc les épisodes de 1 à 5 sont antérieurs à l'extension maximale des glaciers würmiens.
10. Moraine locale de Prélenfrey datée de plus de 35000 BP (C14). Donc les épisodes 7 à 9 se placent entre ces deux dépôts morainiques et sont des stades de retrait du maximum de Würm.

III.6. LE TRIEVES

III.6.1. DELIMITATION.

Le Trièves est l'une des plus vastes et des mieux typées des régions naturelles qui composent le bassin du Drac. Elle est aussi l'une de celles qui présentent le plus d'unité au point de vue du Quaternaire.

Il commence au col du Fau et se termine à celui de la Croix-Haute dans le sens méridien. Latéralement, il est limité à l'W par la falaise tithonique qui l'isole des petits bassins monoclinaux de la bordure du Vercors et à l'E par l'arête sénonienne du Dévoluy, prolongée par le sommet du Châtel (ou Bonnet-de-Calvin) et la colline du Serre de l'Aigle, tranchée par le Drac à Cognet. Le Drac, d'ailleurs, est la seule voie naturelle qui traverse cette région en la limitant au N, puisque partout le passage vers les autres bassins se fait par des cols.

Ainsi délimité, le Trièves est une vaste dépression subcirculaire où les dépôts pleistocènes atteignent une considérable ampleur ainsi qu'une complexité très grande, mais dont la première caractéristique est qu'il ne fut pas englacé durant le Würm (fig. 71).

La seule liaison avec les régions voisines se fait par la vallée du Drac, ici très encaissée et resserrée d'une part entre le Sénépy, l'Aurouse et le Baraton, d'autre part entre le Sénépy et l'apophyse nord du Dévoluy (Serre de l'Aigle). Mais la vallée du Drac introduit une profonde coupure entre le bassin de Sinard que nous venons d'étudier, la Matheysine et le Beaumont en amont, de sorte qu'aucune continuité stratigraphique ni morphologique n'existe entre les deux rives.

Le Trièves est le domaine des grandes terrasses élevées (St-Jean-d'Héran, Villard-Julien, etc... 340-350 m au-dessus du talweg actuel), des grands glacis (Mens, St-Michel-les-Portes), mais surtout des argiles lacustres qui s'y développent sur toute sa surface. C'est la région, aussi, où l'on saisit le mieux les rapports qui existent entre les dépôts du bassin du Drac et ceux des bassins locaux du Vercors (Clelles, Chichilianne).

C'est en fait un bassin local à son tour, celui de l'Ebron et de son affluent principal, la Vanne. Nous avons vu que sa formation est très largement préglaciaire et que les cours d'eau locaux y étaient surimposés, comme le Drac lui-même, à un réseau composé de deux talwegs fossiles également. Ces talwegs sont comblés, aussi, par des alluvions caillouteuses et sableuses et ce sont ces fils conducteurs qui vont nous permettre de " raccrocher " le Trièves au Drac. Pour cela il faut d'abord reconstituer les anciens alluvionnements de la rivière principale dans sa section du Pont-de-Cognet au confluent de l'Ebron.

III.6.2. LE DEFILE DU DRAC.

En aval du Pont-de-Cognet, le Drac traverse en défilé la retombée sud du Dome de la Mure (Sénépy), et coule partout entre deux rives rocheuses. Si nous avons pu reconstituer un des anciens cours avec certitude (voir fig. 61) il semble que les deux alluvionnements reconnus en aval (le Cros et Sinard, II et III) existent sur les pentes liasiques de Mayres à Prunières ainsi que sous l'entablement du plateau de St-Jean-d'Hérans.

Les deux ensembles se distinguent au confluent de l'Ebron (Savel). Le plus élevé (II, Serre-du-Poirier, cote 640) se retrouve en amont dans le ravin de la Traverse (650), puis au-dessus de la Baume (700 m environ), enfin dans la Combe-des-Sables, toujours rive droite, jusqu'à la cote 770. Sur la rive gauche, on ne retrouve ces alluvions que dans la Combe-des-Fontaines, face à la Baume (650 m) puis au-dessus des Rives (670m). La grande différence d'altitude (100m) entre les affleurements de part et d'autre du Drac (Combe-des-Sables et les Rives) pourrait signifier que le premier ensemble élevé (Monteynard) serait représenté loin en amont, rive droite, par ces cailloutis à nombreux niveaux consolidés en aval de Cognet.

L'ensemble inférieur (III) est lui-même bien caractérisé à Savel (Combe-du-Chien, 550 m) et la Condamine (550 m). Il réapparaît sous St-Arey (590-600 m), sous Touage à Peysset (580 m), puis on ne le distingue plus en amont. L'étroitesse de la vallée fait que les deux cours fossiles ont dû être plus ou moins superposés à l'actuel, de sorte que l'ensemble le plus récent n'a subsisté qu'en de rares points d'où on ne peut le séparer du plus ancien.

Le long de la route descendant de Mayres au village noyé de Savel, on peut même observer l'emboîtement des deux remplissages alluviaux du Drac (II et III) et le profil du versant Riss-Würm taillé à la fois dans les alluvions remplissant le talweg Mindel-Riss (II) et le substratum rocheux (fig. 94). On y voit les argiles lacustres horizontales qui surmontent l'ensemble caillouteux inférieur s'appuyer contre le versant fossile avant de venir noyer l'ensemble des anciens cailloutis du Drac. Les observations de ce genre ce sont pas très fréquentes malgré les nombreux ravins, par suite du glissement constant des argiles supérieures qui masquent le plus souvent les contacts. Quelques autres sites existent, que nous signalerons le moment venu. Le premier reconnu fut celui de Pompte-Chaude, sur la route de Prébois (Trièves, voir A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968, p. 129, fig. 12.).

Cependant, des alluvions en terrasse apparaissent beaucoup plus haut, dans les plateaux de Villard-Julien et de St-Jean-d'Hérans à une cote voisine ou supérieure à 800 m. Les argiles litées, en outre, sont intercalées entre les cailloutis de base et les alluvions supérieures. C'est à Villarnet, sous Villard-Julien, qu'on peut le mieux observer cette supposition.

Entre les cotes 550 et 740 m, tout le versant sur lequel est bati le village est constitué par une énorme accumulation d'argiles litées.

Ce sont des argiles typiques, feuilletées, sombres (presque noires), du type de celles de Sinard. Au sommet, elles sont couronnées par une terrasse alluviale parfaitement plane, la plaine de la Chau (Villard-Julien), 770 m. C'est une terrasse sableuse et caillouteuse, dont les alluvions sont formées de galets alpins polygénique (calcaires de toutes provenances et cristallins très nombreux) de taille moyenne à petite, d'une épaisseur totale d'une trentaine de m. Il s'agit donc d'une pellicule superficielle pour ainsi dire surajoutée aux argiles. On peut en voir la structure dans deux anciennes carrières.

La première, sous le Serre (au N du plateau), montre l'alluvion profonde, presque basale. Elle a une structure deltaïque, le pendage très fort des lits (30° environ) étant N-S. La seconde (l'Orne), au contraire, entaille le sommet de la formation. Elle montre une alluvion à litage horizontal, de type fluviatile. Ces deux coupes sont intéressantes car on saisit ici que la plaine de la Chau représente vraiment le sommet du remplissage du lac dans lequel se sont déposées les argiles litées. On voit alors qu'à Sinard le sommet du dépôt argileux (750m) était très proche du sommet initial, donc que les argiles n'ont quasiment pas été érodées et que par conséquent, le glacier de l'Isère venait bien s'y terminer comme la théorie le prévoyait.

Cette région de Villarnet fait aussi la liaison entre le Drac et le Trièves(bassin de l'Ebron) . En effet les hautes terrasses du défilé du Drac sont isolées du véritable Trièves par une série de hauteurs calcaires qui ne sont franchies que par les cols relativement élevés (Cornillon, 885 m, Accarias, 892 m, Collet-d'Hérans, 934m ,

l'Aye, 924 m) donnant dans la région de Mens. Or les alluvions caillouteuses du défilé sont constituées uniquement par du matériel alpin (dracquois) tandis que celles du Trièves sont exclusivement locales (calcaires du Dévoluy). La liaison Drac-Trièves se fait par l'étroit défilé de Brion, creusé vertigineusement dans le Bajocien et presque entièrement colmaté par les argiles de Villarnet. Or, au pont de Brion, les alluvions locales dévoluardes apparaissent à la cote 570, surmontées horizontalement par les argiles lacustres. Nous sommes donc en présence ici du remplissage alluvial ébronais du talweg Riss-Würm, qui correspond aux alluvions dracquoises de la Condamine et de la Combe-du-Chien (III,550 m).

III.6.2.1. La terrasse de St-Jean-d'Herans. En amont de Villard-Julien s'étend la plus vaste terrasse du Défilé, à St-Jean-d'Hérans (cote 810-830 d'aval en amont). On peut observer sa structure dans de nombreuses carrières. Vers la base, cote 780-790 (Rochat), la masse est surtout sableuse, avec bancs et cordons de galets bien arrondis et petits (centimétriques), et stratification inclinée (pendage sud-ouest), donc de type deltaïque. Plus haut (Rochat, St-Jean, Combe-Béanne), l'ensemble devient plus caillouteux, voire entièrement caillouteux au sommet (cote 820) tandis que la stratification est horizontale et lenticulaire. Mais ce qu'il y a de constant, c'est l'émoussé très grand des éléments, l'importante matrice sableuse et surtout la taille des galets, toujours petite (inférieure à 10 cm.), très différente de celle des galets de base beaucoup plus gros (généralement supérieure à 10 cm). Quelques niveaux cimentés apparaissent çà et là, ainsi qu'un début d'altération superficielle (décalcification et rubéfaction sur 0,50 m à Combe-Béanne). Un important phénomène de cryoturbation est visible au sommet de la carrière de Rochat, où les bancs superficiels sableux incluant une lentille à galets ont subi des déformations importantes (fig. 95).

Contrairement à la terrasse de Villard-Julien, celle de Saint-Jean ne repose pas sur un ensemble argileux, mais sableux. Il s'agit de sables fins, gris à noir, silteux ou argileux par endroit, bien lités horizontalement au point qu'en certains endroits (sous Touage, cote 700), ils apparaissent feuilletés et même " varvés " comme les niveaux argileux intercalés. Ces sables apparaissent à la cote 760-770 sous Touage, 780 sous Saint-Jean, 790-800 au-dessus du Rives à l'extrême amont de la terrasse. Reposant sur les alluvions de base de la cote 580 (Peysset) à 600 (les Rives), ils ont donc environ 200 m d'épaisseur, exactement comme les argiles de Villarnet. Les deux terrasses supérieures sont évidemment le même niveau alluvionnaire (structure, nature, altitude compte tenu de la pente), leurs soubassements, le même dépôt ancien. Il est donc clair que les sables limoneux de la terrasse de Saint-Jean sont l'équivalent latéral des argiles de Villarnet et par conséquent de Sinard. Simplement, le faciès est un peu plus grossier car l'on se rapproche de l'amont du lac (fig.96).

III.6.2.2. La rive droite du Drac. Tous ces dépôts argilo-caillouteux, lacustres, sont bien représentés rive gauche seulement. Sur la rive droite, très escarpée, s'accrochent seulement de nombreuses formations quaternaires totalement différentes de celles de l'autre rive, sauf les deux remplissages anciens de base. On n'y trouve ainsi pratiquement aucun affleurement argileux ou sableux , sauf sous Cléau, à l'aval (argiles lacustres cote 640), à Mayres (argiles à 640 m également) et au Mas (argiles à 690 m, sables fins à 740 m, sous un cône de déjection local). Partout ailleurs, ce ne sont que des lambeaux de conglomérats, de formation locale (calcaires) et de nombreux affleurements de tufs.

Cailloutis anciens :

Nous avons déjà évoqué les cailloutis de la Combe-des-Sables et de Combe-Favier à l'aval de Cognet. Ces cailloutis, qui tapissent le versant jusqu'à un niveau proche de la cote 800 m (770-780), sont accrochés directement sur le substratum et descendent jusque sous la cote 600 en aval du pont. Ils ne peuvent en aucun cas être assimilés aux remplissages des deux talwegs fossiles qui culminent beaucoup plus bas (690m environ), ni aux cailloutis de la terrasse de St-Jean qui pourtant leur font face, entre 780 et 830 m. En effet, de part et d'autre de la vallée, les conglomérats de rive droite et les sables argileux de rive gauche, de nature totalement différente, se font face aux mêmes niveaux. Force est donc de supposer que ces cailloutis élevés et très cimentés sont anciens, les plus anciens de la région. Leur faciès est d'ailleurs différent des alluvions dracquoises de base, par la taille beaucoup plus réduite de leurs éléments, la présence de bancs presque entièrement formés de galets calcaires et leur très fréquente consolidation. On ne peut les paralléliser qu'à la formation supposée ancienne de Monteynard, sans aucune garantie d'identité cependant (fig.96).

Tufs.

Entre la Baume et Mayres affleurent une série de tufs connus depuis longtemps, qui semblent en relation avec les nombreuses failles et cassures affectant la retombée du dôme de la Mure.

On trouve ces tufs dans le talweg et en haut du ravin de Saint-Arey, vers la grotte et le Moulin, en deux gisements situées au-dessus de la cote 650, à Saint-Arey même à l'E de la mairie, et surtout à la Baume où ils sont les plus développés au-dessus et au-dessous du village construit justement sur une masse tufeuse. Les tufs supérieurs de Saint-Arey sont les plus épais, les plus durs et les plus étendus. Une petite carrière y a été récemment ouverte pour la taille des moellons de la nouvelle chapelle de Savel. Ils sont compacts, très purs, très blancs, vacuo-

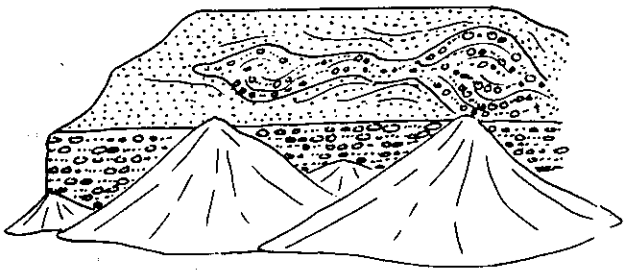


Fig.95. CARRIERE DE ROCHAT.
Cryoturbation dans le sommet du remblaiement glacio-lacustre du maximum de Würm (WII).

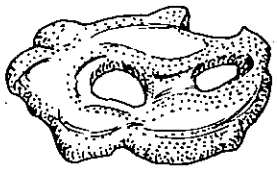


Fig.102. CONCRETION DISCOIDE existant localement dans les argiles glacio-lacustres (grès fin, dimension 5-10 cm). On y trouve aussi par endroits du gypse en cristaux automorphes.

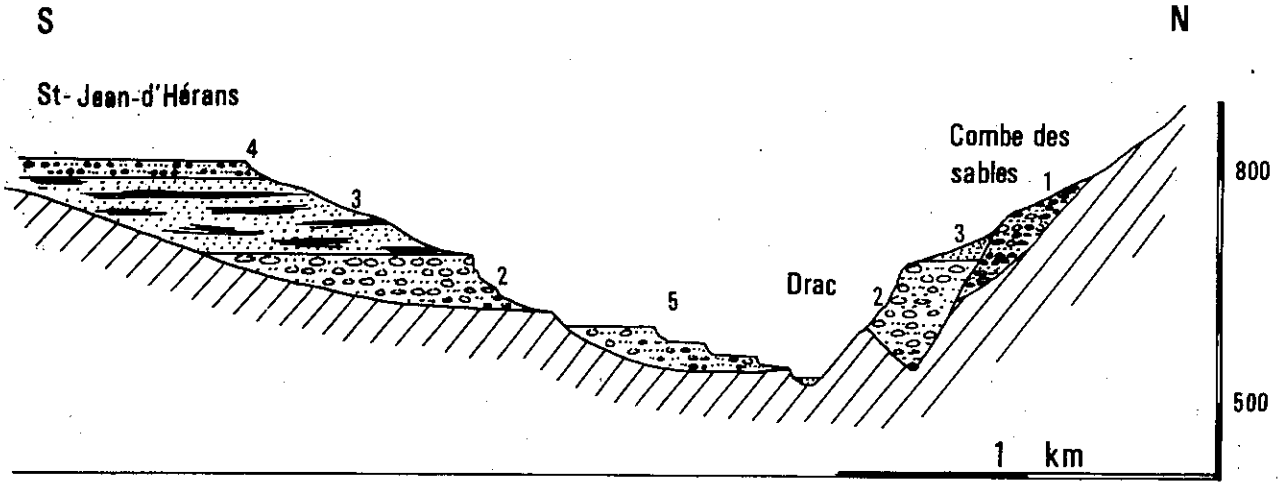


Fig.96. COUPE TRANSVERSALE DU DEFILE DU DRAC.
1. Alluvions II (RII), 2. alluvions III (WI), 3. sables fins à niveaux argileux de la terrasse lacustre du maximum de Würm correspondant aux argiles litées d'aval. Faciès plus grossier d'amont, 4. cailloutis fluviatile du sommet de la terrasse (WII), 5. groupe des basses terrasses des Rives (cataglaciaire WIII).

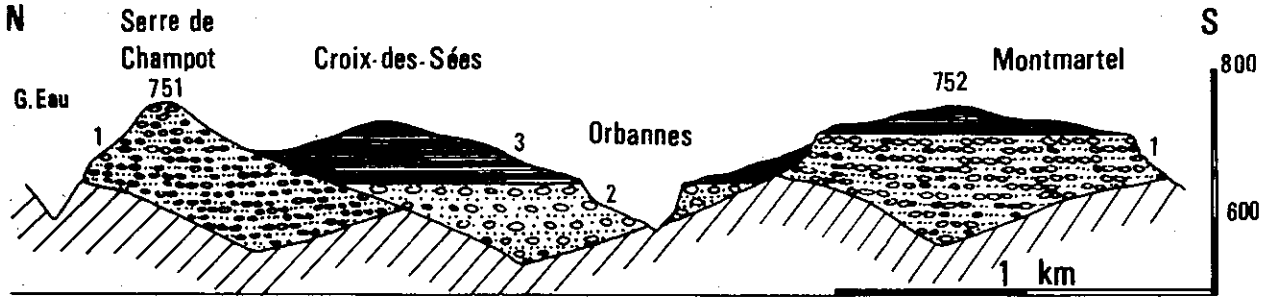


Fig.97. COUPE TRANSVERSALE DES SERRES DU TRIEVES.
1. cailloutis II (Riss II), 2. cailloutis III (WI), 3. argiles glacio-lacustres (W II).

laires et très riches en empreintes de feuilles.

Partout ces tufs sont en surface sur la pente. Ils recouvrent soit le rocher (La Baume), soit les alluvions élevées (St-Arey-le Moulin). Ils sont donc postérieurs au dépôt de ces alluvions. Cependant, ils peuvent être recouverts ou tronqués par un cône de déjection (Saint-Arey), ou façonnés en surface par une basse terrasse et recouverts de ses alluvions (la Baume-village). En ce sens ils sont relativement anciens, plus en tout cas que l'édification de ces cônes et terrasses. Ces tufs ont en réalité un faciès travertineux car ils sont souvent stratifiés, leur pendage étant parallèle à la pente superficielle. Peut-être correspondent-ils à un certain niveau de base lacustre, comme cela avait déjà été évoqué. (J. SARROT-REYNAULD, 1961).

Dépôts locaux élevés.

A part les tufs, une série de dépôts locaux, surtout des cônes de déjection, sont issus des ravins du Sénépy. On rencontre les premiers à Cléau où ils sont l'équivalent des cônes inférieurs de Châteaubois. Un très important appareil se trouve à Mayres, tronquant et recouvrant les argiles lacustres et leur soubassement alluvial, et paraissant se raccorder à un niveau inférieur. D'autres, élevés, remplissent le ravin de St-Arey et celui de Pellenfrey au-dessus du Mas. Mais la formation locale la plus curieuse est celle du Serre-de-Mayres, très élevée, culminant à 830 m en une sorte de résidu de terrasse.

Il s'agit d'un cailloutis local à éléments assez hétérométriques et même polygéniques (surtout calcaires, mais blocs arrondis de spilites verts) dans une gangue fine, actuellement mis en relief par l'éorsion de deux ravins encadrants (Mayres et St-Arey). Ce ne peut être qu'un ancien dépôt torrentiel ayant perdu sa morphologie initiale de cône. Son altitude très élevée indique qu'il correspond peut-être au niveau de base lacustre de la terrasse de St-Jean d'Hérans. Tous les autres cônes locaux emboîtés sont donc postérieurs.

Basses terrasses.

Enfin, en aval du pont de Cognet, s'étage toute une série de basses terrasses, chacune ayant ses cônes de déjection associés. L'étagement est le plus distinct aux Rives, mais il est très net aussi sous Touage et sur la rive droite.

On repère au moins cinq niveaux et peut-être même six entre les cotes 640 et 510, taillés soit dans les alluvions de base, soit même dans la roche en place (la Baume, les Touches , au N des Rives), mais toujours munis d'une pellicule alluviale. Il est certain que plusieurs de ces terrasses locales correspondent aux basses terrasses de la région de Savel-Treffort, mais il est quasiment impossible de les raccorder en raison de leurs pentes transversales (influence des cônes de déjection et éboulis locaux) et de nombreuses coupures longitudinales (ravins, promontoires rocheux etc...).

Formations de versant.

Contrairement au versant ouest, le versant sud du Sénépy ne montre que peu d'éboulis superficiels. Par contre il est fort raviné par les cônes récents et anciens comme nous venons de le voir, et affecté de grands effondrements en masse, notamment dans la combe de Prunières au-dessus des Rioux. Mais c'est sur la rive gauche, dans les versants argileux et sablo-limoneux, que se produisent les plus grands phénomènes de glissement. Ainsi toute la base de la terrasse de Villard-Julien est glissée, soit superficiellement, soit par grands arrachements avec coulées fluides. Même le versant sableux sous St-Jean-d'Hérans montre de tels phénomènes mais apparemment plus localisés vers l'aval. Vers l'amont (la Jargne), le versant entier est gaufré par une reptation superficielle mais non véritablement effondré.

En résumé, le défilé du Drac montre une stratigraphie très complète : les trois ensembles alluviaux anciens définis en aval, les argiles lacustres relayées en amont par des limons sableux, l'entablement supérieur de la terrasse lacustre d'obturation glaciaire du maximum de Würm (niveau supérieur du lac à 770 m environ), une série de tufs probablement post-maximum würmien encore qu'un âge plus ancien n'est pas à exclure pour certains (St-Arey), un ensemble de cônes de déjection s'étageant du maximum de Würm jusqu'aux alluvionnements récents et une série de terrasses locales, basses, certainement en relation avec le lac post-maximum würmien du Grésivaudan.

III.6.3. BAS ET MOYEN EBRON.

Le bas et moyen Ebron forme une petite région naturelle assez bien définie, dont le centre se trouverait vers Clelles. En effet elle est bien isolée du haut-Ebron (ou bassin de Tréminis, vaste dépression creusée dans le Nord du Dévoluy) par les gorges du Grand-Fays, et du bassin de la Vanne, ou région de Mens, par cette même montagne et son prolongement méridional de Prébois-Vareilles. Ainsi délimité, ce secteur est tout de même assez étendu puisqu'il est compris entre le col du Fau et celui de la Croix-Haute au S. Il se creuse essentiellement dans les Terres-Noires, entre la crête des marno-calcaires bajociens à l'E et la corniche tithonique du Vercors à l'W.

III.6.3.1. La question des moraines anciennes. Très récemment encore, il était admis que le Trièves était recouvert entièrement par une chape peu épaisse de " moraine de fond " très argileuse due à la fusion sur place d'un lobe peu épais et très étalé du glacier würmien du Drac. Les dernières cartes géologiques au 80 000° traduisent encore cette conception (Vizille, 4°ed, 1968). Et, de fait, on constate en Trièves, aussi bien sur les formations

argileuses, caillouteuses que sur les pentes rocheuses et les versants, un semis de blocs erratiques anguleux, de petite taille (décimétriques), cristallins, pouvant faire croire que la moraine est partout. Mais lorsque l'on dispose de coupes, on s'aperçoit alors que la masse quaternaire sous-jacente, qu'elle soit alluviale (c'est le cas de la majorité des caillouris, tous locaux) ou argileuse, est presque totalement exempte d'éléments étrangers. Les argiles sont des argiles feuilletées, épaisses, pures, ne contenant que très peu de ces éléments toujours dispersés, et analogues aux argiles du Drac (Sinard, Villarnet, etc...).

Nous savons maintenant que le glacier remontant de l'Isère, au Würm, n'a pas franchi le col du Fau, ni Sinard, tandis que le glacier du Drac restait en Champsaur. Voilà l'explication de l'absence de véritables moraines. Mais les blocs erratiques, si nombreux ?

Le Trièves a bien été envahi par les glaces, avant le Würm, au Riss et au Mindel (cf. III.3.). La diffluence de la Croix-Haute le prouve, comme la restitution géométrique de la surface de ces glaciers. A ces époques donc, il y eut dépôt de moraine dont les blocs étrangers sont restés sur place, notamment sur les pentes rocheuses, car trop grossiers pour être évacués par le ruissellement, soit ont été repris dans les formations ultérieures, würmiennes, ce qui explique alors leur présence sporadique.

Un seul témoin de moraine ancienne, non remaniée, était connu cependant. Il se trouve dans le petit bassin local bien abrité d'Esparron, au col du Serre-du-Cottet, au N de celui de Menée, à l'altitude 1300 m. Il s'agit d'un lambeau résiduel peu épais, où dominent largement les blocs cristallins (granites, gneiss, amphibolites, etc...) de grande taille, peu frais voire altérés. La matrice est terreuse, rougeâtre, mais très lessivée. Il a échappé, par sa position sur un replat stable, à la destruction totale par glissement du versant dominant la ferme d'Esparron. Nous avons retrouvé ce lambeau au début de nos recherches, sans l'interpréter, puis nous nous sommes aperçu plus tard qu'il était déjà connu (A.ALLIX, 1914), mais non porté sur les cartes géologiques. Cet auteur, d'ailleurs, ne fournissait aucune explication à son sujet.

Sachant que les glaciers rissiens et mindéliens ont atteint ce niveau lors de leur extension maximale, nous pouvons seulement dire qu'à Esparron se trouve une moraine anté-würmienne du Trièves.

III.6.3.2. Les alluvions pré-würmiennes de base. Nous avons pu reconnaître deux talwegs fossiles de l'Ebron, comme dans la vallée du Drac. Un réseau ancien complet doit exister sous le remplissage quaternaire, mais il est très difficile à repérer. Les deux talwegs de l'Ebron qui, en amont du pont de Brion, sont plus profonds que le talweg actuel (on le vérifie facilement au pont de Sandon, au Moulin de Recourt et sous Prébois où passent les deux anciens cours), sont remplis par une alluvion locale calcaire, à galets inclus dans une matrice sableuse ou sablo-limoneuse selon les endroits, reposant directement sur le substratum. On peut l'observer en certains points, le long de l'Ebron et de la route Clelles-Mens (Sandon, pont de Prébois) ainsi que dans les ravins affluents, notamment l'Orbannes, sous St-Martin-de-Clelles. De même les deux remplissages alluviaux se différencient par leurs épaisseurs respectives, donc la cote relative de leurs sommets.

Alluvions anciennes supérieures et problème des deltas lacustres : le plus ancien remplissage est le plus épais, comme pour le Drac. Il constitue l'ossature de ces grands plateaux rectilignes et légèrement inclinés (Serres) qui caractérisent si bien le Trièves. Ainsi, dès St-Martin-de-Clelles, le serre de Champot (751,5 m) est-il l'un d'eux, puis le Serre-Busat (Clelles), le Serre-Buisson (Gabert), les grandes lanières du Percy, de Monestier-du-Percy, des Bayles, le Serre du Sang, etc... Tous ces reliefs, aujourd'hui profondément disséqués, appartenaient à une immense terrasse qui remplissait totalement le fond du Trièves et se raccordait par le défilé de Brion aux cailloutis (II) du Drac dont le niveau est à la cote 640-650. Bien entendu, en Trièves, le sommet de ces cailloutis, très plan, s'élève doucement d'aval (690 m environ au-dessus de l'Ebron) en amont (780 m à Clelles). Or, comme l'avait bien vu P. LORY, ces terrasses sont en réalité de grands cônes de déjection issus des principaux ravins provenant du Vercors (Grosse-Eau de St-Michel-les-Portes, Orbannes de Clelles, Rif-Perron d'Esparron, Pré-Fury, etc...). Cela explique la taille généralement grande des galets, leur faible arrondi bien qu'ils soient très émoussés, leur stratification peu nette mais réelle, la matrice limoneuse, etc... C'est en réalité un matériel torrentiel évolué, qui tend à devenir fluviatile mais que son faible parcours hors du cadre montagneux (quelques kilomètres) n'a pas suffi à façonner parfaitement (Fig. 97).

La surface des serres est recouverte, vers l'aval, par les argiles du lac qui s'infiltrait en Trièves par la trouée de Brion.

A l'W de Clelles, la surface du serre II semble se poursuivre par celle de Chaffaud qui s'enfile dans le ravin de la Darne en s'élevant assez fortement vers l'amont. Or, au serre comme dans les ravins du Busat , le soubassement est formé par les alluvions torrentielles locales à éléments de petite taille, bien roulés, à tendance fluviatile donc. A Chaffaud par contre, 1 km seulement en amont, une grande carrière montre une alluvion très mélangée, à galets et gros blocs calcaires. Avec la coupe du bord de la route, atteignant le talweg, on peut reconstituer la stratigraphie suivante :

- A la base, des sables fins bien lités, horizontaux (4 à 5 m visibles, substratum non apparent),
- Cailloutis calcaires à galets assez bien émoussés, moyens (10 cm) , matrice et niveaux sableux, bon litage

horizontal (6m),

- Banc de sable fin à moyen, lité horizontal, quelques blocs arrondis (4m),
- Alluvion caillouteuse à galets moyens, plus ou moins roulés, bancs sableux, stratification lenticulaire passant vers l'aval à une structure deltaïque (lits inclinés). Quelques larges involutions (10-12 m),
- Banc de sable fin, horizontal (1,5m),
- Alluvion à galets arrondis et blocs émoussés, sableux, nettement stratifiée, de type torrentiel (4m),
- Ensemble alluvio-torrentiel à galets et gros blocs arrondis, assez nettement stratifié, sableux, non argileux, formant le sommet (5m).

Cette coupe est totalement différente des alluvions basales, toujours homogènes sur toute leur épaisseur. C'est un mélange où l'on distingue de nettes tendances lacustres (sables très fins, alluvions deltaïques), devenant torrentielles puis presque glaciaires (fluvio-glaciaire) au sommet ; pourtant la morphologie est parfaitement plane et évoque un cône de déjection . A l'amont, ce cône est issu de l'arc frontal des moraines locales de Chichilianne, qui n'ont pas dépassé l'entrée de la cluse tithonique. Il s'agit donc bien d'un cône fluvio-glaciaire, mais qui s'est jeté dans une étendue lacustre. L'interprétation stratigraphique en est la suivante :

Une haute terrasse (Serre de Clelles, 782 m) est déjà profondément disséquée par le ravin d'Orbannes (ou un équivalent très voisin). Elle plonge dans un lac, comme actuellement les alluvions dracquoises sont immergées dans les retenues des barrages. Survient l'avancée du glacier de Chichilianne. Il construit ses moraines frontales et son torrent de fonte, ravinant la moraine, l'étale au sommet de l'alluvionnement lacustre déjà disposé auparavant (sables, galets, etc...) ou lors de son avancée. Il construit un cône, bien visible encore quoique très érodé, qui semble se raccorder au sommet du Serre de Clelles. En effet, à Chaffaud (820 m), il est plus élevé que ce dernier.

Or il ne s'y raccorde pas en fait, les deux stratigraphies étant incompatibles. En réalité ce cône est très légèrement emboîté en surface dans les alluvions anciennes alors qu'il l'est sur toute son épaisseur. Cela est visible dans la morphologie du contact Serre-cône de Chaffaud (fig. 98).

Sous Chaffaud en effet, cote 700 environ, une lentille argileuse semble se raccorder à l'amont aux sables de la coupe de la route (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968). Au sommet , le cône de Chaffaud reçoit un cône de déjection ancien ravinant le versant du Platary, sur lequel est bâtie la gare. Clelles même est établi sur un glacis, surface inclinée construite de débris calcaires locaux à structure torrentielle que l'on peut observer dans la coupe de Fourche, équivalent du cône de la gare, tous deux ravinant le serre de Clelles c'est-à-dire se raccordant à un niveau de base plus bas, non visible localement. Enfin, à Montmartel, cote 740, existe un chenal suspendu, petite vallée morte transversale au serre, horizontale, apparemment aberrante mais qui se raccorde très bien au glacis de Clelles. On voit donc que le serre (782,7m), même en surface, est raviné par les alluvionnements contemporains du cône de Chaffaud comme par ce cône lui-même, ce qui traduit les rapports d'ancienneté. Mais la distinction est assez délicate, les cotes des deux alluvionnements étant très voisines car les surfaces se recoupent sous un angle très faible, ce qui peut faire croire à une réelle continuité. D'autres emboîtements et chenaux de ce genre existent plus au N, de St-Michel-les-Portes à St-Martin-de-Clelles, procédant exactement des mêmes causes. Le phénomène n'est donc pas uniquement local (fig. 99).

Une morphologie identique à celle de Clelles se développe entre St-Michel-les-Portes et St-Martin-de-Clelles, au débouché de la Grosse-Eau. Là, les cailloutis de base forment la substance des serres de Champot (751,5 m) et de Chabanière (749 m). En amont (Saint-Michel-les-Portes), un fort ensemble deltaïque, presque uniquement sableux avec seulement des cordons et bancs de galets calcaires intercalés s'observe à Thoranne, au sortir de la cluse. La stratification est souvent inclinée et l'on y trouve des intercalations argileuses notamment à Serre-Mounier. Comme à Chaffaud, il semble que ce delta de St-Michel se raccorde aux alluvions anciennes du serre de Champot mais, en réalité, il les ravine profondément. On peut voir aux Vorzis s'individualiser les chenaux superficiels, issus du cône de la Condamine (équivalent du cône de la gare de Clelles) en relation avec la surface du delta (Les Granges), qui s'inscrivent dans le sommet des alluvions anciennes où ils restent suspendus très au-dessus des talwegs actuels (150 m environ). Le faciès beaucoup plus fin du delta de Thoranne, comparé à celui de Chaffaud, s'explique par le fait qu'il était alimenté par un glacier local (celui de la Bâtie), beaucoup plus petit et surtout plus éloigné du lac que celui de Chichilianne (cf. III.11.1.).

Au N du serre de Champot s'étale un immense plateau assez fortement incliné (8,5 %) dont la surface prolongée au-dessus du ravin vient se raccorder au sommet du serre. C'est le grand glacis de Vicaire. Sa surface est partout parsemée d'éléments locaux peu émoussés et de blocs cristallins de sorte qu'il était représenté en éboulis (A) sur les cartes géologiques. En fait, il ne s'agit pas d'un éboulis, sa pente superficielle le prouve. On peut observer sa structure dans une ancienne carrière au N de Gerbaud, le long de la RN 75 (fig.100).

C'est une formation à graviers calcaires peu émoussés, de petite taille (centimétriques) ,homométriques, contenant quelques éléments plus gros (dm) et des petits blocs cristallins. L'ensemble est pris dans une matrice sableuse à stratification assez nette, parallèle à la surface. Il s'agit d'un épandage local de provenance très proche. En fait ce matériel ressemble à s'y méprendre à celui qui constitue le cône de déjection plus récent du Fau, que la route

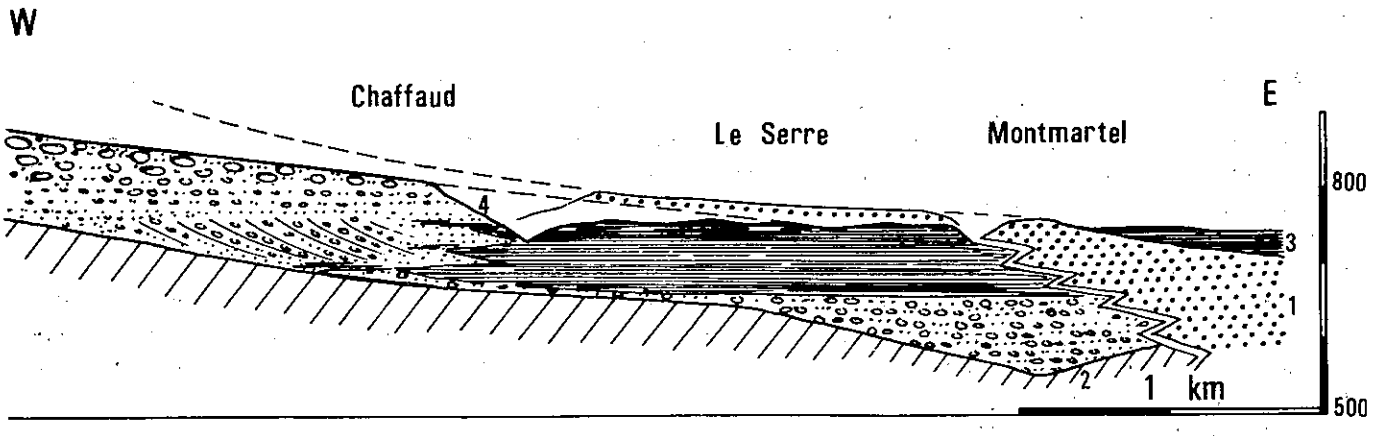


Fig.98. COUPE LONGITUDINALE SCHEMATIQUE DU CONE FLUVIO-GLACIAIRE LOCAL de CHAFFAUD LIAISON AVEC LES ARGILES LITEES DU TRIEVES.
1. cailloutis II des serres (RII) et leur surface (projection), 2. cailloutis III (WI), 3. argiles glacio-lacustres (WII), 4. cône glacio-lacustre issu des moraines locales de Chichilianne (WII).
Remarquer la discordance entre (1) et (3), la liaison (3) et (4), d'où l'impossibilité de raccorder (1) et (4), donc leur indépendance.

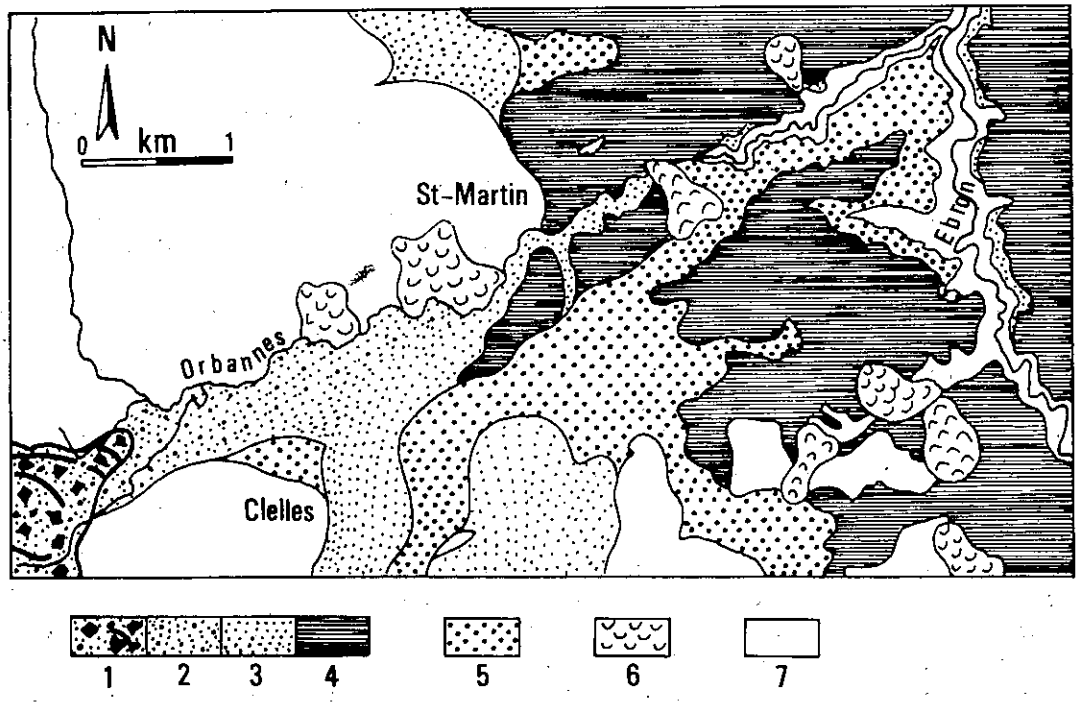


Fig.99. CARTE SCHEMATIQUE DE LA REGION DE CLELLES (TRIEVES).
1. moraine locale de Chichilianne (maximum de Würm, WII), 2. cône torrentiel (glacio-fluvio-lacustre) issu de (1), 3. cônes de déjection locaux associés, 4. argiles glacio-lacustres (WII), 5. serres du Trièves (cailloutis II, R II), 6. zones glissées, 7. substratum.

recoupe à très peu de distance au N: le faciès est donc torrentiel.

Or le matériel torrentiel de ce glacis est très épais. On peut s'en rendre compte le long du chemin qui descend à Chenicourt où on l'évalue à 80 m au moins. La même observation peut se faire sous Gerbaud. Les cailloutis reposent directement sur les Terres Noires.

Vers l'amont, la surface du glacis qui se relève doucement se raccorde très mal au versant. C'est que ce dernier est complètement disloqué, effondré par des glissements en masse qui affectent tout l'avers de la montagne du Baconnet sous la corniche tithonique. Les racines du glacis ont ainsi été détruites.

La masse énorme du glacis semble recouvrir une topographie très tourmentée. On s'en aperçoit au S de Savonnaire ou émerge une arête de marnes oxfordiennes non complètement ennoyée, sous Gerbaud où le haut du petit ravin des Combettes laisse voir ce même substratum, et également sur les côtes de Gerbouse, où ce dernier est recoupé localement par la RN 75. Fortement raviné par les argiles litées, dominant les cailloutis de base (III), il appartiendrait donc au cycle des alluvions (II).

Au-dessus de St-Michel-Vicaire ce glacis ravine à son tour une formation clastique locale beaucoup plus élevée (838 m contre 790), de même faciès, seul lambeau d'une alluvion plus ancienne que ce dernier et les serres du Trièves. Nous sommes donc là certainement en présence de l'alluvionnement élevé (I) déjà repéré ailleurs en de nombreux points (fig. 101).

Alluvions anciennes inférieures :

Les alluvions anciennes inférieures remplissant le second cours fossile s'observent plus rarement mais de façon très nette à St-Martin-de-Clelles, Lavars. Sous Clelles par exemple, dans le ravin de la Gerle, des cailloutis locaux semblables à ceux des serres sont emboîtés dans ces derniers. Leur surface très horizontale culmine à la cote 640 m (contre 780 au Serre), et est surmontée par les argiles lacustres, horizontales également. Sous Saint-Martin, elles affleurent sur toute la rive gauche du ruisseau d'Orbannes où elles s'inclinent doucement vers l'aval (630 puis 620 m), et sont recouvertes par l'énorme accumulation argileuse du Serre-des-Sées au Serre-Josinet (732m). Au Chambon, sous Lavars, elles délimitent même une sorte d'aplanissement à la cote 590 m. Nul doute qu'elles se raccordent à l'aval aux alluvions dracquoises (III) de la cote 550 m de la Combe-du-Chien. Plus en amont elles deviennent beaucoup plus difficiles à mettre en évidence. Cependant ce sont elles qui affleurent largement le long de l'Ebron et de la Vanne, de part et d'autre du confluent. Ne formant nulle part terrasse, à la différence des alluvions plus élevées, leur repérage est très délicat d'autant plus que de nombreux glissements affectent leur couverture argileuse. Comme les alluvions des serres, les cailloutis inférieurs (par leur niveau), emboîtés dans ces derniers, formait initialement un grand remblaiement à une altitude plus basse d'une centaine de mètres, différence allant s'accroissant d'aval en amont (90 m au Drac, 140 m au moins à Clelles) indice d'une pente beaucoup moins accentuée de ce dernier ensemble alluvio-torrentiel.

III.6.3.3. Les argiles du Trièves . Comme les plateaux du Drac, le Trièves est complètement rempli par une masse d'argiles litées, noires, épaisses, qui atteignent la cote 750 m sans jamais la dépasser. On peut les observer sous la terrasse de Lavars, mais surtout au S de Roissard où elles sont particulièrement typiques et forment les grands aplanissements de Lieu-Plane, des Oches, de la Rivoire, de Versanne, d'altitude 720 m. Le serre des Sées à l'E de St-Martin-de-Clelles en est entièrement constitué sur les cailloutis anciens inférieurs (III). Elles forment une pellicule peu épaisse (une dizaine de mètres) au serre-Busard, à l'W de Clelles, sur les cailloutis anciens supérieurs (II). Ici, ont peut même faire l'observation de curieuses concrétions annulaires, aplaties, de diamètre généralement inférieur à 10 cm, agrégat de fines particules sableuses fortement cimentées par de la calcite et formant des sortes de cordons ou filets inclus dans ces argiles (fig. 102). Mais l'observation capitale a été faite au N de Prébois, dans le ravin de Pompe-Chaude, où l'on voit ces dernières raviner les cailloutis anciens supérieurs (II) et s'appuyer contre eux le long du flanc d'un talweg fossile (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968, p. 129, fig. 12.).

Les argiles ennoient donc une morphologie déjà évoluée, recouvrant totalement les cailloutis anciens (III), et partiellement les plus élevés (II), contrairement à ce qui se passe sur les plateaux du Drac. Cela tient simplement au fait que le sommet des cailloutis (II) se relève fortement vers l'amont, avec un profil de cône de déjection distal faisant que le lac des argiles n'a pas noyé complètement ces cônes à proximité des versants. C'est pourquoi on voit la couverture argileuse s'effilocher sur les serres élevées et finalement se terminer en biseau à la cote 750. Plus en amont les serres émergent de cet ennoyage et n'ont jamais été recouverts. Peut-être ont-ils été cependant baignés par une faible tranche d'eau mais ceci n'est aucunement prouvé.

Le fait que l'on trouve la surface des argiles à deux niveaux distincts nous a fait soupçonner un moment qu'il pouvait y avoir deux ensembles argileux comme il y a deux (et même trois) ensembles caillouteux. Ainsi, sous Roissard, ces argiles forment des sortes de terrasse vers 700-720 m. Mais ces aplanissements se trouvent dans le prolongement de la base du grand cône de déjection du Fau, qui les recouvre sous le hameau de Martine, exactement comme la terrasse de Prébois recouvre ces argiles, et à la même altitude. Ces dernières ont été tronquées par l'alluvionnement du cône puis par son épandage liquide, et témoignent donc d'une surface d'aplanissement érodée et non pas construite comme leur surface supérieure (voir fig. 104).

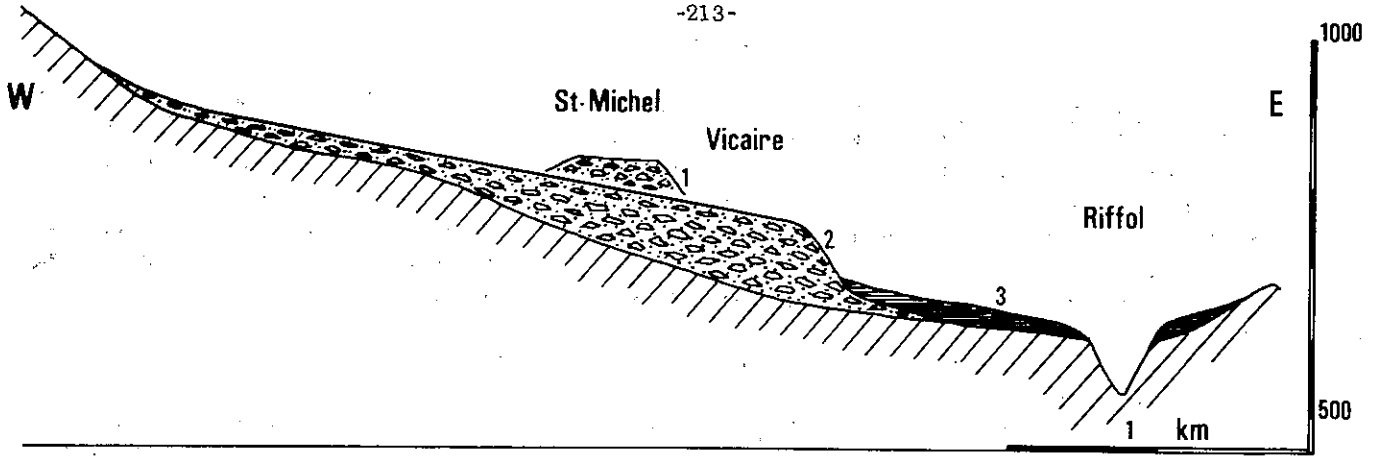


Fig.100. COUPE LONGITUDINALE DU GLACIS DE VICAIRE.
1. cailloutis locaux élevés (1) du lambeau de glacis supérieur (RI), St-Michel, 2. cailloutis locaux du glacis moyen de Vicaire (RII), 3. argiles glacio-lacustres (WII).

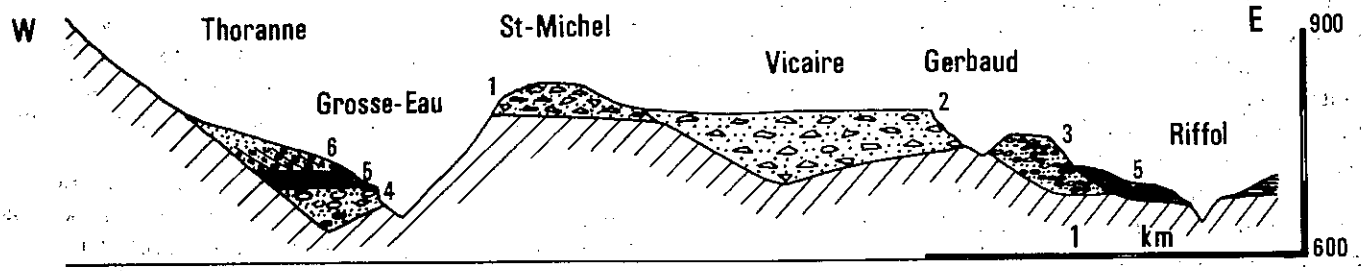


Fig.101. COUPE TRANSVERSALE DES GLACIS DE LA REGION DE St-MICHEL.
1. glacis supérieur (RI), 2. glacis moyen (R II), 3. lambeau de serre correspondant à (2) (cailloutis II, R II), 4 cailloutis III (WI), 5. argiles glacio-lacustres (WII), 6. cône glacio-lacustre issu du bassin morainique local de la Bâtie (maximum de Würm, WII).

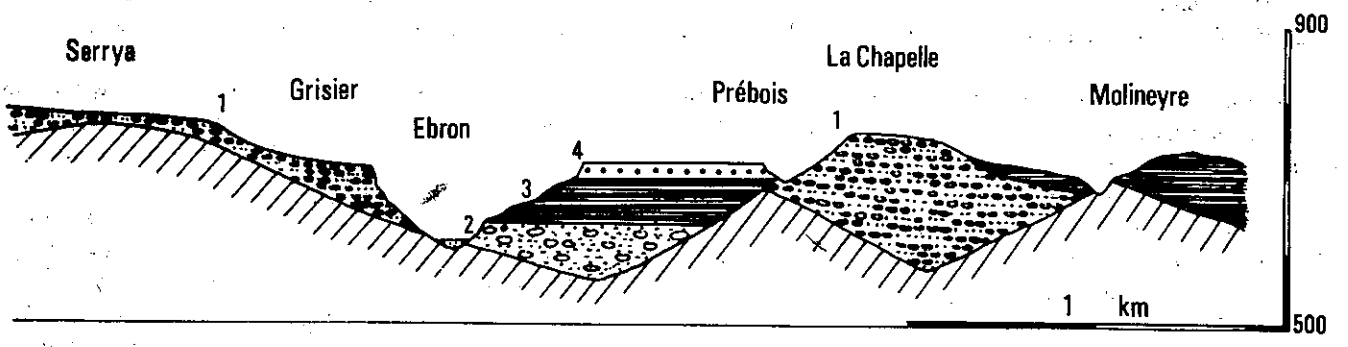


Fig.103. COUPE TRANSVERSALE DES FORMATIONS DE L'EBRON A PREBOIS.
1. cailloutis 1 des Serres (R II), 2. cailloutis III (WI), 3. argiles glacio-lacustres (WII), 4. terrasses de Prébois (WIII) érodant (3).

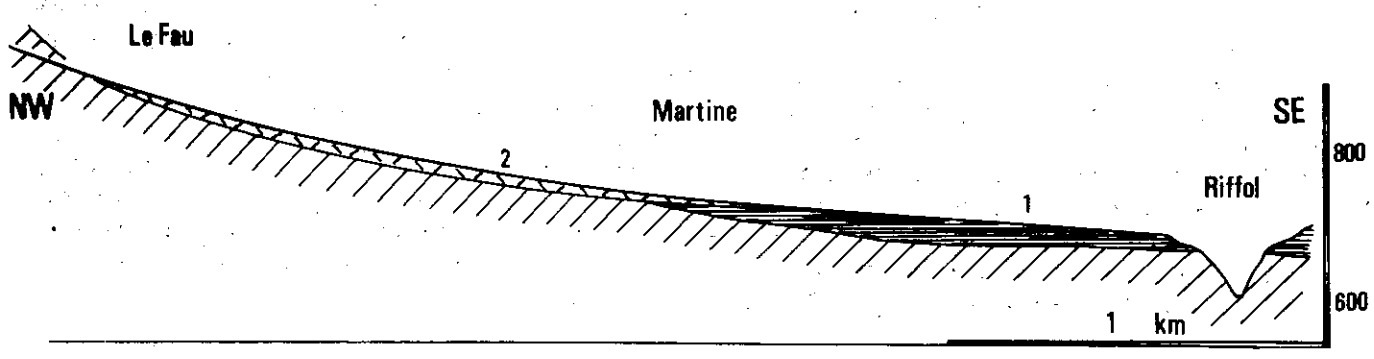


Fig.104. PROFIL DU CONE DE DEJECTION DU FAU (2), (W III), superposé aux argiles glacio-lacustres (W II), et les érodant.

III.6.3.4. Terrasses du Trièves .Un certain nombre de terrasses plus récentes, bien constituées et développées, existent en Trièves. L'exemplaire le plus représentatif est celle de Prébois (Grande-Plaine). Ce plateau alluvial surprend dans un pays où toute la morphologie est dominée par des croupes très allongées à sommets arrondis, émoussés, non seulement en raison de l'ancienneté de leur matériel alluvial qui les a réduit à l'état de simples interfluves, mais aussi de leur couverture argileuse propre au glissement sur la moindre pente. Au contraire les terrasses comme celles de Prébois sont absolument planes, morphologiquement parfaites, recouvertes par un cailloutis alluvial, mais leur structure est plus complexe encore que les autres. Nous allons décrire celle de Prébois qui servira de modèle pour toutes ses congénères.

La terrasse de Prébois surmonte et ravine un ensemble qu'il convient d'abord de décrire, car il est composé par les deux remplissages alluviaux anciens (II et III) et les argiles.

Le remplissage le plus ancien, le plus élevé (II), s'observe au S du village où il forme la terrasse (ou plutôt le replat) des Blaches-de-Raud (cote 807). Son matériel alluvial à galets calcaires de taille petite à moyenne constitue tout le versant de Chante-Merle qui domine l'Ebron, offrant ainsi une épaisseur de plus de 100 m. Surtout, ces alluvions plongent sous la plaine actuelle, mais le niveau de leur substratum n'est pas connu. Elles correspondent, de l'autre côté de l'Ebron (rive gauche) , aux grandes accumulations du serre du Sang (815m), du Serre des Bayles (785m), de Monestier-du-Percy (773m) etc...

Au moulin de Recourt affleure l'ensemble inférieur (III), remplissant le second talweg fossile dont le versant gauche est très visible juste en amont du pont. Il s'agit de cailloutis identiques dont le sommet ne dépasse pas localement la cote 680. Ils sont recouverts par les argiles lacustres varvées, habituelles, très bien visibles dans le versant glissé où elles donnent même lieu à des phénomènes de dissolution locaux (petits ravins, ponts naturels, puits) assimilables à un micro-karst argileux. Cailloutis et argiles ravinent les alluvions antérieures (II) en aval du lieu-dit " La Croix " où, brusquement, leur versant stable, raide, est remplacé par un versant éboulueux, gondolé, glissé à cause de sa constitution argileuse.

C'est au sommet de cette argile qu'apparaît le matériel alluvial de la terrasse de Prébois. Il est assez peu épais (une vingtaine de mètres environ) fait de cailloutis calcaires à éléments petits et moyens, plus ou moins bien roulés mais émoussés, bien lités horizontalement, à matrice sableuse assez abondante. Ils semblent supporter un sol rubéfié assez épais (1m) mais peut être glissé. Ce ne sont pas des cailloutis lacustres comme leur structure le prouve. Cependant la terrasse se situe bien en-dessus (une quarantaine de m). du sommet du remplissage argileux. Une seule solution permet de répondre à ce problème. Soit les alluvions de la terrasse tronquent les argiles lacustres par une surface d'érosion horizontale, soit elles recouvrent un remplissage argileux différent du plus élevé, qui ne dépasserait pas ici l'altitude 700 m. Localement, aucun argument ne permet de choisir une hypothèse de préférence à l'autre (fig. 103).

A quoi correspond cette terrasse ? On ne peut pas dire qu'il s'agit d'une " basse terrasse " puisqu'elle domine l'Ebron de 75 m. Pourtant aucune autre nappe alluviale, hormis les alluvions récentes, n'existe à l'aval jusqu'au Drac.

La Grande-Plaine de Prébois est assez fortement inclinée. Cela n'est pas étonnant puisqu'elle a été épandue par l'Ebron juste au sortir de son bassin montagneux du Dévoluy (la cluse est 2 km en amont). La pente, difficile à mesurer de façon précise par suite de l'étendue limitée de la terrasse (moins de 2 km) se tient entre 1,5 et 2 %.

Dans cette " fourchette ", quelles possibilités offre l'aval ?

La vallée du Drac est située exactement à 10 km de l'extrémité nord de la terrasse. Compte tenu de sa pente, l'abaissement serait donc de 150 à 200 m ; le niveau, au Drac, s'établirait donc entre 520 et 570 m (cote 720 à l'amont). Or nous venons de voir que plusieurs terrasses (5à6), très basses relativement, existent dans le Drac entre les cote 490 et 600. La terrasse de Prébois s'inscrit donc dans le domaine de ces bas-niveaux, et, avec celles qui lui sont associées et que nous décrirons plus loin, entre dans le domaine des niveaux post-maximum würmiens du Drac.

III.6.3.5. Cônes de déjection . Comme les serres, les glacis et les terrasses, les cônes de déjection sont un des traits importants de la morphologie et de la stratigraphie du Trièves. Ils sont omniprésents, leurs ravins mordant sur tous les versants du pourtour de cette cuvette. Leur intérêt, exceptionnel ici, est qu'ils appartiennent manifestement à plusieurs ensembles se reliant à l'amont de terrasses et de remplissages alluviaux divers.

Les deux plus importants, les plus nets et les plus démonstratifs aussi, sont relativement récents. C'est le cône du Fau au S du col du même nom, et celui de St-Maurice-en-Trièves.

Le cône du Fau, issu des gorges du Bacconet, ravine la marge nord du grand glacis de Vicaire et les argiles lacustres qu'il recouvre partiellement sous Martine. C'est apparemment la dernière construction torrentielle locale, le torrent du Riffol étant très peu encaissé à l'amont dans le cône même, la remontée d'érosion depuis l'Ebron commençant juste à le mordre en aval. Son intérêt réside surtout dans sa structure et son matériel dont on a vu qu'ils sont très semblables à ceux du grand glacis de Vicaire (fig. 104).

Le cône de St-Maurice présente la même morphologie. Il descend du ravin du Grand-Préfury, son torrent (le Bouson) y étant très peu encaissé. A l'aval du village ce cône passe à une terrasse alluviale (Mas-des-Chauds) dont les cailloutis calcaires, peu émoussés mais roulés, sont d'un faciès proche de ceux de la terrasse de Prébois. Mais, surtout, il vient recouvrir les argiles lacustres exactement comme cette terrasse à laquelle sa surface se raccorde, de l'autre côté de l'Ebron. Ainsi on peut suivre d'une façon continue la terrasse de Prébois dans le cône de Saint-Maurice (fig. 105). Ils correspondent à la même phase d'alluvionnement torrentiel, dont le niveau de base local était l'Ebron, régional le Drac et général le lac post-maximum würmien du Grésivaudan. Le cône du Fau, situé dans la même position stratigraphique et morphologique, appartient à cet épisode également.

III.6.3.6. Les glacis . Le Trièves était déjà connu comme une région où existent des glacis " moins beaux que dans le Bochaine ou le Diois " (J. MASSEPORT, 1964, p. 132). Evidemment ils sont de dimensions beaucoup plus modestes mais n'en sont pas moins fort intéressants car, contrairement à ces derniers, leur partie amont (racine) a généralement été conservée, bien qu'ayant subi l'atteinte de l'érosion. De plus le Diois est une région qui n'a jamais été englacée, contrairement au Trièves. Connaissant donc les périodes d'englacement de notre région, nous pourrons peut-être verser quelques pièces au dossier encore si controversé des glacis.

Dans l'Ebron moyen, le glacis le plus spectaculaire est celui de Vicaire, déjà décrit. Mais nombreux sont les bas de versants du Trièves méridional qui offrent cette topographie caractéristique, notamment le versant nord de la montagne de l'Aup et le versant est du Vercors, au S de Clelles.

Les plus caractéristiques se trouvent à Monestier-du-Percy. Là on voit le serre supérieur (alluvions anciennes II) formant une très nette terrasse se prolonger en amont, en direction du versant, par une surface inclinée doucement, se relevant de façon progressive (Odolaye), et venant buter contre la retombée de la montagne de Barral (fig.106). Ce glacis, en relation avec la terrasse, montre un matériel local à galets et petits blocs plus ou moins émoussés dont on peut voir le faciès dans plusieurs anciennes carrières de part de d'autre de la ferme d'Odolaye. Bien entendu, en surface, on ne trouve qu'un pavage de blocs calcaires et de cailloutis dont la taille va régulièrement croissant vers l'amont. La pente superficielle, à proximité du versant, atteint 16,5 % (moins de 10°), soit beaucoup moins qu'une pente d'éboulis, et analogue à celle du cône de déjection des Touches (St-Maurice). Le matériel clastique de ces glacis est très épais (plusieurs dizaines de mètres, on ne connaît d'ailleurs pas leur substratum). Enfin, à l'amont, ils poussent des pointes dans les nombreux ravins qui entaillent les marno-calcaires jurassiques. Cependant, dans la majorité des cas, leurs racines butent par une rupture de pente non contre le versant rocheux mais contre une autre formation clastique de même nature et de même faciès, à morphologie très effacée, plaquée, directement contre le substratum et conservant seulement un semblant d'allure superficielle en cône (notamment dans les ravins du Rochasson, du Chapotet et au-dessus de St-Maurice-en-Trièves). Manifestement il y a là une formation de même type, plus élevée encore, démantelée et qui correspond peut-être aux alluvions élevées du Drac (I) et du Trièves.

Encaissés dans ces glacis (II), il en existe une autre série, intermédiaire, ravinés eux aussi par le glacis inférieur correspondant à la terrasse de Prébois. Le type en est celui qui domine le village de Lalley, qui ravine celui de la Commanderie, plus au N, ce dernier aboutissant à l'aval au serre du Sang (II). Le glacis de Lalley, très penté parce que très court (18 % ou 10°) ne se raccorde à rien en aval. Il est recoupé à son tour par le cône (ou glacis) supportant le village de Lalley, équivalent de celui de St-Maurice. Ce glacis intermédiaire semble plonger sous le remblaiement récent, qui l'ennoierait donc (fig.107). Mais les plus beaux représentants de ce dernier type sont ceux qui garnissent le pied nord de la montagne d'Avers.

Ce versant , entre l'Ebron et le ruisseau de la Croix-Haute, est garni par une série de glacis à pente assez prononcée (26 % ou 12,5 °) et bien conservée. On voit, en amont, leurs racines s'insinuer dans les ravins qui descendent du sommet du Tournavon, actuellement secs et non recreusés ou presque. Ils n'ont donc pas subi d'érosion linéaire (ou très peu) depuis leur formation. On peut observer leur matériel constitutif dans plusieurs petites carrières situées à divers niveaux.

Le long de la route Lalley-Avers le matériel est un cailloutis calcaire de petite taille (moins de 10 cm), plus ou moins roulé mais bien émoussé, bien lité parallèlement, les lits étant pentés exactement comme le versant. La matrice est sableuse, grossière ou moyenne, très abondante, formant des lits ou des bancs sans cailloutis. Un peu plus haut sur le glacis, cote 860-870, la même formation est encore plus fine, plus sableuse et mieux stratifiée. Il est donc évident qu'il s'agit d'un matériel alluvial bien étalé et trié. L'origine très locale indique, avec la morphologie, qu'il est issu des calcaires kimméridgiens et tithoniques du Tournavon, étalé par les torrents qui descendaient les petits ravins aujourd'hui secs. La surface de ce glacis, également, semble plonger sous le niveau de la terrasse d'Avers qui prolonge celle de Prébois et ravine ce dépôt torrentiel en même temps qu'elle ennoie sa partie inférieure, au-dessous de la cote 780 (Fig. 108).

Ce glacis intermédiaire semble ne se raccorder à rien morphologiquement ni stratigraphiquement. Cependant on sait qu'il est compris entre la formation du haut glacis (II) et de la terrasse de Prébois correspondant aux grands cônes de déjection locaux. Or, entre ces deux ensembles, il y a le second remplissage des vallées fossiles (III),

l'alluvion inférieure présente partout en Triève. Par analogie avec les serres et le glacis supérieur donc (matériel, pente, emboîtements respectifs), on peut estimer que les glacis intermédiaires correspondent à ces alluvions inférieures (III) dont ils seraient les racines torrentielles. Ainsi, à chaque glacis correspondrait une terrasse tout comme ces dernières reçoivent l'apport des cônes de déjection.

Etant donnée l'énorme épaisseur (plusieurs dizaines de m, parfois plus de 100 m) du dépôt détritique torrentiel et même fluviatile (ou à tendance fluviatile nette), il ne peut s'agir que de formes de construction. Ce sont donc des glacis d'accumulation indubitablement. N'y aurait-il donc aucun glacis d'érosion (même couvert) en Trièves ?

Il n'y en a pas dans le sens de ceux qui existeraient en Diois (J. MASSEPORT,1960). Pourtant une coupe permet de voir une surface de glacis tranchant horizontalement la roche en place (Terres-Noires). A l'W de Longefond, une petite carrière excave le versant et le glacis supérieur de Malaure, le long de la RN 75. Là, sur une section transversale et longitudinale, on voit le substratum taillé en plan parallèlement à la surface topographique inclinée et couvert par une mince couche (1 à 2 m) de matériel local (Jurassique supérieur) mal lité , assez hétérométrique et cependant de caractère torrentiel. Localement, le plancher de ce glacis est un plan.

En de multiples autres endroits, la roche en place marneuse apparaît au milieu des glacis. Souvent elle est aplanie dans le prolongement même de la surface topographique (Longefond, le Percy, le Serruya, Champ-de-la-Geline, etc...) mais ces affleurements sont très limités . Tout à côté, le matériel torrentiel de glacis redevient très épais, de sorte qu'il semble ennoyer une topographie antérieure fortement inégale, et tronquer la partie supérieure de pointements rocheux. Il semble donc que, sur une seule observation, on ne puisse déduire la planeité du socle des glacis. Au contraire, ce socle apparaît généralement très raviné.

Tous les caractères que nous venons d'observer sur les glacis du Trièves permettent d'avancer une hypothèse bien peu hardie. Ces constructions ne seraient que d'anciens cônes de déjection, la morphologie superficielle et la structure permettant de la constater comme une évidence. Tous les intermédiaires existent entre les glacis et les vrais cônes subactifs. Leur origine torrentielle ne saurait donc faire de doute.

Dans plusieurs régions les glacis se relèvent régulièrement et si fortement en amont qu'ils paraissent se raccorder directement aux versants. En fait il semble que ce soit le cas général, toujours évoqué et schématisé (J. MASSEPORT,1964), bien que cela commence a être contesté (E. DUMAS, 1967). En Trièves nous avons la chance de posséder les deux types, ceux à morphologie de cône torrentiel, les plus fréquents, et ceux à raccord (réel ou apparent) direct au versant. On peut l'observer sur les glacis qui dominent Clelles et qui montent à l'assaut de la corniche tithonique du Platary. Aucune rupture de pente n'est visible, ni sur le terrain ni sur les cartes détaillées et les photos aériennes. Serions-nous là en présence de glacis-versants ? L'observation sur place montre une surface entièrement constituée par des éléments locaux identiques à ceux d'aval, à faciès éboulis de plus en plus net vers l'amont. Mais ce versant, boisé à partir d'une certaine altitude (950m), ne permet pas de faire des observations très fines. Nous pensons avoir résolu ce petit problème grâce aux glacis de versant, de même nature mais absolument nus, qui existent en certains endroits du Dévoluy et qui permettent ces observations (cf.II.11.2.2.).

La région du bas et du moyen Ebron est donc très riche en formations quaternaires et sa morphologie est des plus instructive. Nous avons pu y retrouver l'une des seules traces de glaciations anciennes du Trièves, les trois ensembles alluviaux anciens (pré-maximum würmiens) de la vallée du Drac, correspondant à trois niveaux de glacis étagés et emboîtés

Il y existe aussi le remplissage argileux lacustre et les formations post-maximum würmiennes y sont représentées par des terrasses bien développées, correspondant aux basses terrasses du Drac et se raccordant en amont à des cônes de déjection parfaitement individualisés. Enfin, nous y avons vu que les réseaux hydrographiques anciens y sont, contrairement à celui du Drac, plus encaissés que le réseau actuel.

III.6.4. LE BASSIN DE MENS (Vanne).

Le troisième ensemble morphologique du Trièves est le bassin de la Vanne, qui prend naissance sous l'Obiou (Dévoluy). C'est aussi une petite région naturelle isolée, séparée du défilé du Drac par une série de cols élevés, comme du Beaumont d'ailleurs, et de l'Ebron par une arête rocheuse prolongeant le Dévoluy (Menis) à l'E de Prébois jusqu'à la corniche bajocienne du Grand-Fays.

Comme dans l'Ebron, mais beaucoup moins aisément, on retrouve localement deux cours fossiles de la Vanne. Cette petite région présente un intérêt particulier du fait que les alluvions très élevées (I) atteignent undéveloppement exceptionnel.

III.6.4.1. Alluvions élevées. La bassin de la Vanne est séparé du Drac par une zone montagneuse creusée par une série de cols élevés (Cornillon, 885 m, Combe-d'Andrieux, 857m, Thaud, 882 m, Accarias, 892 m, Collet-d'Hérans 934 m) dont certains sont de vraies plateformes subhorizontales (Combe-d'Andrieux, Thaud, Accarias). Cette morphologie très spéciale en des lieux aussi élevés nous avait fait soupçonner qu'il pouvait s'agir de colmatages anciens. Or nous avons pu observer en de multiples endroits que, partout, le substratum de ces aplanissements

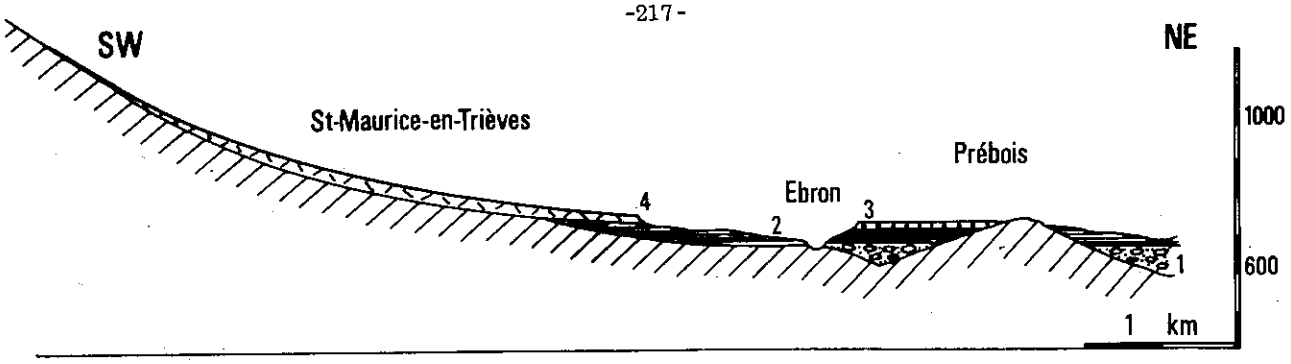


Fig. 105. COUPE DU CONE DE DEJECTION DE ST-MAURICE-EN-TRIEVES (4) montrant son raccord avec la terrasse de Prébois (3).
1. cailloutis III (W I), 2. argiles glacio-lacustres (W II), 3. terrasse de Prébois (W III), 4. cônes local de St-Maurice (W III).

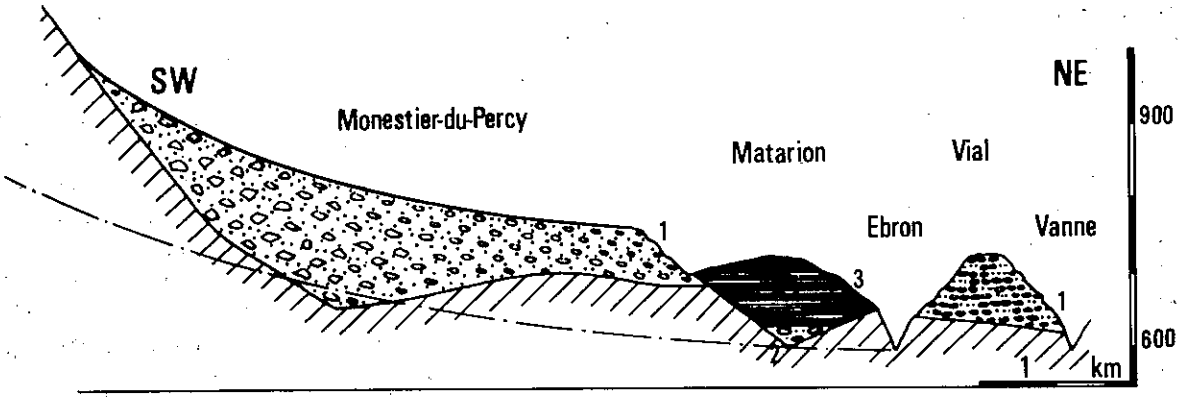


Fig. 106. COUPE LONGITUDINALE DU GLACIS DE MONESTIER-DU-PERCY. Relations avec les autres formations du Trièves.
1. glacis de Monestier correspondant au Serre de Vial (cailloutis II, R II), 2. cailloutis III (W I), 3. argiles glacio-lacustres (W II).

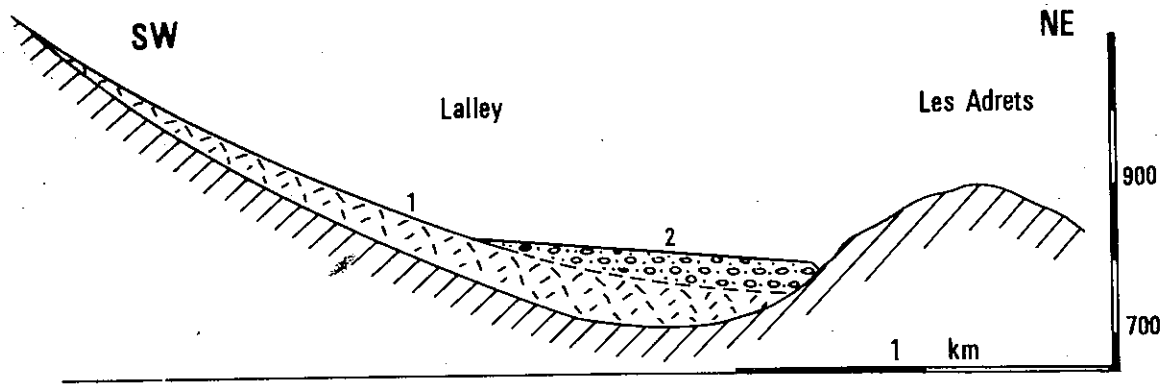


Fig.107. COUPE DU GLACIS DE LALLEY (1) montrant son ennoyage sous la terrasse de Prébois (2) d'où les datations : (1) = cailloutis III (WI) car (2) = W III, les argiles glacio-lacustres (W II) n'étant pas représentées ici.

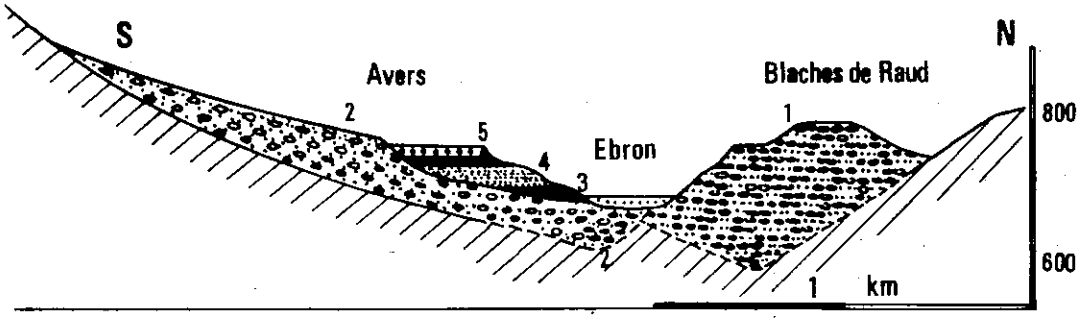


Fig.108. COUPE LONGITUDINALE DES FORMATIONS D'AVERS.
1. cailloutis élevés (RI), 2. glacis d'Avers (= cailloutis III, WI), 3.4. ensemble argilo-sableux glacio-lacustre (WII), 5. terrasse inférieure de Prébois (W III).

était alluvial, de faciès d'ailleurs variables d'un point à l'autre. Mais, surtout, nous avons pu observer des alluvions typiques à une altitude encore plus grande à l'E du Serre-Vulson (Fig. 109).

Le chemin qui mène du col Accarias au Serre-Vulson suit une petite croupe arrondie, peu pentée, montrant en surface et dans une ou deux petites coupes (le Collet) une alluvion typique à petits galets très bien arrondis (1-3 cm), polygéniques, accompagnés de galets un peu plus gros et de quelques petits blocs polygéniques également. La stratification horizontale est bonne, la matrice sableuse abondante et l'ensemble est localement cimenté. On trouve cette formation jusqu'à l'altitude 950-960 m, où elle disparaît sous les éboulis du Serre-Vulson. Il ne peut s'agir là que d'un témoin résiduel d'une ancienne terrasse du Drac très élevée. En effet, la terrasse de Saint-Jean-d'Hérans, quelques kilomètres plus au N et qui représente le plus haut alluvionnement du défilé, n'est qu'à 800 m. Mais, au Serre-Vulson, la forme en terrasse n'est pas conservée. En surface et vers le haut apparaît un sol rouge-brun sablo-limoneux, mais aucune coupe ne permet d'en apprécier la puissance.

Des cailloutis de même type colmatent le Collet-d'Hérans (934 m), affleurent à Pierre-Vulson (875 m) et sur un niveau taillé dans le substratum au-dessus du col de Cornillon (913m). On voit que, s'il s'agit de la même nappe, les différences d'altitudes (875-934m) traduisent une formation très épaisse colmatant une topographie irrégulière.

Ailleurs ce sont des cailloutis uniquement calcaires, donc locaux, que l'on observe dans quelques coupes. Ainsi, au col Accarias même, il y a une formation à petits cailloutis peu émoussés, lités, et bancs sableux, affleurant jusque vers 920 m. Des galets calcaires bien arrondis affleurent dans le ravin du ruisseau des Veyres, cote 810-830, sous Pierre-Vulson, au col du Thaud (cote 860-870), mais surtout ils forment le grand aplanissement du Château de Cornillon. Au N du Grand-Oriol, une fondation creusée cote 855 nous montre un cailloutis à galets calcaires seulement, bien roulés et bien lités, de petite taille (7-8 cm), très homogènes. Vers le Château, sur la même surface, une coupe plus haut située (884m) tranche un matériel beaucoup plus grossier, assez mal lité, avec petits blocs émoussés (50cm), et mal distribués dans une matrice limoneuse. Quant au col de Combe-d'Andrieux (857m) il est parsemé de cailloutis locaux auxquels se mêlent quelques rares petits blocs cristallins. Son profil plat suggère qu'il s'agit vraiment d'un comblement élevé, moins cependant que le supérieur (100m en-dessous), différent tant sur le plan morphologique que lithologique. Nous serions en présence, en réalité, de deux ensembles perchés indépendants.

III.6.4.2. Moraine alpine élevée. Une seule coupe, celle du Thaud au S du Serre-Vulson, montre une moraine indubitable, cote 920 m. Il s'agit d'une grande carrière qui, sous des formations complexes de versant, atteint un soubassement, formé par une moraine à gros blocs de cristallin et de calcaire, avec galets striés, emballés dans une matrice fine jaunâtre. Apparemment aucune altération n'atteint cette moraine (cependant quelques gros blocs cristallins de l'ancienne carrière sont presque arénisés en surface) mais elle est scellée sous une couverture de produits de versant, remaniant d'ailleurs des éléments de calcaire noir bien roulés, très arrondis même pour les plus petits (1cm), indiquant qu'ils dérivent d'une ancienne alluvion et non d'éboulis, épaisse et présentant de larges niveaux consolidés (fig. 110).

L'altitude de cette moraine (920m au minimum), le fait qu'elle se trouve topographiquement plus basse que les alluvions alpines élevées du Collet, très proches (950m) et exemptes de toute couverture indique que cette moraine est un lambeau résiduel provenant d'un dépôt antérieur à l'épandage de la nappe supérieure de galets alpins. Etant donné son altitude minime, on ne peut lui conférer un âge plus ancien que le Riss (le glacier würmien n'est pas parvenu en Trièves).

III.6.4.3. Pseudo-moraines locales. Dans le haut bassin de la Vanne (Longueville), sous les sommets les plus élevés du Dévoluy (Obiou 2790 m, Chatel 1937 m), la carte géologique indique des moraines (G14) " d'une légère crue post-würmienne des glaciers locaux " (Feuille Vizille, 1/80 000°). Il s'agirait donc ici de moraines du cirque de la Vanne. Or aux endroits indiqués(Grange-Borel, Longueville, Rochassac), on ne reconnaît aucune moraine fut-elle locale (calcaire).

A Longueville, il s'agit d'une portion du grand glacis de Montmeilleur dont quelques blocs calcaires de taille modeste parsèment la surface, qui a été prise comme telle, peut-être à cause d'un effondrement d'une petite partie du versant donnant une topographie confuse au-dessus de Longueville même (Champ-Bourget).

A Grange-Borel, sous le Châtel, existe bien un chaos de blocs calcaires (Jurassique supérieur) reposant sur un soubassement rocheux disloqué. Là, il s'agit de l'effondrement en masse de l'extrémité sud-ouest du Châtel, dont on voit la niche d'arrachement dans les falaises de Pomarey, le tassement ayant amené la dislocation des bancs calcaires épais et résistants ainsi qu'un bouleversement superficiel d'apparence morainique.

C'est la même chose à Rochassac où tout le versant ouest de l'arête qui court du sommet de l'Obiou à l'Aiguille s'est affaissé sur lui-même, dans les calcaires marneux du Berrias, entraînant une partie du recouvrement transgressif sénonien qui s'est disloqué en blocs. Ce tassement spectaculaire n'a pas moins de 1500m de largeur. Son aspect gaufré en surface mime parfaitement une topographie morainique " chaotique ".

Enfin, au serre de Romeyer, sous ce tassement, c'est encore un résidu des glacis d'accumulation qui a été pris pour

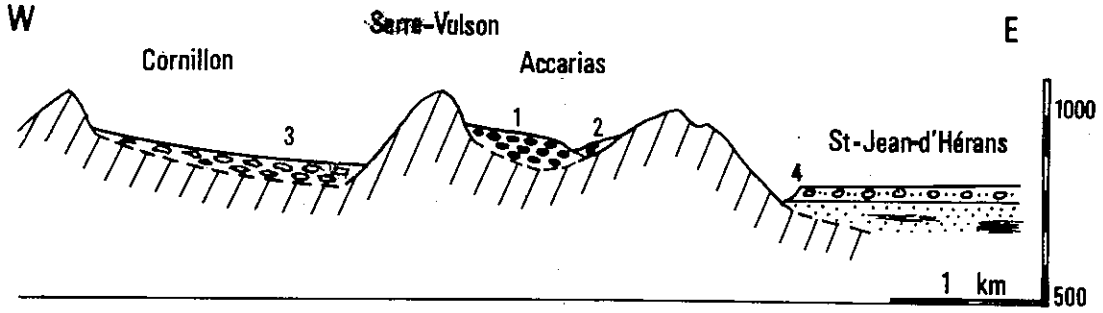


Fig.109. COUPE TRANSVERSALE DES FORMATIONS ELEVEES DU TRIEVES.
1. cailloutis alpin très élevé du Collet, 2. cailloutis locaux du col Accarias, 3. cailloutis locaux de Cornillon (1,2 et 3 = R 1), 4. terrasse glacio-lacustre du maximum de Würm (W II).

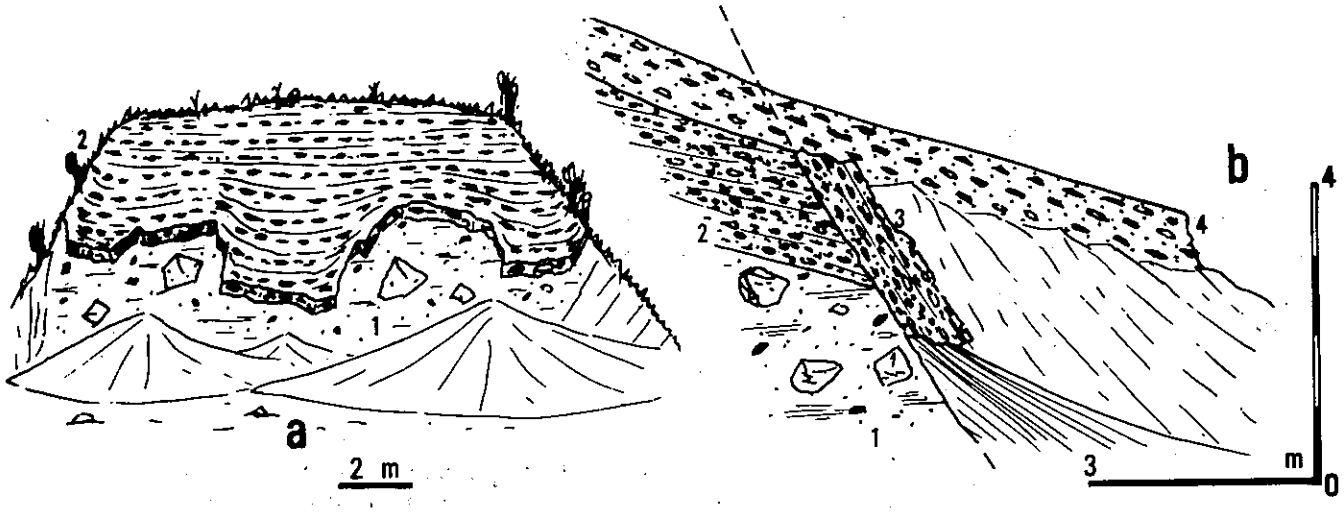


Fig. 110. CARRIERE DU THAUD . Moraine rissienne et formations de versant.
a. vue de face, 1. moraine alpine (RI), 2. cailloutis local superposé ,
b. coupe, 1. moraine alpine (RI), 2. cailloutis local superposé (ancienne terrasse, cataglaciaire R I), 3. bloc effondré de (2) sur un paléo-versant, 4. grèze supérieure à éléments de (2) et locaux.

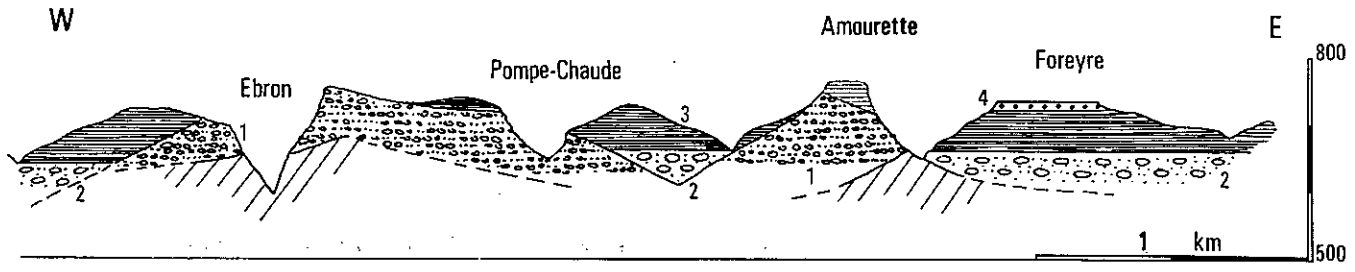


Fig. 111.COUPE TRANSVERSALE GENERALE DU TRIEVES.
1. cailloutis II des Serres (R II), 2. cailloutis III (W1), 3. argiles glacio-lacustres (W II). On voit bien l'emboîtement de (2) et (3) dans (1), coupe de Pompe Chaude. 4. terrasse inférieure (WIII).

Fig.112. PROFILS SCHEMATIQUES DES GLACIS DU TRIEVES.

a) Bassin de la Vanne supérieure.
1. glacis de Menglas (RI), 2. glacis de Montmeilleur (RII), 3. glacis de Milmaze (suite de (2), 4. glacis des Vignasses (W I), 5.6. terrasse de la Vanne (W III), 7. talweg de la Vanne.

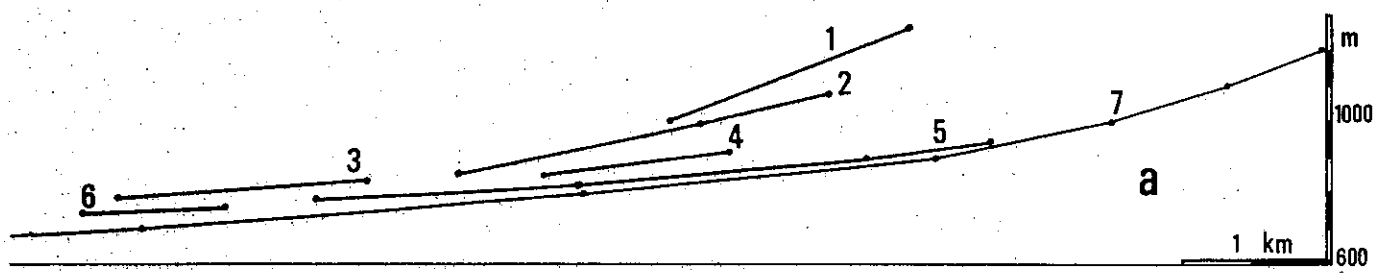
b) Ebron supérieur.
1. glacis des Blaches de Raud (R II), 2. serre de la Chapelle =(1), 3. serre de Raffin = (2), 4. terrasse d'Avers (W III), 5. terrasse de Prébois = (4), 6. terrasse de Château-Bas (W IV ?), 7. talweg de l'Ebron.

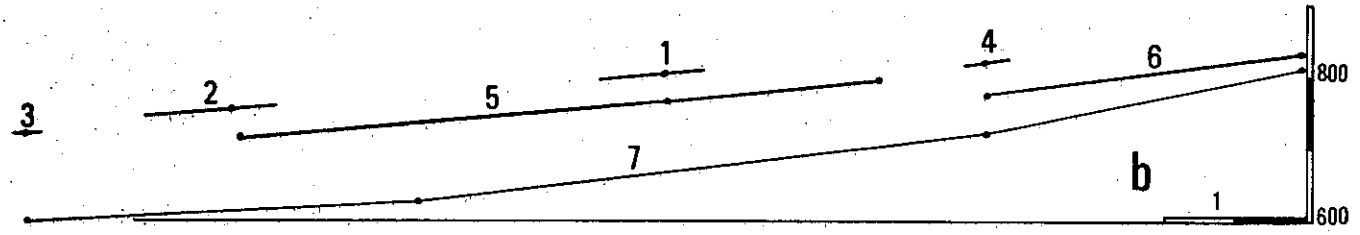
c) Grands glacis de la Vanne (le substratum est hachuré).
1. glacis supérieur de Menglas (pente moyenne 15 %), 2 . glacis inférieur de Menglas, 3. glacis de Montmeilleur (pente moyenne 10 %), 4. Vanne (lit majeur).
Les pentes respectives de ces glacis indiquent que le glacis supérieur s'est façonné avant que le haut bassin de réception de la Vanne soit aussi reculé que lors du façonnement de celui de Montmeilleur et a fortiori qu'actuellement.

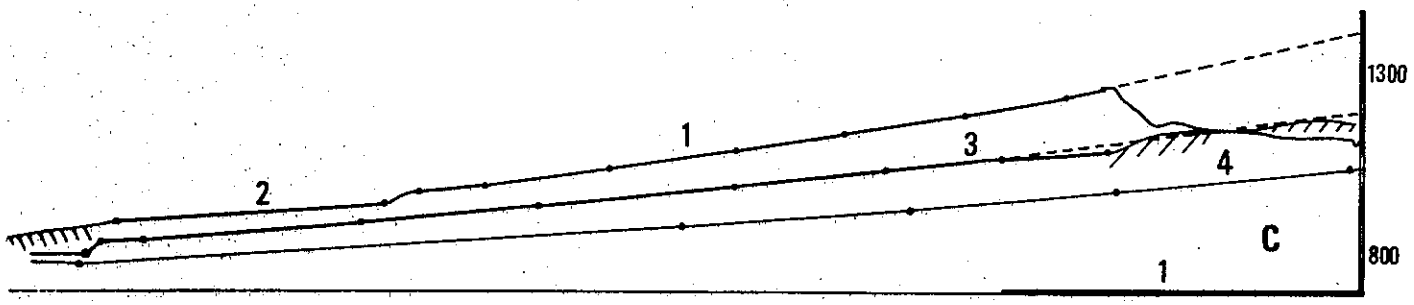
d) Profils comparés des glacis de la Chapelle (1) (= Montmeilleur) et des Vignasses (2), montrant le raccordement de ce dernier (trait interrompu) avec un alluvionnement plus profond (W I) que la terrasse de St-Beauvais (3 : t de Prébois, W III).

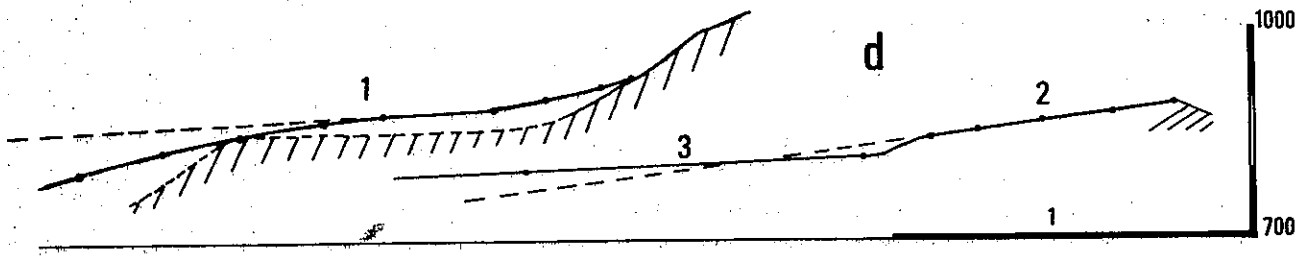
e) Raccordement des cônes de déjection (Bonnichère, 1), à la terrasse de la Vanne (St Baudille, 2 = Prébois W III) et encaissement du lit majeur de la Vanne.

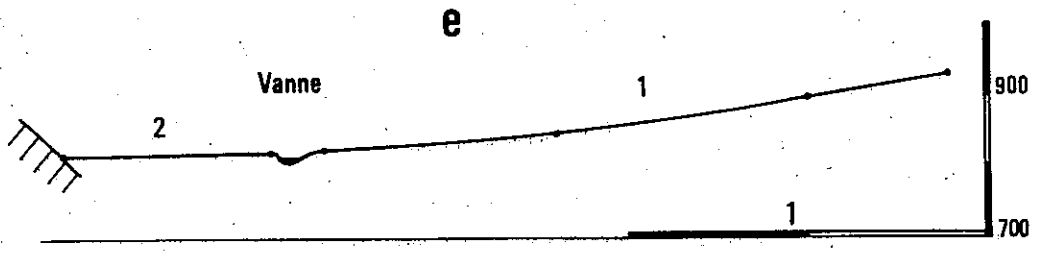
f) Glacis et terrasses du bassin de Tréminis (Haut-Ebron).
1. glacis supérieur (W I ?), 2. glacis inférieur (W II ?), 3. terrasse du Temple (WIII ?), 4. terrasse de Château-Bas et cônes associés (W IV ?), 5. talweg actuel de l'Ebron (lit majeur).

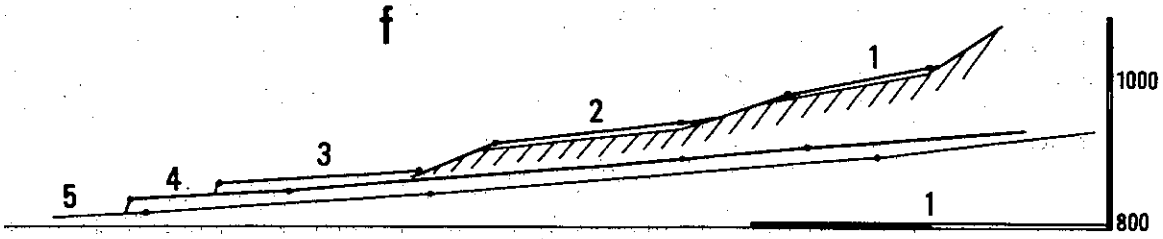

1
2
3
4
5
6
7
a
m
1000
600
1 km


1
2
3
4
5
6
7
b
800
600
1


1
2
3
4
c
1300
800
1


1
2
3
d
1000
700
1


e
Vanne
1
2
900
700
1


f
1
2
3
4
5
1000
800
1

de la moraine. Aucune moraine locale n'existe donc dans ce bassin. Cela n'est pas étonnant lorsque l'on sait que son altitude moyenne, très faible (1350 m pour la Haute-Vanne, 1025 m pour le bassin entier), ne lui permettait pas de nourrir d'importants glaciers.

III.6.4.4. Les alluvions anciennes. Deux anciens cours de la Vanne ont pu être mis en évidence. On devrait donc retrouver, comme dans l'Ebron, les traces des deux remplissages alluviaux anciens. Or, sauf tout à fait à l'aval, il est quasiment impossible de différencier les deux ensembles.

L'ensemble ancien supérieur (II) ne pénètre pas dans la Vanne au-delà de Milmaze. Il forme le serre de l'Amourette (cote 761) où l'on peut voir, dans les ravins, l'accumulation calcaire à galets plus ou moins bien émoussés, ici déjà peu arrondis mais bien stratifiés cependant, à matrice sableuse, très homogènes sur toute leur épaisseur (90 m visibles au moins). L'ensemble inférieur ne se montre que le long de la route de Mens, au lieu-dit Chante-Merle où sa cote supérieure ne dépasse pas 640 m. Ensuite la route entaille le versant rocheux en amont duquel on ne retrouve plus que les glacis (fig.111).

Le serre de l'Amourette (761m) correspond à celui de la Chapelle de Prébois (757m). En amont, il s'appuie sur l'arête rocheuse de Garcinière. C'est de l'autre côté de l'Amourette, sur le serre de Milmaze (784m), qu'il faut chercher son équivalent. Or ce serre de Milmaze correspond déjà à un glacis dont il a la forme superficielle ainsi que la structure (ennoyage par une grande masse de cailloutis calcaires de type torrentiel d'une topographie en creux dans un substratum rocheux). Par contre, on ne retrouve pas, de ce côté-ci de la Vanne, les alluvions très élevées de rive droite.

Quant au niveau ancien inférieur (III), il n'affleure de façon évidente que le long de la Vanne, à proximité du confluent de l'Ebron, ne dépassant pas l'altitude 640 m et recouvert horizontalement par les argiles lacustres.

III.6.4.5. Les glacis . Comme la rive gauche du moyen-Ebron, le bassin de la Vanne est le domaine d'immenses glacis beaucoup moins réguliers cependant bien que parfaitement reconnaissables. Les mieux conservés se développent au SE de Mens, sur la rive droite de la rivière qu'ils dominent de leur entablement rectiligne. On peut distinguer trois niveaux de glacis étagés (Fig. 112).

Le premier niveau (le plus élevé) est celui de Menglas, dont la racine atteint la cote 1280 au N de Longueville, où elle semble raviner (et recouper) la masse effondrée de la partie sud du Châtel, sous Grange-Borel. Il est réduit à l'état d'une lanière encore très plane au sommet, de pente moyenne un peu moins de 15 % (8,5°). Le matériel est uniquement local, cailloutis et petits blocs calcaires peu roulés, mais émoussés, mal stratifiés, présentant cependant une homogénéité prouvant un tri déjà poussé ; très épais, sa puissance visible dépasse largement 60-80 m (au-dessus du hameau des Sagnes). A Menglas même, ce glacis est raviné par une vallée morte suspendue dépendant du niveau moyen. A l'aval, il est coupé de ses aboutissants (comme il l'est de ses tenants à l'amont) par la terrasse inférieure de Mens. Au N du village sa surface se raccorde à un aplanissement façonné dans le substratum rocheux (cote 944) comme cela a été vu fréquemment en moyen Ebron. A l'amont, sa racine est sectionnée par le haut ravin de la Vanne.

Le haut niveau de glacis est représenté par le grand éventail de Montmeilleur, dominant St-Baudille-et-Pipet de sa masse imposante. Vers l'amont, ce glacis est encaissé de plus de 100 m dans le précédent tandis qu'à l'aval il l'est beaucoup moins, car sa surface est bien moins inclinée (10 à 11 % seulement, ou 6°). Mais l'entablement supérieur est bien conservé quoiqu'irrégulier car parcouru radialement de petites vallées mortes (chenaux secs) peu encaissées (20-30 m), témoignant d'une phase d'érosion linéaire superficielle après l'édification de l'ensemble. Sa structure est observable en plusieurs petites coupes (Figaro, Terre-de-Lobre). On y voit un cailloutis calcaire assez homométrique, mal stratifié dans une matrice sableuse abondante, avec quelques petits blocs roulés, le tout de faciès torrentiel. La taille des éléments va décroissant fortement vers l'aval tandis que l'émoussé et l'arrondi se perfectionnent ainsi que le calibrage et la stratification. On s'en aperçoit dans la petite coupe de la Plaine-du-Serron, un peu à l'W du Château-Montmeilleur, où le faciès est déjà franchement alluvial avec bancs alternativement sableux et caillouteux et un matériel grossier devenu de véritables galets.

Le troisième niveau de glacis, beaucoup moins bien représenté, est cependant des plus nets aux Vignasses, rive gauche de la Vanne à l'W de St-Baudille. Le matériel détritique, toujours très épais (50 m au moins), est ici très homométrique et très peu grossier (quelques cm), allant de pair avec une surface encore moins inclinée (7 % ou 4°). Ce niveau ne semble se retrouver, et encore de façon assez douteuse, qu'à St-Genis à l'E de Mens.

Tout le bassin supérieur de la Vanne et de la rivière de Mens, en amont de leur confluent, est ainsi constitué par un ensemble de glacis qui s'appuient sur les versants éboulés du Dévoluy. Le glacis supérieur (I) semble se retrouver en de nombreux endroits notamment rive gauche de la rivière de Mens, mais ses formes sont extrêmement émoussées et abîmées le plus souvent. Cependant les versants très adoucis sont formés de ce matériel même. Le glacis moyen (II) se retrouve au-dessus du Perrier, où il correspond manifestement au remblaiement élevé de Prébois. Quant au glacis inférieur (III), il est soit rapidement recouvert par le colmatage argileux, soit raviné par les formations des terrasses récentes bien développées ici avec leurs cônes de déjection assosiés.

III.6.4.6. Les argiles lacustres. Comme dans l'Ebron ces argiles recouvrent les alluvions anciennes inférieures (III), noient les alluvions anciennes supérieures (II) dont elles ne peuvent ici atteindre le sommet , plus élevé généralement que la cote 750 (Milmaze 784 m, Amourette 761 m), ainsi que le pied des deux glacis supérieurs, notamment sous Mens, et sont recouvertes à leur tour par les nappes caillouteuses des basses terrasses.

On les observe le mieux le long de la route de Mens où elles donnent lieu à d'importants glissements superficiels. Elles s'insinuent dans toutes les vallées et vallons qu'elles remplissent jusqu'à leur cote supérieure de 750m (Vanne, Amourette, rivière de Mens, etc...).

III.6.4.7. Basses terrasses et cônes de déjection. De nombreux lambeaux de basses terrasses analogues à celle de Prébois par leur altitude relative, leur pente, leur structure (recouvrant les argiles lacustres) existent dans le réseau de la Vanne. La plus caractéristique et la principale est celle sur laquelle la ville de Mens est bâtie (775m). On la retrouve à Haut-Banchet (753m), à la plaine de Foreyre (735m), puis à St-Baudille-et-Pipet (840m), st-Beauvais (800m), le Perrier (780m), etc... Partout cette terrasse ravine les formations antérieures, ce qui est très visible à St-Baudille (Fig. 113). Plus encore qu'à Prébois, les terrasses de la Vanne, qui appartiennent toutes à ce même niveau, ne sont généralement que des lambeaux étroits couronnant des versants glissés. C'est que leur couverture alluviale est mince et les argiles sous-jacentes épaisses. Ainsi, à Mens même, le versant nord de la terrasse est affecté par une loupe de glissement large de 200 m qui atteint juste les premières maisons.

D'aval en amont l'étagement de cette terrasse au-dessus du talweg actuel décroit fortement (80 m à la plaine de Foreyre, une dizaine de mètres seulement à St-Baudille). Le long de la Vanne la terrasse se raproche du talweg de la rivière juste à la hauteur de Longueville (il s'agit d'ailleurs ici de sa partie amont, torrentielle, à faciès et pente de cône de déjection, 12,5 %). C'est que la pente générale (3 % environ) est beaucoup plus faible que celle de la rivière actuelle. Cela n'est pas étonnant puisque les terrasses de cet ensemble se raccordaient à un niveau de base lacustre élevé à Grenoble, alors qu'actuellement toutes les rivières (au moins avant l'ennoyage du Drac sous les lacs artificiels) sont en reprise d'érosion (Fig. 112 a).

En amont, cette terrasse passe dans toutes les ramifications du réseau hydrographique à des cônes de déjection récents mais stabilisés, issus soit de ravins secs, soit en cours d'incision par des ruisseaux maintenant minuscules. Les plus spectaculaires sont ceux du S de St-Baudille (Bonnichère, l'Aulane, la Touche), énormes, remplissant des ravins dont les bassins-versants de taille réduite ne nourissent plus que de petits ruisselets temporaires. Il en est de même le long de la Vanne supérieure jusqu'à Longueville et dans le très haut bassin sous le Châtel. On peut observer la structures de ces cônes, très alluviale (galets assez bien émoussés, matrice sableuse abondante, bon calibrage et bonne stratification) dans les deux carrières qui entament le bas niveau de glacis en amont du Perrier.

III.6.4.8. Le bassin local de Tréminis (Haut-Ebron) . Si le bassin de la Vanne pouvait encore être considéré comme ouvert par contre celui du Haut-Ebron, enfoncé largement dans le massif dévoluard et isolé du Trièves par un long et étroit couloir (5 km sur 0,5), paraît comme parfaitement isolé des influences extérieures. On n'y connaissait qu'un dépôt morainique local et un grand développement des cônes de déjection. De fait, sa relativement grande altitude (plus de 850 m en son point le plus bas) l'a toujours mis à l'abri des incursions lacustres würmiennes et de leurs dépôts argileux.

Pseudo-moraine locale.

Au centre du bassin, une colline basse et allongée aboutissant à Château-Méa et cernée de toutes parts par les cônes de déjection est définie comme une moraine locale (Feuille Die, 1/80 000°). On y trouve un semis de blocs d'origine alpine (cristallin), mais ni plus ni moins qu'ailleurs en Trièves. Or il ne s'agit pas de moraine. C'est un matériel calcaire exclusivement, bien calibré, de taille moyenne à petite (dm), lité et souvent consolidé en bancs. Il s'agit d'une ancienne alluvion torrentielle de même structure que celle des cônes. D'ailleurs, à quelque distance en amont, une colline du même type (Le Serre) mais un peu moins saillante avait été cartographiée avec les cônes de déjection.

Véritable moraine alpine.

En 1969 nous avons eu la chance de passer à Tréminis au moment ou des travaux étaient en cours le long de la route de Château-Méa au Serre, sur le flanc nord de la colline alluviale. Ils mirent à jour, à la base, une formation très argileuse, noire, riche en galets calcaires striés (Lias inconnu ici) et en blocs cristallins anguleux). Il est donc manifeste que l'alluvion torrentielle ancienne et peut-être les cônes recouvrent un soubassement de moraine alpine indubitable, l'altitude de 930m interdisant une incursion jusqu'ici des argiles lacustres. Or cette moraine alpine ne peut être würmienne. Elle est donc au minimum Riss. Et, fait très important, sa présence au niveau du talweg actuel prouve de façon formelle que le bassin local de Tréminis était au moins aussi creusé lors de l'extension glaciaire rissienne qu'aujourd'hui. C'est le troisième et dernier gisement de moraine alpine ancienne en Trièves (fig. 114).

Terrasses et cônes de déjection.

Un système relativement complexe de terrasses se développe dans les gorges de l'Ebron, se raccordant à celles du Trièves. Le niveau amont de la terrasse de Prébois (Avers, 780 m) se poursuit par les lambeaux de Vareille (800m) des Moulins (810 m), des Orgines supérieures (830m) pour se terminer à la terrasse sur laquelle est bâti Château-Bas (Le Temple, 860m). On peut en être certain, malgré les interruptions, par la présence d'une autre terrasse plus encaissée, continue entre Château-Bas (850m) et les Orgines (810m). Or cette basse terrasse de Château-Bas est celle qui se raccorde à l'amont, de façon continue, aux grands cônes de déjection du bassin de Tréminis.

Toutes ces terrasses se poursuivent en amont par des cônes dont certains sont très suspendus (Vareille, les Moulins, Orgines etc...) Aux Orgines même, un joli système de cônes emboîtés montre au moins trois niveaux différents (et peut-être quatre). Toujours est-il que ce système ravine le bas du versant garni lui-même d'une couverture détritique en relation continue avec le système des glacis d'Avers (III).

En amont de Château-Bas enfin, la terrasse du Temple (terrasse de Prébois) est dominée par deux niveaux plus élevés, taillés dans les marnes et marno-calcaires de l'Oxfordien et de l'Argovien et enduits par une couverture peu épaisse mais continue de cailloutis calcaires torrentiels. Cet ensemble, coupé de ses racines par l'érosion récente, est analogue aux glacis isolés que l'on rencontre dans les combes du Diois mais de dimensions beaucoup plus réduites. Il s'agit certainement de deux niveaux anciens des cônes de déjection (Fig.112 F). Enfin un joli phénomène d'érosion est en train de se poursuivre entre les hauts bassins de l'Ebron et de la Vanne. Pour des raisons difficiles à définir (il s'agit certainement du gonflement très supérieur du cône de l'Ebron, mieux nourri en amont par les énormes falaises de calcaire sénonien qu'il sape, alors que le cône de l'Aulagne ne creuse que les marno-calcaires argoviens très delitables et surtout peu épais ici), la racine amont du cône de l'Aulagne (Vanne), cote 1050 m, se trouve une centaine de mètres plus bas que la surface du cône de l'Ebron (les Pignards, 1150m). Or une très mince cloison de marnes argovienne les sépare encore, qui recule sous l'érosion régressive. Lorsque cette dernière l'aura abattue, une différence de niveau de plusieurs dizaines de mètres existera entre les deux bassins, de sorte que le Haut-Ebron aura la possibilité de s'engouffrer dans le bassin moyen de son affluent la Vanne. Il y a là un bel exemple de capture par déversement qui se prépare.

III.6.4.9. Formations de versant. Nous n'avons pas compris les glacis dans cette rubrique car, en Trièves, ce ne sont pas exactement des formations de versant. Ces dernières sont très peu nombreuses en fait et, outre les éboulis de simple gravité qui se trouvent uniquement au pied des grands escarpements calcaires (Sénonien et Tithonique) du Dévoluy, nous ne trouvons que quelques gisements d'éboulis ordonnés (grèzes) et, surtout, un nombre considérable de glissements et d'éboulements de versant. Les éboulis de gravité, qui ne posent aucun problème car ce sont les derniers dépôts quaternaires (actuellement stabilisés ou presque) sont cités seulement pour mémoire.

Eboulis ordonnés :

Contrairement aux versants du Sénépy, ceux du Trièves ne comptent que très peu d'éboulis ordonnés. Nous n'en connaissons que deux gisements, mais particulièrement intéressants : ceux de Roissard et du Serre-Vulson.

A Roissard, les grèzes sont localisées dans un seul affleurement le long de la route, au N du village juste sous le sommet et à l'E du Fays (1037m). Une grande carrière permettait d'y voir une formation à petites plaquettes centimétriques de calcaire noir, toutes disposées parallèlement en lits de pente assez faible vers le SW, bien homométriques, très compactées (il était difficile d'en prélever des échantillons tant les plaquettes étaient serrées), à matrice fine peu abondante, le tout très épais (plus de 15 m visibles) et très homogène du haut en bas. Nous pensons qu'il s'agit là d'une formation grézeuse typique. Morphologiquement, rien ne permet de la distinguer du substratum rocheux, le versant étant parfaitement régulier et enveloppant tant la grèze que le Jurassique moyen. Mais cette formation est surtout intéressante par ses rapports avec les autres dépôts quaternaires du Trièves.

Dans la Combe-Chamon on voit les grèzes recouvrir une formation alluviale à petits galets calcaires, bien stratifiée, à la cote 780 m. Or ce lambeau isolé ne peut se rattacher qu'à une formation ancienne, au moins équivalente du glacis de Vicaire. En réalité, elle peut être plus ancienne encore (I), non seulement à cause de son altitude élevée mais surtout par son faciès très alluvial (et non de glacis) le rapprochant des hauts niveaux du Trièves (Fig. 115).

A Serre-Vulson, la formation grézeuse intéresse également la partie sud-ouest de cette colline isolée. Comme à Roissard, la surface des grèzes se confond avec celle des roches liasiques à pendage ouest. L'intérêt de la coupe réside non seulement dans le fait que les grèzes recouvrent une moraine ancienne (cf. III.6.3.1.), mais surtout dans la nature même et le faciès de son matériel.

Car il ne s'agit pas d'une grèze ordinaire. Elle en présente évidemment la structure (lits alternativement plus fins ou plus grossiers, pendage faible de 20-25 % etc ...), mais ses éléments sont très spéciaux. On y trouve quelques fragments anguleux de roche cristalline mais surtout la masse principale est formée par un cailloutis à véritables galets calcaires noirs, bien arrondis, même les plus petits (1 cm). Ce ne peuvent être évidemment des

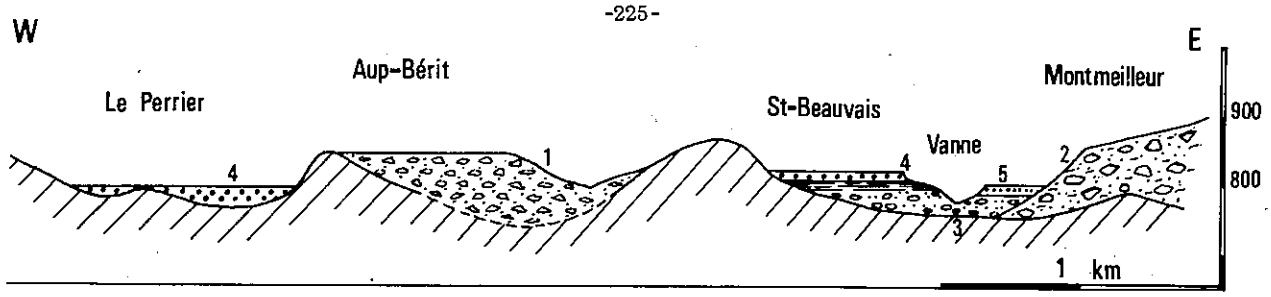


Fig.113. COUPE TRANSVERSALE DU BASSIN SUPERIEUR DE LA VANNE.
1. cailloutis II des Serres (RII), 2. glacis d'accumulation de Montmeilleur = (1)= R II), 3. cailloutis III (W I), 4. terrasse de St-Beauvais - le Perrier (= Prébois, W III), 5. basse terrasse de La Vanne (W IV ?).

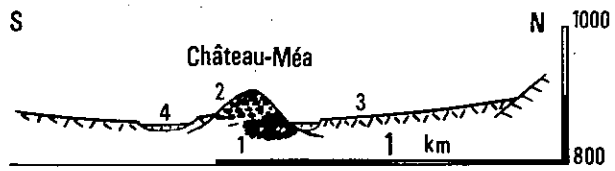


Fig. 114.COUPE DE LA BUTTE DE CHATEAU-MEA (Bassin de Tréminis).
1. moraine argileuse (R I ?),2.résidu de cône torrentiel (= terrasse du Temple), 3. cônes de déjection inférieurs (=terrasse de Château-Bas), 4. lit majeur de l'Ebron.

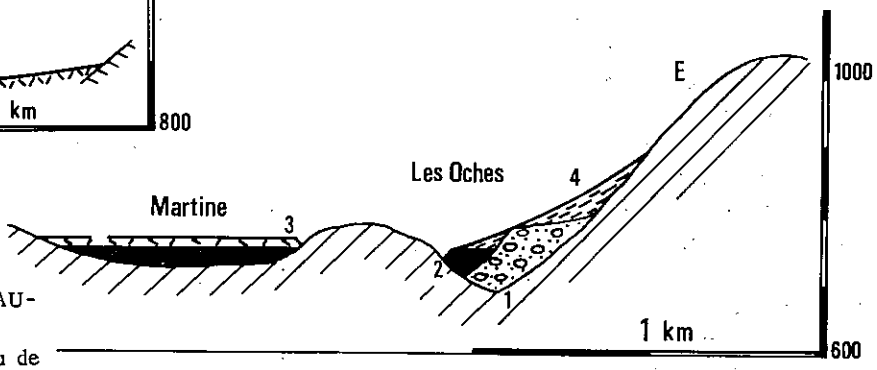


Fig. 115. COUPE DES OCHES (bassin du Fau).
1. cailloutis II du Drac (R II), 2. argiles glacio-lacustres (WII), 3. cône du Fau (W III), 4. grèzes des Oches.
On voit distinctement l'emboîtement de (2) dans (1), la superposition (par ravinement) de (3) sur (2) et la position morphologique de (4) par rapport à (3) d'où les rapports chronologiques suivants, sachant que (2) est du maximum de Würm (W II) : 1=RII (le RIII n'existe pas ici). 3=WIII, 4 = W IV.

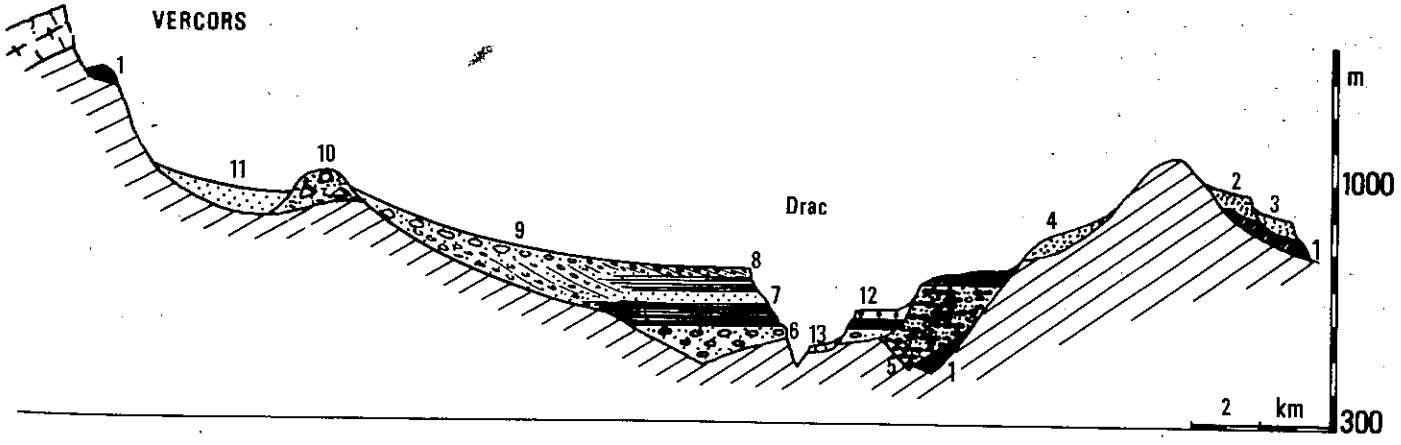


Fig.116. COUPE GENERALE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES DU TRIEVES.
1. moraine ancienne (R I ?), 2.3.4. alluvions élevées I des cols (cataglaciaire R I), 5. alluvions II (R II), 6. alluvions III (W I), 7. formation argilo-sableuse glacio-lacustre (WII), 8. alluvions deltaïques de comblement du lac de barrage glaciaire du maximum de Würm (W II) correspondant aux alluvions fluvio-lacustres locales des bassins glaciaires du Vercors (9) issues des moraines locales (10).
11. remplissage cataglaciaire W II des ombilics locaux, 12. basse terrasse (Prébois) W III, 13. très basses terrasses (W IV).

apports clastiques locaux qui seraient non usés ou très peu émoussés, surtout dans ce matériel très dur (Lias calcaire à entroques de faciès " Laffrey "). Il s'agit manifestement d'un matériel repris d'une très haute terrasse alluviale (altitude au moins 950 m) à cailloutis locaux uniquement. Mais nous n'avons pu retrouver cette terrasse en place, qui serait la manifestation la plus ancienne d'un régime alluvial en Trièves.

Or ce gisement de grèze présente encore une intéressante particularité : il contient de nombreux bancs ou niveaux très fortement cimentés, ce qui est banal, mais plusieurs d'entre eux sont basculés , effondrés et recimentés aux bancs intacts, puis l'ensemble est recoupé par le versant actuel (Fig. 110). On peut donc lire dans cette coupe l'histoire suivante :

1. Dépôt d'une moraine très ancienne par un glacier alpin.
2. Dépôt d'une terrasse locale ancienne très élevée (en effet, l'intervention du glacier à dû se faire obligatoirement avant l'alluvionnement).
3. Reprise de l'ensemble par des processus de versant amenant la formation de la grèze initiale. Consolidation.
4. Creusement de versants plus escarpés que les actuels ou tout au moins que le pendage de la grèze . Mise en saillie des bancs consolidés.
5. Effondrements de compartiments de la grèze sur ce second versant. Consolidation.
6. Etablissement du versant actuel et recouvrement des grèzes anciennes par un train d'éboulis récents.

Tous ces phénomènes se sont obligatoirement passés après la disparition des glaciers de la région, c'est-à-dire après le maximum d'extension du Riss.

Versants effondrés.

Nous avons vu dans les paragraphes précédents comment la majeure partie de la retombée ouest du Dévoluy est tassée en masse,lui donnant une topographie chaotique pseudo-morainique. En réalité ce sont presque tous les versants qui sont affectés de tels phénomènes, surtout ceux du Vercors. Mais les formations alluviales aussi peuvent présenter des effondrements tandis que les argiles et limons lacustres sont le siège de nombreux glissements, arrachements et coulées boueuses subactives et actives.

Tous les versants orientaux du Vercors, sous la corniche tithonique entre le col du Fau et le ravin de la Darne (Clelles) sont effondrés sur les marnes callovo-oxfordiennes. On trouve parmi les éléments éboulés de nombreux blocs calcaires de la corniche tithonique et des marno-calcaire immédiatement sous-jacents. Ces effondrements, qui donnent des versants bosselés, sont très épais. Ainsi les travaux de réfection de la RN 75 au N de Clelles les ont tranchés de 15 à 20 m sous la surface sans toucher la roche en place. Des bois fossiles y ont été découverts (G. MONJUVENT , 1969), dont l'âge récent (3500 BP) montre que les versants ont été très instables à une date encore rapprochée bien qu'actuellement ils ne donnent aucun signe d'activité.

Les versants sud du Trièves ainsi que les montagnes intérieures semblent stables et ne montrent que très peu de glissements anciens. On ne retrouve les énormes effondrements qu'en Dévoluy, où nous les avons déjà décrits. Ce sont aussi les Terres-Noires du Callovo-Oxfordien qui ont été la base de départ de ces mouvements . Mais dans les hautes vallées et surtout celles de Mens, ces marnes gorgées d'eau donnent encore lieu à des coulées boueuses du même type, quoique certainement plus superficielles que celles qui affectent les argiles lacustres. De telles coulées existent à la Peyre, Bessaire, les Chirons, etc... où elles emplissent généralement les talwegs.

Les formations alluviales peuvent aussi s'effondrer localement, surtout lorsqu'il s'agit d'un matériel dont la matrice est fine, limoneuse par exemple (glacis). C'est ainsi que le grand glacis de Vicaire est mangé sur ses versants escarpés par plusieurs effondrements (Beaumont, côtes de Gerboux, Gerbaud, les Combettes, etc...) ayant presque l'allure de coulées. Mais ces effondrements sont très localisés. Au contraire une grande partie des lambeaux du glacis élevé de Mens sont entièrement effondrés car ils reposent sur les marnes callovo-oxfordiennes ici très pentées.

Les argiles et sables lacustres, enfin, sont partout glissés . Ce peuvent être des glissements superficiels (reptation des sables de St-Jean-d'Herans par exemple, gaufrant simplement les pentes), des glissements en masse encore superficiels mais plus profonds (argiles de Villarnet), qui occupent ainsi tout un versant. Souvent, il s'agit de coulées boueuses très localisées, faisant de grands arrachements remontants et dévastateurs (Villarnet, Roissard, St-Martin-de-Clelles, Mens, etc...) On peut dire que tous les versants argileux sans exception en sont affectés ou menacés.

III.6.5. RESUME ET CONCLUSIONS PARTIELLES.

Du point de vue stratigraphique, le Trièves nous a montré un échantillonnage très large de formations diverses tant par leur faciès, leur genèse que leur âge. Nous en retiendrons seulement les points suivants (Fig. 116) :

- C'est en Trièves que l'on a pu constater pour la première fois à l'intérieur des " moraines internes " l'existence de moraines anté-würmiennes. Trois gisements le montrent de façon indubitable : celui du collet d'Esparron (1300m), du Thaud (Serre-Vulson, 920 m) et de Château-Méa (Tréminis, 930 m).
- Les trois alluvionnements anciens pré-maximum würmiens existent également en Trièves. Nous avons pu compléter

les connaissances du plus élevé, le plus ancien : ainsi il comprendrait plusieurs niveaux :

- un niveau supérieur, connu seulement par ses éléments locaux repris des grèzes du Serre-Vulson.
- un niveau moyen à éléments alpins (Le Collet, Pierre-Vulson, Collet-d'Hérans).
- Un niveau inférieur à cailloutis calcaires locaux (cols du Thaud, Cornillon, Accarias, etc...)

A ces alluvionnements (I) correspondent des glacis ou cônes de déjection élevés (St-Michel, glacis 1 de Menglas, etc...).

Les deux autres alluvionnements sous-argileux (II et III) ont été reconnus partout jusque dans les hauts bassins. Ils passent en amont à des glacis, formations caillouteuses locales épaisses émergeant de la couverture lacustre par relèvement de leur surface près des versants.

- une seule sédimentation argileuse lacustre a pu être mise en évidence, ennoyant toutes les formations plus anciennes jusque à l'altitude 750 m. Elle se termine par un dépôt deltaïque puis fluviatile au sommet (terrasse de Lavars, Villard-Julien, St-Jean-d'Hérans), qui représente donc ici le maximum de Würm. A ce lac correspondent aussi les dépôts deltaïques de la bordure du Vercors (Thoranne, Chaffaud) issus des glaciers locaux des bassins internes du massif (la Bâtie, Chichilianne). Par conséquent, on peut dater sans risque d'erreur l'avancée de ces glaciers locaux du maximum de Würm.

- Les formations alluviales contemporaines des dépôts lacustres du bassin de Grenoble (le Croset) ont pu être retrouvées. Il s'agit des basses terrasses du Drac et des terrasses du Trièves, très bien développées à Rébois, Mens etc... Ces terrasses passent en amont soit à des glacis emboîtés dans les plus anciens (le Perrier), soit à des cônes de déjection (Vanne supérieure).

- Quant au système des autres terrasses locales, plus basses encore, elles correspondent sans doute à des épisodes d'arrêt dans la vidange du lac du Grésivaudan.

Chronologiquement, on est obligé de dater d'une époque antérieure au maximum de Würm (dépôt des argiles glacio-lacustres) l'ensemble des alluvions anciennes (I, II, III), des glacis qui leur sont associés ainsi que des moraines. Par conséquent une partie au moins de ces dépôts, qui sont en fait l'essentiel de la sédimentation quaternaire du Trièves, est antérieure au maximum de Würm.

Du point de vue morphologique maintenant, le Trièves nous a permis de voir la liaison continue et évidente des terrasses, qu'elles soient anciennes ou récentes, avec les glacis d'accumulation et les cônes de déjection. La morphologie, le faciès et la structure des glacis comparés à ceux des cônes concluent à leur identité génétique. Les glacis d'accumulation du Trièves sont donc des cônes de déjection très puissants. Ils ennoient non un substratum aplani, mais au contraire une topographie antérieurement très disséquée.

La position très basse des moraines alpines de Château-Méa prouve que le Trièves était déjà creusé au moins jusqu'à son niveau actuel avant l'avancée du glacier rissien. La position des alluvions anciennes et l'enfoncement des réseaux fossiles le prouvent également. Cela confirme ce que l'étude purement théorique de l'érosion avait déjà laissé prévoir.

Enfin le Trièves, s'il apporte une contribution assez réduite au sujet des formations périglaciaires (grèzes), montre en revanche l'universalité des glissements de terrain, effondrements en masse, tassements et coulées boueuses qui affectent, sur une très grande échelle, l'ensemble de la série stratigraphique et la plus grande partie des versants, mais surtout de façon sensible actuellement les terrains quaternaires et les argiles glacio-lacustres.

III.7. LA DIFFLUENCE DE LA CROIX-HAUTE .

Bien que la vallée du Büech en amont de Lus jusqu'au col de la Croix-Haute puisse être considérée, au point de vue quaternaire, comme un appendice du Trièves, nous la traiterons séparément car il n'existe aucun lien stratigraphique ni morphologique entre ces deux régions. Si l'on suit le ravin du ruisseau de la Croix-Haute depuis Lallev, on le voit d'abord raviner la basse terrasse et les glacis (II), traverser en gorge le Jurassique supérieur et la série du Crétacé inférieur puis le Sénonien transgressif avant d'arriver, juste au col, dans une nappe d'éboulis récents à laquelle il mêle son cône de déjection qui constitue le col lui-même. Dans ce synclinal très pincé, on ne trouve comme formations superficielles que des éboulis de versants. Ce n'est qu'à quelque distance au S, lorsque le synclinal tertiaire s'élargit dans le bassin de Lus, qu'apparaissent les dépôts quaternaires qui en occupent une grande partie.

Il est vraisemblable que les dépôts oligocènes remplissaient jusqu'à un niveau assez élevé (1200 m et peut-être plus) ce synclinal . Actuellement il paraît presque complètement vidé, les marnes, sables et calcaires lacustres de la molasse rouge n'affleurant plus que contre les versants. Or il est probable que ce n'est pas le Buech (et surtout ses minuscules ruisselets affluents du bassin de Lus) qui a pu effectuer un pareil déblaiement, ni celle d'un glacier local (la Jargeatte) dont l'existence reste encore à démontrer. Le val de Lus a été raboté par les glaciers venus du Nord, diffluant du Trièves par le col de la Croix-Haute. S'ils n'ont pas davantage approfondi le col, c'est qu'ils avaient affaire à une masse compacte de calcaires sénoniens très résistants dont la disposition tectonique (en direction des couches très pincées en un étroit val) ne facilitait pas leur tâche, tandis que dans l'élargissement du syn-

clinal les fragiles dépôts oligocènes ont été une proie facile à l'excavation glaciaire.

Il y a longtemps que l'on connaît les dépôts glaciaires de Lus. Mais déjà A. PENCK et E. BRUCKNER soulignaient que " rien n'indique que, pendant le Würm, le glacier du Drac se soit écoulé vers la Durance par le col de la Croix-Haute " et attribuaient à une époque glaciaire antérieure le transport des " quelques débris de roches cristallines rencontrées dans le Buech supérieur " (A. PENCK et E. BRUCKNER, 1907, p. 110.). Cette opinion fut partagée par G. LALANDE (1953), mais non appuyée sur des critères précis . P. LORY au contraire, qui connaissait le mieux le Bochaine et qui avait retrouvé les débris exotiques en question (cristallin, spilites, etc..) définissait deux avancées glaciaires, l'une du maximum, la plus étendue (Mindel ou Riss), l'autre du Würm, hypothèse la plus généralement admise. En effet l'envahissement glaciaire du Trièves au Würm n'ayant généralement pas été mis en doute il était logique de supposer qu'il ait pu y avoir une diffluence à cette époque.

Maintenant nous savons qu'il n'y a pas eu de diffluence würmienne par le col de la Croix-Haute car le Trièves était alors libre de glaces. A.PENCK et E. BRUCKNER avaient donc raison. Peut-être ont-ils été guidés, dans leur appréciation, par le faciès des moraines en question qui peut faire douter effectivement de leur " fraîcheur ", mais ce ne peut être qu'une impression subjective. Les glaciers ont donc pénétré dans le Bochaine au Riss et peut-être aussi au Mindel.

III.7.1. ETUDE THEORIQUE DE LA DIFFLUENCE.

Nous connaissons,d'après le calcul du profil des anciens glaciers, l'altitude qu'atteignait leur surface aux différentes époques et en tout point. Nous avons admis, comme cela est classique à l'extérieur de la chaîne, que c'est le glacier mindelien qui est allé le plus loin. C'était donc lui qui était le plus épais et par conséquent, si diffluence il y eut, c'est théoriquement la diffluence mindélienne qui fut la plus étendue. Mais ce qui est possible pour un piedmont ou une grande vallée ne l'est pas forcément pour une diffluence. En effet les grandes vallées sont de tout temps parcourues par les cours d'eau et éventuellement par les glaces qui y exercent une érosion globalement continue, même en tenant compte des périodes d'accumulation, tandis qu'il en est autrement pour les diffluences. Ces dernières sont souvent des vallées mortes ou des cols qui ne doivent leur existence (creusement) qu'aux glaciers. Lorsque la diffluence ne fonctionne pas, elle reste en l'état, n'évolue plus ou se noie sous les produits de versant (cas du col de la Croix-Haute aujourd'hui). Par conséquent les éventuels glaciers successifs ont trouvé un passage de plus en plus dégagé chaque fois qu'une diffluence eut lieu. Ils s'ensuit que les glaciers les plus anciens, qui ont eu le passage de plus élevé à franchir, ne sont pas forcément allés plus loin que leurs successeurs moins puissants. C'est pourquoi il est possible que la diffluence rissienne du Buech, bien que provenant d'un glacier moins puissant, ait pu être supérieure à celle du Mindel.

L'altitude du col est 1176 m, mais il s'agit de la surface d'un cône de déjection. Compte tenu de l'étroitesse du synclinal et de la taille réduite des cônes, on ne peut guère estimer à plus de 20 m leur épaisseur donc la profondeur du rocher. Nous le fixerons, arbitrairement à 1150 m. C'est l'altitude du fond d'auge de la diffluence rissienne puisque le col n'a plus subi d'érosion glaciaire ni fluviatile depuis cette époque. Connaissant également la surface du glacier rissien (cf. III.3.1.) nous allons pouvoir calculer sa possibilité d'extension théorique au maximum de cette glaciation.

Au Riss le glacier atteignait la cote théorique de 1670 m au fond du Trièves, à Lalley. En ce lieu, bien que masqué superficiellement par les glacis, le Jurassique se trouve affleurer entre 850 et 900 m (carte géologique Die, 1/80 000°, 2e éd.). Nous prendrons 900 m comme niveau de la base du glacier. Il y avait donc une épaisseur de 770 m de glace. Compte tenu de la pente d'un glacier de cette épaisseur, il y avait au col, 4 km plus au S (altitude 1150 m), 465 m de glace pouvant nourrir une langue de 11 km de long (Fig. 117). Si l'on se rapporte maintenant à la carte, on s'aperçoit qu'un tel glacier " secondaire ", comparable à un glacier indépendant, dépassait largement le bassin de Lus, s'enfilait dans le défilé de Malemort et s'arrêtait peu avant St-Julien-en-Bochaine. Il y avait donc toute possibilité pour creuser largement les tendres couches oligocènes du synclinal.

Quant au glacier mindélien (ou celui de l'extension maximale), sa surface culminait à 1720 m, 50 m plus haut seulement que le Riss. Mais il est à craindre qu'il se soit trouvé en face d'un col beaucoup plus élevé, encore rempli de molasse rouge qu'il lui fallut déblayer. Donc très vraisemblablement, la diffluence ancienne ne fut jamais aussi puissante, donc étendue, que celle du Riss. Cependant, si l'on prend pour hypothèse que ce glacier réussit à vider complètement le col de sa molasse, et que le Riss ne fit qu'emprunter une voie déjà dégagée, on trouve une épaisseur de glace de 515 m au col et une distance parcourue de 13,5 km amenant le front légèrement au-delà de St-Julien. Ces conceptions ne sont pas très éloignées de celle que P. LORY professait il n'y a pas si longtemps encore.

Ce dernier en effet, ayant trouvé de petits blocs alpins (gneiss, poudingues triasiques, spilites) à St-Julien et jusqu'à Beaumugne, estimait que le bras du glacier du Drac était long de plus de 14 km (P. LORY, 1981, p. 28), car il ne pensait sans doute pas que ces objets aient pu être transportés autrement que par le glacier. En fait, les distances calculées sont théoriques et représentent un maximum. Compte tenu du rétrécissement du col et du climat

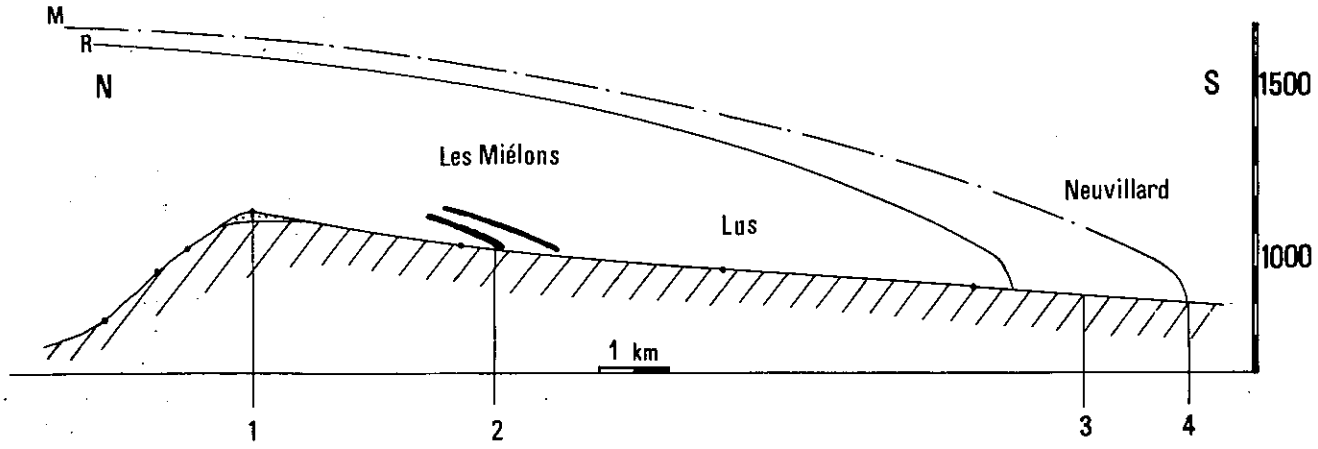


Fig.117. LES EXTENSIONS GLACIAIRES DANS LA DIFFLUENCE DE LUS-LA-CROIX-HAUTE.
hachures : substratum, pointillés : cône de déjection du col, traits gras : moraines latérales des Miélons-Les Lussettes, M : profil théorique du glacier mindélien, R : profil théorique du glacier rissien (le glacier würmien n'a pas atteint la diffluence).
1. col, 2. Logis de l'Ours, 3 : Saint-Julien Beauchêne, 4 : Beaumugne.

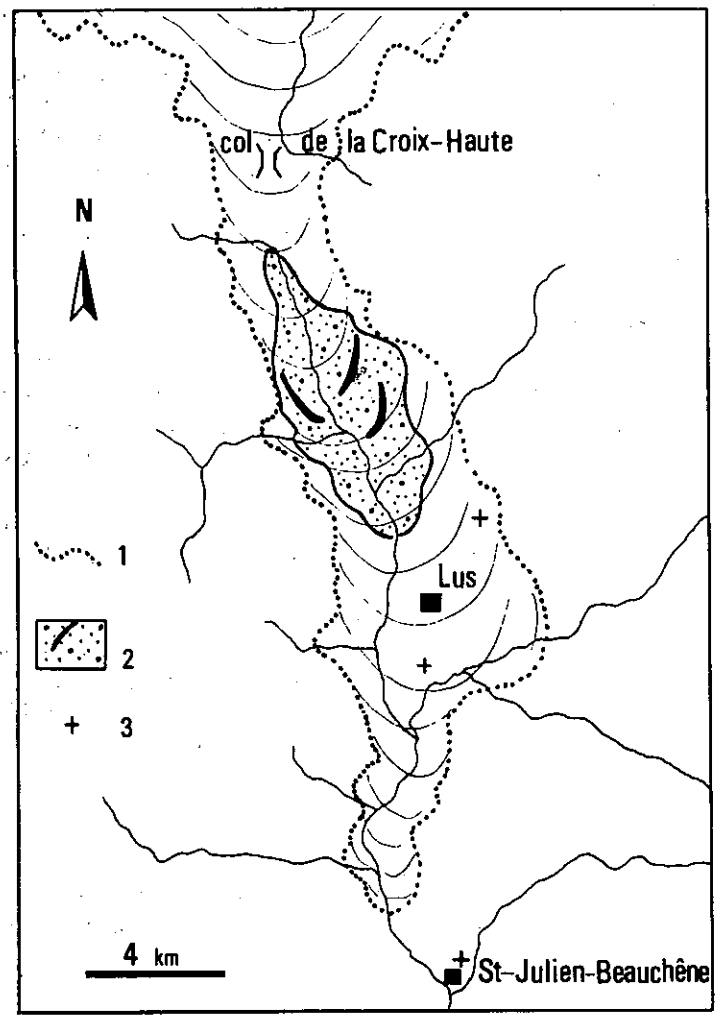


Fig. 118.

CARTE SCHEMATIQUE DU VAL DE LUS.
1. extension théorique du glacier rissien, 2. affleurement des moraines (rissiennes) et leurs vallums (traits gras), 3. éléments allochtones.

méridional, il est vraisemblable que les diffluences ont été un peu moins développées. Cependant nous avons trouvé nous même un galet de granite type Pelvoux au sommet de la colline du Lus, cote 1090 m, prouvant que le glacier avait encore une belle épaisseur (plus de 100 m) à l'entrée de la cluse de Malemort. D'autres éléments alpins (gneiss) existent sporadiquement, notamment aux Miélons, mais ils sont fort rares. Si donc les glaciers n'ont pas été aussi loin que le pensait P. LORY, il ne s'en fallait que de peu. Les blocs de St-Julien et de Beaumugne ont pu simplement être transportés par les torrents au cours de la débâcle (Fig. 118).

III.7.2. FACIES ET MORPHOLOGIE DES MORAINES DE LUS.

Comme tous les auteurs l'ont noté, les moraines qui sont surtout très nettes au N du bassin, vers le débouché du col, sont exclusivement composées de matériel calcaire (surtout sénonien) sauf les rares éléments exotiques. Cela peut être surprenant pour des moraines d'un bras diffluent d'un glacier alpin. Pourtant il s'agit bien de vraies moraines caractéristiques.

Le meilleur endroit pour les observer est l'extrémité sud de la crête des Lussettes, près du viaduc de la voie ferrée où une carrière les entame profondément. C'est une formation très grossière à blocs et cailloux calcaires bien émoussés, certains arrondis, non stratifiée et comportant une grosse masse de matrice fine sablo- argileuse. Il n'y a pas de galets striés, ce qui peut se comprendre par la nature exclusivement calcaire et marno-calcaire du matériel. L'ensemble est très puissant (une trentaine de mètres au moins) et son origine glaciaire ne peut faire de doute, tant par le faciès que par la morphologie. D'autres coupes, moins favorables, existent aussi aux Miélons et vers la ferme Grisail.

La nature exclusivement locale (ou presque) de ces moraine s'explique si l'on considère les courants glaciaires qui ont abouti à Lus. A cette époque, les glaciers du Drac et de ses affluents envahissaient le Trièves, contenant même et repoussant le lobe de l'Isère qui remontait vers le S (voir Fig. 66). Or, c'est la partie gauche de ce courant glaciaire qui pénétrait par le col et cette dernière, aussi loin qu'on la remonte jusque dans le Haut-Drac et même le seuil Bayard (diffluence durancienne), ne rencontrait nulle part le moindre affleurement cristallin. Du Haut-Champsaur et de la Durance provenait du matériel calcaire et gréseux des flyschs et des grès du Champsaur, bientôt dilué dans les abondants apports sénoniens que le glacier récoltait au pied des falaises du Dévoluy, augmenté de l'apport local. Dans ces conditions il n'est pas étonnant que les éléments étrangers soient tout à fait exceptionnels.

La littérature parle des vallums latéraux (rive gauche) des Oddolayes et du Logis-de-l'Ours. Pour nous, l'étude du terrain et des photos aériennes montre qu'il y a effectivement des vallums dont les plus caractéristiques sont ceux des Lussettes (rive droite) et des Miélons (rive gauche), qui dessinent presque un arc frontal rompu en son milieu par les écoulements postérieurs. Un second vallum gauche existe aussi au-dessus du Logis-de-l'Ours, tandis qu'aux Oddolayes il ne s'agit que d'un interfluve (Fig. 118).

Ces vallums sont nets là où la moraine est épaisse et s'appuie sur les versants sénoniens. Dans le bassin de Lus proprement dit, elle ne forme qu'un placage discontinu et ténu à la surface des marnes oligocènes dont les irrégularités proviennent beaucoup plus de glissements que d'un quelconque modelé glaciaire.

Aucune stratigraphie n'existe dans ces moraines. De même il est impossible de les dater vraiment et de retrouver, à l'aval, des traits caractéristiques. On peut cependant être sûr que les vallums encore bien reconnaissables sont à rapporter au retrait du glacier rissien. Quant aux paléosols, on sait qu'ils ne sont pas caractéristiques sur le matériel calcaire en général et morainique en particulier, surtout en l'absence de surfaces planes.

Enfin le passage des glaciers est encore attesté par deux formes d'érosion, la vallée morte du col des Selles et le poli glaciaire de la Caire.

Au S du village de la Caire, un affleurement de calcaire zoogène bédoulien présente une surface régulièrement polie et légèrement cannelée, bien qu'assez détériorée, mais tout à fait caractéristique de l'action glaciaire. Cela n'est pas surprenant étant donné sa relative ancienneté.

A l'E du col de la Croix-Haute, le serre Mottaire est séparé du sommet du Boutouret par un col évasé (col des Selles, 1457 m) prolongé vers le S par une gouttière en berceau, très peu inclinée, venant se terminer suspendue au-dessus de la Combe-Jaunisse, ravin très encaissé dans les mêmes calcaires sénoniens et attribuable à la reprise d'érosion torrentielle post-würmienne. Il s'agit d'un chenal marginal alimenté par les eaux de fusion du lobe diffluent. Vers l'aval, il ne correspond malheureusement à rien de connu. Son altitude est parfaitement compatible avec celle des glaciers rissiens (1615 m) et mindéliens (1670 m).

III.7.3. ALLUVIONS ET FORMATIONS DE VERSANT .

Moraines et vallums sont profondément ravinés à la fois par des organismes torrentiels locaux aujourd'hui secs et par un alluvionnement formant des terrasses ou l'on peut distinguer plusieurs niveaux, ceci depuis le col jusqu'à la cluse du Buech.

Le niveau principal forme une terrasse peu élevée au-dessus du talweg actuel (10m), occupant maintenant tout le fond de la vallée et se raccordant aux principaux cônes de déjection. Il se suit de façon continue depuis les berges du Buech au S jusqu'au cône issu du ravin de l'Encura sur lequel le col est établi. Dans le haut bassin du Buech il passe à un cône épais de pente très forte descendant des Aiguilles de Lus. Entre cette terrasse et la plaine de divagation du torrent actuel, un niveau intermédiaire se développe, très peu représenté dans le bassin de Lus, mais largement au contraire en amont de la Jargeatte où il domine le cours actuel (Grange-des-Forêts) et ravine le cône plus ancien (Champ-du-Tondu) dans le bassin duquel n'existe plus qu'un ruisseau minuscule. Ces trois niveaux sont relativement récents, aussi est-on surpris de ne rien retrouver qui pût être attribué au maximum de Würm.

Bien sûr la puissance du Haut-Buech, surtout aux époques de grande activité, a dû être considérable et éroder une grande partie des dépôts plus anciens. Cependant au-dessus des Corréards (E de Lus) une petite terrasse morphologiquement nette, quoique réduite, peut représenter une nappe alluviale plus élevée que le niveau principal (30-35 m). En face, sous la Bessée, un autre lambeau mais informe pourrait aussi lui appartenir, car dominant de même la terrasse principale. Ce sont ces deux seuls témoins alluviaux, galets calcaires bien émoussés et localement consolidés, de taille assez grande (dm), qui pourraient représenter tout ce qu'il reste des dépôts würmiens.

Le long des versants sénoniens existe un léger voilage d'éboulis de gravité, surtout sur la rive gauche, avec même un gisement de grèzes (au-dessus des Lussettes). Mais ce qui est le plus frappant est le grand développement des glissements de terrain, surtout sur les marnes oligocènes et affectant aussi certaines formations du Jurassique et du Crétacé.

Toute la zone d'affleurement de l'Oligocène (marnes, sables de la molasse rouge et calcaires lacustres) a un aspect froissé, bosselé, provenant d'une multitude de petits glissements localisés, superficiels, intéressant la totalité de la formation. Mais , par-dessus, on peut noter de grands écoulements, véritables coulées de gros blocs descendues des hauteurs sénoniennes et venant recouvrir aussi bien les couches oligocènes (le Trabuech) que la terrasse principale (goulot de la Jargeatte, les Merlières, etc...). Quelquefois il s'agit d'un pan entier de ces calcaires qui s'est effondré en bloc, se disloquant en grands panneaux, comme c'est le cas autour du Pinier (S de Lus).

La moraine n'est pas exempte de tels mouvements. Relativement stable lorsqu'elle est épaisse (on n'observe pas de glissements dans les vallums des Lussettes, Mielons, Logis-de-L'Ours, etc...) elle est glissée lorsqu'elle surmonte les assises molassiques comme au S de la Ferme Grisail.

Toutes les autres assises marneuses ou marno-calcaires sont intéressées par des glissements, coulées boueuses, de blocs ou effondrements en masse, surtout dans le fond des ravins aux parois escarpées. C'est le cas des glissements du Rose (Néocomien), du Roc-Bernon (Kimméridgien), des gorges de Toussières (Hauterivien) , de la coulée de blocs de Godaire (les Lussettes, Bédoulien sur Hauterivien) du pourtour de la montagne de Jocou (Berriassien-Valanginien), du ravin de l'Encura (idem) pour les plus notables. Tous ces mouvements de masse sont récents, au moins relativement, et quelques-uns sont encore actifs (coulée de Godaire, glissements des marnes oligocènes gorgées d'eau).

III.7.4. RESUME.

Une grande diffluence du glacier du Trièves dans le Haut-Buech est confirmée. C'est elle qui est responsable du façonnement du col de la Croix-Haute et du creusement du bassin de Lus. Elle y a laissé deux vallums de retrait (Riss), des Lussettes - les Miélons et du Logis-de-l'Ours, plus un tapis morainique contre les versants jusqu'à la cluse du Buech, mais sans morphologie nette. On ne peut distinguer aucune chronologie relative ni deux glaciations successives dans ces dépôts.

Le Würm se manifeste par un alluvionnement assez élevé (terrasse des Corréards) mais très sporadique maintenant. Deux niveaux alluviaux postérieurs y sont emboîtés, dont la terrasse principale est le premier, dominant le cours actuel du Buech. Ils doivent dater d'épisodes plus récents que le maximum de la dernière glaciation (récurrence ?). A ces deux alluvionnements correspondent deux générations de cônes de déjections anciens.

Les versants enfin, outre leur couverture locale d'éboulis de gravité (grèzes rares), offrent un grand développement de glissements, coulées boueuses ou de blocs, effondrements en masse et tassements, qui intéressent à des titres divers l'ensemble de la série stratigraphique mais plus spécialement le Tertiaire.

III.8. LA MATHEYSINE.

III.8.1. DELIMITATION.

Nous comprendrons, dans la Matheysine, non seulement l'auge glaciaire suspendue qui s'étend de Laffrey à la Mure entre les profondes vallées de la Romanche et du Drac mais aussi les diffluences annexes de Notre-Dame-de-Vaux à l'W de la Morte-la-Valette à l'E, qui en sont des répliques plus modestes. Nous y incluerons également le petit bassin quaternaire de la Motte-d'Aveillans qui , bien que donnant sur le Drac, est coupé du plateau de Sinard par ce cours d'eau alors qu'il est la suite naturelle de la vallée de Vaux et communique avec la Matheysine s.s. par le col diffluent de la Festinière. En bref la Matheysine au sens large est pour nous le vaste quadrilatère limité à l'W par les montagnes liasiques du Conest-Sénépy, à l'E par le Taillefer - Grand Armet - Coiro, au N par la Romanche et au S par le Drac, la Bonne et la Basse-Roizonne.

Ainsi définie, cette région constitue un ensemble de trois transfluences parallèles ayant fonctionné en même temps mais selon des modalités diverses. A l'exception de celle de la Morte, les deux autres se relient tout de même par leurs remplissages aux régions que nous venons de voir, la basse vallée du Drac et le Trièves. C'est par elles, donc, que nous allons commencer.

III.8.2. BASSIN DE LA MOTTE D'AVEILLANS.

Cette petite dépression, due à la confluence de deux ravins (ruisseau de Vaux et Rif-Montey), est ouverte sur le Drac par une étroite " cluse " séparant le Sénépy du Conest , sur la rive droite de laquelle s'accroche un ensemble de formations quaternaires. Directement sur la roche en place reposent des cailloutis alpins qui poursuivent les alluvions élevées de Monteynard (I). Ils ont le même faciès grossier, mais à stratification très nette, les éléments généralement bien arrondis, les mêmes consolidations très fréquentes en poudingues durs, le même aspect terni. Ils forment le sommet arrondi de la cote 756,5 au-dessus du Vivier (contre 750 m sous la Ville). Au-dessus de la Motte, ils sont recouverts par la moraine argileuse elle même disparaissant vers le haut sous une nappe d'éboulis de versant très souvent consolidés en brèches de pente.

En montant vers Aveillans, on trouve à tous les niveaux et jusqu'à 850 m (sous la cité Paulin), des cailloutis semblables à galets bien roulés et matrice sableuse, bien lités, quelquefois obliquement (vers le haut). Dans certaines carrières ces alluvions sont très meubles et ont un aspect beaucoup plus " frais " (Les Buttarias par exemple). Enfin, en direction de la vallée de Notre-Dame-de-Vaux, on rencontre d'autres lambeaux d'alluvions beaucoup plus élevés encore, à la Chau (cote 960) et aux Essarts à la sortie sud de Notre-Dame (990 m). Manifestement il y a là un complexe alluvial qu'il semble difficile de rattacher au seul remplissage élevé (I) de Monteynard.

Invisibles en surface où elles sont masquées par des moraines ou des formations superficielles, connues seulement par des travaux de mine, existe un dépôt d'argiles litées de type Eybens, épais de 150 m (entre les cotes 800 et 950 , J. HAUDOUR, 1961). Un fragment de bois qu'elles renfermaient a été daté de plus de 30 000B.P. (G. MONJUVENT, 1969). Il s'agit donc d'argiles anciennes, leur seule position topographique le laissant déjà prévoir. Elles reposent directement sur le Houiller, et ne semblent recouvertes que par très peu de produits venus des versants proches (Fig. 119).

Les argiles de Sinard et du Trièves, que nous avons reconnues pour former un seul ensemble lacustre, ne dépassent jamais la cote 750 maximum. Or les argiles de la Motte débutent au-dessus et atteignent 950 m, soit au moins 150 m de plus. Elles ne peuvent donc leur être contemporaines.

Une autre chose est sûre, semble-t-il. Ces argiles de la Motte sont postérieures aux cailloutis de Monteynard (I) et du Vivier. On ne comprendrait pas autrement dans quelles conditions elles auraient résisté au ravinement intense que le dépôt de ces alluvions implique. D'autre part elles sont certainement antérieures à la venue des cailloutis " frais " des Buttarias par exemple, qui forment comme une petite terrasse ou promontoire à la cote 810 et ne semblent recouverts par rien, sauf peut-être par un léger manteau ébouleux.

Enfin une moraine véritable, très argileuse et apparemment en place, remplit la rive gauche du ravin au N de la Faurie (cote 700 environ), tandis qu'à Treffort, au S, un dépôt deltaïque local (débris de micaschistes et calcaires du Lias, sables abondants à stratification inclinée) s'observe entre les cotes 740 et 750 m. Quant au col de la Festinière, manifestement diffluent voire transfluent et comblé de moraine (comme le prouveraient la coupe du tunnel et ses sondages , voir G. LALANDE, 1953), il disparaît sous les formations locales de versant masquant tout autre affleurement.

Le dépôt de ces argiles n'a pu avoir lieu que dans une étendue lacustre (ou glacio-lacustre) relativement vaste, calme et qu'aucun apport grossier ne venait troubler. Cela semble impliquer un lac dépassant de très loin la superficie du seul petit bassin de la Motte (triangle de 3 km de côté) et donc exclure un barrage glaciaire local au niveau du ravin du Pérailler, hypothèse avancée par J. HAUDOUR (1961). En effet il n'est pas certain même que le glacier würmien évoqué par cet auteur ait été capable de former barrage à une altitude suffisante. Si l'on se reporte au calcul (et à l'observation) du front de ce glacier dans la vallée du Drac, on s'aperçoit que,

dans le meilleurs des cas, il n'a pas dépassé de beaucoup la latitude de Sinard vers le S. Si l'on se reporte à la figure 63 (construction théorique de la surface du glacier remontant du Grésivaudan dans le bas-Drac), on voit que le glacier à Avignonet (débouché du Périailler) atteignait à peine la cote 900. C'est loin du niveau maximal observé pour le toit des argiles (en réalité on ne connaît pas vraiment leur sommet initial). Théoriquement donc, il était impossible qu'un lac existât au maximum de Würm, cote 950, à la Motte-d'Aveillans.

Pratiquement aussi, il est très douteux qu'un tel lac est été le siège de la formation des argiles varvées pour de multiples raisons :

- il est absurde d'envisager un lac affleurant le sommet d'un mur de glace ; il se produit nécessairement des pertes, soit marginales, soit sous-glaciaires, qui font que le niveau est en réalité inférieur au barrage.
- il est difficile d'imaginer un barrage glaciaire stationnant assez longtemps pour voir le dépôt de 150 m au moins d'argiles, surtout à l'extrémité d'une langue.
- dans les conditions périglaciaires de cet état, on ne voit pas comment les argiles seraient aussi pures et homogènes avec un glacier aussi proche et des versants dénudés immédiatement surplombants.
- enfin, s'il n'y avait pas à craindre d'irruption glaciaire par le col de la Festinière au Würm, comme nous le verrons plus loin, la vallée de Vaux était largement ouverte et contenait une langue diffluente de la Romanche arrivant juste au débouché dans le bassin et qui n'aurait apporté aucun élément étranger et grossier dans ce lac, ce qui est surprenant.

On voit quelles objections l'hypothèse d'un barrage glaciaire würmien soulève. Elles sont suffisantes pour que l'on doive envisager une autre solution. On ne peut plus alors supposer les argiles de la Motte-d'Aveillans qu'ántéwürmiennes et déposées par un processus analogue à celui de Sinard mais au Riss par exemple (décrue du Riss ou phase rissienne tardive). En effet, il est tout à fait exclu d'envisager un autre barrage que de glace, au Quaternaire, dans les basses vallées du Drac et de l'Isère.

La dépression des Mottes a donc fonctionné comme un véritable piège à sédiments. Non seulement elle a conservé des argiles anciennes (qui ne peuvent être l'équivalent de celles d'Eybens, interglaciaires ou fini-glaciaires), mais elle a aussi emprisonné les apports grossiers (alluvions élevées) produits par la fusion des deux lobes de glace convergents et superposés aux argiles (et les ravinant).

C'est le cas de tous les cailloutis superficiels du fond du bassin et de la vallée de Notre-Dame-de-Vaux. On peut concevoir que la branche diffluente du glacier romanchois parvenue jusqu'au village actuel étale, par ses eaux de fonte, son matériel morainique, le roule et en comble le bassin. Or, ce bassin était effectivement barré à une certaine altitude (850 m) par le lobe du bas-Drac. Ces cailloutis ne pouvaient donc trouver d'issue aval et se sont, par conséquent, accumulés sur une grande épaisseur, leur pente superficielle se relevant rapidement vers le N (amont) . De plus un tel matériel grossier peut se déposer très rapidement de sorte qu'il n'est pas nécessaire d'envisager une longue période de stationnement glaciaire, contrairement au cas des argiles varvées.

Enfin on a vu que le lac würmien a été l'objet d'une sédimentation deltaïque grossière (Treffort, 750 m), contradictoire avec celle, proche, d'argiles homogènes. Ce qui fait que l'on peut envisager le déroulement chronologique suivant pour les dépôts du remplissage du bassin des Mottes :

- Dépôt des cailloutis de la Motte - les Bains - Monteynard (I),
- Dépôt des argiles élevées (peut être stratigraphiquement au-dessus de ces derniers, comme c'est le cas pour les argiles de Sinard et les cailloutis (III). Antérieur au Würm.
- Avancée des glaciers würmiens et dépôt de moraines argileuses.
- Dépôt des sables deltaïques de Treffort dans le lac du maximum de Würm, et des argiles varvées de base.
- Colmatage du bassin par des alluvions " fluvio-glaciaires " .
- Epandage des formations de versants (éboulis remaniés par ruissellement) se raccordant au niveau du colmatage würmien (fin du maximum de Würm).

Comme le long du Sénépy, les versants de ce petit bassin ont subi une grande phase d'éboulisation périglaciaire avec redistribution vers le bas en cônes de déjection venant recouvrir toutes les formations précédentes et en particulier les moraines du col de la Festinière. Ces formations sont particulièrement observables dans la vallée de Vaux.

III.8.3. LA VALLEE DE VAUX.

Jumelle de la Matheysine, la vallée de Vaux, d'origine structurale, a été façonnée en diffluence par le glacier de la Romanche. C'est une auge typique en " berceau " rectiligne, mais dans laquelle on ne trouve aucune forme glaciaire typique contrairement à sa voisine.

Le glacier a pourtant largement difflué dans cette vallée morte. Le calcul montre qu'au Würm la surface de l'appareil de la Romanche étant à 1300 m en amont de Vizille (seuil de Laffrey), la branche latérale devait avoir une longueur de 8 km (épaisseur 400 m). Or cette distance nous amène exactement à Notre-Dame-de-Vaux où, précisément, les formations de versant et les placages morainiques cessent brusquement contre les parois de l'auge pour laisser place à la roche en place ; corrélativement se produit un certain resserrement de la vallée. Tout

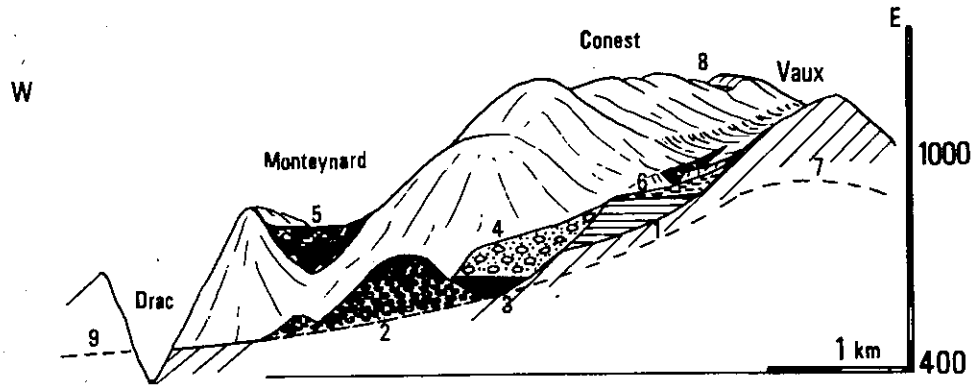


Fig.119. COUPE SEMI-CAVALIERE DU BASSIN DE LA MOTTE-D'AVE.IL-LANS.
1. argiles varvées élevées connues seulement par les travaux de mine (anté-Würm), 2. cailloutis élevés I (cf. Monteynard, RI), 3. argiles glacio-lacustres du maximum de Würm (WII), 4. cailloutis glacio-fluvio-deltaïque d'obturation du maximum de Würm (W II), 5. moraine du maximum de Würm du glacier obturateur (WII), 6. cônes de déjection superficiels (cataglaciaire), 7. profil du substratum du col du Fau (transfluence rissienne), 8. col diffluent de la Chal (maximum de Würm), 9. talweg fossile du ruisseau de Vaux (Riss-Würm).

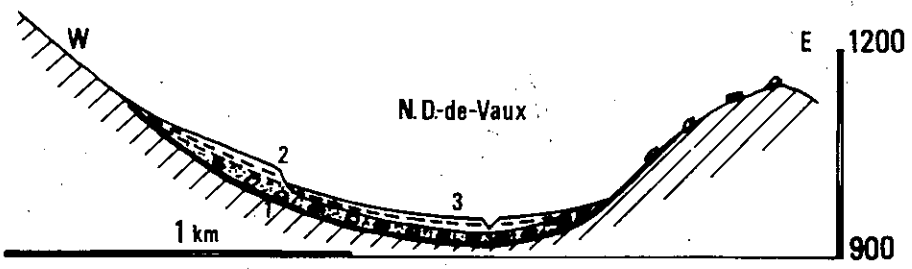


Fig.120. COUPE TRANSVERSALE DE LA VALLEE DE VAUX (auge glaciaire voisine de la Matheysine).
1. moraine würmienne (WII) tapissant le fond d'auge, 2. cônes de déjection latéraux à matériel mixte s'appuyant sur la marge du glacier en récession, 3. cônes de déjection inférieurs et alluvions de fond de vallée (post-maximum würmiens).

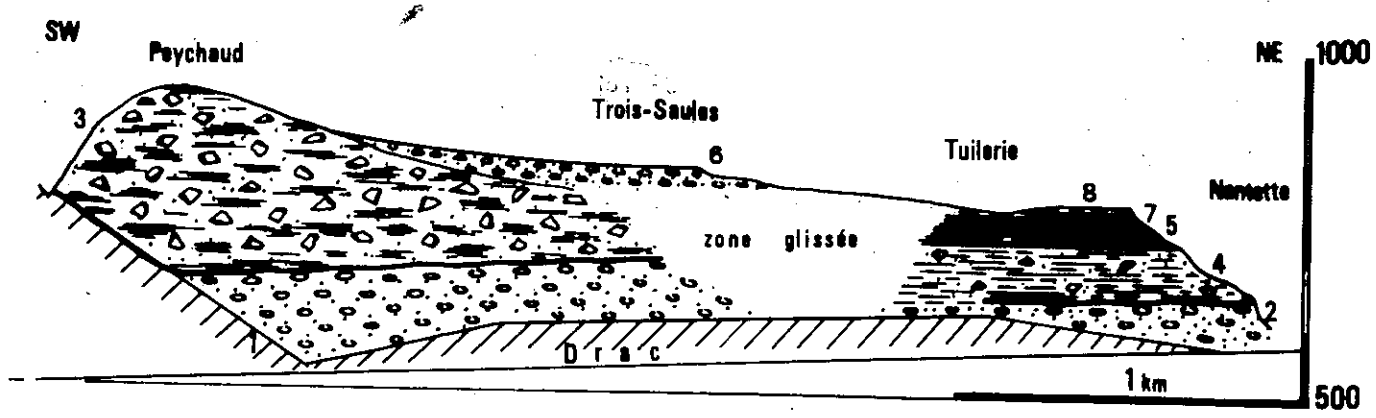


Fig.121. COUPE SCHEMATIQUE DU VERSANT DRACQUOIS DU PLATEAU MATHEYSIN.
1. alluvions élevées II de Cognet (RII), 2. alluvions de base III de la série de la Mure (WI), 3. Moraine argileuse du vallum de Peychaud (maximum de Würm, W II), 4. moraine argileuse de la série de la Mure (=3), 5. argiles varvées de la Tuilerie de la Mure (cataglaciaire W II dans l'ombilic du glacier), 6. terrasses glacio-lacustres de la Mure (cataglaciaire W II), 7. moraine argileuse superposée W III), 8. terrasse de la Tuilerie. Phénomènes de glaci-tectonique entre (6) et (8) (La Faurie).

concorde donc pour situer en ce point l'avance extrême de la diffluence romanchoise de Würm.

Cette vallée n'est pas simple. Si son profil longitudinal est très régulier (pente douce vers le S), son profil transversal présente une nette rupture de pente aux environs de 1050 m, de sorte qu'il fut envisagé un certain temps l'existence d'un épaulement traduisant la présence d'une auge ancienne plus élevée (G. MONJUVENT, 1967). Or l'examen attentif de la morphologie des versants et du matériel montre qu'il n'en est rien.

Partant du fond de la vallée, on s'aperçoit que non seulement la couverture morainique y est très mince, voire inexistante, mais surtout qu'il y a un niveau alluvial auquel se raccordent une série de cônes de déjection formant des glacis peu inclinés, à matériel mixte (Notre-Dame-de-Vaux, les Perrins). Ces formations se sont étalées nécessairement après la disparition du lobe de glace, et ravinent les versants morainiques au N de Notre-Dame comme les versants rocheux au S. La portion intermédiaire du versant au-dessus des cônes est reconstituée par un placage de moraine franche. On le voit dans la coupe des réservoirs d'eau de Notre-Dame, cote 1005 m. Au-dessus encore vient l'épaulement en question correspondant à un plan beaucoup moins incliné. Le matériel que l'on y trouve est un mélange de débris locaux avec une très faible proportion de moraine. Il est disposé en une série de cônes jointifs aujourd'hui suspendus. Nous en donnons l'interprétation suivante (fig. 120) :

Lorsque le glacier occupait la vallée, sa surface atteignait 1050 m en amont de Notre-Dame, puis s'abaissait brusquement. Au-dessus les pentes étaient soumises à des conditions périglaciaires et il s'y produisait une intense désagrégation avec reprise des éléments par le ruissellement et étalement des débris jusqu'au niveau de base de la surface de la glace. Le glacier disparu, ces formations de versant sont restées naturellement suspendues au-dessus des moraines. Le phénomène se reproduisit ensuite mais au niveau du fond d'auge. Les deux formations étagées ne sont donc séparées par aucun creusement important, donc nullement emboîtées, et ne correspondent en fait qu'à deux étapes de la même glaciation (maximum et stade de retrait).

Dès le retrait commencé, l'érosion régressive s'empara du bassin des Mottes d'où, actuellement, le ruisseau de Vaulx n'a fait qu'entamer légèrement le fond de la vallée glaciaire, sa remontée dépassant tout juste le village.

Quant au fait qu'il n'existe pas d'accumulation morainique dans cette vallée, il est dû en premier lieu à ce qu'elle était de dernier et le moins haut situé des chemins que pouvaient emprunter les eaux marginales gauches du glacier de la Romanche. L'intense balayage torrentiel explique à la fois cette carence et aussi l'importance de la sédimentation alluviale dans le bassin des Mottes, à l'aval.

III.8.4. LA REGION DE LA MURE.

Dans la vallée morte de la Mure proprement dite, le maximum de complexité est atteint au S, dans les berges des vallées du Drac et de la Bonne-Roizonne. Avant de décrire la morphologie glaciaire, elle aussi complexe et très intéressante, il faut faire le raccord des formations anciennes avec celles du Trièves (Défilé du Drac).

Au N, le seuil de Laffrey domine de 600 m la vallée de la Romanche, constitué uniquement par les affleurements cristallins du rameau externe de Bellebonne. A part un très mince placage morainique, nulle part il ne recèle de formations quaternaires.

Tout au contraire le seuil de la Mure, au S, est empâté de moraines, alluvions, argiles en grandes quantités. Le substratum n'affleure que très bas, en dessous de la cote 600 , et à peu près régulièrement. Est-ce à dire que le fond d'auge s'incline fortement du N (900 m) au S, avec une pente de 4 à 5 % ? Non. Bien qu'irrégulier, le substratum n'est point aussi fortement creusé vers le S comme l'atteste sa réapparition dans le ravin de la Nantette, au N de la Faurie (900 m), le pointement du socle de Pierre-Châtel et les sondages des houillères du bassin du Dauphiné (H.B.D.). Ainsi trois sondages forés dans l'axe de la dépression n'ont pas trouvé le substratum à plus de 15 m (Les Thénaux), 55 m (Les Bruneaux), 38 m (Pierre-Châtel). Mais, curieusement, c'est à proximité immédiate des versants que le fond rocheux a été trouvé le plus loin, notamment vers le Villaret où plusieurs sondages l'ont atteint à plus de 100 m, dont l'un à 148 m (N.S.-3). Cette différence des versants nord et sud de la Matheysine n'étant ni originelle ni glaciaire ne peut être due qu'à l'action érosive des anciens cours du Drac et de ses affluents Bonne et Roizonne, décrivant ici des méandres différents des actuels (voir fig. 61).

Nous n'avons pu trouver qu'un cours fossile de la Bonne, à l'E de son tracé actuel. Mais il est évident que le second ne peut se trouver que sous les plateaux de la Mure, à l'W, où il rejoint le Drac en amont du pont de Cognet. D'ailleurs on retrouve l'alluvion élevée conglomératique du Drac au NW de Cognet (720m), dans le ravin de la Nantette (760 m sous le Pivol), qui ne correspond aucunement à celle que l'on observe plus haut (Roizon). Il ne s'agit ici que de témoins sporadiques et éloignés, car ils ont subi plusieurs érosions dont celle des glaciers.

Toujours est-il que les formations qui remplissent les vallées fossile sous la Mure, dont on peut voir un profil à Cognet, sont des alluvions à gros galets cristallins analogues à celles du cours aval. A Cognet elles atteignent presque la cote 650 et à Ponsonnas 700 m. Comme les alluvions anciennes inférieures (III) ne dépassaient pas 580 m sous Touage, très peu en aval, nous conclurons que sous la Mure il s'agit du remplissage ancien supérieur (II) (contrairement à ce que nous avons admis auparavant ; A.LAMBERT et G. MONJUVENT, 1958, p. 132). Par contre la sédimentation sus-jacente à ces alluvions est très différente, ce que va nous montrer le relevé du ravin des

Demoiselles coiffées de la Mure (Fig. 121 et 122).

Directement sur le substratum liasique reposent les cailloutis à gros galets et sables conglomérés de base, que nous suivons toujours le long de la vallée du Drac de manière continue. Puis vient un dépôt très argileux, complexe, coiffé par un nouvel apport alluvial, selon le schéma suivant :

1. Base : cailloutis à galets grossiers du Drac, cote 650-660 m.
2. Moraine très argileuse, amorphe, noire, très résistante, à galets striés et blocs cristallins (710-720)
3. Argiles noires litées (varvées), silteuses, horizontales, pures, à très rares éléments grossiers de petite taille (petits blocs cristallins, galets striés), 780 m.
4. Nouvelle couche de moraine argileuse, mince.
5. Alluvions à galets bien arrondis et sables polygéniques, peu épais (une dizaine de m).

Cette coupe a été levée dans le ravin qui descend des Tuileries de la Mure vers la centrale électrique de Pont-Haut. On remarquera qu'elle ne correspond ni à celle donnée par M. GIGNOUX et L. MORET (1952) à la suite de W. KILIAN, ni à celle qu'en donne J. TRICART (1953). Comme l'avait relevé F. BOURDIER (1961), la coupe de la Mure n'était pas en réalité objectivement établie. Ainsi J. TRICART mentionne une moraine amorphe de base qui n'existe pas sur le terrain et , par contre, néglige de citer les épaisses argiles varvées type Eybens qui ont fait l'objet d'une exploitation intensive par les tuileries de la Mure, tandis que M. GIGNOUX, L. MORET et les autres auteurs ne mentionnent pas le niveau alluvial superficiel et font venir directement les moraines du Calvaire sur les argiles, ce qui ne s'observe nulle part. Toutes ces coupes étaient interprétatives, ce qui explique leur non concordance. Enfin la coupe de la Mure se termine vers le haut par un niveau de replats, sortes de terrasses, les moraines du Calvaire étant distantes de plus de 1 km. Aucune coupe ne montre les relations existant entre les formations du ravin et les moraines frontales. En effet au-dessus des formations citées, qui n'atteignent que la cote 780 m (contre 948 à la Citadelle de la Mure), existe tout un ensemble de niveaux caillouteux dont ceux de Sousville (790 m) de Roizon (de 820 à 900 m), derrière lesquels seulement se profile l'intérieur de l'arc morainique de la Mure.

Les cailloutis de base, d'abord, appartiennent à l'un des remplissages alluviaux anciens du Drac. Ce ne peuvent être ni le I (trop élevé), ni le II (trop élevé aussi sous Cognet, 700 m). C'est donc le III et cela est d'autant plus satisfaisant qu'ils sont surmontés, comme ces derniers en aval, par les masses argileuses.

Cette masse argileuse épaisse (120 m environ) comprend à la fois des moraines (à la base, donnant les pyramides ou Demoiselles Coiffées) et des argiles lacustres (glacio-lacustres). Remarquons une disposition ici inverse de celle qui existe sous Sinard. Au lieu d'une formation lacustre recouverte par un glaciaire, il y a un dépôt glaciaire suivi par un dépôt lacustre. Au sommet, l'ensemble a été recouvert par une nouvelle moraine et (ou) tronqué par un épandage alluvial.

Cette coupe se complète par celle de Roizon qui montre mieux les formations supérieures (Fig. 122).

Partant toujours de la centrale électrique, nous rencontrons les mêmes dépôts jusqu'à la cote 780 m. Puis vient un niveau sableux très fin, bien lité horizontalement (780-800 m) surmonté par une alluvion à galets bien roulés et structure deltaïque (pendage WSW) formant la terrasse de 820 m de la gare de Roizon. Poursuivant encore, nous rencontrons une autre terrasse (850 m) toujours à structure deltaïque (pendage SW), de haut-Roizon. Enfin cette terrasse butte vers 860 m contre l'intérieur de l'arc morainique à convexité sud qui ferme totalement la vallée morte de Matheysine.

Cet arc morainique, très vaste et caractéristique, est relativement bien représenté sur les cartes géologiques au N du Drac (le Mas, le Calvaire, Peychaud) : par contre il ne se poursuit aucunement au S comme nous le verrons plus loin. L'arc matheysin proprement dit est formé par une moraine plutôt sablo-caillouteuse (très rares coupes). En revanche la colline de Peychaud (à l'W) est une moraine extrêmement argileuse, du type de celle de Sinard ou du ravin des Demoiselles.

Il est certain que les niveaux alluviaux deltaïques (Roizon) localisés à l'intérieur de l'arc morainique, ayant gardé parfaitement leur entablement de terrasse et n'étant recouverts par aucune moraine , n'ont pu se former que postérieurement au retrait du glacier qui a occupé la dépression de la Mure. De même les moraines argileuses de base sont postérieures (puisque superposées) aux cailloutis anciens (III). Or entre cette moraine et le sommet des alluvions deltaïques il y a une suite de sédiments lacustres (argiles, puis sables puis enfin deltas) avec une intercalation morainique qui sont les derniers à s'être déposés. Le problème se résume donc à savoir si les moraines de base sont d'un âge différent ou non des vallums externes. Leur position topographique plaiderait pour une distinction de ces deux ensembles, mais une analogie lithologique conduit à en admettre la contemporanéité.

En effet, si les moraines de Calvaire sont peu argileuses, celles de Peychaud le sont énormément. Or le Calvaire est une moraine latérale du glacier de la Bonne(en effet, les moraines de la Mure ne sont pas du glacier du Drac, qui était resté bien loin en amont, dans le Champsaur (cf. III.3.), mais de celui du Valbonnais. D'ailleurs la morphologie est claire à cet égard, et il y a longtemps que Ch. LORY , 1860, p. 642 avait noté que les éléments de la Mure venaient de la Bonne (grès et conglomérats houillers d'Entraigues, spilites et granite de Valjouffrey etc...), tandis que Peychaud est en situation frontale. Si une moraine frontale est si argileuse ce doit

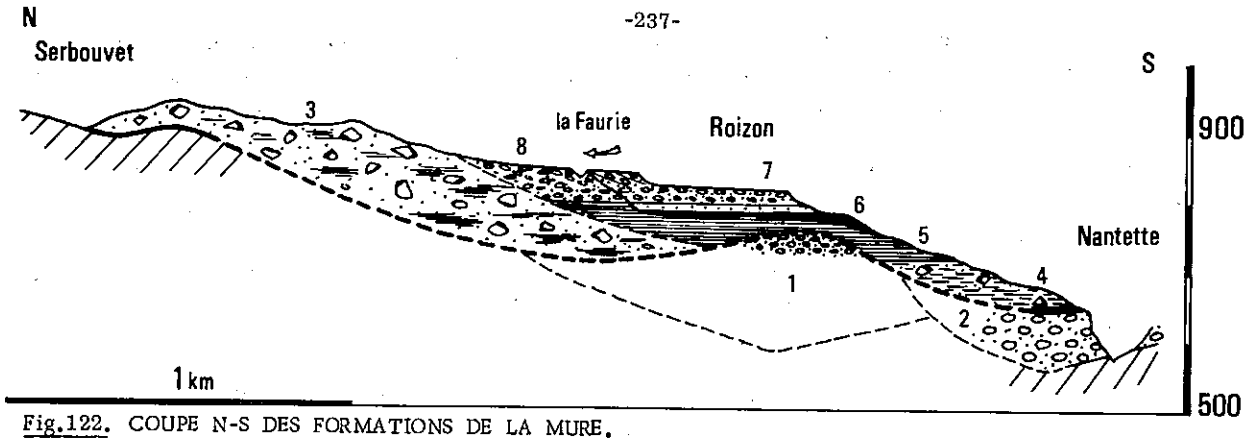


Fig.122. COUPE N-S DES FORMATIONS DE LA MURE.
1. cailloutis II (R II), 2. cailloutis de base III (W I), 3. moraine du vallum de la Mure (maximum de Würm, W II), 4. moraine argileuse de la coupe de la Mure (= 3), 5. argiles de la Tuilerie de la Mure (cataglaciaire lacustre W II) et sables fins supérieurs. 6. Moraine argileuse superposée (W III), 7. terrasses glacio-lacustres du comblement du lac d'ombilic de Roison (cataglaciaire W III), 8. terrasse externe (cataglaciaire W II) . Phénomènes de glaci-tectonique entre (7) et (8) (La Faurie).

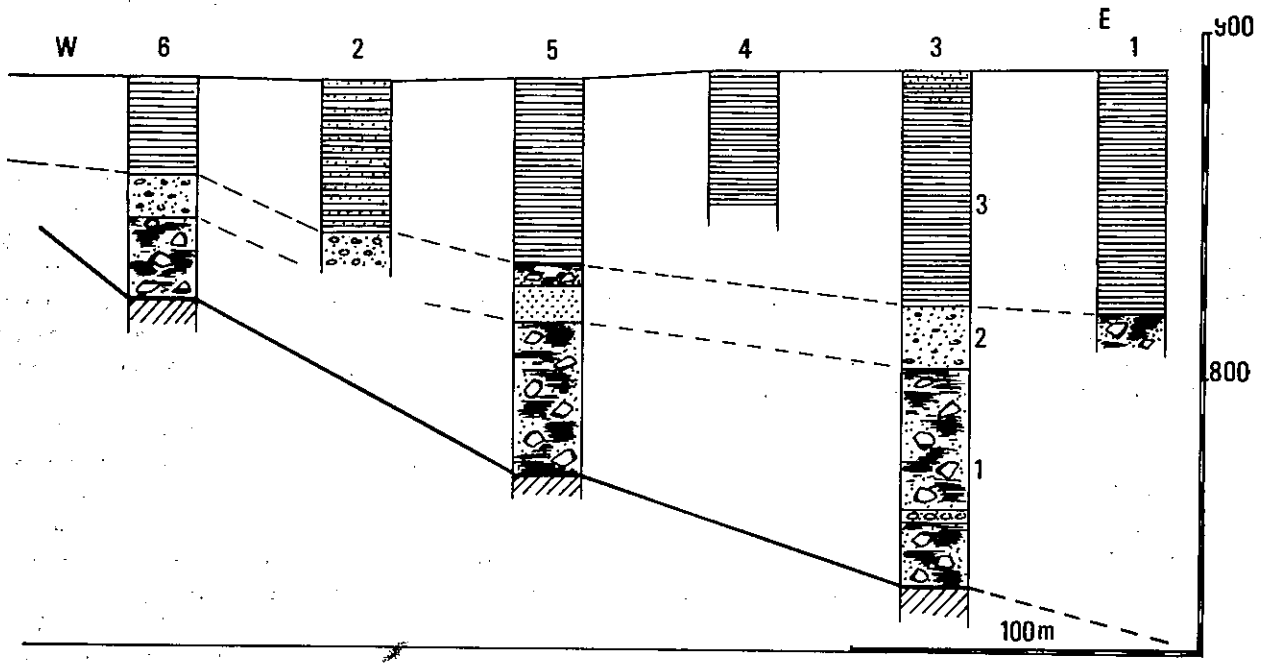


Fig. 124. SONDAGES DU VILLARET (H.D.B.) Constitution profonde du marais de la Mure.
1. moraine argileuse (correspondant au vallum du Calvaire, W II), 2. alluvions cataglaciaires W II), 3. argiles litées (fin de comblement du lac d'obturation matheysin retenu par le vallum du calvaire, W II).

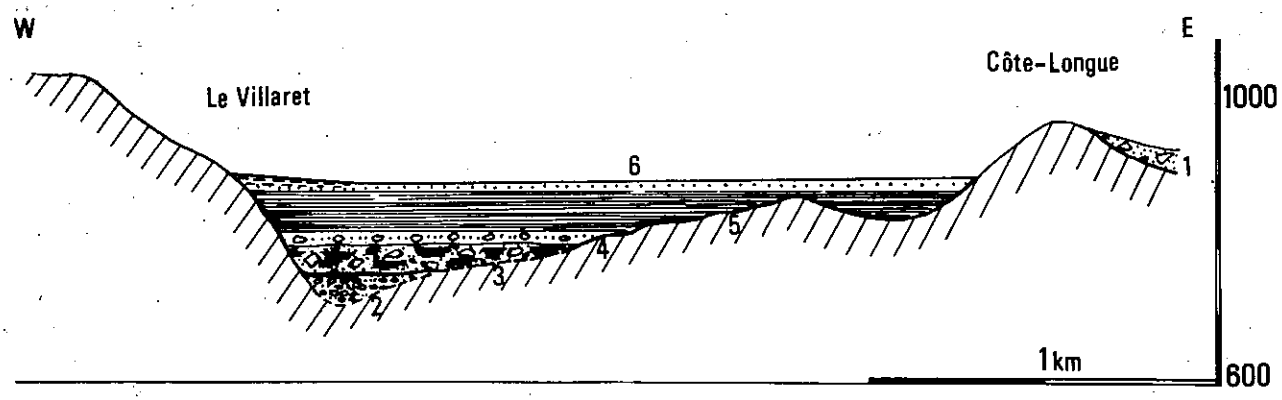


Fig. 125. COUPE TRANSVERSALE DES MARAIS DE LA MURE.
1. moraine rissienne, 2. alluvions de base (R II ?), 3. moraine würmienne (maximum W II), 5. argiles litées (cataglaciaire W II), 6. alluvions de la surface des Marais et cônes de déjection récents.

être parce que la langue glaciaire a rencontré, dans sa progression, un dépôt important d'argiles (cas des moraines de Sinard). Et quelles pouvaient être ces argiles sinon celles de Sinard justement, superposées aux cailloutis anciens inférieurs (III) ? De sorte que la lithologie, la stratigraphie et la morphologie nous permettent de concevoir le schéma suivant :

- Pendant l'avancée du glacier du maximum de Würm se dépose dans toute la vallée du Drac, y compris sous la Mure, une grande nappe d'argile plus ou moins sableuse vers l'amont, sur les cailloutis (III), atteignant la cote 750 m. Le glacier de l'Isère les érode et remonte jusqu'à Sinard.

- Au maximum de Würm, le glacier de la Bonne déborde son cadre montagneux, s'avance dans les argiles lacustres et leur colmatage alluvial du sommet. Il les ravine entièrement ou, presque, les repousse devant lui et forme le grand vallum de la Mure-Peychaud, ce dernier, frontal, étant le plus argileux. Appuyé sur le Sud du Sénépy (la Mure) et la colline jurassique de Masserange, il ferme totalement la vallée du Drac.

- Le lobe frontal du glacier fond. Il dépose la moraine argileuse de base (Demoiselles), puis un lac s'établit dans cette véritable dépression centrale (Zungenbecken). Il se colmate d'abord par des argiles varvées (qui atteignent la cote 780 m au moins), des sables puis des cailloutis à structure deltaïque (jusqu'à la cote 850-860 m environ).

Une nouvelle avancée glaciaire érode les argiles litées et les cailloutis supérieurs, provoquant le phénomène de glaci-tectonique de la Faurie et le dépôt de la deuxième moraine superposée aux argiles. Elle creuse une seconde dépression terminale de petite taille, à l'intérieur de la première et affectant seulement les dépôts lacustres antérieurs. Cette dépression est ensuite comblée par les alluvions deltaïques de Roizon, qui constituent les terrasses inférieures du plateau de la Mure.

III.8.5. MORPHOLOGIE.

Nous avons vu que la surface du glacier würmien de la Romanche (Fig.62) se tenait vers 1330 m d'altitude à l'entrée nord de la Matheysine. Cette dernière est surcreusée au niveau des lacs, mais le substratum (ou plancher rocheux) peut être estimé relativement plan à la cote 900 m. Cele donne une puissance de 430 m à la diffluence et par conséquent une longueur théorique de 9 km. Or, 9 km au S de l'axe de la vallée de la Romanche se trouve l'arc morainique frontal des Bruneaux derrière lequel s'abrite le dernier des lacs matheysins, celui de Pierre-Chatel. A priori donc, la diffluence romanchoise n'aurait pas rejoint, au maximum de Würm, le glacier de la Bonne ni, par conséquent, difflué par le col de la Festinière qui serait donc de formation plus ancienne. Cependant des dépôts morainiques autres que ceux du Marais (colmatage du fond de la dépression) existent entre le Calvaire et Pierre-Châtel. Ils seraient plus anciens que le Würm. Voyons si cela est possible.

Avant l'arrivée du glacier de la Bonne, le lac dans lequel se déposaient les argiles atteignait la cote 770 environ. Si l'on suppose que la Matheysine pouvait être débarrassée de son colmatage alluvial jusque près de son plancher rocheux, il n'en demeure pas moins que ce lac ne pouvait s'insinuer bien loin car ce plancher est presque partout à une altitude supérieure à cette cote, sauf près du Villaret où le sondage le plus profond l'a rencontré vers 740 m (Sondage n° 3 du nouveau siège du Villaret NS.3). Sauf ce point précis, la Matheysine n'est que peu surcreusée le long de son axe. En effet, le substratum affleure entre le lac mort et celui de Laffrey (les Allards), au N du lac de Petichet, il n'est qu'à 15,5 m aux Thénaux (S de ce lac , sondages n° 21, 22, 40 des H.D.B.), à 55 m aux Bruneaux et à 38 m à Pierre-Châtel au centre de la dépression. La nature du remplissage profond des sondages du Villaret (sables, graviers et blocs erratiques, donc certainement moraine) indique qu'il y susbsiste des dépôts glaciaires venant très certainement du glacier qui a façonné la vallée morte.

Si nous admettons l'extension glaciaire würmienne que nous venons de définir, la formation et la composition de cette grande étendue des marais de la Mure se comprend parfaitement. Au contraire, dans la conception ancienne qui faisait envahir totalement cette région, avec diffluence par la Festinière, les marais restent énigmatiques en l'absence d'un retour des glaciers ("Stade de la Mure "). Or, nous allons voir que même en tenant compte d'une éventuelle " récurrence ", ni le glacier de la Romanche ni celui de la Bonne ne seraient parvenus à déborder le seuil de la vallée suspendue.

Ainsi le glacier de la Romanche stationnant aux Guichards (vallée morte d'Uriage) au moment de la récurrence, aurait eu une épaisseur de 450 m (- 10 km de long) à l'entrée de la Matheysine (Ile-Falcon) ce qui ,compte tenu de l'altitude du substratum au front (350 m),amenait sa surface à 800 m, 100 m plus bas que le seuil de Laffrey. Par conséquent, même en admettant cette " récurrence ", il n'est pas possible de lui attribuer les arcs morainiques qui retiennent les lacs.

Car les 4 lacs de Matheysine sont retenus derrière des moraines, façonnées en vallums frontaux ou simplement bouchons informes, et sont donc des lacs de barrage glaciaire, sauf le lac Mort qui occupe un faible surcreusement dans le Houiller. Ces lacs reposent sur un tapis morainique peu épais, même le lac Mort qui est le seul dont les rives sont longées par la roche en place. A part ces formes morainiques frontales, un bel ensemble de moraines

latérales se développe aussi sur la bordure est de la vallée. Parmi ces dernières, la " grande moraine latérale " de Cholonge est le plus souvent citée, mais ce n'est pas, et de loin, la plus belle ni la plus typique (Fig. 123).

III.8.5.1. Moraines frontales. Les trois moraines frontales les mieux conservées sont celles qui ferment au S les lacs de Pierre-Châtel, de Petitchet et de Laffrey, sans compter le magnifique arc du Calvaire de la Mure qui est certainement un des plus beaux vallums que l'on puisse trouver en France, avec celui d'Ancelle (Champsaur). Ces trois arcs à concavité nord ont été depuis longtemps reconnus comme appartenant au bras diffluent du glacier de la Romanche, par leur orientation et la nature de leur matériel (nombreuses roches du Pelvoux, dont les granites). C'est une moraine sableuse et caillouteuse, assez lavée et légèrement classée au front même (les Bruneaux), très peu argileuse, ce qui s'explique fort bien étant donné la nature très cristalline du bassin-versant de la Romanche, surtout de rive gauche (côté de la diffluence et du Vénéon).A l'W ces moraines sont directement plaquées contre le versant de la ride jurassique de Laffrey tandis qu'à l'E elles se raccordent à des vallums latéraux bien conservés également. Toutes ces moraines sont rompues en leur centre par des chenaux radiaux faisant communiquer les lacs (actuellement seuls ceux de Laffrey et de Petichet sont dans ce cas) et qui se déversaient dans le Marais de la Mure. Ce dernier était aussi un lac d'assez grandes dimensions avant qu'il ne fut entièrement comblé (car le plus bas). Seuls les lacs Morts et de Laffrey sont séparés par un bouchon morainique informe où l'on ne peut distinguer qu'un minuscule bout d'arc sur lequel est bâti le hameau des Allards.

La grande moraine terminale de la Mure montre aussi, par ses chenaux marginaux, comment a pu se combler rapidement le lac du Marais. Un chenal sectionne en amont la moraine au hameau de Creux, au contact du versant rocheux. Il longe l'extérieur de l'arc et à contribué à combler la dépression de Nantes-en-Rattier puis se heurte, à Serre-Bouvet, contre l'arête liasique de Côte-Longue recouverte de glaciaire. Là, il sectionne l'extrémité sud de cette colline puis, bifurquant vers le N, traverse le gros arc de la Citadelle en son centre, à la Croix-des-Sept-Chemins où il rejoignait un chenal radial. Ce chenal se jette dans la dépression du Marais.

A la Mure un autre chenal, issu du Marais, s'insinue entre la moraine du Calvaire et le versant du Sénépy, puis entre ce versant et la moraine frontale de Peychaud et s'arrête suspendu au-dessus du ravin de la Jonche en pleine érosion régressive, à l'ancien moulin de la Roche. Ce chenal, coté à 885 m dans la ville, règle l'altitude du colmatage du Marais (885 m également au Villaret). Tout se passe donc comme si la dépression du Marais était préexistante à l'arrivée des glaciers würmiens et qu'elle ait été comblée après avoir été barrée par la moraine terminale du Calvaire,ce qui a déterminé la formation d'un lac assez profond.

Car le matériel qui remplit cette dépression du Marais est loin d'être une simple moraine. D'ailleurs cette étendue absolument plane ne peut dériver que d'un comblement de type lacustre. Ainsi, si les sondages proches de l'arc morainique (puits du Villaret) montrent de la moraine jusque près de la surface (8 à 10 m) , ceux qui s'en éloignent un peu traversent des alluvions caillouteuses (le Razier, n° 17), des argiles et des sables alternant (sondages du nouveau siège) sans éléments grossiers ni gros blocs sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur (43 m au sondage 2, 75 m au 3, 54 au 5, 52 au 7, etc...) reposant soit sur des alluvions grossières, soit sur de la moraine. Il est donc manisfeste qu'il existe à grande profondeur, sous le Marais, un tapis morainique se raccordant en forte pente à la moraine terminale de la Mure, sur lequel reposent des sédiments lacustres venant jusque vers la surface (Fig. 124 et 125).

Les sondages proches des moraines terminales romanchoises montrent le même dispositif ; ainsi celui de Pierre-Châtel (S 21) a traversé une alternance d'argiles et de sables avec un petit banc de gravier vers le sommet, sur 38,40 m, et celui des Bruneaux (S 22) des argiles sableuses, des graviers, des sables marneux et des alluvions sur 51,65 m. Il n'y a pas que des moraines, donc sous la surface du marais de la Mure. Cette dépression s'est comblée aussi par l'alluvionnement des chenaux marginaux (matériel grossier de base) puis, une fois le glacier parti et cette source tarie, par des ruisseaux descendant des hauteurs environnantes que les arcs morainiques ont détourné dans ce lac. L'exemple le plus frappant en est la Jonche qui, sous Villard-St-Christophe, au lieu de se précipiter dans le lac de Pierre-Châtel comme le lui commanderait la simple gravité (ligne de plus grande pente), est détournée aux Troussiers par une moraine latérale gauche du lobe romanchois qu'elle suit à l'extérieur pour aller se jeter en aval de la moraine frontale des Bruneaux, dans le Marais de la Mure, à Pierre-Châtel même (Fig.123).

III.8.5.2. Moraines latérales. A l'E du berceau matheysin un alignement de collines méridiennes interromp la régularité transversale de l'auge sous les pentes liasiques du Grand-Serre. Cet alignement qui part du hameau des Bigeards pour se terminer à Serre-Bouvet, d'altitude régulièrement décroissante vers le S, a été défini comme une grande moraine latérale de " Cholonge ". Or s'il est vrai que ces rides sont recouvertes de moraine, on ne peut les qualifier de latérales pour la raison qu'elles apparaissent presque au milieu de l'auge (en effet, un large couloir les sépare du Grand-Serre), ni de moraines car elles ont toutes une ossature rocheuse, visible non seulement au S (Les Serres, Côte-Longue) mais aussi au N (Cholonge, les Bigeards). Il s'agit en fait de drumlins. Ce sont sur ces drumlins que se moulent les véritables moraines latérales de la Matheysine (Fig. 123).

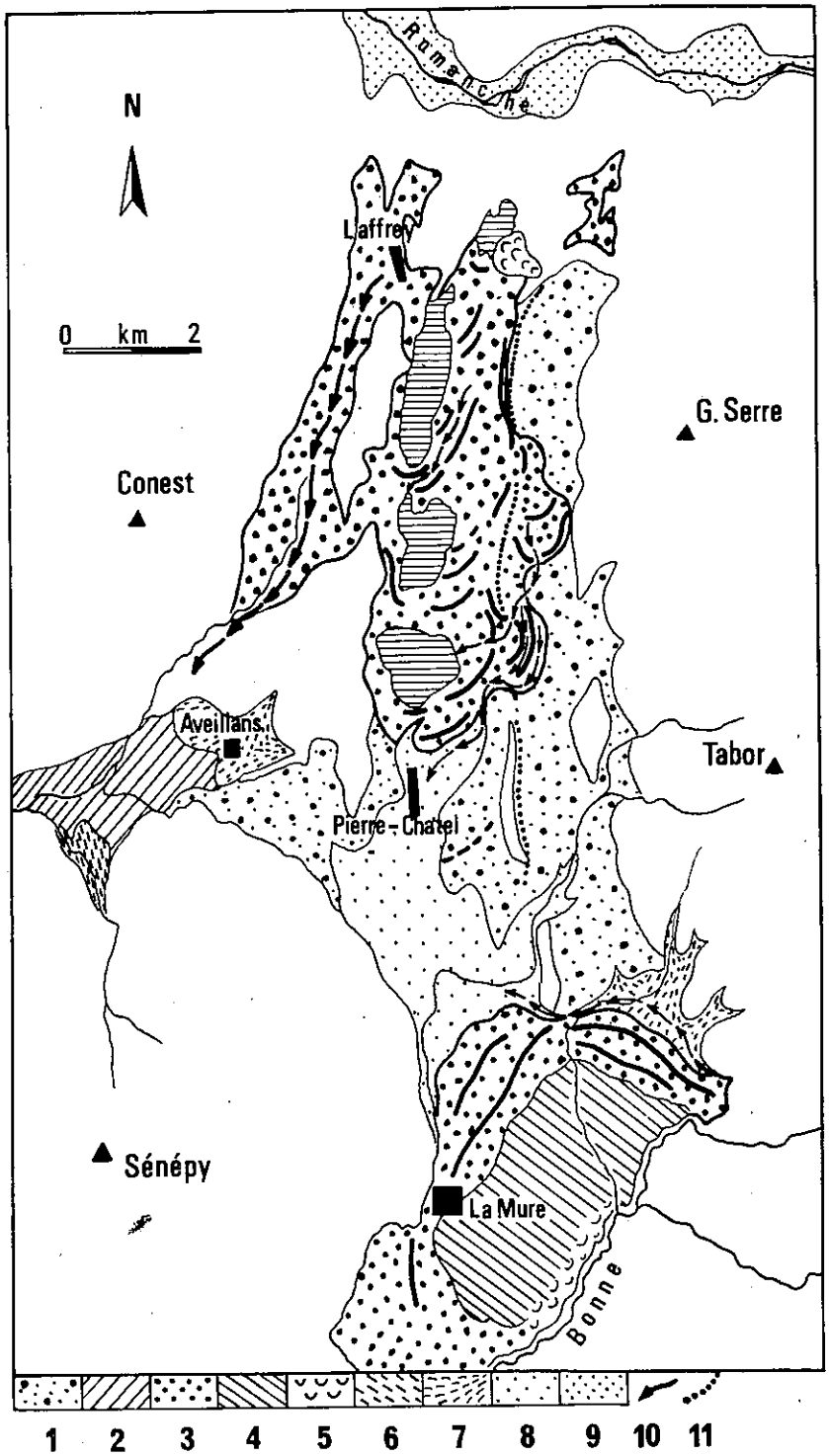


Fig. 123. CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES DE MATHEYSINE.

1. moraines rissiennes (externes et plus élevées que celle du maximum de Würm), 2. formations du bassin de la Motte d'Aveillans (cf. fig.119), 3. moraines du maximum de Würm (W II), de la Romanche au N, de la Bonne au S, Vallums en traits gras, 4. formations cataglaciaires W II de l'ombilic de la Mure (argiles de la Tuilerie et terrasses glacio-lacustres supérieurs), et W III (terrasses de Roizon), 5. tassement du Lac Mort, 5. delta local du maximum de Würm (W II), 7. cônes de déjection postérieurs au maximum de Würm, 8. remplissage des marais de la Mure (obturation du maximum de Würm et alluvions superficielles récentes), 9. alluvions de fond de vallée, 10. effluents glaciaires principaux (surtout vallée de Vaux), 11. crêtes morainiques (drumlins) rissiennes.

La première et la plus élevée est appliquée contre l'arête même du drumlin de Cholonge, moitié sud. Partant de la cote 1169 m on la voit pousser un diverticule dans le ravin du ruisseau de Moulins, bouchant ainsi le sillon latéral de Cholonge derrière laquelle elle retient la tourbière des Vorzes. puis, se continuant par une moraine latérale au N des Creys, elle se raccorde au système frontal des Thénaux qui ferme le lac de Petichet.

En-dessous , une autre grande moraine latérale domine la Bergogne et s'accroche à la base du drumlin de Cholonge. Elle se raccorde à la moraine frontale de la Fayolle tandis que celle de Petichet se prolonge par la moraine latérale de la Bergogne. Deux autres alignements, plus modestes, existent aux Josserands.

Mais c'est le système terminal de Pierre-Châtel qui est, de loin, le plus démonstratif. Sa moraine frontale vient contourner la crête du Serre et s'invaginer dans la dépression latérale sous Villard-St-Christophe (détournement de la Jonche) puis, de là, revient contourner le Sud des Creys. Au N encore, elle forme une digitation qui, enfilant le sillon latéral au S de Cholonge, se termine à mi-chemin du Villard (moraine frontale adjacente) et est rompue en son centre par un magnifique chenal radial. Un second système parallèle au premier et légèrement en retrait seulement correspond au second et troisième arc frontal de la Ferme du Lac. Or ce système externe (localement s'entend) qui se moule sur le drumlin du Crey suppose ce dernier préexistant, donc son sommet morainique, non submergé, est anté-würmien. C'est la même chose pour ceux plus au S du Serre et de Côte-Longue, situés entre les moraines terminales de Würm. Par contre le drumlin de Cholonge (cote 1224) paraît bien avoir été submergé, ou presque, puisque le calcul montre qu'au maximum de Würm le glacier diffluent culminait à ce niveau à 1250 m.

A l'extérieur des moraines würmiennes existe aussi un système de crêtes et de chenaux, mais beaucoup moins net. Ainsi il semble bien y avoir un vallum latéral (ou latéro-frontal) à Ser-Sigaud, appartenant à la Romanche, et qui serait fini-rissien. A la Traverse, au S de Villard-St-Christophe, un chenal marginal encore bien marqué daterait aussi du retrait du Riss. Sur le versant du Grand-Serre on trouve de la moraine typique jusqu'à 1250 m et plus (collet de Combalberte), mais sans morphologie nette et remaniée sur les pentes ici assez fortes.

Entre les drumlins latéraux et le versant du Grand-Serre court un sillon qui commence au col du Fond-des-Sciaux, au N, passe à Cholonge, Villard-St-Christophe, la Traverse, Fugière, St-Honoré pour se terminer à Nantes-en-Rattier dans la dépression homologue du Marais de la Mure. Ce sillon est même localement doublé (Combalberte) par un autre col plus élevé. Réaménagé par les eaux marginales du glacier würmien et même par une diffluence secondaire (Cholonge), il existait cependant avant le Würm (Villard, Fugière, etc...) puisque le glacier würmien s'y inscrit et qu'il exède son domaine.

III.8.5.3. Formations de versants. Elles sont très peu nombreuses car il semble que la lithologie ne s'y prête pas. Cependant on trouve un certain nombre de cônes de déjection, tous relativement anciens. Un des premiers est le colmatage torrentiel du ravin de la Jonche sous Côte-Dure qui date certainement de l'époque où le glacier fermait totalement le débouché du torrent, donc d'avant le Würm. Les autres sont soit contemporains d'un épisode de stationnement du glacier würmien (Villard-St-Christophe, Cholonges), soit postérieurs mais correspondant à une période d'intense érosion et remblaiement du lac de la Mure (le Villaret, Lespinasse, les Mazuers, Nantes-en-Rattier etc...). Depuis, toute activité torrentielle semble stoppée sur ce plateau.

Les dépôts de versant proprement dits occupent surtout le versant du Grand-Serre, au-dessus de Cholonge. Il s'agit d'éboulis en cônes aplatis, repris par le ruissellement issu de tout petits ravins superficiels (Coirelle, Clapelle, Combe de Chaupin), étalés et souvent cimentés en brèche de pente. Ils sont postérieurs au retrait du glacier würmien dont ils ravinent les moraines.

Mais surtout il y a les glissements de terrain. Ceux-ci sont localisés essentiellement au N du drumlin de Cholonge. Le plus spectaculaire est celui des Allards, qui forme une intumescence s'avançant dans le lac Mort (Barfety J.C. et al., 1970), et qui s'est fait surtout aux dépens des schistes houillers et de leur couverture morainique. De l'autre côté de la crête, un autre glissement, superficiel seulement, affecte la pente au NW de la Coirelle. Mais le plus énigmatique est le boursouflement qui soulève le substratum au niveau même et au NE de ce village. Là, une topographie très chaotique au milieu de laquelle ressort un affleurement de Lias ne peut s'expliquer ni par un glissement (le versant du Grand-Serre est net, intact, il n'y a aucune trace de niche d'arrachement sur le drumlin contrairement aux deux autres effondrements), ni par un amas morainique (le glacier n'avait pas la possibilité d'envoyer un lobe assez épais par-dessus la crête rocheuse des Bigeards). Une seule explication reste donc, celle d'un foisonnement sur place du sous-sol. On sait que le col du Fond-des-Sciaux se trouve sur le passage d'un grand accident de socle (prolongement de la faille décrochante de Jasneuf), qui met ici en contact l'Aalénien du Grand-Serre avec le socle cristallin des Bigeards (voir fig. 9). Il se pourrait qu'à la faveur de cet accident un coin de Trias anhydrite soit pincé et l'humidification superficielle aidant, que sa transformation en gypse produise un foisonnement par augmentation de volume. Mais ce n'est qu'une hypothèse, les observations superficielles ne montrant, à part l'affleurement jurassique, que la couverture de moraine.

III.8.6. DIFFLUENCE DE LA MORTE-LAVALDENS. Nous avons pu dater d'avant le Würm l'établissement de la

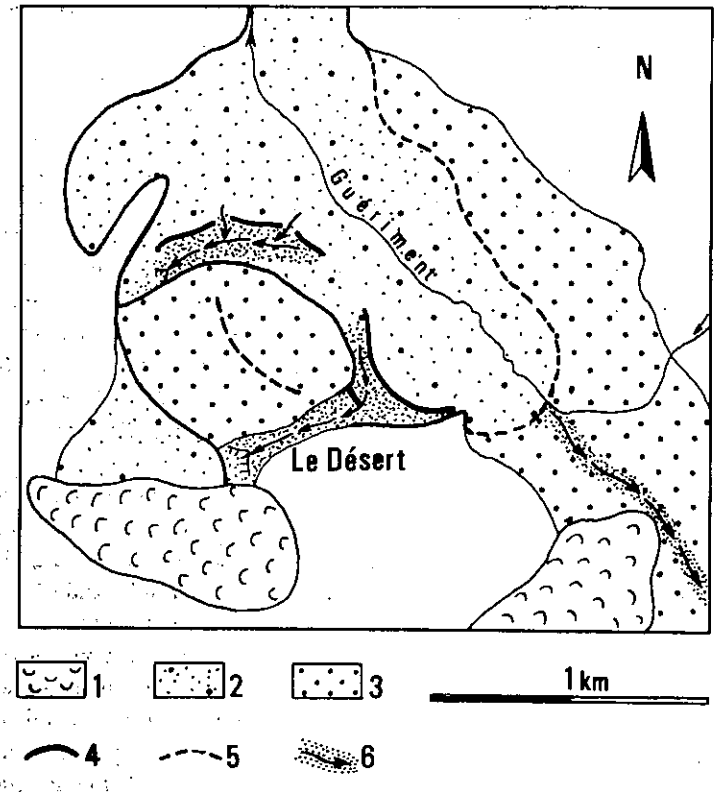


Fig. 126. CARTE SCHEMATIQUE DE LA DIFFLUENCE DE LA MORTE EN TAILLEFER.
1. glissements en masse, 2. moraine würmienne (maximum, WII), 3. moraine rissienne, 4. vallum würmien, 5. vallum rissien effacé, 6. effluents würmiens.
Remarquer l'écoulement actuel du ruisseau de Guériment(vers la Romanche), à l'opposé de l'effluent glaciaire principal.

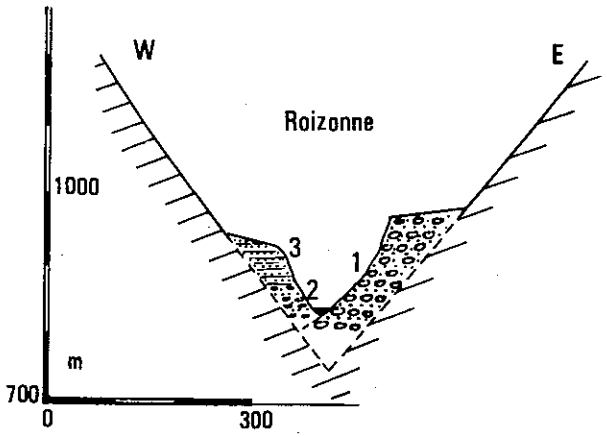


Fig.128. TERRASSES GLACIO-LACUSTRES DE LA ROIZONNE. Coupe transversale en aval de la Valette.
1. terrasse à alluvions grossières (cataglaciaire WII), 2,3. terrasse à alluvions graveleuses (2) puis sableuses fines (3) (cataglaciaire W III).
La non-correspondance des faciès d'une rive à l'autre prouve la dualité de l'alluvionnement donc l'emboîtement de (2,3) dans (1), d'où les datations.

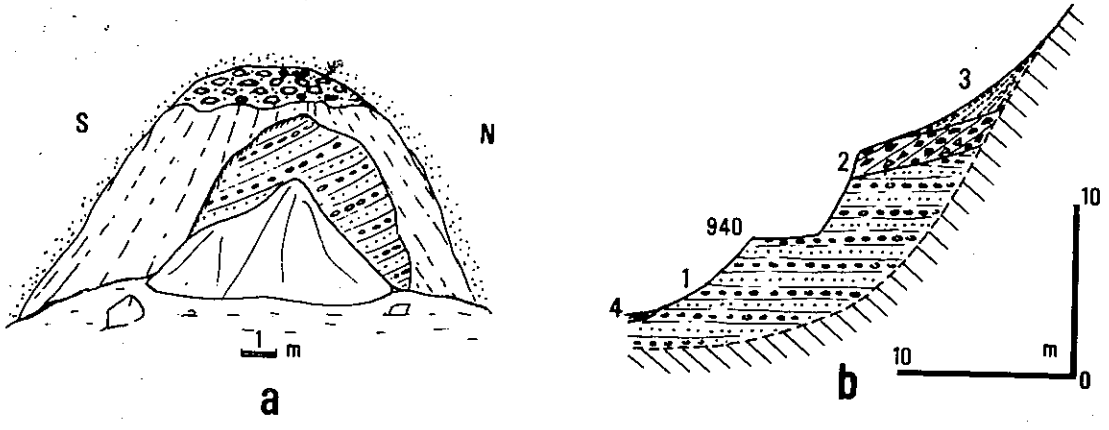


Fig. 127. FORMATIONS DE LA VALETTE (Roizonne).
a) carrière vue de face. Alluvions deltaïques de la Roizonne.
b) coupe transversale, 1. alluvions deltaïques (lac d'obturation glaciaire würmien, W II), 2. grèzes grossières, 3. éboulis de gravité superficiels, 4. alluvions de fond de vallée.

diffluence de la Morte (cf. II.2.2.3.). Cependant il est vraisemblable qu'à l'entrée de la diffluence, le glacier würmien se soit trouvé légèrement plus élevé du fait de la présence du verrou des " Portes de l'Oisans ", qui rétrécissait considérablement la section utile d'écoulement. Or la diffluence prend naissance juste en amont de ce verrou (Belle Lauze) et devait donc bénéficier de ce surcroit d'épaisseur. Ainsi on trouve une assez jolie morphologie glaciaire à son entrée même (les Souillets).

A l'extrémité sud (vallée de la Roizonne), la diffluence se trouvait barrée par le glacier de la Bonne (vallum de la Mure) de sorte que les eaux frontales de la langue diffluente ne trouvaient pas d'issue à l'aval, non plus que celles du glacier local de Vaunoire. On y trouve donc un colmatage lacustre et alluvial (la Valette, Oris-en-Rattier) que nous étudierons. Mais on n'y retrouve nulle part trace de l'éventuel glacier de Vaunoire, du moins par ses dépôts. Enfin la vallée est le siège de nombreux cônes de déjection beaucoup plus récents et nous y verrons de hautes moraines de cirques témoignant des derniers épisodes glaciaires.

Seule la vallée morte suspendue qui va de la Romanche à Moulin-Vieux, où elle est interrompue par la haute-Roizonne, est garnie de moraines. En aval et jusqu'à Sievoz, au confluent de la Bonne, elle ne montre plus que des sédiments fluviatiles.

Le remplissage de la diffluence est donc ancien, antérieur au Würm donc probablement Riss. Aux Souillets, une butte morainique élevée (1436 m) est échancrée au S (le Désert) par un magnifique chenal glaciaire issu d'un petit arc barrant son entrée, et qui est à rapporter au maximum de Würm. Un autre arc morainique contourne la butte au N, lui-même longé par un chenal externe dans lequel se jettent deux effluents radiaux, équivalent du précédent (fig. 126). Cette morphologie confirme qu'au maximum de Würm le glacier diffluent n'a pas dépassé le col (le Couvent). Sa modestie et sans doute le fait qu'il n'ait pas pu se maintenir longtemps dans cette position expliquent aussi la faiblesse du recreusement du colmatage glaciaire ancien.

Pendant ce temps le glacier würmien de la Bonne, qui construisait les moraines de la Mure, barrait le débouché de Roizonne entre Haut-Roizon et Sievoz où se trouve également une belle morphologie marginale. L'altitude maximale de ce lobe étalé, subcirculaire, devait avoisiner 950-960 m, cote du sommet de la moraine (la Citadelle). Effectivement on trouve à l'aval de la Roizonne deux terrasses nettes, l'une aux Contamines rive gauche (970 m), l'autre à la Valette rive droite (940 m) et un joli cône de déjection à Oris-en-Rattier, très épais (858 à 968 m), venant principalement du ravin de Teissonnière.

Sous Oris le cône supérieur recouvre en se raccordant à elle une terrasse dont on voit le matériel alluvial dans le grand ravin des Pras. Il s'agit d'une formation à galets très bien roulés, en grande majorité cristallins, de taille petite et moyenne, bien lités horizontalement sur la section visible et à matrice sableuse assez abondante. Ces alluvions se retrouvent dans la terrasse de la Condamine, où elles sont un peu plus grossières. Le cône est visible au sommet, sous la forme d'un apport plus grossier, plus terreux, moins bien émoussé et très peu lité, de matériel uniquement local (gneiss et micaschistes).

A la Valette par contre, la structure est un peu différente et franchement lacustre. La terrasse est formée par un soubassement d'alluvions à galets comme la précedente, surmonté par une grande masse de matériel fin. Ce sont des sables très bien triés et lités horizontalement, gris, en feuillets rappelant les varves argileuses. Cette formation lacustre constitue toute la partie supérieure de la terrasse et se trouve recouverte par un cône de déjection élevé, aux Girards et à la Valette même.

Mais c'est légèrement en amont de ce village, rive droite face à la Rochette, que l'on a la preuve de l'origine lacustre de ces formations. Une petite carrière montre en effet une alluvion à petits galets bien arrondis et sables grossiers, bien litée, avec un pendange très fort vers le S c'est-à-dire l'aval du lac. Cette formation est tronquée au sommet par un éboulis ordonné, grossier ,lité parallèlement à la pente (vers l'E) et formé uniquement d'apports locaux. La cote de cet affleurement (950 m) situe bien le sommet approximatif de ce lac (fig. 127).

On trouve donc en basse Roizonne un système de dépôts lacustres de barrage glaciaire würmien. Grossiers aux abords des sources d'alimentation (Oris, la Rochette), ils deviennent fins vers le centre de la retenue (aval de la Valette). Ce lac était cependant d'étendue très modeste, mais surtout très étroit (500-600 m). Les formations qui y restent accrochées contre les parois rocheuses, très entaillées par le torrent actuel (120 à 150 m) n'ont plus leur morphologie initiale de terrasse (sauf sous Oris). Cependant la nature très différente des dépôts d'une rive à l'autre, leur niveau inégal aussi (970 m à la Condamine contre 940 m à la Valette, qui se situe en amont) pourraient laisser supposer l'existence de deux remplissages. Mais, localement, rien à part ces arguments ne peut vérifier une telle hypothèse (fig. 128).

Lorsque le barrage morainique fut rompu, la Roizonne qui coulait sur le colmatage lacustre à 950-960 m environ commença son travail érosif par l'aval et s'enfonça donc, depuis cette époque, de 170 m environ sous Oris. Actuellement sa remontée d'érosion ne dépasse pas les Mazoirs, au N de Lavaldens, en amont desquels le torrent de Vaunoire coule et divague sur son lit torrentiel. Une série de cônes de déjection relativement anciens (morts) se raccordent à ces alluvions de fond de vallée (Moulin-Vieux, les Mazoirs, Lavaldens, le Fontanieu, etc...). Mais, entre la Valette et ce dernier lieu existent des cônes de déjection élevés, très entaillés par le torrent, et correspondant certainement soit au remplissage lacustre, soit plutôt à un épisode légèrement postérieur (en effet

les cônes anciens de la Rochette, à matériaux grossiers, ne perturbent pas les alluvions deltaïques sableuses litées juste en face de l'autre côté de l'étroite vallée). On voit de tels cônes à la Rochette, au Mollard, outre ceux de Lavaldens même qui ravinent les dépôts lacustres.

Très peu de formations de versant existent dans cette vallée, à part les éboulis de gravité simples du pied des falaises. Cependant des éboulis périglaciaires (ordonnés) s'y trouvent notamment à la Valette (fig.127) ainsi que dans la diffluence de la Morte, en amont de Moulin-Vieux sur le versant du Taillefer. Il y a aussi un grand développement de glissements en masse et superficiels dans les terrains triasiques de l'E du Grand-Serre (ravin de la Grande-Montagne), comme la coulée de la Balme sur laquelle sont établies les pistes de ski et dont le débordement au milieu de la vallée morte crée un relief pseudo-morainique (J.C. BARFETTY et al., 1970).

III.8.7. CONCLUSION.

La région matheysine, composée de trois diffluences (vallées de Vaux, Matheysine s.s. et diffluence de la Morte) nous a montré une morphologie simple et une stratigraphie complexe. Les plus anciennes formations non morainiques existent dans le bassin local de la Motte-d'Aveillans (cailloutis anciens I et argiles litées de la Motte), ainsi que dans la région de la Mure (cailloutis anciens II et III). Elles sont recouvertes par des moraines argileuses (la Mure), des moraines et alluvions fluvio-glaciaires (ou glacio-lacustres) à la Motte d'Aveillans, datant du maximum de Würm.

Les glaciers würmiens n'ont occupé entièrement aucune de ces diffluences (fig.129). Cela est net en Matheysine (vallums terminaux de Pierre-Châtel et du Calvaire de la Mure, remplissage glacio-lacustre du Marais de la Mure) et à la Valette (sables fins lacustres, sables et petits galets deltaïques). Mais tandis que les vallées de Vaux et de la Morte-Laveldens étaient balayés par des torrents (glaciaire pour Vaux, Roizonne pour Lavaldens) de sorte qu'il n'y reste plus trace du passage des anciens glaciers (sauf moraine du fond de la diffluence de la Morte),, les dépôts glaciaires anciens sont nombreux en Matheysine (Serre-Sigaud, St-Honoré, col de la Festinière etc...).

Au cours de la décrue de Würm, trois stationnements successifs du lobe romanchois aux Thénaux, à Petitchet et vers Laffrey ont construit des arcs morainiques derrière lesquels s'abritent les lacs de Matheysine. On peut, à leur sujet, parler de stades de retrait mais seulement locaux puisque l'on ne trouve rien de tel au débouché du glacier de la Bonne, à la Mure. Le lobe de la Mure, très large, semble avoir fondu sur place et, pendant cette fusion, les eaux marginales ont façonné des chenaux que l'on repère à l'intérieur de l'amphithéâtre. C'est au cours de la fusion de ce lobe que l'épaisse moraine argileuse de base (Demoiselles Coiffées) s'est déposée. Dans l'emplacement libéré, un lac de dépression terminale s'est établi. Il s'est comblé par une épaisse couche d'argiles litées (tuilerie) surmontées localement de sables. La rupture du barrage morainique aval (Cognet) fut le début de l'enfoncement sur place de la Bonne et de son épigénie actuelle.

Le glacier du Valbonnais revient une seconde fois, inscrivant un deuxième ombilic dans les dépôts quaternaires antérieurs, ravinant les argiles litées surtout en amont et venant s'appuyer contre le bord interne des moraines du Calvaire (glaci-tectonique de la Faurie). De ce second épisode restent les moraines supérieurs du ravin des Demoiselles et surtout les terrasses deltaïques de Roizon qui colmatèrent la dépression terminale de cette " récurrence ".

On ne peut trouver de témoin de cette seconde phase en Matheysine, le glacier récurrent de la Romanche n'ayant pas atteint l'épaisseur nécessaire pour déborder le seuil de Laffrey. Seules des formations de versant (éboulis de gravité ou périglaciaires, glissements, cônes de déjection), d'ailleurs assez peu nombreuses, sont à rapporter à une phase postérieure à celle du Maximum.

III.9. LE BEAUMONT .

III.9.1. DELIMITATION.

C'est aussi une petite région naturelle presque refermée sur elle-même, tant du point de vue géographique que géologique. Elle fait suite, au S, à la Matheysine dont elle n'est séparée que par la grande coupure du Drac-Bonne-Roizonne. A l'W, elle est isolée du Trièves (Défilé du Drac) par le resserrement de Cognet, entre la moraine de Peychaud et la cuesta bajocienne de Masserange prolongée par celle du Dévoluy, à l'E du Valbonnais (bassin de la Bonne) par le verrou du Pont-du-Prêtre et les montagnes liasiques du Beaumont. Au S enfin, elle est limitée à Corps par les verrous d'Aspres-Beaufin sur le Drac, de la Posterle sur la Souloise.

Le Beaumont est le domaine de grandes terrasses (St-Sebastien, Cordéac, Pellafol, etc...) ou plateaux du Drac. Mais la stratigraphie et la structure de ces puissants dépôts quaternaires (plus de 300 m) étaient encore mal connues il y a peu de temps car c'est assurément la région la plus complexe, et d'assez loin, de tout le domaine dracquois. De plus les conditions d'observation, malgré quelques bonnes coupes, sont très difficiles par suite de nombreux glissements dont sont affectées les assises argileuses et morainiques très nombreuses sur les berges du Drac et de ses affluents.

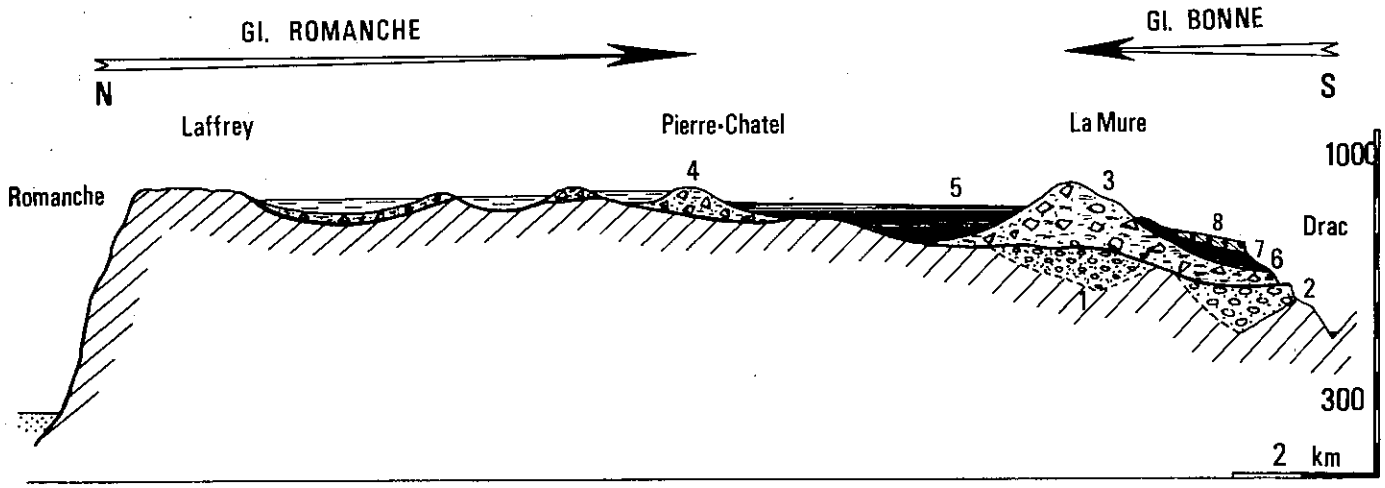


Fig.129. COUPE LONGITUDINALE DE LA MATHEYSINE.
1. alluvions élevées II (RII), 2. alluvions de base III (W I), 3. moraine du vallum de la Mure (Bonne, WIII), 4. moraine du vallum de Pierre-Châtel (Romanche, W II), 5. remplissage du lac d'obturation du marais de la Mure (cataglaciaire W II), 6. argiles de la Tuilerie de la Mure, lac d'ombilic du glacier de la Bonne (id.), 7. moraine argileuse superposée (W III), 8. alluvions deltaïques du comblement du lac d'ombilic (cataglaciaire W III),
Cette coupe montre nettement la double obturation du lac du Marais de la Mure par deux moraines frontales convergentes (avancées extrêmes des glaciers de la Romanche et de la Bonne). C'est , en réduction, le même phénomène que celui qui s'est produit au même moment dans la vallée du Drac (Trièves-Beaumont).

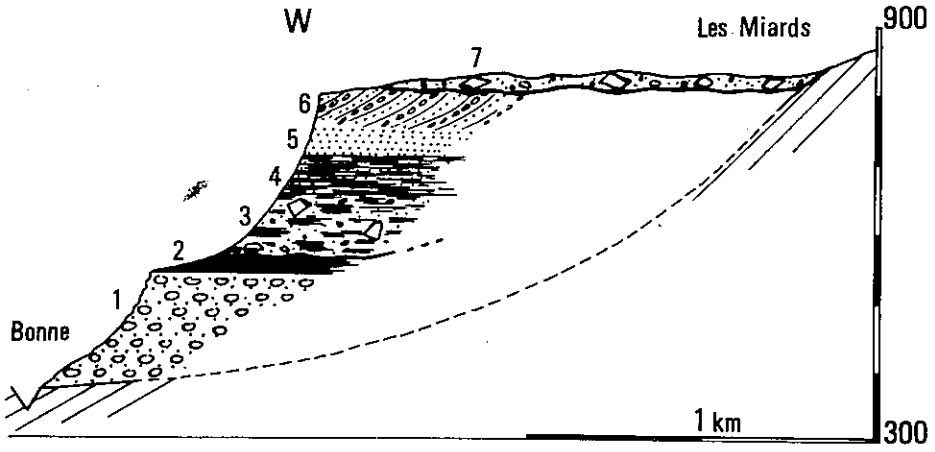


Fig.130. COUPE DU RAVIN DES GARGUETTES.
1. alluvions III de base (W I), 2. argiles litées (correspondant à celles de Sinard, progression du maximum de Würm, W II), 3. moraine argileuse du maximum de Würm (W II), 4. argiles litées et sables très fins lacustres cataglaciaires W II, 5. sables fins lacustres associés, 6. alluvions graveleuses deltaïques de fin de comblement de l'ombilic, cataglaciaire W II, 7. moraine graveleuse à gros blocs superficielle (WIII).
Comparer cette coupe à celle des Demoiselles de la Mure, sur l'autre rive de la Bonne (fig.122).

III.9.2. ALLUVIONS DE BASE.

C'est le remplissage de la seconde vallée fossile (III) que l'on trouve au confluent du Drac et de la Bonne (cote 650-670 environ). On le suit sur les berges, rive gauche, jusqu'au niveau de Cordéac où il atteint l'altitude 700 m. Rive droite il forme le promontoire de Bas-Beaumont (682 m) recouvert par des argiles lacustres. Dans tout le Bas-Beaumont, on ne retrouve pas trace des cailloutis immédiatement antérieurs (II).

Ce sont eux qui semblent remplacer les III à partir de Cordéac vers l'amont, où ils apparaissent peu en-dessous de la cote 800 (combe Bramefan) rive gauche. Leur surface, toujours enfouie sous des dépôts lacustres (sables fins et argiles) semble monter aussi très régulièrement (Les Gauthiers 820 m, les Gachets 830 m, Ferme Vernet entre Drac et Sezia 840 m), jusque sous la terrasse de Corps, en amont du Sautet, où ils atteignent 850-860 m).

Comme dans la zone des plateaux, partout ces alluvions de base sont largement enfouies sous le gros remplissage fluvio-lacustre würmien auquel s'ajoute en aval, comme à Sinard, des formations morainiques. Et, de même, un autre ensemble alluvial plus élevé domine le colmatage lacustre et les moraines de Würm.

III.9.3. STRATIGRAPHIE.

Une des coupes fondamentales du Beaumont est celle du ravin des Garguettes, au S de Pont-Haut, où l'on relève la succession suivante (fig. 130) :

- A la base, alluvions à gros galets du Drac, localement cimentées (toit à 660 m).
- Mince couche d'argile noire, litée, silteuse, sans éléments grossiers (670 m).
- Moraine très argileuse, noire, à gros blocs cristallins (710-720 m).
- Formation argilo-sableuse, bien litée horizontalement (780 m).
- Alluvions à petits galets bien roulés et sables bien lités obliquement (structure deltaïque ; 810 m).

Cette coupe complète et explique celle du ravin des Demoiselles. Ainsi on y retrouve les mêmes couches, mais on y observe en place les argiles varvées du sommet des alluvions anciennes (III) dont le remaniement par le glacier de la Bonne a donné les épaisses moraines très argileuses. Aux Garguettes, la couche glacio-lacustre superposée à ces moraines est plus grossière, sableuse, car située un peu plus en amont. La seule différence notable est la présence indubitable d'une moraine supérieure (les Miards) qui ne correspond pas du tout à la moraine inférieure, ni sans doute à l'arc du Calvaire de la Mure. Or une telle moraine se retrouve plus au S, au-dessus de St-Pierre-de-Méarotz (Serre de l'Aigle) où elle se présente dans les mêmes conditions, ainsi qu'au N de St-Sébastien. Il faut donc admettre que, comme à la Mure mais plus clairement, nous avons ici deux ensembles glaciaires distincts et réellement superposés.

III.9.3.1. Pseudo-moraine de Siévoz. A Siévoz , la carte géologique (Vizille 1/80 000) mentionne une moraine (G13) dessinant un vallum. Mais lorsqu'on en parcourt le sommet, au lieu de rencontrer de gros blocs ou une formation argileuse on se trouve au contraire sur un sable très fin, bien lavé et trié, d'aspect dunaire, qui n'évoque pas du tout le glaciaire. D'ailleurs, d'un côté à l'autre de la crête, les deux coupes sont totalement différentes.

Côté Bonne on relève la succession suivante (fig.131) :

- A la base, poudingue de base ancien du Drac (III), 660 m.
- Mince couche de moraine très argileuse.
- Alluvions caillouteuses et sableuses se terminant à la terrasse du plan de Siévoz (770 m) par une structure deltaïque (pendage S, vers l'amont du cours d'eau).
- Continuant à monter vers Siévoz-le-Haut, alluvions inclinées (pendage Sud-Ouest), deltaïques, jusqu'à la cote 830 m.

On doit noter qu'un peu en amont et sous Siévoz apparaissent, dans le versant de la Bonne, des argiles varvées typiques jusque vers le cote 730 m (fig. 132).

On se retrouve ainsi en présence d'une coupe assez différente de celle des Garguettes, pourtant éloignée de moins de 500 m.

Dans les gorges de la Roizonne, au N de Siévoz , la coupe est différente encore (fig. 132) :

- A la base, alluvion à galets bien arrondis, matrice sableuse bon litage horizontal,
- Alluvions à petits galets bien arrondis interstratifiés avec des bancs de sables, silts et argiles litées,
- Cailloutis à galets bien arrondis, graviers et sables bien lités,
- Sables très fins et petits galets (880 m).

Vers l'aval, la formation tend à devenir plus argileuse, vers l'amont plus grossière. Sur toute l'épaisseur de la coupe (700 à 882 m,) il est impossible de distinguer une influence morainique quelconque. On ne peut y voir qu'un remplissage alluvial et, de plus, les nombreux bancs d'argiles et de silts, non dérangés, témoignent d'une décantation très calme. Le dépôt a dû se faire sans aucun doute dans une étendue d'eau tranquille, lacustre, où alternaient

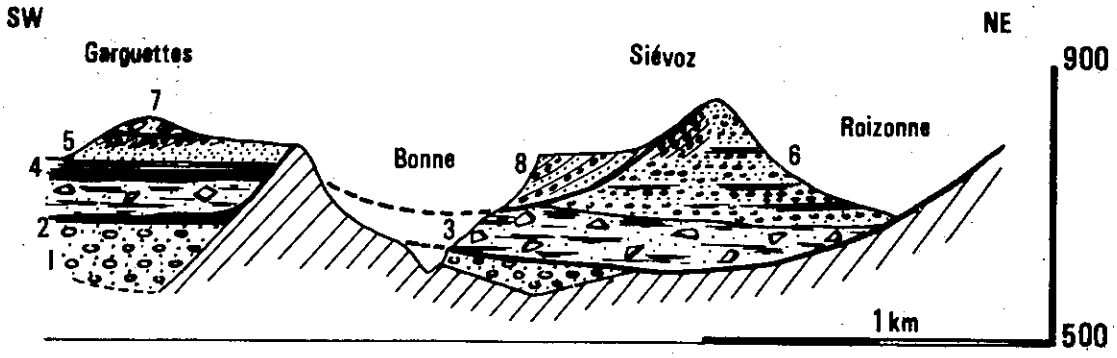


Fig. 131. COUPE TRANSVERSALE AU NIVEAU DE LA TERRASSE DE SIEVOZ.
1. cailloutis de base III (W I), 2. argiles glacio-lacustres de progression de Würm (maximum, W II), 3. moraine argileuse intérieure du maximum de Würm (W II), 4. argiles litées intermédiaires, 5. sables et graviers lacustres, 6. alluvions argilo-sablo-graveleuses du Serre de Siévoz (4,5,6 = remplissage glacio-lacustre de l'ombilic du glacier de la Bonne, cataglaciaire Würm II).

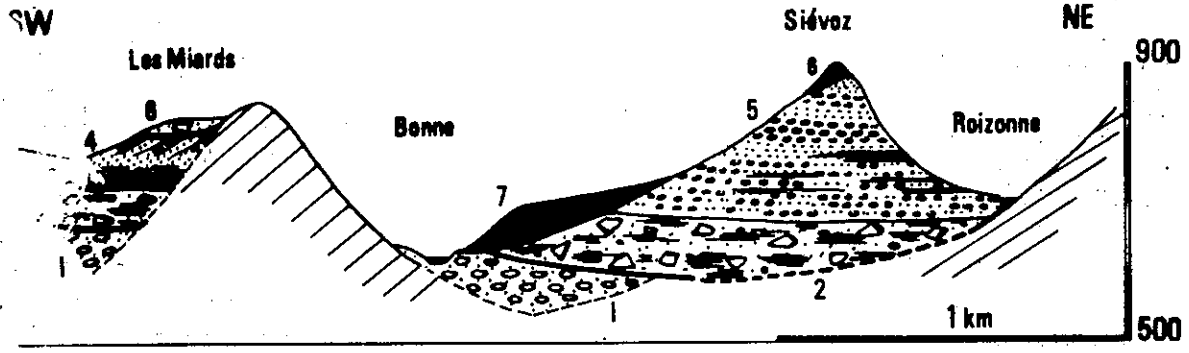


Fig. 132. COUPE TRANSVERSALE DE LA BONNE A SIEVOZ (en amont de 131).
1. alluvions III de base (WI), 2. moraine argileuse (W II, maximum), 3. argiles litées des Garguettes, 4. sables et graviers lacustres des Garguettes, 5. alluvions argilo-sablo-graveleuses du Serre de Siévoz (3,4,5 = remplissage glacio-lacustre de l'ombilic du glacier de la Bonne, cataglaciaire W II), 6. moraine graveleuse à gros blocs (W III), 7. argiles litées de Siévoz, cataglaciaire lacustre W III (= 8 de 131).

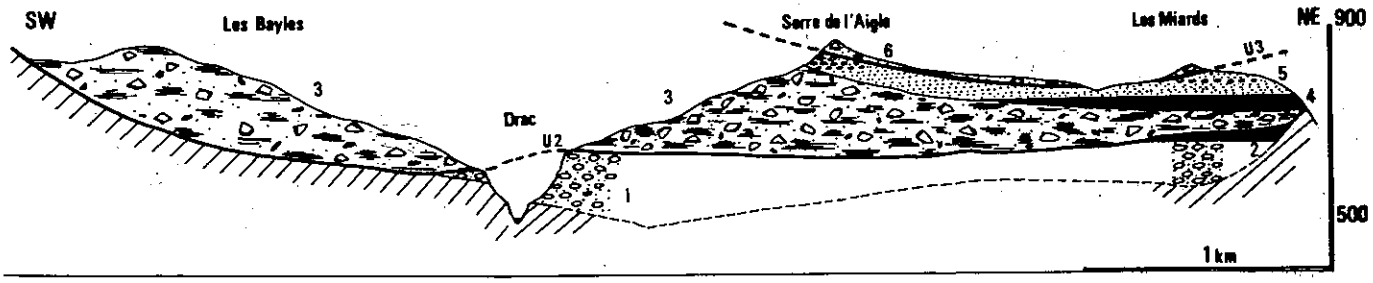
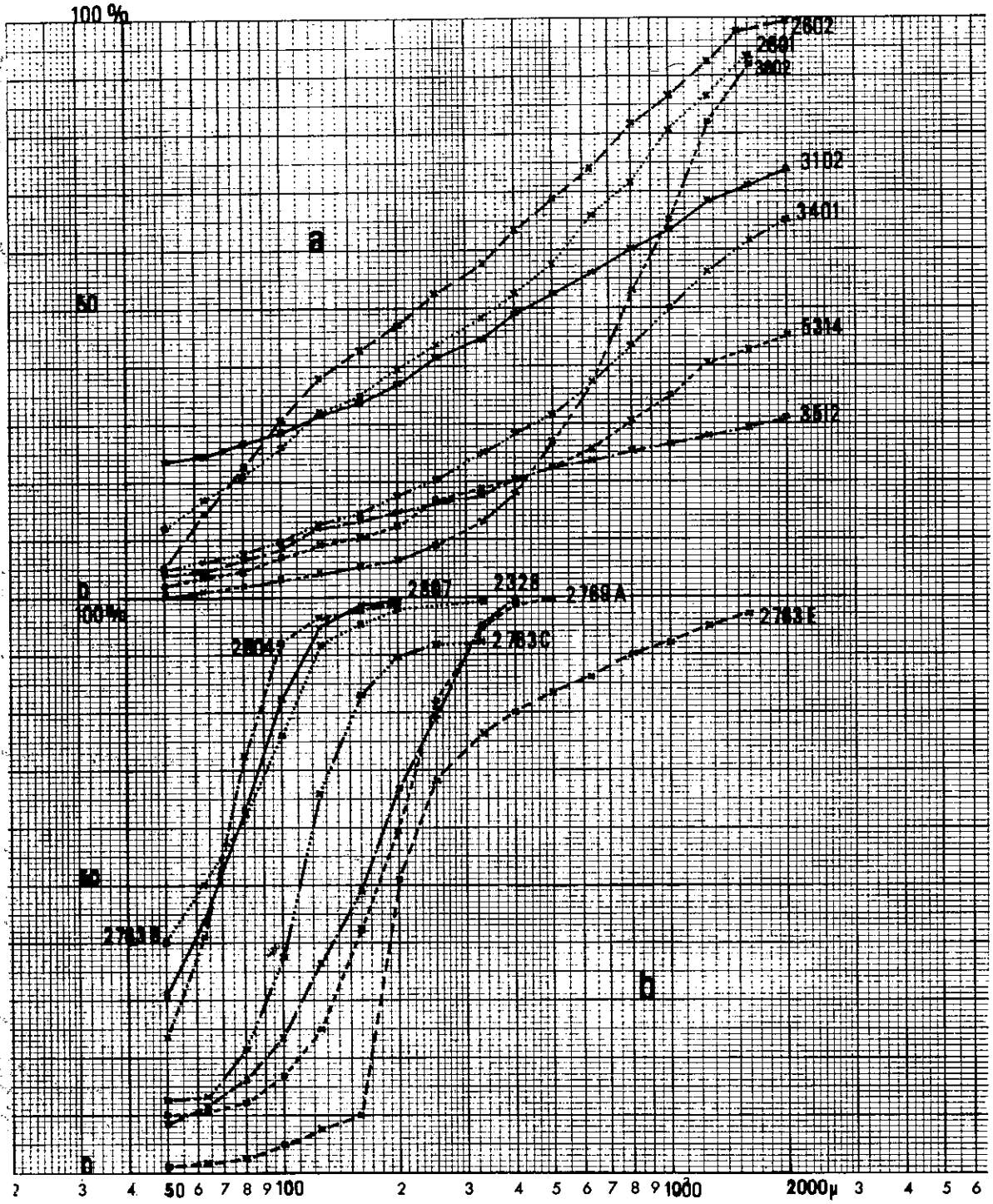


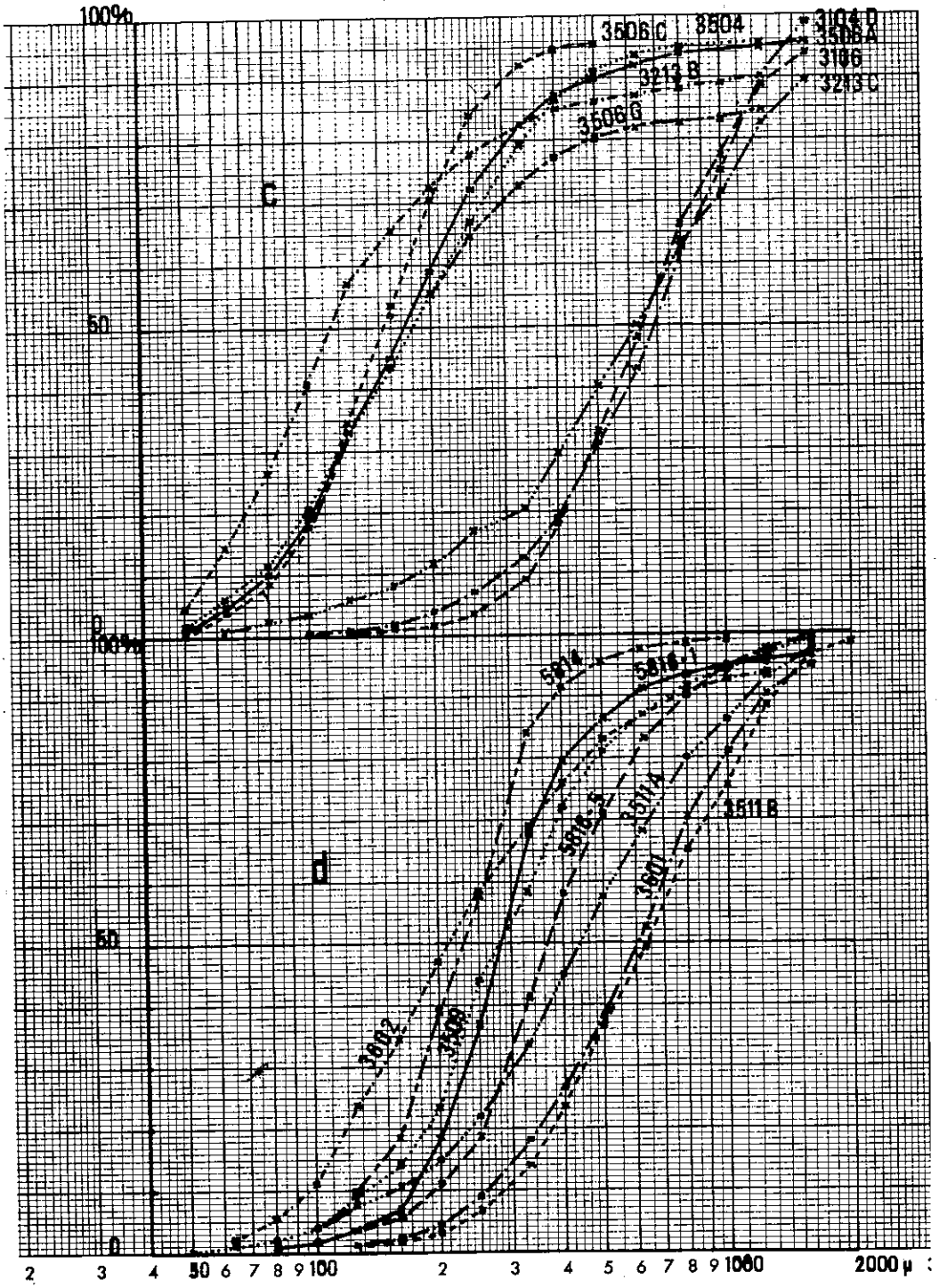
Fig. 134. COUPE DRAC-BONNE : SUPERPOSITION DE DEUX ENSEMBLES GLACIAIRES.
1. cailloutis III (W I), 2. argiles glacio-lacustres de base (progression du maximum de Würm), 3. moraine argileuse du maximum de Würm (W II), 4. argiles varvées glacio-lacustres de l'ombilic de la Mure (cataglaciaire W II), 5. sables et cailloutis deltaïques du comblement du lac d'ombilic de la Mure (Id.), 6. moraine supérieure à gros blocs du retour du glacier de la Bonne (W III), U_2 fond d'auge du glacier du maximum de Würm (W II.), U_3 fond d'auge du glacier W III.

Fig. 133. SEDIMENTOLOGIE DE QUELQUES FORMATIONS CARACTERISTIQUES DU DRAC.



a) Courbes cumulatives de moraines du bassin du Drac.
2601.2602. moraines locales du bassin de Gresse (Vercors), 3102. moraine du vallum des Thénaux (Romanche), 3401. moraine des Ougiers (Vénéon), 3512. moraine de la Garde (Bonne), 3802. moraine de Valsenestre (Bonne), 5314. moraine de Chauffayer (Séverais-se).

b) Courbes cumulatives des formations glacio-lacustres du Trièves.
2328. sables des Silvains, 2763. B.C.E. sables et graviers glacio-deltaïque de Thoranne (divers niveaux), 2769. A. sables de Chaffaud (base), 2804. sables de Touage, 2807. graviers deltaïques de Villard-Julien.



c) Courbes cumulatives des formations glacio-lacustres de la Mure.

3104 D. terrasse lacustre de Haut Roizon, 3106. terrasse du Haut Roizon, 3213. B.C. formations deltaïques de la Rochette, 3504. C. graviers deltaïques des Garguettes, 3506.A.C.G. niveaux sablo-graveleux du " pseudo-vallum " de Siévoz.

d) Courbes cumulatives de formations glacio-lacustres de la Mure et du Champsaur.

3509. alluvions supérieures de Siévoz, 3511. A.B. terrasse lacustre de Siévoz-le-Plan, 3601. Alluvions du Sert, 3602, alluvions de Plafin, 5814. alluvions lacustres de Serre-Repiton, 5816.1.5. alluvions lacustres de Forest-Davin.

Remarquer la très nette différence sédimentologique des sables des formations morainiques d'une part (a) et glacio-lacustres diverses d'autre part (b,c,d).

les périodes d'alluvionnement (cailloutis) et de rémission (argiles et silts), donc un milieu du même type que celui où sont déposées les argiles de la Mure. La nature fluviatile et même deltaïque de ces formations apparaît dans leurs courbes granulométriques (fig. 133) très bien triées et caractéristiques comparativement à celles que donne l'analyse des moraines sableuses et caillouteuses (non argileuses) de la région, notamment de Matheysine. En effet, les moraines argileuses (La Mure, St-Sébastien) ne contiennent aucun élément sableux dont on puisse faire la granulométrie..

Tout à fait au sommet, encore, mais à l'amont, viennent les vallums morainiques véritables de Siévoz-le-Haut (cote 880-900).

III.9.3.2. Véritables moraines superficielles. Les autres moraines argileuses typiques se trouvent au N du plateau de St-Sébastien (cote 871), contre la cuesta bajocienne de Masserange elle-même recouverte de moraines, aux Miards (sommet des Garguettes) et au Serre de l'Aigle (fig. 134).

Au Serre de l'Aigle (N de St-Pierre de Méarotz), la moraine typique recouvre horizontalement une formation alluviale (galets et sables bien lités). Le bois du Prieur (W de St-Laurent-en-Beaumont) est une crête recouverte de moraine à gros blocs, dessinant même un vallum concave vers le N (latéral), mais dont le substratum est rocheux (crête liasique au NE des Miards). Enfin, de jolis arcs morainiques frontaux et latéraux se dessinent à Siévoz-le-Haut, d'une langue diffluente dirigée vers la Roizonne, tandis qu'à St-Laurent-en-Beaumont se trouve un magnifique chenal marginal creusé dans le Lias et la moraine qui l'enrobe, et qui va finir suspendu aux Egats, cote 850, c'est-à-dire à un niveau inférieur à celui de la grande terrasse du Beaumont (870 m).

III.9.3.3. Interprétation. L'interprétation de ces coupes ne peut se faire que dans la prise en considération du contexte entier du confluent du Drac et de la Bonne-Roizonne.

Le seul point commun à l'ensemble est l'alluvion ancienne de base (III), encore recouverte d'un lambeau argileux (les Garguettes). Cet ensemble (cote 670-680 m), se trouve sous le remblaiement des Gorges de Siévoz (700m).

Pendant la progression du Würm, le grand lac des argiles varvées du Drac s'étend loin en amont et en particulier à ce confluent ; mais le glacier de la Bonne arrive, il érode ces argiles et les incorpore à sa moraine de base, creusant une auge remontante en bout, exactement comme le faisait, à Sinard, celui de l'Isère. Ce sont ces moraines que l'on retrouve à Peychaud, St-Sébastien, la Garde, Charlais et sous le plan de Siévoz. Une plateforme d'abrasion glaciaire existe donc ici aussi, mais entièrement inscrite dans les dépôts quaternaires antérieurs (fig.135).

Le glacier se retire. A sa place un nouveau lac s'installe dans lequel se déposent les argiles, silts et les dépôts d'alluvions lacustres de Siévoz, atteignant la cote 882 m (la même sensiblement qu'à Roizon).

Une nouvelle avancée glaciaire intervient alors, qui ne fait que se superposer aux formations précédentes en les ravinant seulement dans l'anse de la Bonne (moraines supérieures de Siévoz-le-Haut, des Miards, du Serre de l'Aigle). Cette nouvelle avancée atteint probablement les moraines de la Mure (Calvaire). De ce fait, on n'en trouve aucune forme terminale typique, sauf les petits arcs de Siévoz-le-Haut.

Après son retrait, un nouvel et bref épisode lacustre permet la construction de la terrasse du Plan-de-Siévoz (770m), la plus basse de l'ensemble mais aussi de provenance Roizonne et non Bonne (inclinaison des lits deltaïques et de la terrasse elle-même vers l'amont de la Bonne). Pendant ce temps, le glacier du Valbonnais, retiré en amont du verrou du Pont-du-Prêtre, alimentait en matériel alluvial le delta de Plafin (cote 780, cailloutis et sables à structure inclinée et pendage SW c'est-à-dire aval). De cet épisode un peu tardif il semble qu'il n'y ait aucun témoin dans la vallée du Drac. Cela confirmerait alors la faible extension de cette nouvelle avancée glaciaire, son front s'arrêtant peu en amont du confluent Drac-Bonne où une moraine devait faire office de barrage (fig. 136).

Un argument morphologique permet d'appuyer cette hypothèse. C'est le magnifique chenal suspendu des Goirands, au N de St-Sébastien, qui contourne l'amas morainique de la cote 871 au sommet de la terrasse de St-Sébastien. Partant du versant dominant le Drac, il se dirige vers le ravin de Peychaud au-dessus duquel il demeure suspendu à Chabrier. Or aucune autre forme de ce genre n'affecte les terrasses du Drac en amont, et elles sont nombreuses. Nulle part non plus en amont de ce chenal n'existe un dépôt morainique quelconque jusqu'au débouché du Champsaur et du Dévoluy. Ce chenal suspendu n'a pu s'imprimer que grâce à un fort écoulement temporaire, donc glaciaire. Il est à mettre en relation avec l'avancée ultime du glacier de la Bonne ayant déposé, en amont, les moraines des Miards et du Serre de l'Aigle. Son front devait se trouver à l'E des Goirands car on n'y retrouve nulle part les très gros blocs caractéristiques de ce glacier.

III.9.3.4. Terrasses du Beaumont. Le grand entablement supérieur débute à St-Sébastien, au S de l'amas morainique 871 m, et est coté 870 m au-dessus du Drac (les Goirands). Lui correspond, en amont, la terrasse de Serre-Izard (880m), de Ribeyre (870m), de Cordéac (880m), des Gauthiers (885m), la plaine des Pélissiers (890m) et enfin la grande terrasse de Pellafol (890m en aval). Rive droite, on ne retrouve cette terrasse qu'en amont du Sautet (plateau du Coin, 890 m, terrasse de Corps 890 m). Comme on peut le constater, ce niveau est très régulier, presque horizontal, de faible pente vers l'aval. Les petites irrégularités notées dans les cotes viennent simplement de

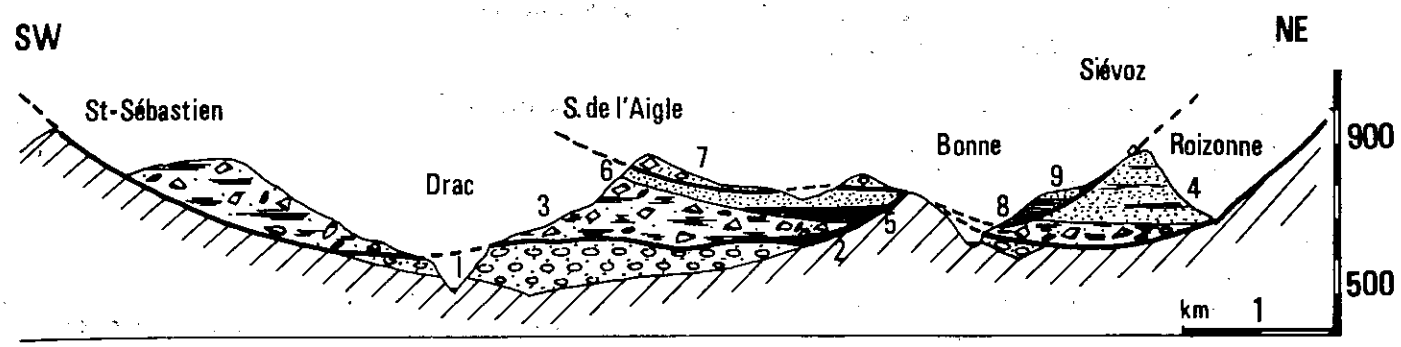


Fig. 135. COUPE GENERALE DRAC-BONNE-ROIZONNE.
1. cailloutis III de base (W I), 2. argiles glacio-lacustres de progression de Würm (WII), 3. moraine du maximum de Würm (W II), 4. formation glacio-lacustre de Siévoz (cataglaciaire W II), 5. argiles glacio-lacustres du lac d'ombilic de la Mure (cataglaciaire W II), 6. sables et graviers deltaïques du comblement du lac d'ombilic (4 = 5+6), 7. moraine supérieure à gros blocs (W III), 8. argiles de Siévoz, glacio-lacustres de l'ombilic W III, 9. terrasse deltaïque de Siévoz, comblement de l'ombilic W III (8 + 9 = cataglaciaire W III).

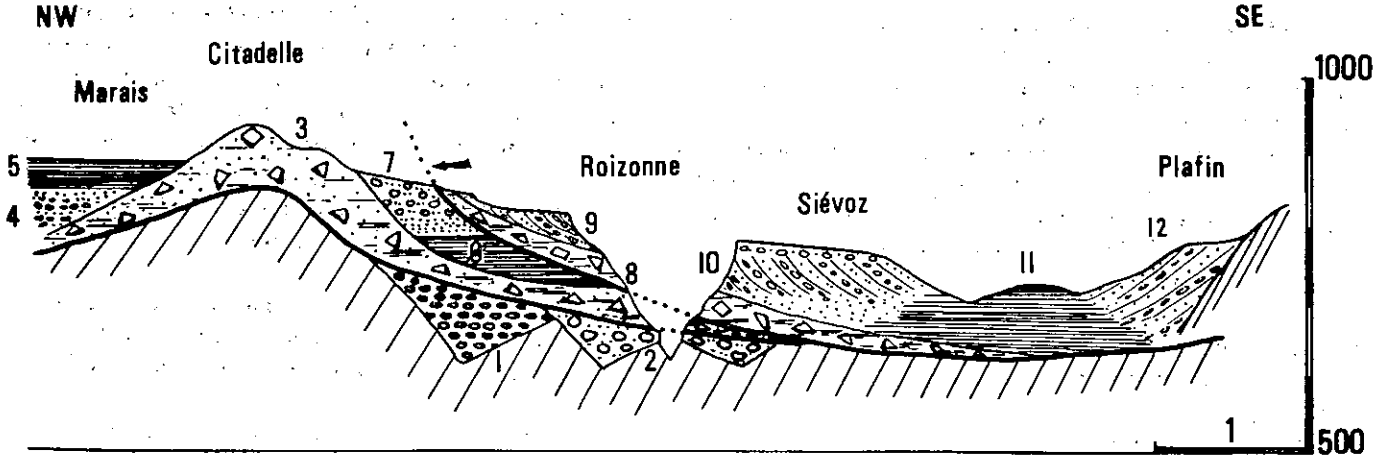


Fig.136. COUPE LONGITUDINALE LA MURE-PLAFIN (dépression centrale du glacier de la Bonne).
Superposition et emboîtement de deux complexes glacio-lacustres würmiens .
1. cailloutis de base II (RII), 2. cailloutis de base III (WI), 3. moraine du vallum de la Mure-Peychaud et des Demoiselles (WII), 4. cailloutis de fond du Marais de la Mure, 5. argiles litées du Marais, 6. argiles litées des Demoiselles et de la tuilerie, 7. sables et cailloutis des terrasses de la Mure (4,5,6,7 = glacio-lacustre cataglaciaire W II), 8. moraine argileuse supérieure (W III). Glaci-tectonique entre 7 et 8 (La Faurie), 9. terrasse deltaïque de Roizon, 10. terrasse deltaïque Siévoz (le Plan), 11. argiles litées de Siévoz, 12. alluvions deltaïque de Plafin-le-Sert (9,10,11,12 = glacio-lacustre cataglaciaire W III).
Remarquer les pendages convergents des alluvions deltaïques de Siévoz (provenance Roizonne) et de Plafin (provenance Bonne), dirigés vers le centre du lac d'obturation (argiles litées de Siévoz).

ce que les lambeaux conservés sont plus ou moins étendus, et toujours assez éloignés de l'axe hydrographique initial. Il y a aussi l'effet de surélévation modeste de petits cônes de déjection locaux (Cordéac).

La première chose qui vient à l'esprit est que cette grande terrasse n'est que l'extension amont de celles de Villard-Jullien et St-Jean-d'Hérans, de cote 830 m à la Grange. C'en est certainement l'équivalent, malgré une structure très différente et un léger décalage altimétrique. Trois coupes permettent d'en comprendre la constitution :

La première est sous Cordéac. De haut en bas, on y voit la succession suivante (fig. 137) :

Au sommet (880m), mince nappe de cailloutis locaux (cône de Chalanne).

- Niveau alluvial à galets du Drac (20m).
- Couche argileuse (20m).
- Sables très fins, homogènes (30m) devenant argileux vers la base (20m).
- Banc caillouteux et sables (10m).
- Sables très fins, homogènes (40m).
- Argiles litées (20m).
- Sables très fins, toujours lités horizontalement (20m).
- Argiles varvées légèrement sableuses (10m).
- Cailloutis de base du Drac à très gros galets et niveaux consolidés (III).

A Botte, sous la terrasse de Serre-Izard, le niveau conglomératique intercalé (cote 750) et supportant des argiles a été dégagé et montre, en surface, une couche gréseuse horizontale ridée de ripple-marks. Cette coupe peut s'interpréter de la manière suivante :

A la base et jusqu'à la cote 700 on trouve le remplissage alluvial ancien du Drac (III), dont il a toutes les caractéristiques connues en aval. Puis, au-dessus, sur 180 m d'épaisseur vient une succession de niveaux lacustres (argiles litées, sables très fins, ripple-marks) entrecoupés par une venue alluviale au milieu (cailloutis de Malvezin, les Garniers, Botte, etc...) et couronnés par un second niveau alluvial terminant le colmatage du lac. Aucune influence morainique de quelque nature qu'elle soit n'existe au sommet ou à l'intérieur de cette formation. Cette coupe ne correspond pas du tout à celle donnée par P. LORY, reprise ensuite par M. GIGNOUX (1911), et J. SARROT-REYNAULD (1961, p.48) car ces auteurs avaient interprété les argiles et les sables intercalaires comme des moraines (glaciaire moyen). Seul, M. GIGNOUX avait reconnu le grand développement des assises sableuses. Cet auteur avait également admis une faible réavancée des glaciers sur les terrasses, ne dérangeant pas l'ordre initial des choses, et aussi la contemporaneité des moraines locales du Dévoluy (les Pelissiers) avec la grande nappe de remblaiement du Beaumont. Ce n'est qu'en ce qui concerne la chronologie qu'il y a divergence, celle-ci venant principalement de l'attribution des hautes terrasses au maximum de Würm.

La seconde coupe est celle de la terrasse de Pellafol, dans le chemin qui descend au Pont-du-Mas et sous le village même (fig. 138). De 945 à 766 m, sur une puissance de 180 m également, on rencontre une alluvion à galets exclusivement calcaires (Dévoluy), plus ou moins bien arrondis mais toujours bien émoussés, de taille petite à moyenne, sans blocs, à matrice sableuse abondante. Le tout est très bien stratifié horizontalement et, au milieu de cette masse, se trouvent plusieurs bancs de sable fin ainsi que d'argile plastique grise légèrement litée. La puissance de ces argiles s'accroit fortement vers l'aval (la Javergne) où elles forment des bancs superposés horizontalement sur les cailloutis calcaires et donnant lieu à d'importants glissements superficiels. A l'amont au contraire (la Posterle), le sédiment devient beaucoup plus grossier, moins sableux et manifeste de très nettes influences glaciaires (fig. 139).

Le passage des alluvions locales du Dévoluy aux cailloutis polygéniques du Drac se fait sous la Javergne. La terrasse de Pellafol existe aussi de l'autre côté de la Souloise, à Ambel. Mais là ce sont des cailloutis du Drac qui forment l'essentiel du promontoire, où ils sont relayés par ceux de la Souloise un peu plus en amont (les Combes).

Aucune influence glaciaire n'existe donc dans la masse de cette terrasse non plus qu'au sommet, sauf tout à fait à l'amont (la Posterle).

La troisième coupe est celle qui domine le barrage du Sautet et conduit à la terrasse du Coin. De haut en bas on trouve (fig. 140):

- Alluvions à galets polygéniques et sables (cote 880).
- Argiles noires à galets striés et petits blocs cristallins (20m).
- Argiles noires litées, sans éléments grossiers (10m).
- Alternance (5) de niveaux caillouteux à la base, devenant uniquement sableux au sommet.
- Niveaux sableux à petits blocs anguleux (2 à3m).
- Alluvions de base à gros galets du Drac -(820-770 m).

Cette coupe se poursuit par un sondage implanté à la cote 767, montrant une alternance de galets arrondis à matrice sableuse ou argileuse, avec deux niveaux à blocs (759 et 758 m) et quelques bancs argileux. La base du sondage est à la cote 705 m.

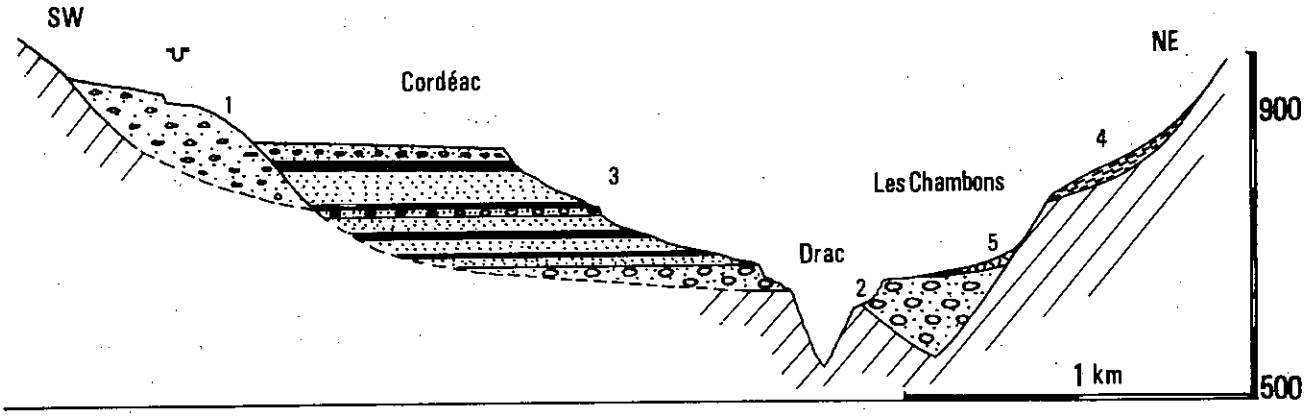


Fig.137. COUPE TRANSVERSALE DU BEAUMONT A CORDEAC.
1. alluvions calcaires supérieures (RI), 2. alluvions basales III du Drac (WI), 3. terrasse glacio-lacustre de Cordéac (maximum de Würm, W II), 4. grèzes (W III, IV), 5. cônes de déjection des Chambons, ravinant (2), (cataglaciaire W III).

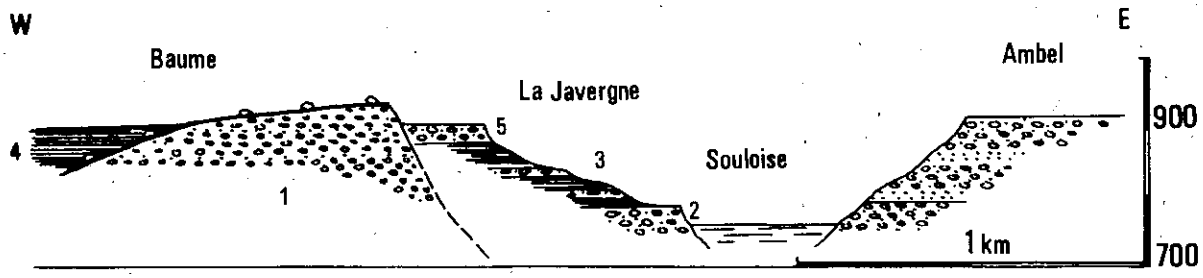


Fig.138. COUPE TRANSVERSALE DES TERRASSES DE LA SOULOISE A PELLAFOL.
1. terrasse supérieure des Payas (RII) surmontée et ravinée par une moraine dracquoise (blocs, R III), 2. cailloutisIII de base (WI), 3. ensemble argilo-sablo-caillouteux glacio-lacustre (WII), 4. argiles litées glacio-lacustres de l'aval du Sautet = (3), 5. terrasse de Pellafol, entablement supérieur du comblement glacio-lacustre du maximum de Würm (W II), et d'Ambel.

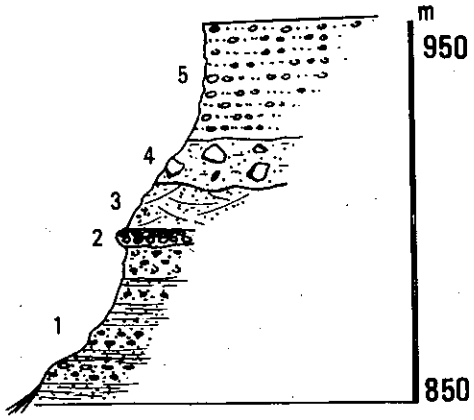


Fig. 139. COUPE DE LA POSTERLE (sortie du Dévoluy). 1. cailloutis et sables argileux de base, calcaires, 2. banc consolidé, 3. sables fins calcaires, 4. moraine calcaire locale du Dévoluy, 5. cailloutis calcaire formant la terrasse de la Posterle (= Pellafol). L'ensemble est de provenance Dévoluy, et W II (maximum).

La terrasse du Coin montre également un remplissage de nature essentiellement alluvial, avec de nettes influences lacustres (niveaux d'argiles, surtout litées près du sommet) et quelques passées glaciaires (blocs, niveaux argileux à galets striés au sommet). Cependant la terrasse se termine par un entablement alluvial indubitable (plateau du Coin) aussi bien au-dessus du Sautet qu'à Corps. On peut interpréter ces trois coupes de la manière suivante :

Les alluvions à gros galets de la base des coupes sont celles qui remplissent les talwegs fossiles. Elles sont noyées par un remblaiement unique, lacustre, commençant par des argiles équivalentes de celles de Sinard puis continuant vers le sommet par une sédimentation alternativement plus grossière et plus fine pour terminer par un colmatage alluvial couronnant la grande terrasse ainsi formée qui est ainsi légèrement pentée d'amont en aval (niveau 920 à Corps, 870 m à St-Sébastien).

Si les influences lacustres prépondérantes se comprennent bien dans l'hypothèse d'un barrage glaciaire loin à l'aval (Sinard) puis plus rapproché (Peychaud), les influences glaciaires d'amont s'expliquent aussi lorsque l'on remonte la terrasse des Achards (plaine des Pélissiers) et celle de Pellafol en amont du verrou de la Posterle.

La plaine des Péllissiers a une pente très forte vers le Drac (4,5 %). C'est en réalité un grand cône de déjection issu du ravin de l'Obiou dont il a la morphologie et le faciès (matériel local, grossier, peu émoussé, de taille croissante vers l'amont, à stratification confuse). Or immédiatement en amont de la gorge des Achards on remarque un joli petit système de moraines latérales dont ce cône est issu (Côte-Belle, les Roussins). Ces moraines sont celles du glacier prenant naissance dans le grand cirque du N de l'Obiou, sous le sommet du Dévoluy (2790 m). Le cône des Achards est donc une formation torrentielle " fluvio-glaciaire " se jetant directement dans le lac du Beaumont (fig. 141).

Bien que beaucoup moins pentée, la terrasse de Pellafol a une inclinaison aval assez forte (1,3%) et passe, elle aussi, en amont de la Posterle (voir coupe fig. 139) aux moraines frontales du glacier du Vallonet (les Veyres), très caractéristiques et au pied desquelles bouillonne la résurgence des Gillardès. Comme la plaine des Péllissiers, c'est donc une terrasse " fluvio-glaciaire " à niveau de base lacustre. Ayant daté du maximum de Würm les hautes terrasses alluviales de St-Jean-d'Hérans, il est évident que celles du Beaumont le sont également et, par conséquent , les moraines locales des Achards et de la Posterle dont les cônes torrentiels de fonte glaciaire rejoignent la grande terrasse du Beaumont.

Le seul problème qui reste est celui du léger décalage d'altitude entre les terrasses du Trièves et du Beaumont. Nous pensons que cela vient simplement de l'effet secondaire du barrage de la moraine frontale de Peychaud. En effet, voici comment les choses ont pu se passer :

Au cours de l'anaglaciaire würmien, le lac des argiles de Sinard s'étendait largement en Beaumont, et il s'y déposait des argiles et des sables fins (ces argiles affleurent très largement à Bas-Beaumont). Le glacier de la Bonne n'a débordé qu'au tout dernier moment de son bassin montagneux car il arrive à la Mure tout à fait en fin de parcours. Erodant argiles et sables, il a construit le vallum frontal de la Mure qui, à cette époque, s'appuyait contre la cuesta bajocienne de Masserange et barrait donc totalement le Drac, isolant ainsi le Beaumont du Trièves. Il se forma alors deux domaines lacustres indépendants, celui du Trièves et celui du Beaumont (voir fig. 71). L'intense sédimentation détritique cataglaciaire (torrent des Achards, Souloise, Drac) a délivré un matériel plus grossier et surtout plus abondant, colmatant un lac du Beaumont dont le niveau était un peu supérieur (30 à 40m) à celui du Trièves. Voilà pourquoi les deux terrasses sont légèrement décalées et ont une structure également différente (les venues de bancs alluviaux n'existent qu'au sommet en Trièves). Quant aux intercalations glaciaires dans la masse même du remblaiement würmien du Beaumont, elles s'expliquent non seulement par la proximité des glaciers, mais aussi par la fusion saccadée de ces derniers (l'exemple en est le stationnement de la Matheysine) dont les débâcles auraient entraîné un alluvionnement grossier (bancs de galets) que l'on ne retrouve pas en Trièves (langue diffluente stagnante du glacier de l'Isère).

Dans cette hypothèse les alluvions élevées de Siévoz (882 m, pseudo-vallum), bien que ne formant pas terrasse, mais ayant toutes les caractéristiques d'un dépôt fluvio-lacustre, seraient celles du remplissage du maximum de Würm. Leur sommet plus élevé (882m contre 870 à St-Sébastien) serait dû simplement à ce qu'elles se trouvent en amont du cours du Drac, tout près des vallées intra-montagneuses (Valbonnais).

III.9.3.5. Alluvions élevées. En Trièves, bien au-dessus des terrasses würmiennes et des alluvions anciennes du Drac et de ses affluents, se trouvent des niveaux de cailloutis élevé à l'état résiduel. Il en va de même dans le Beaumont.

Ce qui peut le mieux démontrer l'existence de ces alluvions élevées est la coupe du ravin de Claret, à l'E de St-Pierre-de-Méarotz (fig. 142). Là, depuis la base (la Grange) où l'on trouve le substratum jurassique dans les berges du ruisseau de la Salle (590m) jusqu'au-dessus des Souchons (cote 910-920m), on ne rencontre dans le versant qu'une accumulation de gros galets polygéniques du Drac, souvent conglomérés en bancs très compacts ayant le faciès des alluvions de base, mais témoignant d'une puissance extraordinaire de 320m. Une carrière entame le sommet de cette formation à l'W des Souchons. On y voit une alluvion grossière, cependant bien stratifiée,

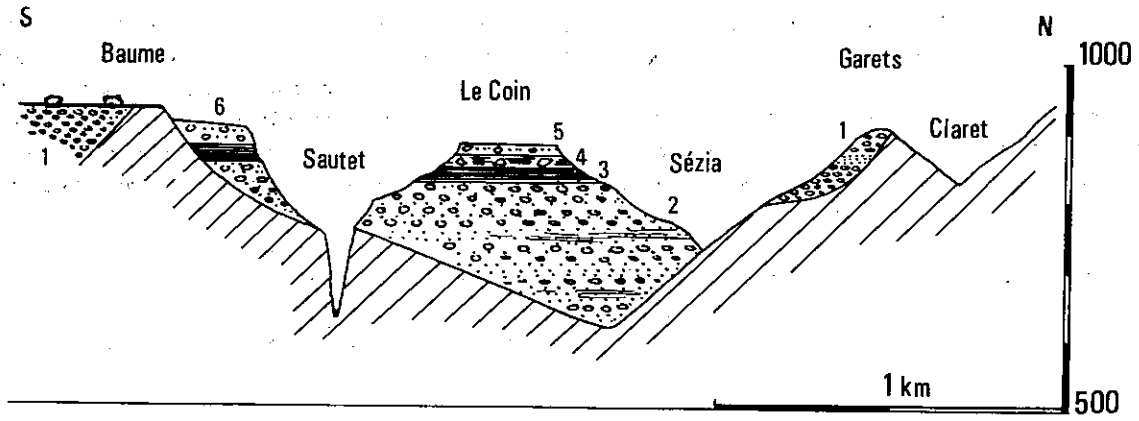


Fig.140. COUPE TRANSVERSALE DU DRAC AU SAUTET.
1. terrasse supérieure des Payas-Garets (RII à couverture morainique (blocs, RIII), 2. cailloutis III de base, W I, 3. argiles glacio-lacustres (maximum de Würm, W II), 4. couche argileuse à blocs, lacustro-morainique intercalée (provenance Drac), 5.6. terrasse glacio-lacustre du maximum de Würm (WII).
Cette coupe montre comment le barrage du Sautet a pu être court-circuité vers la Sézia à travers les cailloutis perméables (2).

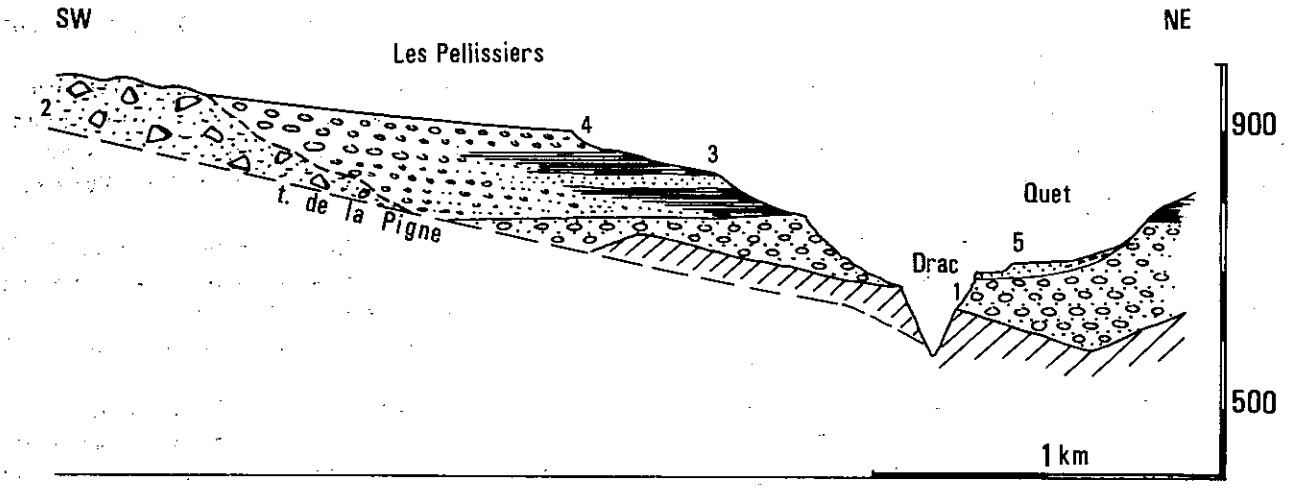


Fig. 141. COUPE LONGITUDINALE DU CONE GLACIO-LACUSTRE DES PELLISSIERS.
1. cailloutis de base III (WI), 2. moraine locale (Dévoluy) de Moulin-Vieux, 3. ensemble argilo sableux glacio-lacustre würmien (W II), 4. cône supérieur fluvio-glaciaire des Pelissiers issu de (2), 5. basses terrasses de Quet (W III, IV).
Cette coupe montre clairement la correspondance de (3), (4) et (2), (4) ayant pour niveau de base le lac du maximum de Würm (W II), d'où la datation de la moraine locale (2).

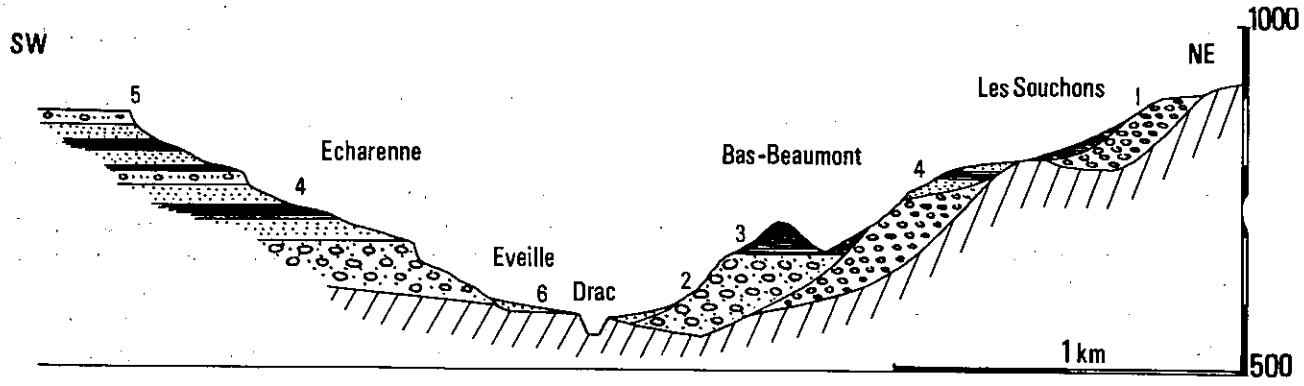


Fig.142. COUPE TRANSVERSALE DU DRAC a BAS-BEAUMONT.
1. alluvions supérieures (RI), 2. cailloutis de base III (WI), 3. argiles de Bas-Beaumont glacio-lacustres de progression de Würm (WII), 4. sables fins et graviers glacio-lacustres superposés à (3), 5. entablement supérieur de la terrasse glacio-lacustre du Beaumont (maximum de Würm, W II), 6. basse terrasse du Drac (W III, IV).

localement consolidée, dont la masse présente une teinte gris-jaunâtre, donc d'un aspect peu " frais ". En profondeur, les galets et petits blocs émoussés de granite, gneiss et schistes très altérés, même arénisés, ne sont pas rares. Enfin, en surface, il y a une zone rubéfiée (brun-rougeâtre) assez épaisse (1,5m) dessinant des poches et involutions. Cette couche d'altération est tronquée au sommet par une formation solifluée sur la pente de l'Aupette.

Or si le versant entre St-Pierre et les Souchons est constitué par cet ensemble alluvial élevé, il n'en est pas de même sous St-Pierre même. Au contraire, il y est très argileux, soliflué et très composite, montrant à la fois des argiles, des moraines et des alluvions. Il est certain qu'un ancien cours du Drac y passe, ravinant les alluvions élevées car nous y avons relevé la coupe suivante (fig. 143):

- A la base (vignes de la Grange), alluvions à gros galets du Drac (670-680m).
- Au-dessus, niveau sableux fin, à petit galet passant vers le haut à :
- Des argiles et silts très fins, lités, en couches horizontales.
- Puis des moraines très argileuses, très épaisses, visibles à la Garde (cote 760-770m) et le long de la route surplombant la Bonne.
- Des alluvions à galets bien arrondis, lités, horizontaux.
- Une moraine supérieure (cote 879, Serre de l'Aigle)

Cet ensemble remplace, à l'W, le remplissage caillouteux élevé. Il est emboîté dedans et se termine d'ailleurs à une cote inférieure : on a pu y reconnaître l'équivalent de la coupe des Garguettes.

Sur la rive droite du Drac on ne rencontre plus d'alluvions élevées qu'en un seul point, à l'W du Coin, à la cote 897 où elles forment un petit pointement résiduel. Il s'agit d'une formation à galets bien arrondis, bien lités et fortement cimentés, semblant reposer sur un niveau sableux. Or cet affleurement qui dépasse d'une vingtaine de mètres la surface terminale de la terrasse würmienne du Coin (880m) ne peut lui être rattaché. Il est nécessairement plus ancien et correspond, bien que minuscule témoin, à l'ensemble alluvial élevé (fig.144). Cet ensemble va largement se développer rive gauche.

C'est d'abord ,au-dessus des terrasses de Serre-Izard et de Cordéac, une épaisse formation locale plaquée contre le versant du Dévoluy et culminant vers la cote 970-980 (beaucoup plus haut donc qu'aux Souchons). Une coupe en est visible cote 952, au N des Berlions : c'est une alluvion à galets calcaires plus ou moins roulés mais très émoussés, usés, sans blocs, emballés dans un sable grossier formant des bancs et lentilles intercalaires allongés. Malheureusement, la surface, très dégradée,n'a pas été conservée (fig. 137).

Une autre coupe peut s'observer aussi à Piney, au SE de Cordéac cote 933, où l'on voit cette formation locale à stratification inclinée, mais légèrement, vers le Drac (torrentielle) et lentilles sableuses aussi, contenir quelques galets et petits blocs cristallins. Elle semble ici monter encore plus haut sur le versant (1000m et plus).

Mais c'est à Pellafol même qu'on peut le mieux observer la terrasse plus élevée que celle du maximum de würm (fig. 145 et 138).

La terrasse de Pellafol (900-975m en amont) est dominée par un autre niveau (930-975m) d'une trentaine de mètres plus élevé, sur lequel est bâti le village des Payas. Tout le long du talus, on peut observer un cailloutis à galets calcaires émoussés mais peu arrondis, du type de ceux de Pellafol, mais toujours très fortement cimentés et compacts. Tout à fait au N, dans les gorges du Drac à l'aval du Sautet, rive gauche, ces alluvions reposent directement sur le Jurassique et sont très épaisses dans la combe de la Baume, avec un faciès très constant, totalement différent de celles qui affleurent en amont du barrage.

Ce niveau est une terrasse élevée, mais au sommet émoussé et assez fortement penté vers l'W où elle vient s'ennoyer sous le niveau würmien des Moras (équivalent de celui de Pellafol-le Coin). On remarque sur toute la surface et notamment aux Serres (S des Payas) un semis de blocs erratiques cristallins. Enfin une moraine argileuse franche mais peu épaisse (quelques mètres) repose sur ce niveau au lieu dit " les Baumes ", au dessus du barrage et au sommet de la combe de la Baume. Mais c'est la coupe de Brande-des-Ranches qui est la plus significative à cet égard.

Nous avons déjà décrit cette coupe (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968, p. 134.) où l'on voit les cailloutis locaux de base sectionnés par un plan légèrement incliné d'E en W, recouvert par une mince couche d'argile à gros blocs puis par une épaisse formation d'argiles litées.Or ce plan incliné se suit en amont dans les gorges du Drac jusqu'aux Baumes où il rejoint la surface des Payas parsemée de blocs erratiques.

Nous avons interprété ce dispositif comme un remplissage alluvial façonné par une plateforme d'abrasion glaciaire (fond d'auge) plongeant vers l'aval, garnie encore de son enduit de moraine de fond puis recouverte par une formation lacustre postérieure. Cette interprétation doit être maintenue. Ainsi le promontoire 897 du Coin serait l'équivalent dracquois des alluvions locales anciennes (cote 900m au même niveau). En effet il est absolument impossible de comprendre dans un même ensemble les alluvions des Payas (combe de la Baume) et celles de Pellafol pour les raisons suivantes :

- Les deux coupes sont totalement différentes à très courte distance. Dans l'une (combe de la Baume), le remplissage est entièrement calcaire, très homogène, très compact et même consolidé au sommet, tandis que l'autre

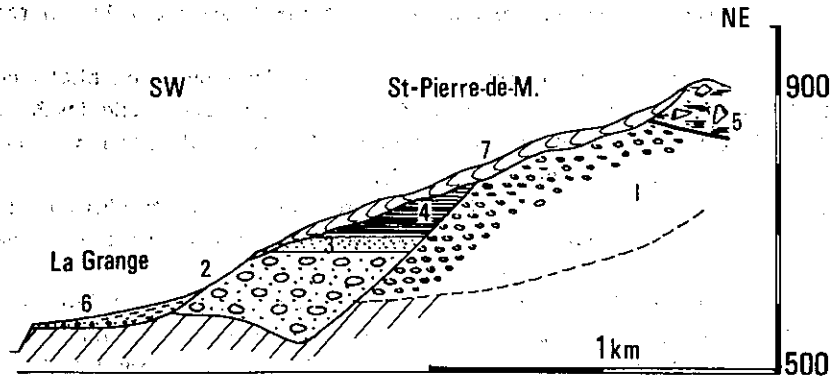


Fig.143. COUPE DU VERSANT DES VIGNES DE LA GRANGE A SAINT-PIERRE DE-MEAROTZ.
1. cailloutis conglomérés élevés (RI), 2. cailloutis de base III (W I), 3. sables fins, 4. argiles varvées glacio-lacustres, (3 et 4 = W II), 5. moraine supérieure (W III), 6. basse terrasse du Drac (cataglaciaire W III), 7. glissements superficiels (argiles à blocs). Remarquer l'emboîtement de (2,3,4) dans (1), visible sur le versant.

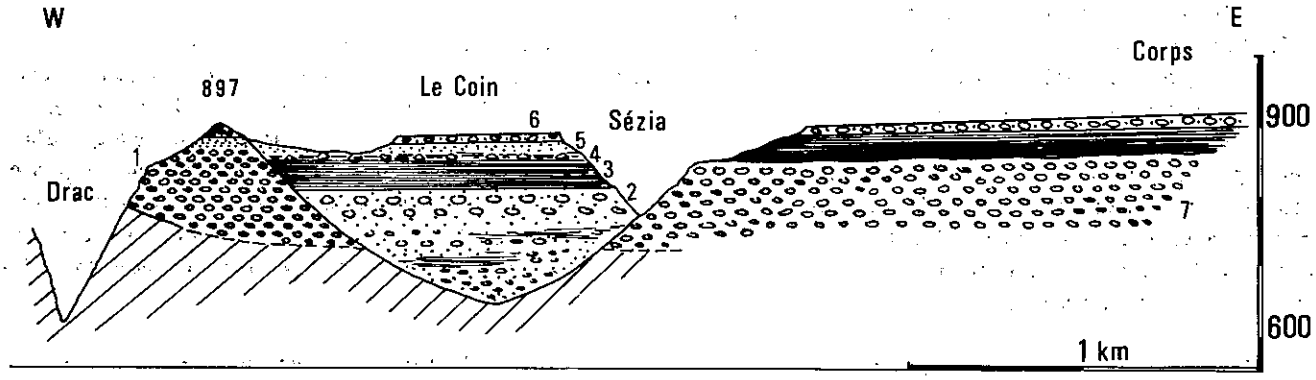


Fig.144. COUPE LONGITUDINALE DE LA TERRASSE DE CORPS-LE COIN.
1. alluvions supérieures de la cote 897 (R II), 2. alluvions de base III (WI), 3,4,5,6. remplissage glacio-lacustre du lac d'obturation du maximum de Würm, formant la terrasse de Corps (WII), 7. alluvions de base II (R III, cataglaciaire).
Les différences de faciès considérables entre les versants Drac et Sézia de la terrasse du Coin permettent d'établir l'emboîtement de (2-6) dans (1) et (7).

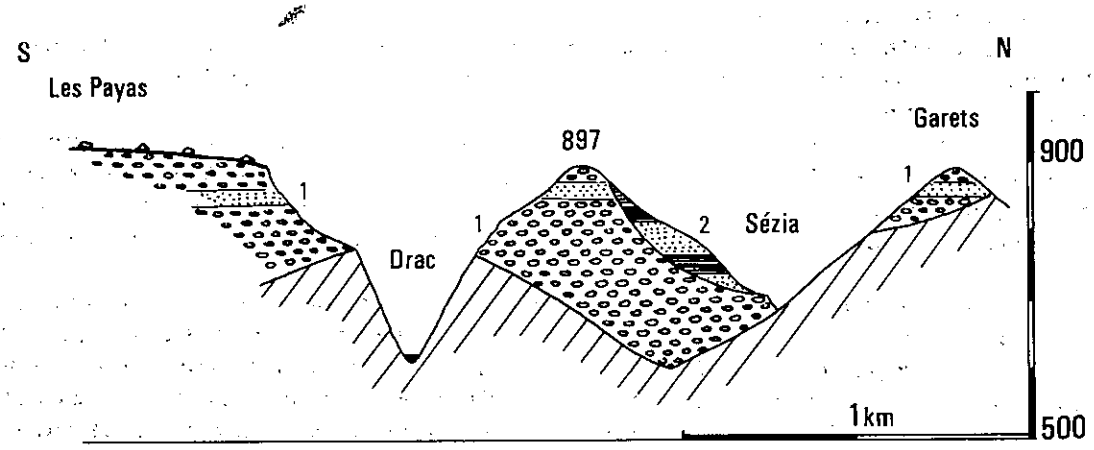


Fig.145. COUPE TRANSVERSALE DRAC-SEZIA PAR LE POINT 897.
1. alluvions de la terrasse supérieure (RII) des Payas (cailloutis calcaires du Dévoluy), de la cote 897 et des Garets (cailloutis polygéniques du Drac),
2. remplissage sablo-argileux glacio-lacustre würmien (WII).

(la Javergne) montre une succession d'alluvions de base du Drac, d'argiles varvées et de cailloutis calcaires à bancs de sable fréquents, mais jamais cimentés.

- La terrasse de Pellafol correspond à celle du Coin et au cône des Achards qui montrent le même faciès composite, sans cimentation. Ils forment des terrasses très nettes, exemptes de moraine en surface à la différence du niveau de Payas.

- La terrasse de Pellafol et le cône des Achards passent en amont à des moraines würmiennes, ou elles montrent dans leur masse des influences glaciaires (comme la terrasse de Corps-le-Coin) inconnues dans celle des Payas.

On en conclut que la terrasse de Pellafol (et les autres équivalents) est emboîtée dans celle des Payas, cette dernière étant donc plus ancienne et par conséquent anté-würmienne (fig. 146).

Or ce n'est pas le glacier würmien qui est passé sur le niveau des Payas. C'est donc un glacier plus ancien qui peut être celui de Riss, sans doute au cours de sa dernière extension (Riss III ?) . Alors les alluvions des Payas seraient rissiennes et plus anciennes que ce glacier (Riss II ou I ?).

Toutes celles qui sont d'un niveau plus élevé que le Würm leur seraient assimilables mais, à la différence du Trièves, la non conservation des surfaces alluviales ne permet pas d'y distinguer plusieurs nappes différentes (fig.147)

En résumé le Beaumont nous a montré un grand développement de nappes alluviales, enfouies sous les sédiments lacustres würmiens ou en émergeant, que l'on peut classer ainsi, à partir des plus anciennes :

1. Nappe locale à calcaires des Berlions,
2. Nappe à éléments cristallins altérés des Souchons (1 et 2 ne forme pas terrasse),
3. Terrasse des Payas, à éléments Dévoluy,
4. Alluvions conglomérées du Sautet, alpines (II),
5. Alluvions dracquoises de Quet, prolongées en amont par celles, locales, de la Javergne(III).

(4 et 5) sont la prolongation vers l'amont des nappes reconnues vers Monteynard. Elles forment terrasse, leur sommet étant noyé sous les argiles et sables lacustres du maximum de Würm (terrasse de Pellafol-le Coin).

Une autre terrasse ancienne apparaît ici, celle des Payas (3). Bien que rabotée en surface par le passage d'un glacier, sa morphologie très plane montre qu'elle n'a pas subi une ablation importante, d'autant plus que sa partie supérieure est très fortement cimentée. Cette terrasse ancienne, beaucoup plus élevée que la (4) des alluvions II, lui est donc antérieure. La nappe (4) des alluvions II étant plus récente que la moraine supérieure que nous avons supposée Riss III, est donc postérieure à ce Riss III et peut-être rapportée à la phase cataglaciaire de cette extension en première approximation.

III.9.3.6. Moraines élevées. Entre Saint-Laurent-en-Beaumont, la Posterle et le verrou de Beaufin, on ne saurait trouver de moraine würmienne puisque les glaciers n'y sont pas venus. Pourtant il existe ça et là des placages morainiques très discontinus, des blocs erratiques et galets cristallins disséminés soit en surface soit repris dans des formations superficielles, surtout de versant. On doit les rapporter à la glaciation rissienne. Cependant un important dépôt glaciaire se trouve à la frontière du Beaumont et du Valbonnais au col de la Chaînelette (1331m, au dessus de St-Michel-en-Beaumont). Il colmate une large brèche de la crête liasique. On y trouve en effet un grand nombre de blocs erratiques tous cristallins, de provenance Valbonnais manifeste. Une autre moraine épaisse, argileuse, mais toujours à cristallins forme la crête à l'E de Villelongue (cote 1300m) et enduit les replats sur lesquels sont construits ce village et St-Michel.

Une coupe dans la crête de Villelongue permet de voir un matériel assez altéré superficiellement, avec de nombreux blocs arénisés et une importante rubéfaction de la matrice sur une bonne épaisseur (plus de 1m). A quelle glaciation appartient cette moraine ?

On sait que le glacier du Valbonnais a débordé de sa vallée et construit les vallums de la Mure-Peychaud au Würm. Si l'on prend pour extrémité de la langue Peychaud, et pour base la cote 750 (sommet des alluvions inférieures érodées), on trouve qu'à St-Michel le glacier devait avoir sa surface à la cote 1200, donc nettement plus bas que la moraine du col. Par conséquent le calcul s'accorde avec le faciès peu frais de cette moraine pour l'attribuer au Riss.

Quant à son origine valbonnaise, elle est évidente non seulement en raison du matériel (cristallin du Pelvoux) mais aussi de la morphologie. La crête de Villelongue est manifestement un vallum latéral gauche de la langue diffluente du col ; le replat de St-Michel se prolonge en amont par une vallée morte évasée (petite auge) fermée par la moraine du col, et l'on peut même rapporter à la glaciation rissienne le façonnement en auge suspendue du col synclinal de l'Homme (1207m) au-dessus de St-Luce, dont la pente est également dirigée vers le Drac. Lors de la formation de cette diffluence il est à remarquer que rien ne semble avoir empêché ni perturbé l'écoulement de la glace, donc que l'espace du Beaumont était libre à cette altitude, soit parce que le glacier du Drac n'y était pas, soit parce que son niveau était sensiblement plus bas.

Nous avons interprété la stratigraphie et la morphologie du confluent Bonne-Drac en faisant intervenir un retour du glacier du Valbonnais sur les alluvions du maximum de Würm (récurrence). Or la carte géologique au 80 000ème

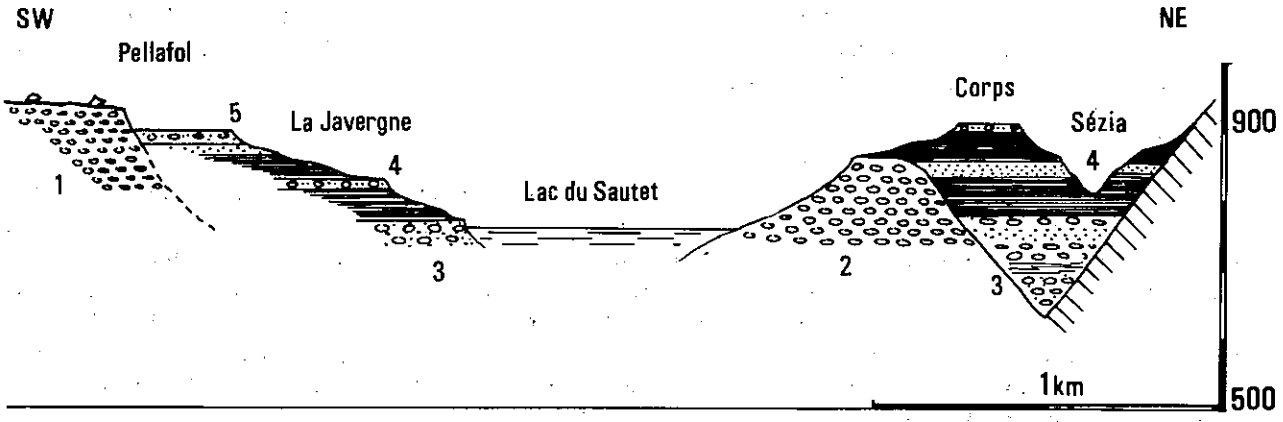


Fig.146. COUPE TRANSVERSALE CORPS-PELLAFOL.
1. alluvions de la terrasse supérieure (R II) surmontées par une moraine dracquoise (blocs, R III), 2. cailloutis II de base (cataglaciaire R III), 3. cailloutis III de base (W I), 4. remplissage argilo-sablo-graveleux glacio-lacustre würmien (WII), 5. entablement supérieur de ce colmatage, terrasse glacio-lacustre du maximum de Würm (WII).

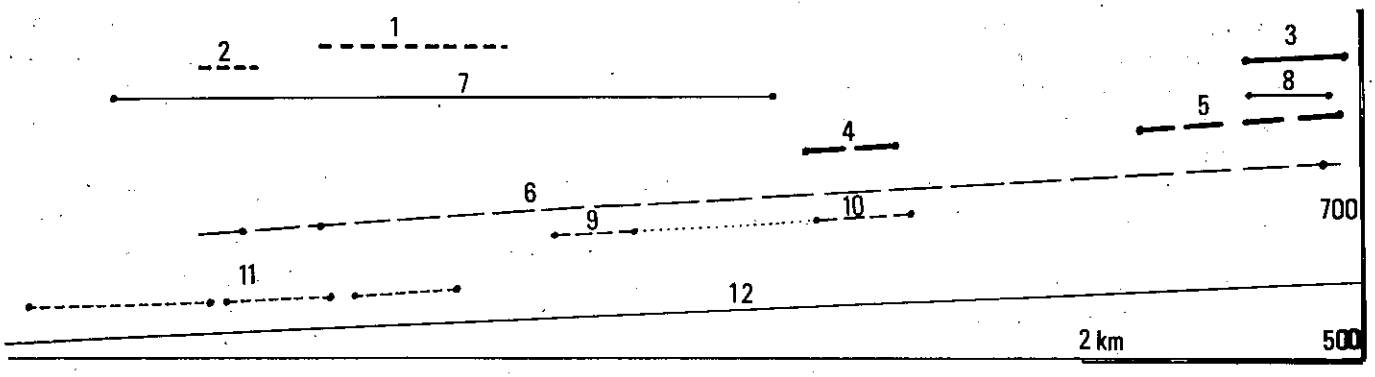


Fig.147. PROFIL LONGITUDINAL DES NAPPES ALLUVIALES DU BEAUMONT.
1. alluvions locales des Berlions (RI), 2. alluvions alpines des Souchons (RI), 3. terrasse supérieure des Payas (RII), 4. terrasse fossile du Sautet (Alluvions II, R III ?), 5. terrasse fossile de Corps (Id.), 6. terrasse fossile des alluvions III (WI), 7. terrasse glacio-lacustre du Beaumont (W II), 8. terrasse de Corps (Id.), 9. terrasse de Quet (WIII), 10. terrasse de la Grange (Id.), 11. basses terrasses (WIII, IV ?) 12. talweg actuel du Drac.
Remarquer le parallélisme des terrasses fossiles (4,5,6) avec celles du W III (9,10,11) et l'horizontalité de la terrasse du maximum de Würm (7,8), lacustre.

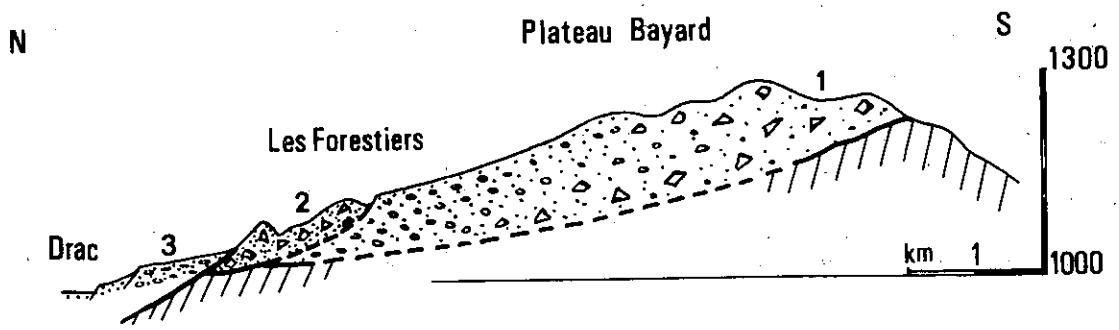


Fig.150. COUPE LONGITUDINALE DU SEUIL BAYARD.
1. moraine durancienne (stades 1 et 2 du maximum de Würm, W II),
2. moraine des Forestiers, dracquoise (maximum de Würm, stade 3),
3. cônes de déjection du Würm III. Importance primordiale du glacier de la Durance par rapport à celui du Drac.

Vizille indique un glaciaire Gl 4 " d'une légère crue post-würmienne des glaciers". Si cette appellation correspond assez bien à nos moraines superficielles (les Miards, Serre-de-l'Aigle), elle ne correspond par contre absolument pas à celles des Achards et de la Souloise (datées du maximum de Würm), ni aux "moraines locales " du pourtour du Dévoluy. Ces dernières, en effet, ne sont autres que de grands effondrements en masse des terrains du substratum (comme ceux du Trièves, cf. III.6.4.9.)

III.9.4. FORMATIONS DE VERSANT.

III.9.4.1. Pseudo-moraines et vrais effondrements. Le sommet du Châtel (N du Dévoluy) est figuré entouré d' éboulis et de moraines locales. En fait, il n'y a qu'un chaos de blocs calcaires et de pans de rochers disloqués dans une morphologie tourmentée, pseudo-glaciaire, résultant de l'effondrement sur place de l'ensemble des versants. Cela est net au N et à l'E du Châtel, surtout à Bois-Gachet au-dessus de Cordéac où toute la falaise sous le sommet est en fait une immense niche d'arrachement dans le Tithonique qui s'est effondré sur son support de Jurassique moyen-supérieur marneux. Seule est en place l'arête sommitale du Châtel à l'Aiguille et la crête nord-est du Châtel vers Serre-Izard. D'ailleurs, il ne saurait être question de moraine locale d'une part parce que l'altitude est beaucoup trop basse (moins de 1800m), d'autre part à cause de l'absence de tout cirque glaciaire.

De même le versant est de l'arête de l'Aiguille à l'Obiou est effondré (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur sur marnes du Jurassique moyen) au lieu-dit Bachilianne, symétriquement de l'effondrement de Rochassac. Mais le plus spectaculaire parce que le plus visible du bas est le glissement de Monestier-d'Ambel, au-dessus de la Souloise, anciennement cartographié aussi comme moraine locale.

En face de la Posterle une sorte de dépression à pente assez douce se creuse sous l'arête du Dévoluy allant du Farot au pic Grillon. Là, à une cote inférieure à 1300 m (crête à 1848-2237 m) s'étend une surface ondulée, mamelonnée, couverte d'une formation boueuse à blocs calcaires, qui ne s'achève que dans le talweg de la Souloise. Or la terrasse de Pellafol, sur l'autre rive, est intacte et il en reste même un minuscule lambeau, rive droite, juste au N de Monestier (cote 950). A l'évidence il ne peut s'agir d'une moraine locale parce que :

- l'altitude est beaucoup trop basse. Il n'y a pas de cirque (la crête du pic Grillon à l'Aup est partout à une altitude inférieure à 2000m).
- si glacier il y avait eu, il aurait sans doute débordé sur la terrasse de Pellafol ou au moins l'aurait effectée.

L'interprétation est ici la même : effondrement de la corniche tithonique et sénonienne sur les marnes du callovo-oxfordien, très argileuse, donnant encore lieu aujourd'hui à des coulées de boue. Il semble que l'on puisse dater le glissement d'après le maximum de Würm car le seul lambeau de terrasse respecté rive droite est dans le prolongement de la crête du Rif, qui est en place. La terrasse s'est donc déposée au S de Monestier (peut-être déjà sur une surface antérieurement glissée), comme le prouvent les affleurements sableux de Tardivières. Ensuite, lorsque la Souloise eut creusé son défilé (ou en même temps), l'ensemble du versant s'est mis en mouvement, prenant une allure pseudo-morainique.

D'autres effondrements, importants mais moins spectaculaires, affectent ainsi le Lias de la montagne de Beaumont (au S de Chauvet et versant sud-ouest de Sainte-Luce surtout). Mais les glissements les plus sensibles sont encore ceux qui bouleversent les affleurements quaternaires.

III.9.4.2. Glissements argileux. Toutes les berges du Drac ou presque sont ondulées par des glissements superficiels. Ceux de Cognet-Ponsonnas, sous le vallum de Peychaud, intéressant la moraine würmienne argileuse ainsi que ceux des Bayles (N de St-Sébastien), de la rive gauche de la Bonne (Charlais), de St-Pierre-de-Méarotz (avec le concours des argiles lacustres). C'en devient à un point tel qu'il ne reste en surface que des crêtes résiduelles entre niches d'arrachement (les Miards mais surtout le Serre-de-l'Aigle), imitant à s'y méprendre des vallums morainiques mais n'en ayant pas l'orientation. Sous les Souchons, à Bas-Beaumont, l'Echarenne et Malvezin, ces glissements intéressent seulement les argiles et sables fins glacio-lacustres würmiens, comme à Quet, les Côtes-de-Corps, la Croix-de-la-Pigne etc... où ces phénomènes sont très fréquents. Il en résulte un bouleversement total aussi bien de la morphologie que de la stratigraphie, et une grande difficulté à relier entre deux des affleurements devenus très discontinus ou glissés eux-mêmes. Le mélange de diverses formations argileuses, caillouteuses, avec des blocs calcaires effondrés et des cristallins repris explique pourquoi on y avait cartographié autant de moraines et pas du tout de sédiment lacustre (voir en particulier la carté géologique Vif au 80 000° et la coupe de P. LORY, 1901, p. 8.).

III.9.4.3. Eboulis ordonnés. Enfin les pentes des montagnes liasiques du Beaumont sont tapissées, surtout vers la base, par une nappe d'éboulis ordonnés (ou grèze grossière) venant se superposer ou même raviner (Quet) les formations lacustres würmiennes. Ces éboulis sont originaux par les traits suivants :

- très forte hétérométrie (des gros éléments de 0,50 m aux sables moyens).
- très bon litage, pendage faible (de 15 à 20 °).

- alternance de trains grossiers et fins, allant jusqu'à des lits sableux purs (épaisseur 10 cm) de calcaire noir.
- présence de graviers calcaires plus ou moins émoussés.
- rares éléments cristallins, de taille comparable aux calcaires.
- consolidation locale.

Ces grèzes grossières ne forment pas une nappe continue de versant, mais au contraire remplissent des anciens ravins creusés directement dans les calcaires du substratum (combe du Rocher-Blanc). On le voit très bien dans d'anciennes gravières maintenant épuisées. Comme il n'existe pas en Beaumont d'éboulis de gravité actifs, c'est la dernière formation quaternaire que nous pouvons y trouver.

III.9.5. LES BASSES TERRASSES.

Plusieurs niveaux de basses terrasses s'étagent dans le Beaumont, sous le niveau principal würmien (870m). Comme ceux du Trièves, ils appartiennent donc à un épisode postérieur au maximum de Würm.

La plus élevée est celle de Cordéac, qui n'est qu'un lambeau isolé à la cote 800. Il n'est même pas sûr que ce soit une terrasse construite malgré son soubassement alluvionnaire car elle se trouve au niveau même du banc conglomératique moyen recouvert d'argiles et silts lacustres. On ne peut la mettre en relation, et sous toute réserve, qu'avec le delta de Siévoz (780m) dont elle serait alors un équivalent lacustre d'érosion. En effet elle se trouve sensiblement au niveau du second lac éventuel du Beaumont.

Rive droite le village du Quet est construit aussi sur une terrasse, mais beaucoup plus basse. Il y a en réalité deux niveaux, celui de Quet qui se prolonge par un cône d éjection et celui de la plaine du Plat (710m), légèrement plus bas. Le niveau supérieur correspond certainement à un remblaiement (cône du Quet) tandis que l'inférieur, qui se développe sur les poudingues des alluvions anciennes de base et dont un lambeau se voit aussi à la grange de Quet, sur l'autre rive de la Sézia, serait simplement d'érosion. Cette terrasse se rencontre encore un peu plus en aval (les Chambons, 680m) et il lui correspond certainement aussi le replat d'érosion (sur poudingues de base) de Bas-Beaumont (650m).

Enfin un troisième niveau, encore plus bas, se développe assez largement sous Bas-Beaumont (cote 580), à Brison (590) et un peu en amont, sous Malvezin. Ce dernier est aussi composite car il ravine un niveau un peu plus élevé (La Grange, 600m, les Serrues, 600m). Mais comme il se trouve façonner le substratum rocheux, on doit lui reconnaître une certaine autonomie. Là aussi il se composerait d'une nappe latérale de cône de déjection (les Chevaliers).

Si le niveau 800 de Cordéac, le plus élevé, est exclusivement local les deux niveaux inférieurs peuvent être mis en relation avec ceux du Trièves (les Rives) et du Bas-Drac. A ce moment sans doute la communication existait au défilé de Cognet sinon il n'y aurait pas eu de formes d'érosion. Mais il est très difficile de les raccorder de façon précise étant donné la solution de continuité du défilé de Cognet. On ne peut que les assimiler, par analogie de position, avec les basses terrasses du Trièves et, par conséquent, avec les niveaux très inférieurs de la plaine de Grenoble.

III.9.6. CONCLUSION.

L'étude du Beaumont nous aura permis de voir, comme en Trièves, un remplissage glacio-lacustre du maximum de Würm précédé par un nombre assez important de dépôts, aussi bien alluviaux que moraniques. Mais aussi, comme la cuvette de Grenoble, le Beaumont révèle l'existence d'une nouvelle avancée glaciaire, postérieure au maximum de Würm et moins importante. La juxtaposition de dépôts anciens et plus récents situés dans une vallée assez étroite tout de même, façonnés successivement par deux avancées glaciaires suivis d'épisodes lacustres et alluviaux, le tout ayant laissé une morphologie et une stratigraphie propres, explique la très grande complexité de cette région encore aggravée par les nombreux glissements superficiels dans des assises argileuses différentes.

Il semblerait, à première vue, que dans le Beaumont se trouvent les dépôts les plus anciens auxquels nous ayons eu affaire jusqu'à présent puisque l'on y voit des alluvions fluviatiles recouvertes par des moraines anté-würmiennes, alors qu'en Trièves les alluvions élevées étaient toujours postérieures aux dépôts glaciaires anciens. Cela n'est pas certain cependant car nous nous trouvons ici beaucoup plus près des hautes vallées ayant nourri les glaciers.

Cependant nous conviendrons que les dépôts les plus anciens sont les moraines élevées dont on voit les placages et éléments résiduels sur les montagnes du Beaumont et notamment à St-Michel. Ces moraines sont indubitablement rissiennes.

Ensuite, antérieures aussi au maximum de Würm, nous comptons au minimum quatre nappes alluviales, y compris les deux remplissages des vallées fossiles du Drac et de ses affluents. L'ensemble le plus ancien paraît être celui du Dévoluy, au S de Cordéac, à galets calcaires (980m). Le second serait l'ensemble polygénique des Souchons, à l'aspect altéré (910m) auquel se relieraient à l'amont, les cailloutis locaux du haut niveau de Pellafol (les Payas, 950m) et celui, alpin, du Serre-de-L'Aigle en amont d'Ambel.

Un glacier a recouvert et érodé ce haut niveau des Payas, laissant en surface un enduit morainique et des blocs cristallins. Ce ne peut être qu'un glacier rissien, datant donc la moraine et par conséquent les alluvions antérieures. Mais il ne semble pas que ce glacier soit à mettre en relation avec celui du maximum de Riss. En effet, si on peut lui attribuer encore d'autres dépôts (moraines de la Chaux au N du Coin), et des formes d'érosion marginales (chenal des Côtes-de-Corps), il ne semble avoir affecté ni les alluvions supérieures de Cordéac, pourtant très exposées, ni celles des Souchons en aval. Il s'agirait alors d'une dernière et très courte avancée du glacier rissien, n'ayant pas dépassé ou très peu la Croix-de-la-Pigne. Ce serait une récurrence rissienne au même titre que celle, würmienne, de Siévoz. Notons cependant que cette seconde avancée rissienne serait plus importante que l'extension maximale de Würm.

Ensuite vient le dépôt des deux alluvions anciennes inférieures que l'on retrouve tout le long du Drac en amont du confluent de la Bonne (III , avec sa couverture argileuse, cote 650-710 m et II au Sautet, cote 820-850m).C'est cet ensemble qui s'est trouvé érodé et recouvert par l'extension würmienne du glacier de la Bonne (vallums moraniques de la Mure, moraine inférieure des Garguettes et du ravin des Demoiselles), lequel y a façonné un premier fond d'auge. Dans le lac du barrage retenu en amont de l'arc morainique würmien s'est déposé un remplissage glacio-lacustre à dominance très fine (sables, silts, argiles) sauf près de l'amont (graviers et cailloutis à petits galets), formant la grande terrasse du Beaumont (870-900m) contemporaine du maximum de Würm. C'est sur ces alluvions, encore peu atteintes par l'érosion régressive remontant de la cuvette de Grenoble, que s'est avancé de nouveau le glacier de la Bonne, abandonnant les moraines superficielles des Garguettes et des Miards ainsi que les petits arcs de Siévoz. Dans un second lac d'ombilic se sont alors déposées les alluvions deltaïques de la terrasse du Plan-de-Siévoz (780m) et de Plafin, venant respectivement de la Roizonne et de la Bonne, tandis qu'en Beaumont se façonnait la terrasse inférieure de Cordéac (800m).

Puis les barrages se sont définitivement rompus, mettant en relation pour la première fois depuis le maximum de Würm le cours moyen du Drac avec le Trièves et l'Isère. C'est à ce moment que s'édifient les deux niveaux de basses terrasses en relation avec les épisodes lacustres fini-glaciaires de l'ombilic de Grenoble.

III.10 - LE CHAMPSAUR ET LE SEUIL BAYARD.

III.10.1. DELIMITATION.

Le Champsaur est la vallée du Haut-Drac, en amont de Corps jusqu'à Pont-du-Fossé où le torrent entre dans les montagnes du Haut-Champsaur. C'est un large berceau compris entre la falaise sénonienne du Dévoluy à l'W et les hauts sommets cristallins (Chaillol) et gréseux du Pelvoux et de sa couverture nummulitique à l'E. Au S, le très large ensellement de Bayard, traversé par quatre cols, le sépare de la vaste auge gapençaise (ou Sillon de Gap), principal lieu de passage du glacier de la Durance. Au N nous fixerons la limite Beaumont-Champsaur au défilé de Corps (en ce qui concerne le Quaternaire) et non au verrou d'Aspres-Beaufin, un peu en amont, car les formations quaternaires sur lesquelles sont bâtis ces deux villages appartiennent et sont reliées de façon continue (au moins pour Aspres) à celles du Champsaur.

Cette région, comme les autres, possède aussi une incontestable individualité que lui confère son isolement des unités géographiques qui l'entourent, excepté pour les larges débouchés des deux affluents du Drac, la Séveraisse et la Séveraissette, qui en font intégralement partie. Or ce qui est vrai aujourd'hui l'a été aussi au Quaternaire et surtout au Würm, lorsque l'on sait que le Champsaur fut totalement englacé alors que le Beaumont et le Trièves ne l'étaient pas. Ce n'est que lors des maxima d'extension glaciaire anté-würmiens que l'unité totale fut réalisée par la réunion généralisée des glaciers dans la vallée du Drac (transfluence Durance-Isère , fig.66) comme elle l'avait été au Miocène, lors du passage de la Durance par le seuil Bayard (cf. I.3.4.). Nous verrons qu'à l'exception des dépôts d'Aspres-Beaufin les puissantes formations quaternaires du Champsaur n'ont absolument rien de commun avec celles du Beaumont, ce qui accroît encore son originalité.

III.10.2. LES EXTENSIONS GLACIAIRES.

Comme la Matheysine, le Champsaur est le pays des grandes moraines, mais point exclusivement. Les terrasses aussi y sont nombreuses et fort complexes. Les moraines les plus spectaculaires, autant sinon plus que celles de la Mure par leur puissance formidable, sont celles qui s'ouvrent en tenaille au débouché du Valgaudemar et qui barrent presque totalement la vallée du Drac vers le Motty et en amont de Chauffayer. Il y a très longtemps que l'on a reconnu ces moraines comme appartenant au lobe frontal du glacier de la Séveraisse (D. MARTIN, 1926, A. PENCK et E. BRUCKNER, 1908, etc.). Ces trois auteurs rapportaient les moraines de Chauffayer à un stade du Würm (Bühl pour PENCK et BRUCKNER, Vizille pour LORY). En effet tout le matériel grossier est cristallin et provient du centre du Pelvoux. Ces remparts sont vraiment d'une hauteur extraordinaire. Vues d'aval (Aspres-les-Corps) ou d'amont

(St-Bonnet, Poligny), les moraines apparaissent comme une montagne barrant la vallée à une altitude voisine de 1250 m (. 1251m au Signal de Rafam). Le Drac coulant à une altitude inférieure à 800 m, leur hauteur est donc supérieure à 450 m compte non tenu du surcreusement de l'ombilic en aval de St-Firmin-en-Valgaudemar. Et de fait on voit le Drac se frayer un étroit passage à l'W entre les moraines et le versant du Dévoluy. Le glacier de la Séveraisse l'a repoussé contre le côté gauche de la vallée et, depuis, n'a pas quitté cette position.

La coordination des formes glaciaires (moraines et chenaux marginaux ; M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969) nous avait conduit à identifier avec les moraines du Poët (maximum würmien du glacier de la Durance) les moraines dracquoises des Forestons-Charbillac dépendant du glacier du Drac. Les altitudes moyennes des bassins-versants en amont de ces fronts glaciaires s'étant révélées identiques (1820 m pour le Drac contre 1815-1820 m pour la Durance) , nous en avions conclu que le glacier würmien du Drac n'avait pas dépassé le débouché de la Séveraissette. Or, en aval, le Valgaudemar possède un bassin versant de 1930 m d'altitude moyenne, c'est à dire plus élevé de 100 m que le Drac et la Durance würmiens. On pouvait dès lors confirmer qu'au Würm le glacier de la Séveraisse était plus puissant que celui du Drac, qu'il prenait le pas sur lui et obstruait totalement sa vallée, ce qui est bien traduit par la morphologie glaciaire de la confluence. Mais il fallait savoir jusqu'où le glacier était allé.

Le calcul des altitudes moyennes pour l'ensemble Drac-Séveraisse montre que l'altitude moyenne de 1815 m est atteinte au confluent de la Souloise, vers Corps. Théoriquement donc, le glacier würmien n'est pas entré en Beaumont, comme le prouve aussi l'étude stratigraphique et morphologique. Il y a plus cependant. On ne relève aucune trace glaciaire superficielle à l'aval d'Aspres-les-Corps. Vraisemblablement le glacier du Valgaudemar, s'il a pu franchir l'étroit passage du verrou cristallin de Beaufin, s'est heurté tout de suite en aval au resserrement encore plus considérable du défilé de Corps contre lequel son front est venu buter et qu'il n'a pas dépassé. Voilà pourquoi on ne retrouve aucune trace glaciaire en aval de ce défilé, sauf dans les terrasses würmiennes de Corps et de Pellafol dont les surfaces sont intactes (niveaux glacio-lacustres). Quant à la Séveraissette elle nourrissait également un glacier, certes beaucoup plus modeste, mais qui a laissé des témoins au débouché de la vallée (moraines de la Motte-en-Champsaur). Là encore l'altitude moyenne de son bassin versant (1815m) montre que ces moraines appartiennent au glacier würmien, ce que nous confirmera l'étude détaillée de cette région.

Or, au-dessus des moraines würmiennes ainsi datées, un assez grand nombre de dépôts morainiques s'échelonnent de part et d'autre du Champsaur, contre les versants. Ces dépôts furent manifestement hors de portée des glaciers würmiens qui sont restés dans le fond de la vallée. Aussi les avons-nous tous rapportés à la glaciation antérieure, le Riss (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969, p. 147, fig.1) .

III.10.3. LA DISPARITION DES ALLUVIONS ANCIENNES.

Les derniers témoins des alluvions anciennes que nous suivons depuis l'orée de l'ombilic de Grenoble jusqu'en haut du Beaumont s'accrochent au débouché du défilé du Drac, immédiatement à l'amont de Corps. Elles sont surtout représentées par le dôme conglomératique du Serre-de-l'Aigle (cote 995, à l'E d'Ambel) et, accessoirement, par des lambeaux de poudingues plaqués sur le versant liasique de rive droite, au-dessus de la route nationale (cote 930-950m). A l'amont de ce défilé, plus aucune terrasse élevée ni remplissage caillouteux n'existe, malgré les anciens cours du Drac qui ont pu être être repérés par la géophysique. C'est que le Champsaur tout entier est un ombilic surcreusé que les glaciers würmiens et plus anciens (nous avons vu que le dernier stade de Riss a débordé légèrement en Beaumont) ont complètement nettoyé de leurs dépôts antérieurs. S'il en reste quelque part, ils sont tous sous le talweg actuel du Drac et par conséquent échappent à nos recherches. Par ce trait, encore, le Champsaur s'individualise vis à vis des autres régions que nous venons d'étudier.

III.10.4. LES FORMATIONS WÜRMIENNES.

Outre les moraines que nous avons rapidement évoquées, les dépôts würmiens du Champsaur se disposent en vastes terrasses que l'on peut suivre plus ou moins facilement sur toute sa longueur. La plus remarquable car la plus régulière et l'unedes plus vastes est celle de Chauffayer-le-Glazil, que l'on s'étonne de trouver si plane et horizontale dans un pays déjà de haute montagne. D'autres niveaux tout aussi importants mais beaucoup moins réguliers s'étagent à St-Eusèbe-en-Champsaur, Poligny, St-Bonnet etc... Tous n'ont pas la même signification par leur morphologie et leur structure.

III.10.4.1. Moraines terminales de la Séveraisse. Le complexe morainique terminal du glacier du Valgaudemar est composé de deux masses principales allongées, s'ouvrant au débouché de la vallée comme une gigantesque pince et barrant presque totalement l'aval du Champsaur. Ce sont en fait deux grosses moraines latérales que l'on ne trouve que sur la rive droite du Drac, à l'exclusion d'un minuscule affleurement rive gauche (les Gauthiers, N de Pouillardenc). Aucune moraine véritablement frontale n'est conservée contre la paroi très escarpée du Dévoluy. Peut-être même, en raison de cette topographie trop abrupte, la moraine ne s'y est-elle pas déposée mais, de

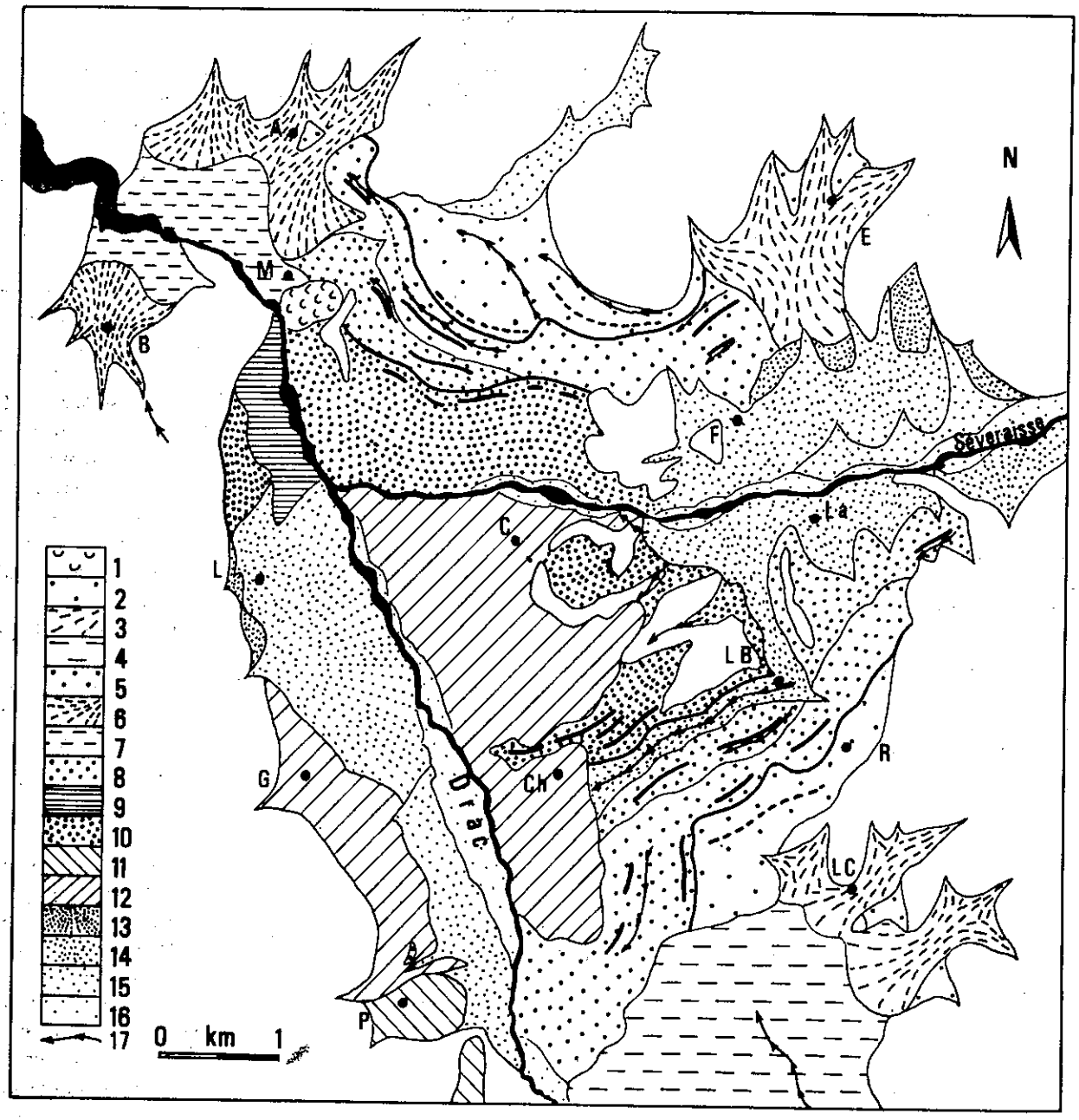


Fig.148. CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES DU CONFLUENT DRAC-SEVERAISSE.

1. glissements, 2. moraine supérieure (Riss, vraisemblablement RIII), 3. cônes de déjection et d'obturation du maximum de Würm (W II), 4. plateau d'obturation de St-Eusèbe, maximum de Würm (WII), 5. moraine würmienne (W II, stade 1), 6. cônes de déjection d'Aspres-Beaufin (WII, stade 2), 7. terrasse glacio-lacustre d'Aspres-Beaufin (W II, stade 2), 8. moraine würmienne compréhenvive (W II, stade 3 et W III, stade 5), 9. argiles glacio-lacustres de l'ombilic de Chauffayer (cataglaciaire W II à W II-III), 10. moraine argileuse de Lesdiguières, superposée à (9) (W III, stade 5), 11. terrasse de Pouillardenc (W III, stade 5), 12. terrasse de Chauffayer-Le Glaizil (cataglaciaire W III, stade 6), 13. cônes de déjection élevés (W III, stade 6), 14. cônes de déjection intermédiaires (St-Firmin) (W III, stade 7), 15. cônes de déjection inférieurs (W III, stade 8), 16. alluvions récentes, 17. chenaux marginaux.

A : Aspres-les-Corps, B : Beaufin, C : Combardenq, Ch : Chauffayer, E : L'Esparcelet, F : Saint-Firmin-en Valgaudemar, G : Le Glaizil, L : Lesdiguières, LB : les Blaches, LC : Les Costes, La:Lallée, M : le Motty, P : Pouillardenc, R : Rafam.

toutes façons, elle en aurait été éliminée lors de la formation des terrasses. Ces moraines latérales présentent une remarquable morphologie glaciaire (fig. 148).

La moraine latérale droite s'étend entre la Séveraisse et le torrent de Brudour ; on n'en retrouve qu'un lambeau assez petit sous l'arête rocheuse du Serre-de-la-Croix, à l'E d'Aspres-les-Corps, et un minuscule pointement au village même, noyé dans le grand cône d'Aspres. Ces affleurements prouvent que le glacier a bien dépassé le premier verrou d'Aspres-Beaufin pour venir s'appuyer sur le versant de la pointe de Rogne. A Beaufin même le verrou cristallin est contourné près de son sommet par le col de la Rima (1081 m), chenal marginal creusé dans une bande de Trias et suspendu au-dessus du cône de Beaufin. Rive droite un autre chenal, sous le Serre-de-la-Croix (1070m), lui correspond sans doute. Or moraine et chenal peuvent se relier, sur la masse latérale droite, d'une part au col des Festraux (1106m), autre chenal qui la traverse, d'autre part à celui du Bois de l'Auberie (1100 m environ) qui contourne par l'intérieur le sommet morainique du Serre-de-l'Aile (1155m). D'après cette morphologie la moraine de l'extension glaciaire du maximum de Würm s'appuierait sur une grosse masse également morainique (Serre-de-l'Aile, Champ-Bouchard) directement plaquée sur le versant rocheux et façonnée par les eaux de fonte glaciaires (col des Festraux où prend naissance le chenal transversal des Reculas). Cette haute moraine, encore façonnée en vallums latéraux distincts, serait donc anté-würmienne. Mais la faible différence d'altitude entre les deux ensembles (25m) peut rendre l'analyse sujette à caution. La confirmation viendra donc de la moraine latérale gauche.

La moraine latérale gauche s'étend de St-Jacques-en-Valgaudemar jusqu'à Aubessagne, dans le lit du Drac (pont de la Guinguette). Elle est beaucoup plus complexe et plus étendue car elle pénètre légèrement dans le Valgaudemar. On y suit de nombreuses crêtes dont la plus élevée (Rafam) est simplement d'érosion mais déjà fort externe. L'on sait que nos coordinations précédentes ont localisé le front du glacier würmien du Drac au confluent de la Séveraissette, quelques kilomètres en amont, où une belle morphologie morainique se développe aussi, correspondant au plateau de St-Eusèbe-Les Costes (1100m environ). Or ce plateau vient s'appuyer sur la haute moraine de Rafam et noyer une crête morainique (N de Beaurepaire) appuyée également sur cette moraine élevée vers l'intérieur (cote 1207-1132), la sectionnant en la contournant à son extrémité ouest (N de Beaurepaire, 1100m). Cette disposition rappelle incontestablement celle de rive droite ; le glacier qui a déposé la première moraine sous le sommet ne débordait pas la haute moraine de Rafam et venait barrer la vallée du Drac légèrement en amont d'Aubessagne. Le plateau de St-Eusèbe, qui s'appuie en amont contre ce complexe morainique, peut alors, s'interpréter comme un dépôt d'obturation glaciaire. Ce plateau étant celui du maximum de Würm, la crête appuyée sur la masse glaciaire de Rafam l'est aussi, et par conséquent cette dernière est plus ancienne. On explique facilement sa situation plus élevée que celle de rive droite par sa position plus amont par rapport au front du glacier. Une série de bourrelets morainiques s'étage sous celui du maximum de Würm (2 rive droite, 2 à 3 rive gauche) ,tous accompagnés de leurs chenaux marginaux (l'un des plus spectaculaires est celui des Blachus, à l'E de Chauffayer). Une très belle morphologie de chenaux marginaux se développe aussi entre les nombreuses bosses du " verrou " jurassique de St-Firmin. Certains semblent en liaison avec la terrasse de Chauffayer, mais on ne saurait réellement l'affirmer. Au-dessus du sommet de cette terrasse, le " verrou " garde encore en certains points un enrobage morainique.

Les seules moraines de la Séveraisse qui existent (sauf les subactuelles) se trouvent ici, dans l'ombilic du bas-Champsaur. En amont de St-Jacques, on ne trouve plus que des formes alluviales récentes bien analysé par A.GIBERT(1923).

III.10.4.2. Moraines terminales de la Séveraissette. C'est également au débouché de cette vallée (la Motte-en-Champsaur) que s'observent les seules moraines du glacier de la Séveraissette. Ce sont des moraines terminales dessinant presque un amphithéâtre de très petites dimensions, dont une branche gauche (les Héritières) barre le ravin des Infournas. La morphométrie (altitude moyenne du bassin versant) et la morphologie (correspondance avec la moraine terminale du Drac au Villard) s'accordent pour les rapporter au maximum de Würm. En fait il s'agit de son premier stade de retrait car, comme nous allons le voir, les glaciers du maximum de Würm débordaient légèrement le confluent du Drac.

III.10.4.3. Moraines du glacier du Drac. La première moraine frontale du glacier du Drac (la plupart des autres, en effet, seront des moraines latérales) est celle du Villard (1061m), au confluent de la Séveraissette, où elle est précédée par un magnifique chenal marginal dessinant une vallée morte, horizontale, suspendue 135 m au-dessus du cours actuel. C'est cette moraine qui correspond à celles de la Motte-en-Champsaur (fig. 149). Juste en aval le plateau de Villardon (1100m), bien que subhorizontal, présente une morphologie tourmentée, parsemée de dépressions fermées (l'Etang de Laux), de buttes morainiques et de chenaux suspendus. C'est une véritable morphologie glaciaire et même sous-glaciaire. En effet la structure de ce plateau très épais (plus de 200 m de formations quaternaires visibles au-dessus du talweg) montre qu'il a été recouvert par un glacier, au même titre que le plateau de Villeneuve qui lui fait face sur l'autre rive du Drac.

Au-dessus du plateau de Villeneuve, de belles moraines formant des crêtes alignées, longées de leur chenal marginal, s'appuient contre le versant du grand Bois de Poligny. La plus élevée, la moraine des Forestons, est très typique à Font-Grimard (1207,5m) et se poursuit aux Forestons même où elle semble noyée sous les alluvions du plateau. Rive droite son équivalent se trouve au-dessus de Champ-Clavel (commune de Bénévent-Charbillac, 1189), déterminant un colmatage suspendu en haut du ravin de Pisançon et le col des Sagnes (1205m), façonné dans les Terres-Noires et garni de moraine.

C'est le glacier de St-Eusèbe qui a abandonné ces hautes moraines latérales, les plus élevées à posséder une morphologie fraîche et relativement reconnaissable. Nous l'avons appelé " stade des Forestons-Charbillac (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969, p. 156.) ou stade 1. En amont de Charbillac, les moraines de ce stade forment un gros placage sur le versant marneux des Astiers à Villard-Trottier. Au-dessus de ce village se dessine une assez nette crête morainique longée par un chenal externe (cote 1288). Ce colmatage se poursuit encore par celui du Pré-du-Daus, sans morphologie très nette, puis par le replat de Chantaussel (1300 m environ). Mais c'est à St-Michel-de-Chaillol que nous retrouvons un ensemble de bourrelets morainiques latéraux (cote 1369m) derrière lequel s'appuient de grands cônes de déjection (Chaillol, les Marrons) issus de ravins locaux particulièrement actifs (Riou de Buissard, Riou-Mort). Ces cônes sont actuellement suspendus 300 m au-dessus du Drac, et l'érosion régressive commence juste à les atteindre. De ce fait ils sont particulièrement bien conservés. A Chaillol, deux belles crêtes morainiques encadrent la sortie du Riou de Buissard de son haut bassin sous le pic du Tourond. Ce sont des moraines latérales du glacier local du Tourond, d'aspect très frais. Il est évident que ce sont les eaux de fonte de ce glacier qui ont étalé le cône de Chaillol après avoir rompu en son milieu l'arc morainique. Par conséquent nous rapporterons au stade des Forestons-Charbillac la moraine à blocs locaux (grès du Champsaur) de Chaillol, au même titre quelle cône. Nous y joindrons également les moraines toujours locales dessinant des arcs à l'issue du haut bassin du Clôt-Lamiande, qui se développent au-dessus des Richards (cote 1550 et au-dessus) bien en amont, au S de la pointe de Prouveyrat.

Les dépôts morainiques de ce stade, aussi bien rive droite que rive gauche, ravinent et s'appuient à la fois sur le versant rocheux et sur des formations détritiques plus élevées dont ils se séparent par une très nette rupture de pente , lorsqu'il n'y a pas un véritable chenal marginal pour les limiter. Chenal ou rupture de pente s'élèvent régulièrement d'aval en amont : 1166 m à Charbillac, 1205m au col de Sagne, 1288m à Villard-Trottier, 1350m au chenal de St-Michel-de-Chaillol pour la rive droite ; 1147m aux Forestons, 1207m à Font-Grimard, 1300 m au dessus des Farelles, 1322m à Clot-Chabrier pour la rive gauche. En amont de ce point le raccord se fait au-dessus de Laye avec les moraines du glacier de la Durance passant par-dessus le seuil Bayard.

La moraine latérale suivante, stade 2, correspondant à la moraine frontale de Villard, est la mieux représentée au S de Poligny (cote 1118m) où elle forme un arc caractéristique, doublé d'un second beaucoup plus petit, légèrement en retrait (1062m). On peut lui rapporter, à l'E de St-Bonnet, la moraine et l'aplanissement de l'Ollivier (1090m et 1065m) situés bien au-dessous de la masse glaciaire de Villard-Trottier (1120m-1290m). C'est le " stade de Poligny ". Les moraines latérales se suivent à la Fare en amont rive gauche, à l'Aulagnier rive droite (1139 et 1157 m).

En amont de ces sites, ces moraines sont beaucoup plus difficiles à suivre. Rive gauche, il lui correspond le placage du Villard, bien séparé de la moraine plus élevée de Clot-Chabrier par une nette rupture de pente (cote 115 mais la continuité se trouve interrompue par l'éperon rocheux de Laye. Rive droite, la séparation des deux ensembles morainiques est également nette aux Chauvets (cote 1200m), moins aux Combettes (cote 1270m) sous Chantaussel et moins encore au Plan au-dessus de Buissard (cote 1280) où se fait la limite d'avec l'ensemble morainique de St-Michel-de-Chaillol. En remontant le Drac on peut lui rapporter les placages du Frêne (cote 1300-1350). Rive gauche, nous retrouvons des moraines dracquoises dans la grande masse qui sépare le Champsaur de la dépression d'Ancelle.

Le troisième ensemble, toujours en retrait, a été caractérisé aux Forestiers (stade 3) où il s'inscrit dans la masse alluvio-morainique du plateau Bayard. Les moraines latérales gauches, bien alignées et longées par un beau chenal, commencent au-dessus de Brutinel à Pré-Bataille (1056m) puis s'élèvent en amont par les cotes 1073, 1113, 1139, 1154 (les Forestiers), 1207 (au S de Manse), 1215, 1250, pour venir se fondre dans le grand rempart morainique d'Ancelle. Rive droite, on ne peut lui rapporter aucun vallum. Le glacier devait s'appuyer contre la moraine de l'Aulagnier, affectée d'une nette rupture de pente au-dessus de 1050 m, mais n'y a pas laissé de traces nettes.

C'est presque un arc frontal que nous montre le quatrième ensemble (stade 4 de St-Laurent-du-Cros) avec les moraines de Robin (rive droite, 1050m) et de Clot-Egout (rive gauche, 1041m) où il est seulement rompu en son milieu par le passage du Drac. C'est encore rive gauche que les moraines latérales sont les mieux représentées, au Cros (1085 et 1091 m), à St-Laurent-du-Cros (1125m), se poursuivant à Manse (1161m).

Le cinquième, légèrement en amont, possède un lambeau de moraine frontale à Serre-Repiton, rive droite (1038m). Toujours rive gauche, il se poursuit par les moraines latérales du Pré-du-Riou (1040m) puis de Serre-Richard (1105), érodées en amont par le torrent d'Ancelle (stade 5 ou de Serre-Richard).

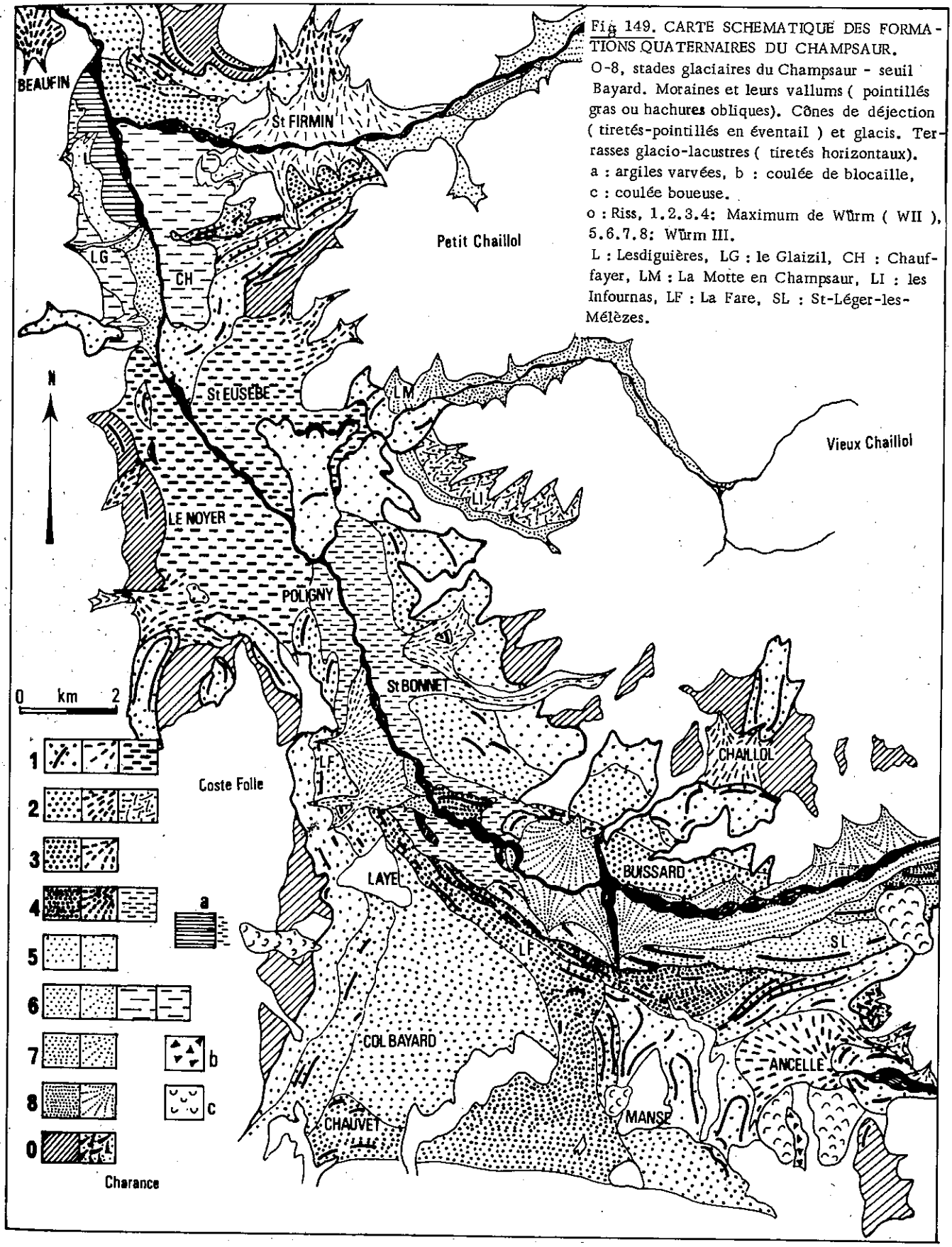


Fig 149. CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES DU CHAMPSAUR.
O-8, stades glaciaires du Champsaur - seuil Bayard. Moraines et leurs vallums (pointillés gras ou hachures obliques). Cônes de déjection (tiretés-pointillés en éventail) et glacis. Terrasses glacio-lacustres (tiretés horizontaux).
a : argiles varvées, b : coulée de blocaille, c : coulée boueuse.
o : Riss, 1.2.3.4: Maximum de Würm (WII), 5.6.7.8: Würm III.
L : Lesdiguières, LG : le Glaizil, CH : Chauffayer, LM : La Motte en Champsaur, LI : les Infournas, LF : La Fare, SL : St-Léger-les-Mélèzes.

Le sixième bien individualisé mais toujours rive gauche, aligne ses moraines latérales du Pont-de-Frappe et du Villard à St-Léger-les-Mélèzes (stade 6) où la crête est extrêmement caractéristique. Le front du glacier devait se trouver, à ce moment, vers Forest-St-Julien au débouché du torrent d'Ancelle.

Enfin deux résidus de vallums latéraux gauches existent encore un peu en amont et sous St-Léger : les crêtes de la Lauza , stade 7 et des Eustaches, stade 8, juste avant Pont-du-Fossé. Ces vallums, mais surtout le dernier, étant au niveau de la plaine alluviale du Drac, ne peuvent être mis en rapport avec ceux de St-Léger situés 200m plus haut. Il y aurait donc un septième ensemble au moins, dont le front se situait entre Chabottes et Chabottones, et peut-être un huitième.

Ainsi nous avons compté 8 ensembles morainiques distincts (7 si ce dernier est double, ce qui est difficile à dire) comportant de belles crêtes latérales surtout, avec des chenaux marginaux externes bien constitués et même quelques résidus frontaux. A priori ils traduiraient autant de périodes de stationnement du glacier würmien du Drac en cours de retrait. C'est la position que nous avions adopté antérieurement (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969, p. 156). Nous avions signalé seulement 6"stades" car nous n'avions compté que ceux qui sont en relation avec les moraines du plateau Bayard. Si nous observons maintenant les relations entre ces moraines et les autres formations quaternaires qui leur sont associées, nous allons voir que l'on peut les classer en deux catégories :

- d'une part les cinq premiers ensembles (des Forestons à Serre-Richard), pour lesquels les dépôts glaciaires sont superposés à des dépôts non-glaciaires (terrasses), principalement rive droite, et semblent noyés par des épandages locaux de cônes de déjection (rive gauche).
- d'autre part les deux (ou trois) derniers, en amont de Forest-St-Jullien, dont les moraines sont directement en contact avec les alluvions récentes du Drac. En un mot le glacier qui a déposé les cinq ensembles morainiques aval s'est avancé sur un remplissage alluvial préexistant, alors qu'il semble avoir creusé un ombilic en amont. Mais il faut tenir compte de la pente, très forte, du torrent actuel dont le plancher alluvial se relève rapidement vers l'amont, où il a pu venir noyer des dépôts dégagés en terrasse à l'aval.

III.10.4.4. Moraines locales d'Ancelle. A l'E du seuil Bayard (col de Manse), au débouché du torrent de la Rouanne qui s'enfonce à l'intérieur des massifs de Flysch à helminthoïdes, le village d'Ancelle se trouve au centre d'une dépression ovalaire entourée de moraines dont celles de rive droite (au N) dessinent des arcs admirables, au fond plat légèrement incliné vers l'aval, suspendue300 m au-dessus de la vallée du Drac. Cette cuvette est la dépression centrale (zungenbecken), d'une grande netteté car de petite dimension (environ 2 sur 1,5 km), du glacier local de la Rouanne. Les grandes moraines de rive droite (les Matherons, St-Hilaire), sont également des moraines latérales gauches du glacier du Drac. Au S n'apparaissent que des moraines frontales de lobes diffluents du glacier de la Durance, que nous étudierons plus loin. Mais les nombreux glissements qui affectent ce versant gauche, où les grès du Champsaur se trouvent superposés aux Terres-Noires argileuses, ont dû faire disparaître les moraines latérales de la Rouanne.

Lorsque l'on regarde la moraine de Coste-Longue, qui domine par un talus de plus de 60 m de haut la plaine de Lachaup et dont la concavité se trouve côté Ancelle, on est obligé de convenir que cette moraine n'a pu que s'appuyer sur un obstacle aujourd'hui disparu qui, non seulement lui a donné sa forme mais encore l'a empêché de s'étaler largement. On s'aperçoit alors que la crête de Sarrient, à l'W des Faix, pourrait être le résidu d'un tel obstacle. Un lobe glaciaire issu de la Rouanne aurait envahi la plaine de Lachaup, contenant le glacier dracquois qui se serait moulé dessus, déposant une moraine latérale droite également. Le gros chenal de Libouse, d'ailleurs suspendu, est établi au contact de ces deux moraines latérales. En amont il a respecté la crête de Sarrient mais en aval il l'a complètement emportée, car le front du glacier de la Rouanne était proche de sorte que la pente était forte. Le lobe durancien diffluent de Font-Garmand, rive gauche, issu du Collet, pouvait s'étaler librement car il se trouvait dans la zone aval où le front de la Rouanne se terminait naturellement.

Comme les moraines duranciennes (Font-Garmand) semblent s'être avancées librement dans un espace vide, la dépression centrale d'Ancelle préexistait donc. Son fond est comblé par une nappe alluviale (plaine de Lachaup) très régulière, venue de la Rouanne et noyant les moraines frontales locales. C'est donc un épandage torrentiel (fluvio-glaciaire) provoqué par les eaux de fonte chargées du glacier de la Rouanne en cours de retrait , et suspendu car barré à l'aval par le flanc gauche du glacier du Drac.

Ce glacier de la Rouanne n'a jamais été puissant. En effet son bassin-versant est très peu vaste et son altitude moyenne est médiocre (1835 m pour la partie uniquement montagneuse). De ce fait , il ne s'est guère étendu dans le Champsaur car il a toujours été efficacement contenu entre les deux grands appareils de la Durance et du Drac. C'est pourquoi la dépression centrale n'est pas très creusée, bien qu'elle soit située entièrement dans les Terres-Noires. En effet nous les voyons recoupées dès l'aval du pont de St-Hilaire par le torrent d'Ancelle en cours d'érosion régressive à l'altitude 1300 m, c'est-à-dire au niveau de la surface de la plaine de Lachaup peu de distance en amont.

III.10.4.5. Moraines du glacier durancien. Sur le terrain même, il est très difficile de faire la différence, morphologiquement, entre les moraines du glacier du Drac et celles de la Durance. Mais, lorsque l'on monte de Brutinel au col Bayard, une importante modification lithologique apparaît dans les matériaux morainiques que l'on peut observer dans les tranchées de la route un peu au dessus de la table d'orientation (cote 1050), au N des Roberts. En-dessous de ce niveau, la moraine est polygénique, avec blocs et cailloux de calcaire, grès (grès du Champsaur, Flysch) et cristallin (gneiss et granites de Champoléon). Au-dessus, vers le col Bayard, les cristallins disparaissent brusquement et la moraine ne contient plus que de nombreux grès et calcaires noirs très caractéristiques, ces derniers étant beaucoup moins abondants au N.

Cette observation peut se répéter de nombreuses fois. Toutes les coupes des cols Bayard (les Bassets, Chauvet, Refuge Napoléon) et de Manse (Manse-Vieille) montrent cette moraine durancienne sans cristallin. Et, de fait, l'observation de la morphologie sur les photos aériennes montre que sous les Roberts passe une grande ligne de discontinuité (crêtes morainique des Forectiers longées par un chenal marginal) séparant les moraines latérales gauches du Drac, parfaitement reconnaissables, des amas morainiques apparemment informes du plateau Bayard (fig. 150, M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969).

III.10.4.6. Le Plateau Bayard. Au-dessus des moraines latérales des Forestiers s'étend le plateau Bayard, vaste surface mollement ondulée d'ou émergent quelques collines allongées grossièrement N-S (Bayard, Bois-St-Laurent, Sanites), doucement inclinée vers le N, culminant à la cote 1332 m au sud du bois St-Laurent. Ce plateau est entièrement recouvert de moraines calcaires et gréseuses, bien que vraisemblablement la roche en place ne soit pas loin, comme on peut le voir sur le versant durancien du Sillon de Gap. Moraines et substratum sont ébréchés par une suite de cols de plus en plus élevés d'W en E (Bayard, 1248m ; Manse, 1272 m ; le Collet, 1425 m ; Moissière, 1573 m). Tous ces cols, mais en particulier Bayard et Manse, sont des vallées mortes suspendues très légèrement pentées vers le N, de grand développement (plusieurs kilomètres), qui s'inscrivent dans des auges suspendues. Ces auges sont garnies de moraines duranciennes où s'individualisent des vallums latéraux et même frontaux, dessinant les lobes diffluents qui s'y insinuaient en provenance du S. Moraines latérales et frontales sont particulièrement bien formées dans les cols de Manse (Serre du Laus, Espitalier, Ascarat) et du Collet (vallums de la ferme Escalier et de Fontgarmand s'avançant dans le dépression d'Ancelle). Au col Bayard même ces moraines existent, mais à l'état de crêtes isolées et démantelées (les Brunets, les Fareaux, Chauvet) car ce col, le plus bas, fut le lieu de passage privilégié des eaux marginales droites du glacier durancien qui y exercèrent donc un maximum d'érosion.

Le plateau Bayard lui-même est relativement complexe ; les rares coupes que l'on y trouve, surtout dans le col lui-même, le montrent constitué par une moraine déposée, argileuse (de fond). L'impression d'avoir affaire à un véritable tapis morainique est donnée également par les nombreuses dépressions fermées que l'on y trouve, non seulement sur le plateau lui-même mais également sur la roche en place modelée par le passage du glacier (Corniau, à l'W du col de Manse). Enfin une coupe à l'extrémité nord du plateau (Champ-la-Donne, cote 1160) montre une superposition de matérial alluvial (ou fluvio-glaciaire) à la moraine franche déposée. Et de fait, morphologiquement, deux ensembles paraissent constituer le plateau lui-même :

- un ensemble uniquement morainique, de fond, non remanié, formant les principales hauteurs (Bayard, Sagne-de-Canne, Bois St-Laurent, Sanites), à nombreuses dépressions fermées (culots de glace morte vraisemblablement).
- un ensemble composite par le matériel (moraine et alluvions torrentielles) mais morphologiquement bien individualisé en un grand plan régulier incliné doucement vers le N à la manière d'un sandur ou d'un glacis, dont on voit les racines s'insinuer dans les vallées mortes (chenaux radiaux) des cols (Bayard, Manse) et entre les collines de moraine qu'elles ravinent. C'est une plaine à la fois de lavage par des eaux de fonte locales (celles des glaces mortes du plateau) ayant aplani la moraine (pré Lacoste), et de sédimentation par les eaux marginales du glacier durancien issues des cols de Manse et Bayard (coupe de Champ-la-Donne). Pour que cette morphologie ait pu se développer ainsi, il est nécessaire qu'il y ait eu deux phases :
- une phase pendant laquelle le plateau Bayard était entièrement recouvert de glace, dont la fusion a permis d'abandonner la moraine de fond avec ses culots de glace morte (dépressions fermées).
- une phase de stationnement du glacier durancien au niveau des cols, permettant seulement le balayage du plateau par les eaux de fonte marginales se mêlant à celles des loupes de glace morte avant leur totale disparition.

Ce sont deux phases d'un même stade, que l'on ne saurait dissocier car les phénomènes auxquels elles ont donné naissance sont liés à la même période de fusion du glacier. Nous l'avons appelé " stade du col Bayard ".

Après l'abandon du plateau Bayard par le glacier de la Durance on distingue, en contre-bas de ce dernier sur le haut des pentes du Sillon de Gap, l'existence de moraines latérales nettes bien qu'assez discontinues. C'est le stade de Chauvet. Le glacier qui a déposé ces moraines se trouvait en contre-bas du col Bayard d'une vingtaine de mètres, mais il affleurait juste le col de Manse, y déposant les belles crêtes d'Ascarat- refuge Napoléon.

Les eaux marginales issues de ce lobe de Manse ont creusé un chenal dans l'auge abandonnée du col, chenal qui s'emboîte donc dans les dépôts de Bayard et qui va rejoindre, cette fois au même niveau, le chenal externe des alignements morainiques du stade dracquois des Forestiers au village même. On peut donc être assuré que lors des stationnements glaciaires de Chauvet et des Forestiers, une liaison torrentielle existait entre les deux glaciers de part et d'autre du col Bayard, permettant de synchroniser ces deux stades (3).

III.10.4.7. Coordination des stades glaciaires Drac-Durance. (fig. 149) Le stade de Chauvet est donc synchrone de celui des Forestiers, et cela malgré une nette différence d'altitude entre le glacier durancien du col de Manse (1286 m) et celui du Drac aux Forestiers (1212m à Fayère) , expliquant l'écoulement marginal dans le sens Durance-Drac. On est sûr de la contemporanéité du creusement du chenal de Manse avec le stationnement aux Forestiers du glacier du Drac par le simple fait qu'au lieu de suivre, comme il en avait toute liberté de le faire, la ligne de plus grande pente de l'auge glaciaire bien dessinée (ce qui l'aurait amené à traverser les moraines latérales des Forestiers), le chenal a dévié vers l'W et est venu se raccorder en le tangentant au chenal marginal, actuellement suspendu aussi, des Forestiers. Cela n'a pu se produire que parce que l'abandon du col de Manse par la glace s'est faite d'aval en amont, donc d'W en E, laissant d'abord le champ libre aux eaux vers l'aval. De plus, pour que ce chenal ne recoupe pas la crête des Forestiers mais vienne la longer à l'extérieur, il a fallu qu'il ne puisse pas rejoindre un niveau de base plus bas donc qu'il soit contenu par un obstacle subhorizontal. Cet obstacle ne pouvait être que le glacier du Drac déposant la moraine des Forestiers. Donc le stade de Chauvet (Manse) est bien le même que celui des Forestiers.

Cela permet de coordonner les stades encadrants, aussi bien côté Drac que côté Durance. C'est ce que nous avons déjà fait par ailleurs (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969, p. 155) ; aussi nous allons simplement rappeler la correspondance des épisodes de part et d'autre du seuil Bayard :

Stade	Glacier du Drac	Glacier de la Durance
1	Forestons-Charbillac	Les Brunets
2	La Fare-Poligny	Col Bayard
3	Les Forestiers	Chauvet
4	St-Laurent du Cros	Les Manes
5	Serre-Richard	Les Burnats
6	St-Léger-les-Mélèzes	Romette
7	Le Lauza	?
8 (?)	Les Eustaches	?

Comme nous l'avons déjà souligné , la coordination morphologique ici proposée permet de rapporter au stade 1, qui est celui du Poët pour le glacier de la Durance (maximum de Würm), l'ensemble des moraines à morphologie encore fraîche et reconnaissable des glaciers du Drac, de la Durance, de la Rouanne et du Brudour. Cela est particulièrement net à l'W du col Bayard où les moraines latérales des Brunets (cote 1389) s'appuient en s'en séparant par une nette discontinuité sur les masses détritiques qui garnissent les versants de la montagne de Charance. Au N d'Ancelle, la plus haute moraine du Drac (Côte-Longue) est en contre-bas de la masse glaciaire de Libouse (cote 1470) située immédiatement en amont, qui ne présente pas de bourrelets latéraux mais par contre un beau rebord d'érosion. De part et d'autre du Drac, on fait aisément correspondre la moraine de Côte-Longue (1420m) avec celle de St-Michel de Chaillol (1390m), un peu plus basse car légèrement plus en aval, qui est celle du maximum würmien.

Enfin nous avons déjà exposé comment les stades glaciaires dracquois et duranciens se coordonnaient de la même façon au moyen du calcul de l'altitude moyenne des bassins-versants des deux glaciers respectifs aux fronts considérés. Nous reproduisons seulement ici le graphique des altitudes moyennes des deux vallées sur lequel les correspondances se lisent immédiatement, aux incertitudes de calcul près (fig. 151).

Une question se pose au sujet de la pente de la surface du glacier du Drac au moment du dépôt de ses hautes moraines du stade 1. Si l'on prend par exemple la moraine latérale de St-Michel -de-Chaillol on s'aperçoit qu'elle n'est située qu'à 300 m environ au-dessus du Drac (1370m contre 1060m). D'après le profil calculé des glaciers une épaisseur de 300 m n'engendre qu'une langue de 4,5 km de long. Or le front à cette époque se trouvait à St-Eusèbe, environ 14 km en aval. Même en prenant pour base la cote 1020 m, fond approximatif de l'extrémité de l'auge glaciaire de St-Eusèbe, on n'obtient qu'une épaisseur de glace de 350 m et une longueur de 6 km. Deux remarques vont permettre cependant de lever cette contradiction.

- au stade 1, il y a l'apport considérable des glaces transfluentes de la Durance qui concourent certainement à renforcer le glacier du Drac, donc à lui permettre un large prolongement vers l'aval. Mais les conséquences géomé-

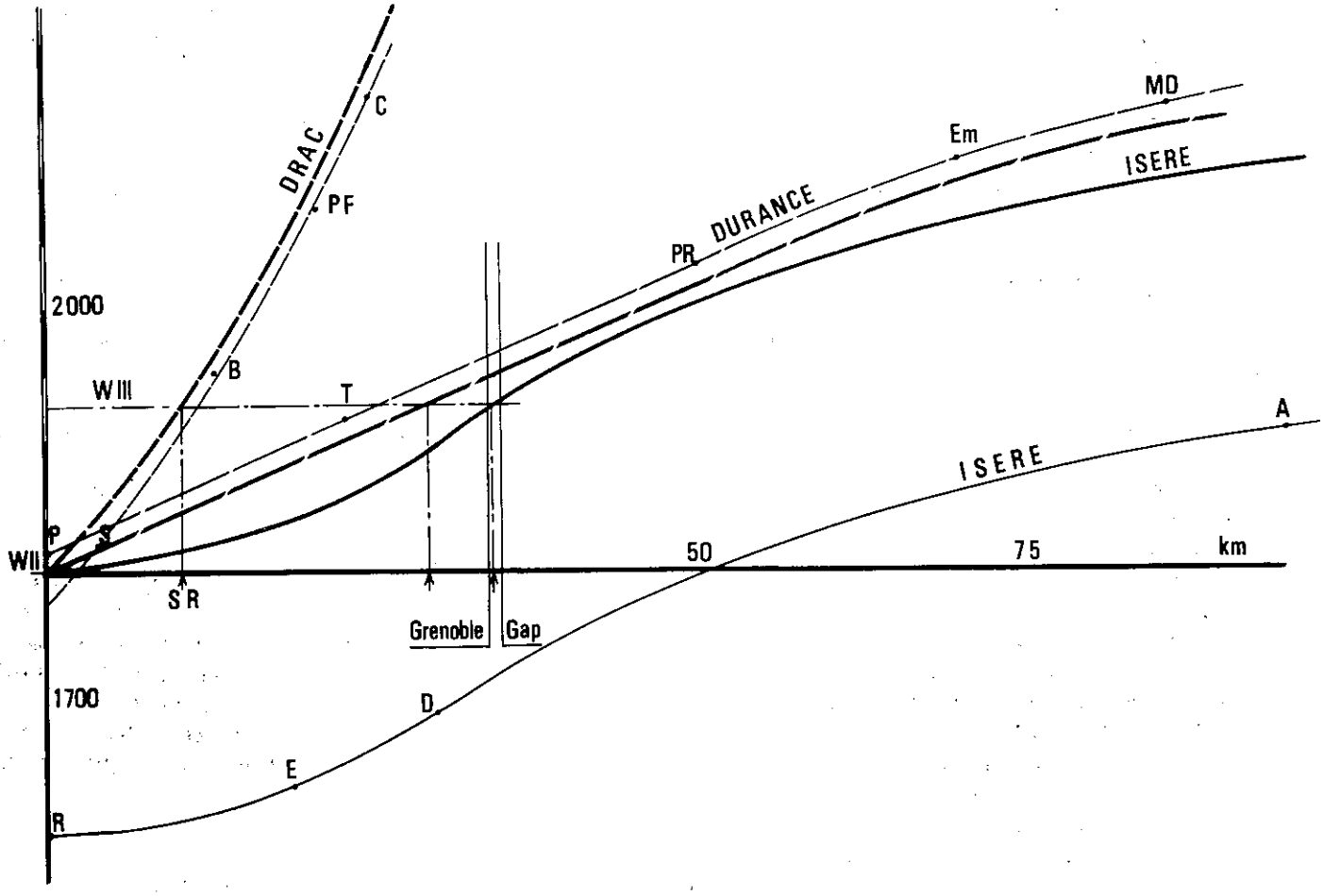


Fig.151. DIAGRAMME DES ALTITUDES MOYENNES DES BASSINS-VERSANTS DU DRAC, DE LA DURANCE ET DE L'ISERE. Origine aux fronts glaciaires du maximum de Würm (moraines internes). P : Le Poët (Durance), R : Rovon (Isère).

Traits fins : courbes non corrigées, Traits épais : courbes corrigées (explications dans le texte).

DRAC;S : Séveraissette, B : Buissard, PF : Pont-du-Fossé, C : confluent Dracs,

DURANCE ; P : Le Poët, T : Tallard, PR : Pont-de-Rousset, Em : Embrun, MD : Montdauphin.

ISERE ; R : Rovon, E : Echaillon, D : Drac (confluent), A : Arc (confluent).

Les fronts des glaciers contemporains dans les différents bassins, caractérisés par une altitude moyenne analogue, se lisent à l'intersection d'une droite parallèle aux abcisses d'altitude donnée (ordonnées). Par exemple le front W III du Drac, situé à Serre-Repiton (SR) correspond à un front durancien situé entre Tallard et Gap (Récurrence) et isérois légèrement en amont de Grenoble (point-trait fin). La courbe de l'Isère a été corrigée en fonction des conditions climatiques locales (voir texte). Elle reste en réalité un peu trop basse, compte tenu de la diffluence de la cluse de Chambéry et de l'intégration de la vallée du Drac (non glaciaire au Würm). Le front WIII du glacier de l'Isère se situe en réalité un peu en aval du front déterminé théoriquement.

triques de cet appoint ne peuvent pas être appréciées de façon précise.

- si nous raisonnons inversement, nous pouvons constater qu'à une langue de glace de 14 km doit correspondre une épaisseur de 530 m. Cherchons alors si une telle épaisseur est possible au droit de St-Michel-de-Chaillol.

La plaine de Chabottes, très large, est un remblaiement récent du Drac. Une coupe transversale (fig. 152) représentant à l'échelle les affleurements superficiels et le substratum montre qu'un surcreusement de grande ampleur est parfaitement envisageable dans cette région, dans les marnes tendres du Callovo-Oxfordien. Rien qu'en poursuivant sous le remblaiement récent les pentes actuelles des versants, le surcreusement de 230 m n'a rien d'excessif. Entrant dans le cadre des possibilités, il rend vraisemblable l'existence d'un glacier suffisamment épais pour la longueur observée.

III.10.4.8. Les terrasses du Champsaur. Plusieurs niveaux de terrasses s'étagent dans cette partie du cours du Drac. Le plus élevé est le plateau de St-Eusèbe-Poligny (1100m), à morphologie complexe, existant uniquement en amont de la moraine latérale gauche de la Séveraisse. Il y a ensuite le niveau de Pisançon-St-Bonnet, en amont du plateau supérieur (1020m environ), de Pouillardenc (980m), d'Aspres-les-Corps-Beaufin (920m), la grande terrasse de Chauffayer-le-Glaizil (900m), et un niveau inférieur bien caractérisé à Lesdiguières (870m). Les rapports de ces niveaux entre eux sont complexes, de même que leurs structures (fig. 153). On peut cependant les ranger en deux catégories :

- une série de niveaux recouverts de moraines, de quelque stade que ce soit. Leur appartiennent tous ceux qui se trouvent en amont du plateau de St-Eusèbe, à l'exception des cônes de déjection de rive gauche, des alluvions récentes de fond de vallée et de la terrasse de Pisançon.
- une série de niveaux exempts de moraine, à surface parfaitement plane et régulière, nappes alluviales manifestement intactes à l'aval de la moraine latérale gauche de la Séveraisse.

L'une a donc subi le passage d'un glacier, l'autre non. Mais on n'en peut conclure aussi rapidement que la seconde est plus récente que la première.

La terrasse d'Aspres-Beaufin.

Dans les petits golfes qui se font face à Aspres et Beaufin, déterminés par le passage d'une importante fracture de socle où affleurent les sédiments tendres du Trias, un remplissage complexe culmine à la cote 920 (Drac à 768), auquel se raccordent en amont d'importants cônes de déjection, surtout côté Aspres. Avant d'examiner la structure de cette épaisse formation (plus de 150 m visible, plus de 200 m avec le remplissage de la vallée fossile), il convient de remarquer que cette terrasse se situe à l'aval de la moraine würmienne du Valgaudemar, que les cônes d'Aspres la ravinent donc leur sont postérieurs et que la surface (920m) correspond à celle de la terrasse de Corps. C'est donc l'équivalent en Bas-Champsaur de la terrasse du maximum de Würm du Beaumont. La structure est complexe sous Aspres, beaucoup moins sous Beaufin. Partant du sommet, on trouve (fig. 154) :

- les alluvions torrentielles locales des cônes d'Aspres, peu épaisses,
- des alluvions du Drac à gros galets et petits blocs roulés (920-850m),
- un niveau plus franchement morainique, à gros blocs anguleux et émoussés, sableux mais non argileux (800-850m),
- un ensemble alluvial et lacustre, à galets arrondis, niveaux argileux et sableux (surtout entre 740 et 820m), reconnus par des sondages EDF (projet de barrage du Motty).

Sous Beaufin, la coupe est la même, avec moins de matériel très grossier.

Cette stratigraphie montre une superposition de dépôts alluviaux, lacustres, morainiques puis de nouveau alluviaux, etenfin torrentiels, tout à fait en rapport avec la proximité d'un front glaciaire. Le glacier de la Séveraisse s'est avancé sur un socle alluvial (sans doute les cailloutis de base sont-ils un remplissage ancien d'un cours fossile du Drac) et lacustres (les argiles provenant certainement du barrage aval du Drac), y a déposé une moraine très caillouteuse et peu argileuse (le bassin-versant de la Séveraisse est en effet presque exclusivement cristallin), puis, se retirant, a laissé place à un alluvionnement fluvio-glaciaire se raccordant au niveau général du Beaumont. Peut être les cônes de déjection superficiels sont-ils contemporains de cette phase. Ils peuvent également être postérieurs, mais de peu. Actuellement ils sont intacts car ils n'ont pas été atteints par l'érosion régressive, et leurs ravins générateurs sont restés parfaitement secs.

Le plateau de St-Eusèbe.

Il est très complexe, aussi en décrirons-nous d'abord la stratigraphie (fig. 155). Aucune coupe réellement continue n'entamant l'ensemble du plateau, nous décrirons trois coupes successives au Villard, à la pointe sud (Ratouly) et au bord du Drac.

La partie supérieure du plateau s'observe le mieux dans le ravin de la Séveraissette, au N du Villard. Les 100m supérieurs (1010 à 1110) montrent une formation homogène, à gros galets bien arrondis, matrice sableuse abondante, avec quelques blocs bien émoussés, le tout parfaitement stratifié. C'est donc une formation alluviale, non morainique. Au sommet seulement, sur une très faible épaisseur, apparaissent des blocs plus nombreux et surtout plus gros et plus anguleux, mais irrégulièrement distribués . Cette disposition rappelle beaucoup celle de l'entablement

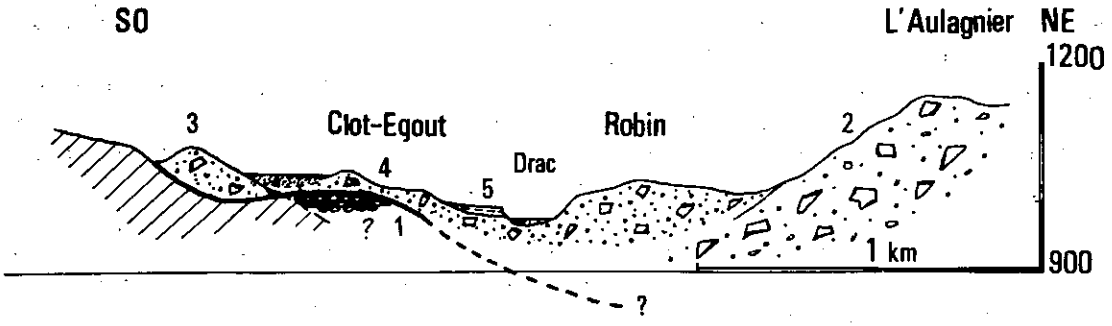


Fig.152. COUPE TRANSVERSALE AU DRAC EN AVAL DU SEUIL BAYARD.
1. cailloutis consolidés de Clot-Egout (W I ?), 2. moraine de l'Aulagner (W II, stade 2), 3. moraine des Forestiers (W II, stade 3) et son chenal marginal faisant liaison avec le glaciaire durancien du col Bayard, 4. moraine de Robin Clot-Egout (WII, stade 4) et son chenal marginal (pointillés), 5. cône torrentiel inférieur de Brutinel (W III, stade 8).

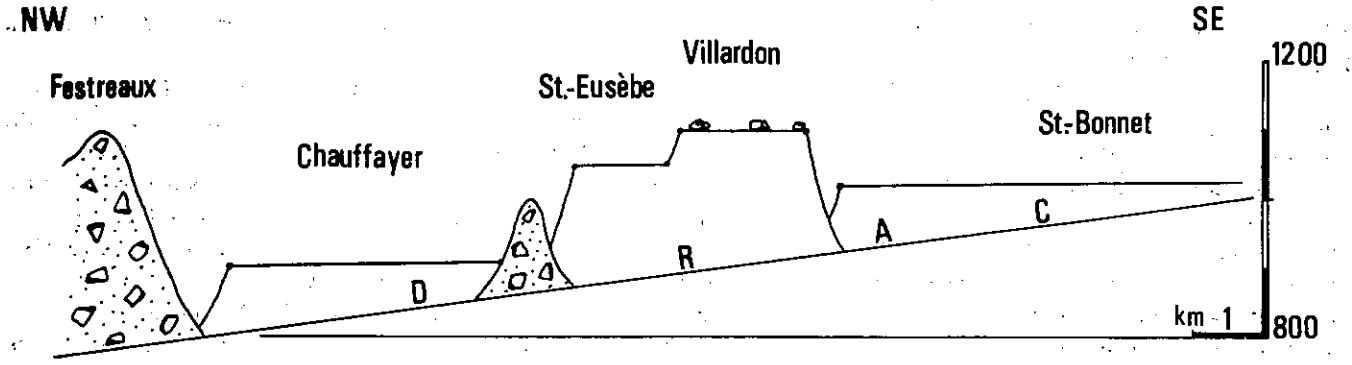


Fig.153. PROFILS LONGITUDINAUX DES TERRASSES DU CHAMPSAUR (rive droite).
Etagement et position par rapport aux moraines. Ce sont des terrasses glacio-lacustres d'obturation. Remarquer leur horizontalité.

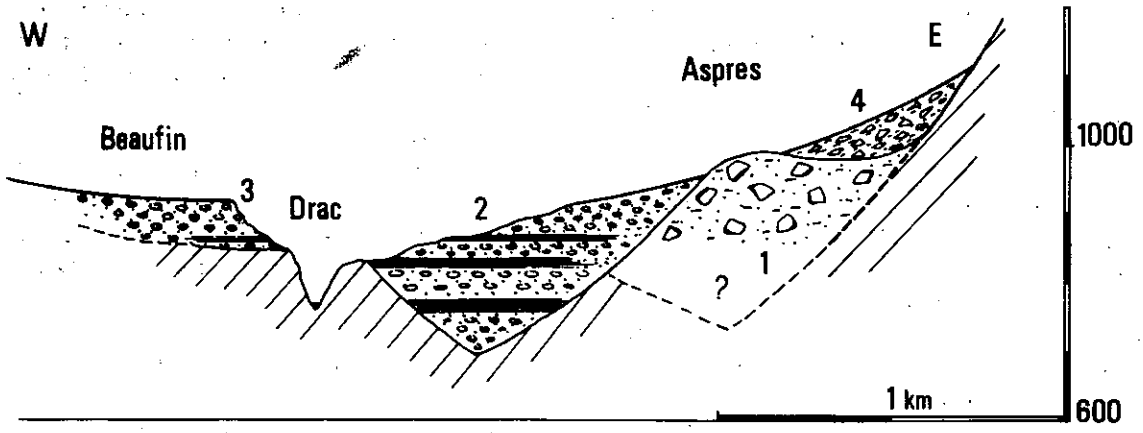


Fig. 154. COUPE DES FORMATIONS D'ASPRES-BEAUFIN.
1. Moraine Séveraisse du maximum de Würm (W II, stade 1), 2. terrasse glacio-fluvio-lacustre (hachures horizontales : intercalations argileuses), 3. entablement de cette terrasse intact à Beaufin, 4. cône de déjection d'Aspres donnant sa morphologie superficielle à l'ensemble.
2,3,4 = W II, stade 2.

inférieur du plateau de Champagnier..

La partie médiane, à Ratoully (1000-970 m) montre un niveau supérieur de sables fins, sans cailloux, à stratifications entrecroisées, surmontant une couche argileuse noire assez peu épaisse (quelques mètres) reposant elle-même sur un cailloutis à galets bien arrondis (fig. 156).

La base est visible en deux points au bord du Drac. A L'Ubac, on peut relever la succession suivante :

- a la base un cailloutis à gros galets et blocs roulés (diamètre maximum 0,40m), donc très grossier, mais le devenant beaucoup moins vers le haut par disparition des blocs, diminution de la taille des galets, accroissement de la matrice sableuse pouvant former des lits ou lentilles allongées et des bancs. L'ensemble est très bien lité horizontalement (900-940m).

- sur ces alluvions sableuses vient une formation argileuse sombre, gris-bleuâtre, sans éléments grossiers ou presque. Le faciès ressemble à celui des argiles de la Mure, mais le litage est très peu net. Le contact avec les alluvions sableuses de base est horizontal et parfaitement plan (940-960m).

- au-dessus vient une zone très bouleversée, glissée, où l'on trouve pêle-mêle des blocs anguleux, des argiles sombres et un grand nombre de galets bien roulés. Au sommet n'affleurent que des cailloutis sans moraine.

La dernière coupe de base, sous St-Eusèbe, est la même. Cependant le sommet du plateau de Villardon est parsemé d'énormes blocs plurimétriques très anguleux, formant des amas discontinus et même une crête arquée (le Laux). Ces blocs sont absolument inconnus dans la masse même du plateau.

En résumé, le plateau de St-Eusèbe est bien alluvial, et l'on y décèle même au milieu une tendance lacustre (sables fins recouverts d'argiles puis de sables). Ce n'est que tout à fait en surface que se trouvent, très minces , les dépôts franchement morainiques. La tendance lacustre de cet ensemble est même accentuée par la présence de cailloutis à stratification oblique (pendage N) dans le ravin de Meyer, sous Beaurepaire (cote 970). C'est donc un épais colmatage alluvial recouvert par un glacier. On sait qu'il s'agit du glacier du Drac car les grès du Champsaur y dominent largement.

C'est aussi la terrasse la plus ancienne du Champsaur, puisque recouverte par le glacier würmien. Mais on ne peut la raccorder à rien en aval. On peut seulement remarquer qu'elle se situe en amont de la moraine latérale gauche de la Séveraisse barrant le Drac (Aubessagne). Cette position rend quasi évident qu'il s'agit d'un dépôt d'obturation glaciaire, et même glacio-lacustre compte tenu de sa structure. Le glacier de la Séveraisse étant le plus puissant est arrivé le premier dans le Champsaur et l'a barré, déterminant une retenue glacio-lacustre en amont, dans laquelle les alluvions du plateau de Saint-Eusèbe se sont déposées, les matériaux provenant essentiellement du glacier du Drac qui s'avançait dans le Champsaur. Puis le glacier du Drac est arrivé à son tour et a recouvert une partie du plateau (le Villardon), l'absence de blocs à la surface de l'autre partie, en aval (Saint-Eusèbe), montrant que les deux appareils ne se sont pas tout à fait rejoints au maximum de Würm (fig. 157). Les coupes non équivalentes de Ratoully et de l'Ubac (fig. 156), en amont et en aval du gros chenal du Villard, montrant qu'il y a entre les deux une discontinuité. Celle-ci ne peut être que le plan de base du glacier du Drac se relevant à son extrémité pour surmonter le plateau de Saint- Eusèbe précédemment constitué. De ce fait, la formation de Ratoully est immédiatement postérieure au retrait du glacier alors que celle de Saint-Eusèbe est contemporaine du maximum.

Si la structure du plateau de St-Eusèbe n'est pas simple, sa morphologie superficielle ne l'est pas non plus. Abstraction faite du semis de matériel morainique surajouté, il est composé de deux niveaux assez fortement décalés: le niveau supérieur du Villardon (1100m) recouvert de moraine, le niveau inférieur de St-Eusèbe (1050m) entièrement alluvial (fig. 153). Or ce n'est pas la surépaisseur morainique (négligeable, quelques mètres) qui peut expliquer cette différence, les alluvions à galets supérieurs atteignant, au N du Villard , 1100m et plus.

L'explication est fournie par l'existence du grand chenal des Lantelmes, que suit la route du Serre à St-Eusèbe. Ce chenal commence au-dessus de la Séveraissette, où l'on saisit clairement qu'il était alimenté par les eaux frontales du glacier de cette vallée en cours de fusion. Par conséquent le plateau du Villardon est la surface initiale d'alluvionnement complète, celui de St-Eusèbe une surface d'érosion (ou d'ablation) dans ce plateau, tronqué d'une partie des alluvions sommitales par les eaux cataglaciaires.

Cette érosion superficielle, qui n'a pas parfaitement aplani le plateau de St-Eusèbe mais au contraire dessiné un lacis de chenaux juxtaposés et anastomosés, s'est également exercée, à l'aval, sur la moraine würmienne de Beaurepaire qu'elle a tranché, y inscrivant un beau chenal au N du village (cote 1040), assez fortement penté. Enfin à ce plateau se raccordent les grands cônes de déjection des Costes, issus des ravins de Serre-Rond, des Courts et du Clibiers, descendant du massif cristallin du Banc du Peyron (voir fig. 148). Cette morphologie superficielle se retrouve, plus spectaculaire encore, rive gauche du Drac sur le plateau de Villeneuve-le-Noyer.

Le plateau de Villeneuve.

En aval des moraines de la Fare-Poligny (stade 2) s'étend le plateau de Villeneuve-le-Noyer qui se prolonge, au N, par une étroite banquette surplombant les Evarras, mais nettement emboîtée dans les moraines du Clos-Aubert et venant se terminer au niveau de Lacoue. Partiellement recouvert de moraines à gros blocs polygéniques (au S du Noyer, c'est-à-dire au niveau de St-Eusèbe) , sa structure paraît être la même quoique un peu plus complexe

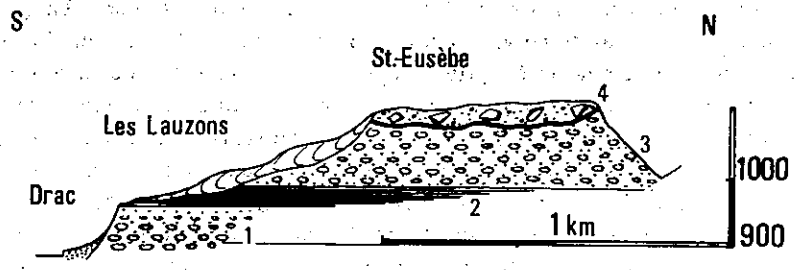


Fig.155. COUPE TRANSVERSALE DU PLATEAU DE St-EUSEBE.
1. alluvions de base, 2. argiles litées glacio-lacustres, 3. cailloutis supérieurs, 4. moraine sommitale, glacier du Drac (WII, stade 1).
1,2,3 : formation fluvio-lacustre d'obturation par le glacier würmien (W. II, maximum) de la Séveraisse, en aval.

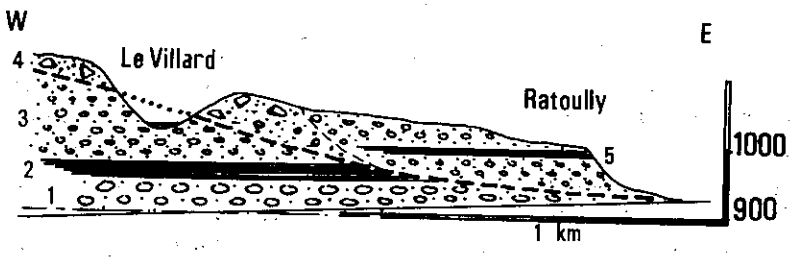


Fig. 156. COUPE LONGITUDINALE DU PLATEAU DE St-EUSEBE.
1,2,3,4 : id (155), 5. formation glacio-lacustre cata-glaciaire W II, stade 2 de l'ombilic du Drac.
Remarquer le ravinement de (1,2,3) par (4), le chenal marginal du Villard (WII, stade 2 du Drac).

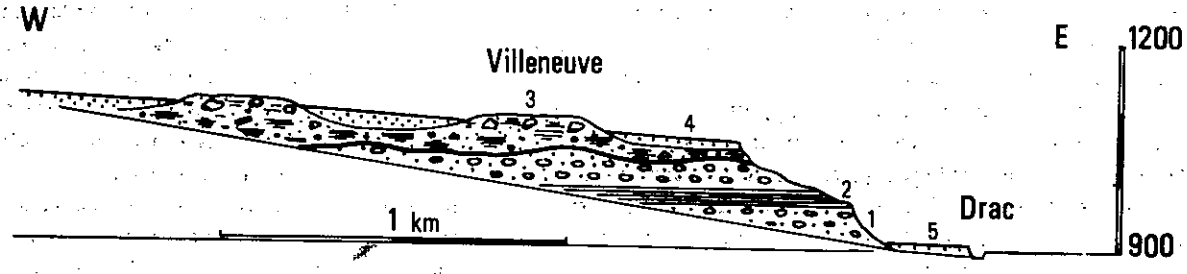


Fig.158. COUPE TRANSVERSALE DU PLATEAU DE VILLENEUVE.
1,2.: id. (155), 3 : moraine superposée (WII), 4 : cône de déjection superficiel de Villeneuve, cataglaciaire W II, stade 2, 5. basse terrasse du Drac, ('W III, IV ?).

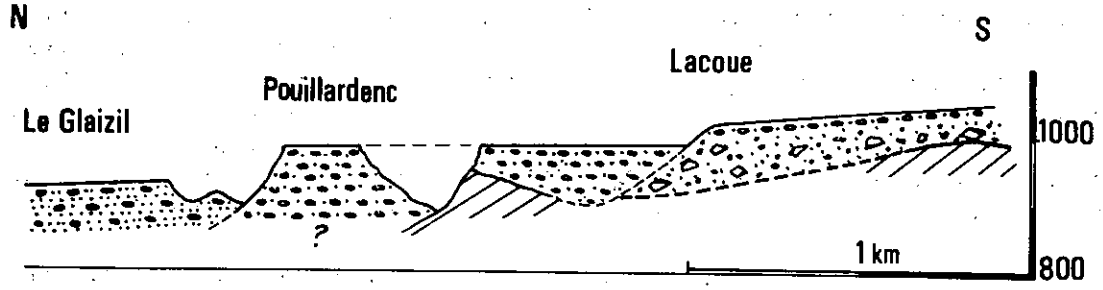


Fig. 159. COUPE LONGITUDINALE DES TERRASSES DU CHAMPSAUR (RIVE GAUCHE).
Emboîtement de la terrasse de Pouillardenc (W III,5) dans celle de Lacoue (cataglaciaire W II) et celle du Glaizil-Chauffayer (W III,6) dans celle de Pouillardenc.

encore (fig. 158). Sous les Evarras, le long de la route nationale, le talus montre des affleurements argileux noirs qui n'apparaissent pas sous St-Eusèbe (mais le niveau est ici de 20m inférieur). La grosse masse du plateau semble composée de cailloutis à gros galets polygéniques (coupe du ravin de Laus et de Riou-Béal, sous Villeneuve). Un affleurement de moraine alpine très argileuse apparaît dans le ravin du Rageoux, sous le Martouret (cote 1050), bientôt recouverte par une alluvion polygénique puis un cailloutis calcaire local. Mais on ne peut, comme sous St-Eusèbe, observer toute la coupe du plateau car ses versants sont affectés de grands glissements, signe de l'existence d'un important niveau argileux intercalé. En effet ce plateau se poursuit à l'W dans le haut bassin du Rageoux par un cône de déjection local de grande envergure (comme aux Costes), semblant issu d'une masse morainique localisée à l'entrée de ce haut bassin, en amont de la Chapelle-St-Etienne (fig. 157). Cette moraine, qui a tout le faciès (blocs anguleux de grande taille, matrice fine etc...) et la morphologie (arc frontal, crêtes latérales) d'un dépôt glaciaire très frais, est assez surprenante en un tel lieu, à cette basse altitude (1150m), mais surtout à l'issue d'un cirque apparemment torrentiel dont les sommets sont relativement peu élevés (Bec-de-l'Aigle 2883m , Raz-du-Bec idem, Roche-Noire 2082m, Girolet 2060m, Coste-Folle 2044 m). Mais ce bassin est orienté plein Nord et très abrité à l'W par la haute muraille du Dévoluy. Il n'est pas impossible que ces moraines soient celles sinon d'un véritable glacier (très petit, moins de 2 km de long), du moins d'un très gros névé würmien. Ce névé aurait été actif au moment de l'extension maximale du glacier du Drac (le Villardon) et ses eaux de fusion auraient répandu un grand cône torrentiel (les Forestons) contemporain de ceux des Costes et de la terrasse d'ablation de St-Eusèbe.

Le plateau de Villeneuve présente la même morphologie superficielle que celui de St-Eusèbe. Des éléments de plateau élevés (l'Arénier, les Casses, Chabottes, Serre-du-Forest, le Noyer) mais irréguliers, semés de blocs erratiques (grès du Champsaur, cristallin) sont isolés au milieu d'un aplanissement légèrement encaissé (10 à 20 m) beaucoup plus régulier, légèrement incliné vers le Drac et vers l'aval, formé essentiellement de matériel alluvial (galets roulés, calcaires ou cristallins), parcouru de chenaux secs très peu profonds. C'est la surface d'ablation qui tronque le dépôt glaciaire et se poursuit vers l'aval par un élément de surface très net et régulier, au N du Serre, se terminant au-dessus de Lacoue (1030m), et composé d'une alluvion à galets très bien arrondis (fig. 158).

Les plateaux de Villeneuve et St-Eusèbe sont donc une masse alluviale partiellement recouverte par les glaciers würmiens du Drac et de la Séveraissette, puis réentaillée par les torrents de fonte de ces glaciers en cours de retrait auxquelles se mêlaient des apports torrentiels latéraux importants.

La terrasse de Pouillardenc.

Une haute terrasse remarquablement nette et plane malgré ses faibles dimensions fait face au plateau de St-Eusèbe, sur la rive gauche du Drac. C'est la terrasse de Pouillardenc, limitée au N par le ravin des Auberges et s'appuyant au S sur le niveau supérieur du Noyer (le Serre), au droit de Lacoue. Sa surface (980m) s'inscrit une trentaine de mètres plus bas (au moins) que le niveau de St-Eusèbe et, de plus , le matériel de cette terrasse est complètement différent. On n'y voit en effet, sur toute son épaisseur visible (80m environ), qu'une alluvion à galets bien arrondis, polygéniques, à matrice sableuse, et consolidée surtout à la partie supérieure (fig. 159). Cette coupe est aussi très différente de la partie occidentale de la moraine d'Aubessagne, située exactement de l'autre côté du Drac (pont de la Guinguette). Enfin la partie supérieure de cette terrasse est recouverte, mais à Pouillardenc seulement, par un semis d'énormes blocs calcaires d'origine locale immédiate, évidemment descendus du ravin des Auberges qui entaille la façade orientale du Dévoluy, lequel est rempli par un épais dépôt morainique issu du glacier du cirque des Ailes. Mais la platitude de cette terrasse et le fait que les blocs y soient disséminés sans y former un relief surajouté montre que cette formation a été lavée, la matrice fine et les éléments de petite taille ayant été balayés tandis que les plus gros demeuraient sur place (fig. 160).

La présence de cette haute terrasse pose un problème. Par sa localisation dans le défilé séparant la moraine latérale gauche de la Séveraisse du versant Dévoluy, elle prouve le départ du glacier, au moins localement, de l'ombilic de Chauffayer. En effet on ne peut l'assimiler à une terrasse d'obturation du type de celle de St-Eusèbe car sa constitution n'est pas du tout la même (absence d'argile lacustre et de sable au niveau où ils se trouvent dans cette dernière). Il est donc nécessaire de faire intervenir une importante phase de creusement du Drac avant son dépôt et non pas une simple phase d'ablation superficielle. Enfin sa couverture très limitée de moraine locale n'est pas sans rappeler fortement la moraine locale de Prélenfrey sur l'extrémité du plateau de St-Barthélémy (Basse-Gresse).

Ainsi la terrasse de Pouillardenc n'a pu se former que longtemps après le retrait du glacier würmien du Drac dont les moraines recouvrent les plateaux plus élevés et à soubassement glacio-lacustre de St-Eusèbe et Villeneuve-le-Noyer.

La terrasse de St-Bonnet.

En amont de la Séveraissette, sur les deux rives du Drac, se développe un niveau de terrasse très bien marqué portant les villages de Pisançon et de St-Bonnet, cote 1020m soit une centaine de mètre en contrebas du sommet du

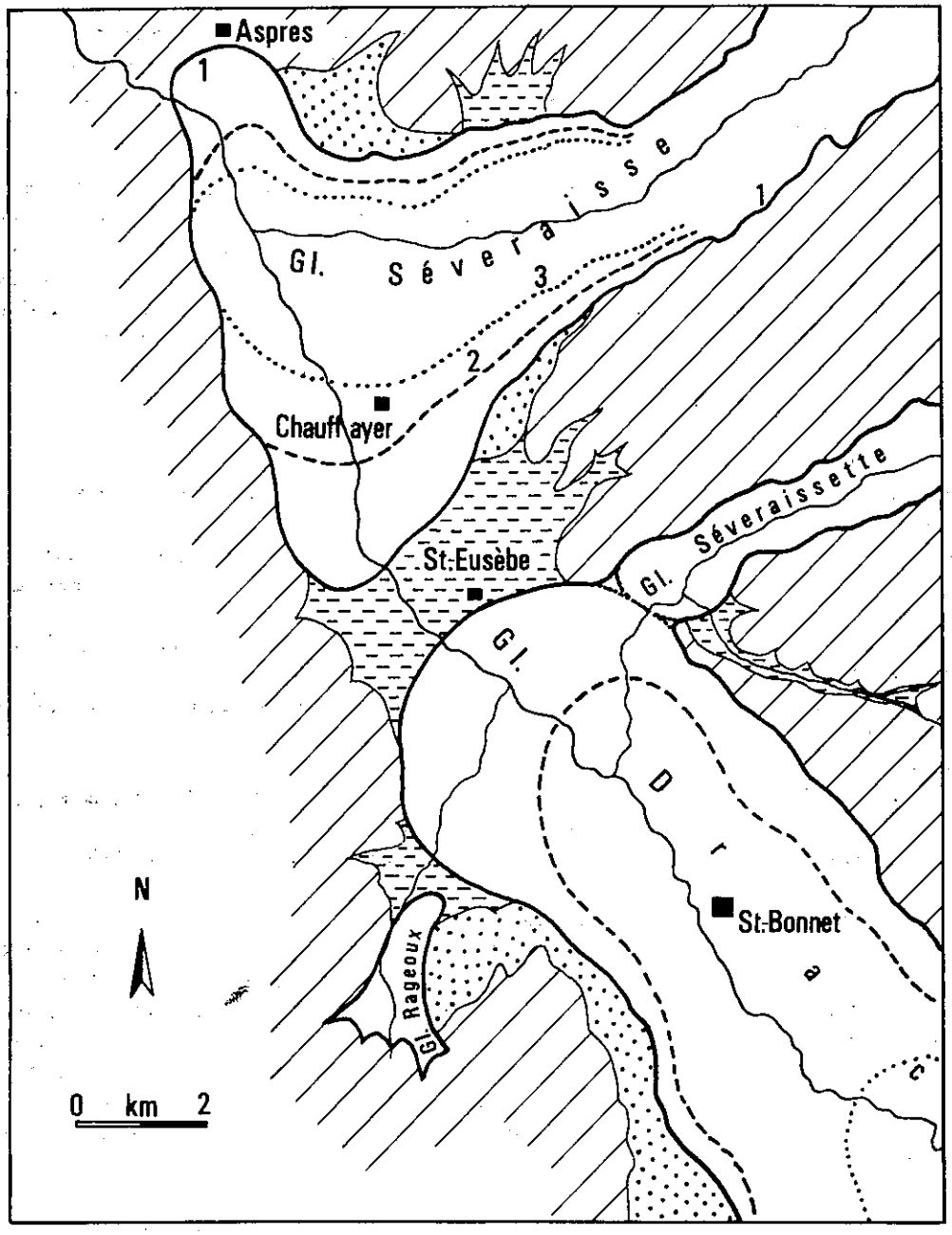


Fig.157. SCHEMA DE L'EXTENSION DES GLACIERS DRAC-SEVERAISSE AU WURM. 1.2.3. position des glaciers au maximum de Würm (W II), stades 1,2,3. pointillés : moraines rissiennes, tiretés : dépôts d'obturation du maximum de Würm. Au Würm III, les glaciers sont revenus sensiblement à la position du Würm II, stade 3.

plateau de St-Eusèbe (le Villardon). Contrairement à ce dernier, cette terrasse est entièrement alluviale et ne montre aucun recouvrement morainique. Cependant la structure, visible sous le village même dans la berge du Drac, semble analogue. En effet, on y relève de bas en haut (fig. 161 et 162) :

- au niveau de Drac (960m) une argile noire, compacte, non litée mais ne contenant que très peu d'éléments grossiers, sauf quelques bancs sableux de même teinte.
- sur ces argiles, un pavage de blocs arrondis et de gros galets puis une épaisse couche d'alluvions à galets roulés de taille moyenne.
- une formation alluviale plus fine, sablo-graveleuse bien stratifiée horizontalement.
- une nouvelle couche d'argile noire, à galets calcaires et petits blocs cristallins, donc de tendance morainique.
- au sommet enfin, une alluvion à galets polygéniques passant à des formations torrentielles locales à calcaires et grès du Champsaur.

A l'E de St-Bonnet, en effet, la terrasse se prolonge dans le ravin des Combes par un grand cône de déjection, à surface fortement pentée, de même qu'au N (le Lougon) on voit les cônes torrentiels issus de petits ravins se raccorder à cette terrasse, ennoyant les vallums et aplanissements glaciaires et ravinant la masse morainique des Aliberts. Ce cône des Combes ravine aussi clairement la grande masse de dépôts glaciaires de l'Aulagnier. Rive gauche le niveau de St-Bonnet découpe des terrasses en contre-bas du plateau de Villeneuve et des moraines de Poligny, montrant une structure également très composite avec des bancs alluviaux grossiers (Lestiquière, cote 950), puis beaucoup plus fins, sableux (960-970) et enfin caillouteux au sommet (les Allards). Ainsi la composition interne de cette terrasse se montre curieusement analogue à celle de St-Eusèbe, à savoir :

- un niveau caillouteux grossier de base (sous la cote 950).
- un niveau argileux pur (950-960).
- un banc sableux fin (960-970).
- enfin un nouvel ensemble alluvial couronné de torrentiel (970-1020). Seule la surface dépourvue de moraine semble différencier les deux formations.

Vers l'amont la terrasse est interrompue dès la sortie du village mais elle reprend quelque distance, à partir de Forest-Davin où elle forme un niveau de même altitude (1037 m) dont on peut voir la structure dans les berges du Drac (fig. 163) .

- à la base, cailloutis à petits galets bien arrondis, sables homogènes bien lités horizontalement, devenant plus grossiers vers le haut.
- couche d'argile noire contenant quelques galets striés et petits blocs cristallins anguleux, s'épaississant assez fortement vers l'amont.
- banc de sables fins, purs, bien lités, horizontal.
- alluvions sableuses à petits galets en bancs, litage très incliné vers l'aval (deltaïque) .
- cailloutis à galets bien arrondis, assez grossier, stratifiés, horizontaux.
- cailloutis plus grossiers à galets moins émoussés et blocs anguleux, à matrice sableuse et stratification indistincte (torrentiel grossier).

En amont se développe la très belle moraine latérale de Robin, à gros blocs cristallins, tandis qu'à Serre-Repiton, en amont encore, un arc morainique très net repose sur un banc de sable deltaïque bien visible aussi dans la berge du Drac (fig. 164). On voit donc que même vers l'amont la terrasse de St-Bonnet est bien fluviatile et lacustre (bancs argileux et alluvions inclinées). Le fait que les argiles contiennent des blocs d'origine glaciaire signifie que le glacier n'était pas loin, mais ne signifie pas moraine car les différentes couches sont en superposition stratigraphique parfaite, les contacts nets et horizontaux sans traces d'érosion ou de ravinement. La stratigraphie montre donc que, très vraisemblablement, c'est le même soubassement qui se poursuit sous les terrasses de la rive droite du Drac depuis le barrage morainique d'Aubessagne jusqu'aux environs de St-Julien-en-Champsaur, sensiblement à la même altitude.

L'horizontalité de cette terrasse (1024m au N de Pisançon , 1027 m à Forest-Davin, 1030 m à Serre-Repiton, 7 km en amont) est bien en accord avec une origine lacustre. Celle-ci est de nouveau interrompue à la Fare, rive gauche, et à Serre-Repiton, rive droite, par un système de cônes de déjections anciens.

Les cônes de déjection anciens.

Ils sont surtout remarquables de la Fare à Brutinel, au débouché des ravins de la Fare et du Villard. Prenant naissance assez haut (cote 1060 environ), très inclinés (6,5 %), attaquée par l'érosion de façon telle qu'ils offrent un rebord vers la cote 1020 m, ils semblent se raccorder à la terrasse de St-Bonnet, d'altitude analogue en ce point. Mais si l'on prolonge leur surface selon une génératrice normale jusqu'à l'axe de la vallée on s'aperçoit qu'ils devaient se raccorder à un niveau beaucoup plus bas, vers 1000m ou un peu moins (fig. 165). De plus on voit assez nettement (les Martins) le cône du Serre de la Fare raviner l'amont de la terrasse des Allards, équivalent rive gauche de celle de St-Bonnet. Ces cônes de déjection, à la morphologie en éventail très nette, formés par un matériel clastique calcaire de petite taille commençant à être bien émoussé (on peut l'observer dans la carrière au-dessus d'Abonette et dans les ravins du Riou-Trouble et de Brutinel), présentent une structure assez complexe

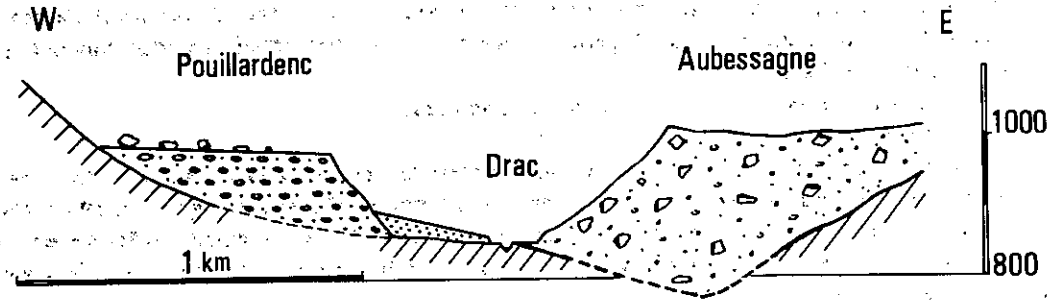


Fig.160. COUPE TRANSVERSALE DU DRAC A POUILLARDENC.
Position des moraines séveraisse (Aubessagne, W II, stade 1) et de la terrasse de Pouillardenc (obturation W III, stade 5 du Drac), recouverte de blocs calcaires (résidu de moraine locale, W III).

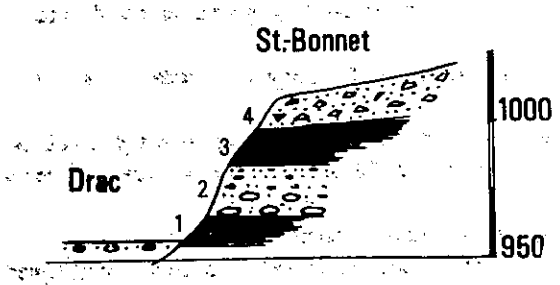


Fig.161. COUPE DE LA TERRASSE DE ST-BONNET (cataglaciaire fluvio-lacustre W II).
1. argiles litées de base, 2. cailloutis à gros éléments, 3. argiles litées intermédiaires, 4. cône de déjection superficiel.

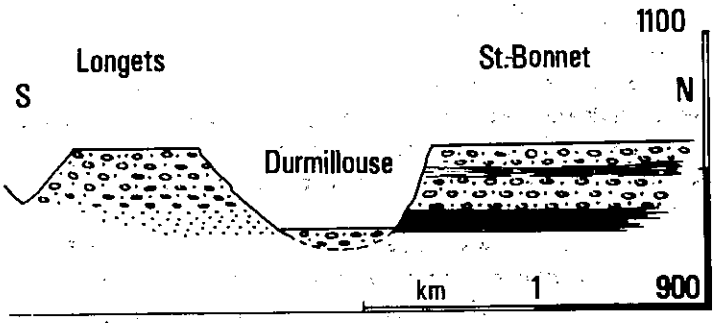


Fig.162. VARIATIONS DE FACIES LONGITUDINALES DANS LA TERRASSE DE St-BONNET.
Les argiles (N) passent latéralement à des sables en aval (S).

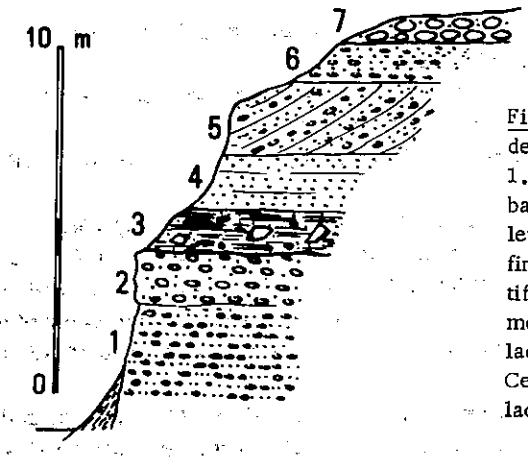


Fig.163. COUPE DE FOREST-DAVIN (terrasse de St-Bonnet, amont).
1. cailloutis bien lité et homométrique de base, 2. banc plus grossier, 3. argiles à galets et blocs (moraine lacustre), 4. sables fins horizontaux, 5. cailloutis moyens à stratification oblique (deltaïque), 6. cailloutis moyens horizontaux (colmatage subaérien du lac), 7. cailloutis grossiers supérieurs.
Cette coupe montre une séquence glacio-lacustre cataglaciaire W II.

également. Ravinant à l'aval la terrasse de St-Bonnet, ils se superposent à l'amont à des cailloutis alpins très fortement cimentés (observables dans le ravin du torrent de la Bonne) supportant eux-mêmes des vallums morainiques (Clot-Egout, du stade de St-Laurent-du-Cros). Or les cailloutis cimentés sous-morainiques de rive gauche ne sauraient être l'équivalent des terrasses lacustres de Forest-Davin et Serre-Repiton de rive droire pour des raisons de faciès (beaucoup plus grossier, cimentation très forte, aspect peu " frais ") tandis que les moraines supérieures sont manifestement les mêmes. Localement donc il paraît y avoir la succession stratigraphique suivante :

1. Alluvions conglomérées de base,
2. Alluvions lacustres de la terrasse de St-Bonnet, moraines,
3. Dépôt torrentiel des cônes de la Fare.

Une morphologie identique de cônes de déjection s'observe encore en amont, sur les deux rives, où ils sont particulièrement développés sous St-Julien-en-Champsaur et à Forest-St-Julien. On voit ces cônes raviner les dépôts morainiques du stade de Serre-Richard au débouché du torrent d'Ancelle et en amont de Serre-Repiton. Le matériel torrentiel, assez épais (une quinzaine de mètres au moins), se voit sur les berges du Drac ; leur niveau atteint 1020 m à l'aval de St-Julien.

La terrasse de Chauffayer.

A l'intérieur des deux branches de la " tenaille " des moraines latérales de la Séveraisse s'étend la plus belle terrasse du Champsaur, celle de Chauffayer. Rive gauche lui correspond à la même altitude (912m) le niveau du Glaizil, beaucoup plus réduit tout au moins quant à sa partie supérieure tabulaire. Cette terrasse, remarquablement plane, est très voisine de l'horizontalité (moins de 0,5 % de pente). Elle est divisée en deux secteurs par une ride morainique transversale à Chauffayer même (église). Et, de fait, les coupes que l'on peut observer en aval et en amont de cette cloison sont assez différentes pour être décrites avec quelque détail.

Au S de Chauffayer, la coupe du Marais, dans les berges du Drac, montre la stratigraphie suivante (cote 830-915 , fig. 166).

- a la base, une moraine sableuse à galets striés et blocs polygéniques de taille moyenne, présentant une nette stratification légèrement inclinée vers l'aval (830-840m),
- une alluvion moyenne très sableuse à galets polygéniques bien arrondis, bien litée, léger pendage aval. Alternance de lits sableux et caillouteux. Certains bancs de sable sont très fins, argileux, avec une apparence varvée (840-900m),
- au sommet, une alluvion plus grossière (galets) à blocs émoussés, mais toujours bien litée.

Il est évident que nous avons affaire ici à un complexe glacio-lacustre. Les caractères à la fois morainiques (dépôt de base) et alluviaux (litage très net, alternance de sédiments très fins et plus grossiers) ne peuvent dépendre que d'un milieu de dépôt calme.

La coupe de l'extrémité nord de la terrasse montre un matériel assez différent. Au confluent Drac-Séveraisse, la succession est la suivante (790-900m, fig 167) :

- à la base ,moraine très argileuse , noire, compacte, isotrope, criblée de blocs cristallins et de gros galets striés ; tendance à passer à des argiles litées vers le haut (790-840m),
- banc de cailloutis calcaires (4-5m),
- niveau de sable fin, gris (5-6m),
- au sommet (850-900 m), alluvion à galets polygéniques bien arrondis, matrice sableuse abondante et bonne stratification. Banc de sable pur (cote 881,1).

La base montre donc une moraine de fond typique, surmontée par un dépôt lacustre (argiles litée et sables) puis fluviatile (terrasse supérieure).

Le schéma va se compliquer rive gauche, où s'étend la terrasse du Glaizil, au niveau de celle de Chauffayer. Sous le Glaizil, la succession est la suivante (fig. 166) :

- à la base, important niveau d'argiles litées à lits sableux purs, sans galets, lacustres ; les argiles constituent toute la base de la terrasse de rive gauche, entre 790 et 860-870 m.
- sur ces argiles, une formation torrentielle locale (cône de déjection à éléments calcaires) ravine la terrasse du Glaizil.
- en haut(topographiquement), terrasse du Glaizil, à galets bien arrondis polygéniques du Drac (860-910m).

Sous le Glaizil, on n'observe donc pas le très important niveau morainique de base de la terrasse de Chauffayer ; il est remplacé, à la même altitude , par une formation toujours argileuse mais lacustre. Le problème est donc celui des rapports respectifs de ces deux unités. Sont-ce les argiles lacustres qui recouvrent la moraine ou l'inverse ? La réponse est fournie par la coupe de Lesdiguières, à l'extrémité nord de la terrasse du Glaizil, où la stratigraphie est la suivante (fig. 167) :

- à la base, argiles litées lacustres (observables sur les rives du Drac et dans le torrent des Amars),
- sur les argiles, grand développement de moraines très argileuses à blocs et galets striés (800-875),
- sur la moraine, dépôt de sable fin (875-880),
- au sommet, énorme chaos de blocs calcaires provenant d'un écroulement du rocher des Ducs (versant

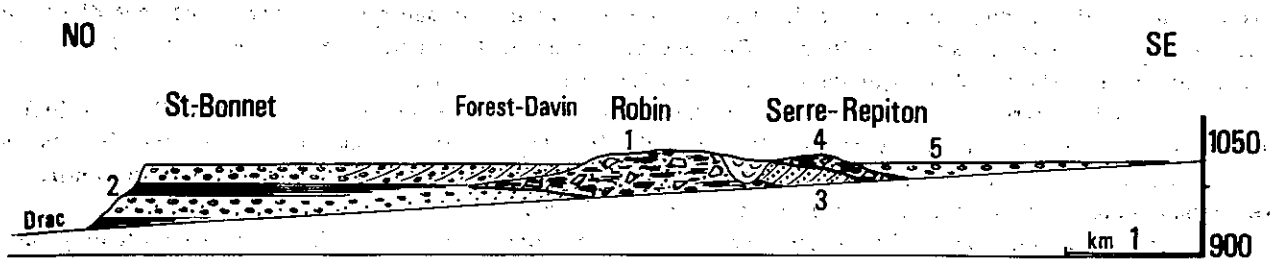


Fig.164. COUPE LONGITUDINALE SEMI. -INTERPRETATIVE EN AMONT DE St-BONNET. Relations W II-W III.
1. moraine de Robin (W II, stade 4), 2. terrasse de St-Bonnet (cataglaciaire W II, stade 4), 3. sables deltaïques de Serre-Repiton (cataglaciaire W II, III de l'ombilic amont du Drac), 4. moraine de Serre-Repiton (W III), 5. remplissage glacio-lacustre de l'ombilic W III du Drac (cataglaciaire W III, W IV).

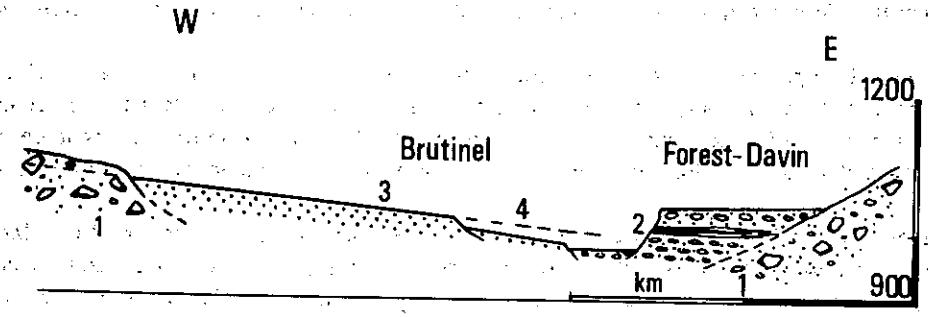


Fig.165.COUPE TRANSVERSALE DU DRAC A FOREST-DAVIN.
1. moraine latérale de l'Aulagnier (WII, stade 2), 2. terrasse glacio-lacustre de Forest-Davin (St-Bonnet, cataglaciaire W II), 3. cône supérieur de Brutinel (WIII,7), 4. cône inférieur de Brutinel (WIII,8).

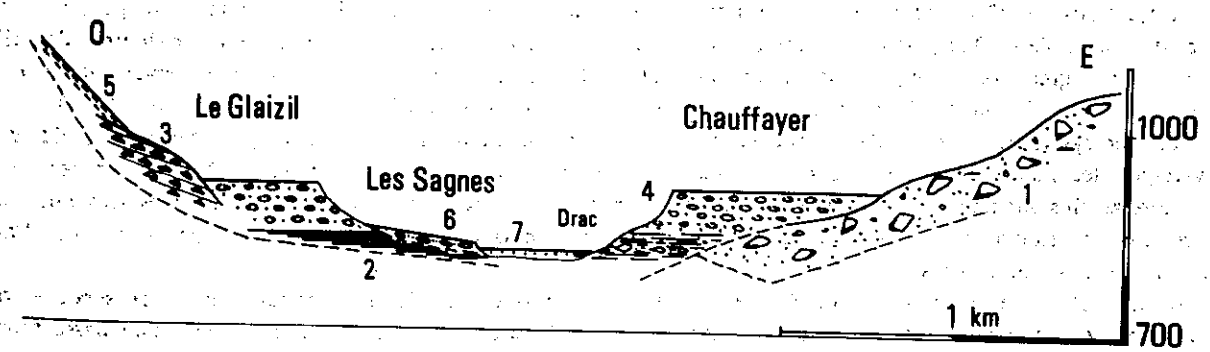


Fig.166. COUPE AMONT DE LA TERRASSE DE CHAUFFAYER-LE GLAIZIL.
1. moraine d'Aubessagne (maximum de Würm, W II), 2. argiles glacio-lacustres cataglaciaires W II, 3. grèze grossière du Glaizil (id.), 4. terrasse glacio-lacustres cataglaciaires W III, 5. éboulis de gravité, 6. cône de déjection des Sagnes (WIII, stade 8), 7. alluvions de fond de vallée.

du Dévoluy).

On saisit clairement la superposition de la moraine aux argiles lacustres de base ; mais l'observation la plus significative est celle du passage, du S au N, d'importants affleurements d'argiles litées à des moraines très argileuses, au même niveau topographique, entre le torrent des Amars et la Rivoire. Or ce passage n'est pas progressif, la moraine remplace les argiles en les surmontant et les ravinant, leur empruntant sa matrice très argileuse de même nature. Il y a donc au N de Lesdiguières, comme à Sinard, la superposition par ravinement d'une masse glaciaire à une masse lacustre préexistante. On peut alors résumer les phénomènes qui ont présidé à la formation de la terrasse du Glaizil-Chauffayer de la manière suivante (fig. 168) :

- Après le départ du glacier,(moraines de base), dépôt d'une épaisse formation lacustre d'argiles litées, atteignant au moins l'altitude 860 m dans l'ombilic de Chauffayer, barré à l'aval par la moraine des Festraux.
- Arrivée du glacier du Valgaudemar dans ces argiles. Il y creuse une auge remontante (en cuiller), n'en respectant qu'une partie sur la rive gauche du Drac (le Glaizil),
- Le glacier fond, abandonnant une énorme masse de moraines argileuses dont la matrice est empruntée aux argiles lacustres sous-jacentes (base de la terrasse de Chauffayer),
- Dans l'ombilic ainsi libéré se dépose une mince couche de sédiments lacustres (argiles puis sables) bientôt surmontée par une nappe alluviale formant la terrasse de Chauffayer.

Le problème est maintenant de relier ces évènements à ceux que l'on connaît en amont et en aval. Mais, localement , l'interprétation de l'ombilic de Chauffayer peut se résumer ainsi :

1. maximum de Würm : creusement de l'ombilic, dépôt des grandes moraines latérales.
2. Retrait : établissement d'un lac interstadiaire; sédimentation des argiles litées.
3. Récurrence : creusement d'une nouvelle auge dans les argiles lacustres. Dépôt des moraines de Chauffayer-Lesdiguières.
4. Retrait : nouvelle sédimentation lacustre dans un petit lac ; alluvionnement de la terrasse de Chauffayer-le-Glaizil.

Ce schéma permet d'intégrer au mieux la complexe stratigraphie de cet ombilic. En effet l'éloignement du glacier récurrent du Drac, resté en amont, explique l'allure fluviatile des moraines de base en amont de Chauffayer par un intense remaniement dû aux eaux du Drac qui venaient librement se jeter à l'amont de l'ombilic abandonné par le glacier de la Séveraisse, alors que rien de semblable ne se remarque en aval (dépôt seulement de sables et d'argiles).

L'inégal creusement des argiles lacustres s'explique de même aussi bien, dans le cas d'un glacier relativement faible, par la présence des nombreuses bosses du " verrou " de St-Firmin, cause de la séparation en plusieurs courants de glace inégalement importants et actifs. Ainsi il est symptomatique d'observer que, rive gauche du Drac, les argiles ont été les plus érodées en face du débouché de la Séveraisse, lieu de passage du plus fort courant glaciaire.

Enfin il faut remarquer que cette terrasse de Chauffayer, qui occupe tout l'ombilic de la Séveraisse, ne se raccorde à aucune de celles que nous avons signalées en amont et en aval. D'altitude générale 900 m, elle est plus basse que celles de Beaufin-Corps (920m), de St-Eusèbe (1100m), et même de St-Bonnet (1020m). Etant indépendante, elle ne s'explique que par une cause indépendante de celles qui doivent leur existence au seul barrage provoqué par les glaciers du maximum de Würm.

Les cônes de déjection de Lesdiguières.

Deux systèmes de cônes de déjection ravinent les terrasses du Glaizil et de Pouillardenc, rive gauche. Aucun n'existe rive droite. Ces cônes, issus des ravins du versant dévoluard, sont formés de cailloutis calcaires de taille variable mais sans gros blocs, toujours assez émoussés et confusément stratifiés. On peut les observer aisément sous Pouillardenc, près du débouché du ruisseau des Auberges dans le Drac et au S de Lesdiguières (fig. 169).

Le premier système, le plus élevé relativement, est celui de Lesdiguières. Il ravine la terrasse du Glaizil sous ce village, les moraines recouvertes de sables de la partie moyenne de la terrasse au N, et se superpose directement aux argiles lacustres de base (S du village) et aux moraines (au N). Il s'agit de cônes très aplatis, formant un niveau alluvial assez élevé à Lesdiguières (970m), mais dont il ne reste que la partie amont, l'aval étant détruit par des glissements.

Le second, celui des Sagnes, se développe surtout sous Pouillardenc. Il est beaucoup mieux conservé et ravine assez nettement, en face de Chauffayer, le premier système. Ce second ensemble se raccorde à une basse terrasse du Drac, assez bien marquée rive gauche vers la cote 830m (le Graviras). Ces cônes des Sagnes ont une surface relativement bien préservée et très reconnaissable. Par contre les cônes de Lesdiguières sont l'objet de grands glissements sur leur substratum argileux, donnant au versant une allure en " marches d'escalier " et n'épargnant que leur partie tout à fait supérieure. Il y a donc aussi une différence dans l'alluvionnement. Très mince pour les cônes élevés de Lesdiguières (nappe aplanissant et recouvrant les argiles), il est beaucoup plus épais aux Sagnes, traduisant une phase de creusement antérieure au dépôt beaucoup plus marquée.

Quoi qu'il en soit ces systèmes de cônes de déjection traduisent deux épisodes d'alluvionnement consécutifs

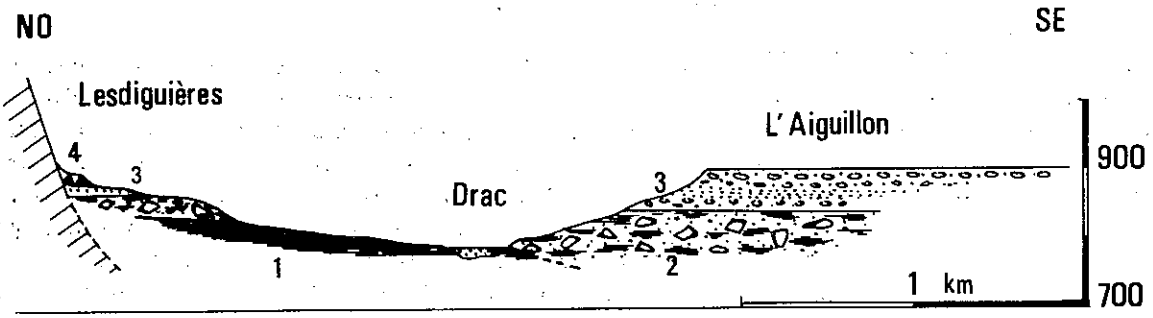


Fig.167. COUPE AVAL DE LA TERRASSE DE CHAUFFAYER-LE GLAIZIL.
1. argiles glacio-lacustres cataglaciaires W II, 2. moraine argileuse de base de la terrasse de Chauffayer (elle se retrouve sur la terrasse de Lesdiguières), W III, 3. terrasse sablo-caillouteuse de Chauffayer (cataglaciaire W III), 4. écroulement de la Rivoire.
Noter les différences des coupes amont et aval d'un même ensemble alluvial (cf. fig. 166).

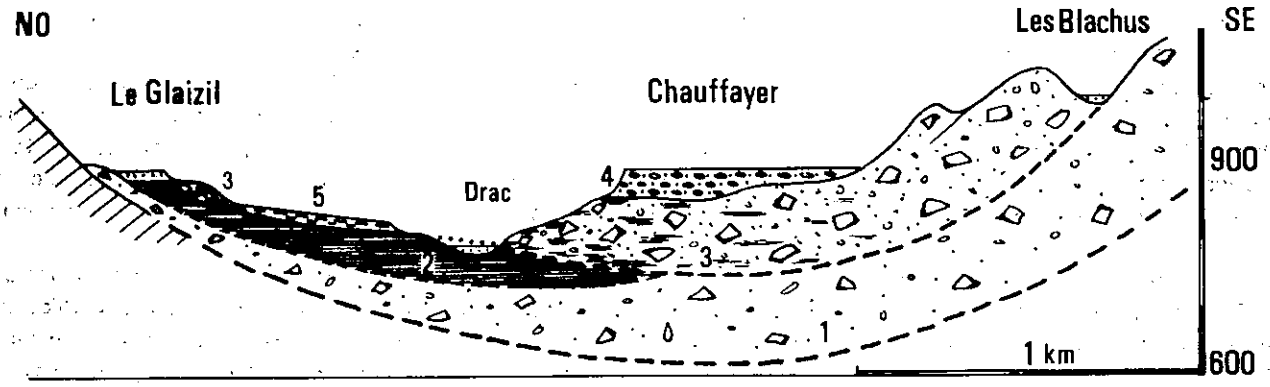


Fig.168. COUPE GENERALE SEMI-INTERPRETATIVE DE L'OMBILIC DE CHAUFFAYER, d'après les données de (166) et (167).
1. moraine de l'Aulagnier (maximum de Würm, W II), 2. argiles cataglaciaires glacio-lacustres (W II), 3. moraine argileuse de Chauffayer-le Glaizil - Lesdiguières (W III), 4. terrasse de Chauffayer - Le Glaizil (glacio-lacustre cataglaciaire W III), 5. cônes de déjection inférieurs.

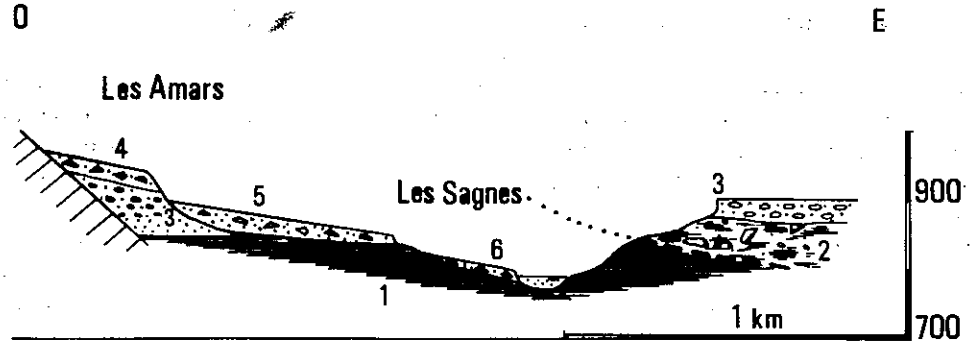


Fig.169. COUPE DES CONES DE DEJECTION DES AMARS-POUILLARDENC, position par rapport à la terrasse de Chauffayer.
1. argiles glacio-lacustres cataglaciaires W II, 2. moraine argileuse W III, 3. terrasse de Chauffayer (cataglaciaire W III, stade 6), 4. cône supérieur des Amars (= 3), 5. cône intermédiaire de Lesdiguières (W III) stade 7), 6. cône inférieur des Sagnes (W III, stade ?).

à deux creusements postérieurs à l'édification de la terrasse de Chauffayer.

Les cônes de déjection de St-Firmin.

A St-Firmin-en-Valgaudemar, dans un renforcement de rive **droite** creusé dans le Lias schisteux au contact du socle cristallin, s'étage un remarquable complexe de cônes de déjection atteignant l'altitude de 1255 m, c'est-à-dire plus de 400 m au-dessus de la rivière actuelle. A. GIBERT(1923) les avait bien mentionnés sans les décrire précisément. Quant à la feuille géologique Briançon au 80 000e, elle les note comme des dépôts glaciaires (fig.170).

Le plus élevé est celui de l'Esparcelet dont le rebord domine la Séveraisse entre 1255 m et 1270 m. C'est un épais colmatage (plusieurs dizaines de mètres) à blocs émoussés, galets et matrice sableuse abondante, qui remplit toute la base des ravins descendant du Grun de St-Maurice. Mais sa surface est remarquablement plane, régulière, et se poursuit en digitations dans ces ravins tout en s'élevant fortement. Au S de l'Esparcelet il dessine une longue lanière disséquée (le Crest) dont l'extrémité est parsemée d'énormes blocs cristallins (Pierre-Grosse, 1271m). Or, sous le Pré-Haut, ce cône s'appuie sur une crête morainique latérale très bien marquée (Arnauds), longée d'un chenal marginal que la route emprunte (1210m). Cette crête, doublée d'une seconde un peu plus bas, se raccorde avec la moraine latérale du maximum de Würm du col des Festraux.

Ce très haut cône de déjection est donc une formation d'obturation latérale, correspondant au niveau supérieur du glacier würmien du Valgaudemar. Dans sa masse, il remanie surtout des matériels cristallins provenant sans doute de dépôts morainiques plus anciens. En effet, la présence d'un cône torrentiel à cette altitude implique que le glacier contre lequel il s'est appuyé n'a pas dépassé localement l'altitude 1250 m, sinon sa surface n'aurait pas été aussi bien conservée et, d'autre part, ce n'est pas une formation de retrait autrement sa masse serait beaucoup plus franchement morainique. Seul, le glacier du maximum de Würm a pu remplir ces conditions.

Quant aux autres cônes de déjection, ils sont beaucoup plus encaissés. Une seconde génération n'est représentée que par des lambeaux plaqués contre le versant rocheux ou contre la masse du cône supérieur (E et W du Villard et de St-Firmin). Une troisième comprend les cônes de St-Firmin et de la Villette ; la quatrième , le grand cône du Villard, qui ravine légèrement celui de St-Firmin le long du ruisseau des Garès ; la cinquième enfin ravine tous les autres et se développe en contre-bas, juste au-dessus de la Séveraisse. Mais ce sont encore des cônes morts, fossiles, taillés en terrasses. Les alluvions modernes de la rivière sont emboîtées dans ces derniers, légèrement plus bas.

Les quatre générations de cônes inférieurs, contrairement au supérieur, se sont développées après le retrait total du glacier en amont, dans le Haut-Valgaudemar. En effet ils barrent quasi totalement la basse vallée, ne laissant qu'un étroit passage au cours d'eau actuel. Il ne semble pas possible de les relier morphologiquement aux cônes de la vallée du Drac. Cependant, celui de St-Firmin (3), bien qu'amputé de sa partie terminale, descend en amont du village vers la cote 900m, c'est-à-dire que son niveau de base alluvial devait se trouver un peu plus bas encore, donc au-dessous de la surface de la terrasse de Chauffayer (900m). On peut estimer qu'il correspond au cône de Lesdiguières. Quant au résidu plus élevé (2), peut être appartenait-il à un ensemble se raccordant à la terrasse de Chauffayer.

En amont de ce petit " golfe " de St-Firmin, nous entrons dans le Valgaudemar proprement dit où se développe un système de terrasses bien décrit par A. GIBERT, que nous examinerons brièvement plus loin.

III.1O.4.9. Les alluvions de fond de vallée. Dans tout le Champsaur et même dans la plus grande partie du Haut-Champsaur (Champoléon), le Drac coule sur un plancher alluvial sur lequel il serpente en décrivant d'assez nombreux petits méandres. Partout aussi à l'amont du pont de la Guinguette et dans la basse-Séveraisse, le torrent ravine par sapement latéral une basse terrasse très nette, bien dégagée, située quelques mètres seulement (5-6 au maximum) au-dessus du lit mais semble-t-il toujours à l'abri des crues et inondations. Cette basse terrasse est donc un dépôt fluviatile relativement ancien. On peut en observer la coupe dans les berges rive gauche en face de St-Bonnet (fig. 171).

Cette terrasse est constituée par une nappe d'alluvions à galets gros à très gros et blocs roulés dont certains de grande taille (1 m de diamètre). Le litage est net, subhorizontal. Ce matériel très grossier, torrentiel, repose sur des argiles noires dont il semble trancher horizontalement la surface, et qui sont vraisemblablement les mêmes que celles de la coupe de St-Bonnet.

C'est surtout dans l'amont du Champsaur que cette terrasse se développe largement (Plaine des Chabottes, Pont-du-Fossé). Ailleurs, elle est réduite à l'état de courts lambeaux. Sa pente semble légèrement supérieure à celle du Drac actuelle puisqu'elle se dégage mieux en amont. Cependant, le fait que le lit du Drac soit entièrement caillouteux (galets et blocs un peu moins volumineux que sur la terrasse) alors que ses berges (et sans doute son substratum) sont argileux, prouve qu'il y eut un creusement plus important suivi d'un nouvel alluvionnement.

Partout, la basse terrasse est nourrie de cônes de déjection (St-Bonnet par exemple). Mais c'est à l'amont (Chabottones) et à l'entrée du haut-Champsaur (les Ricoux, les Borels, etc...) qu'on l'observe le mieux, au débouché des hauts ravins montagnards. L'existence de ces grands cônes, actuellement réentaillés par leurs torrents, prouve que cette terrasse est bien une forme d'accumulation, donc climatique, et pas seulement un réentaillement

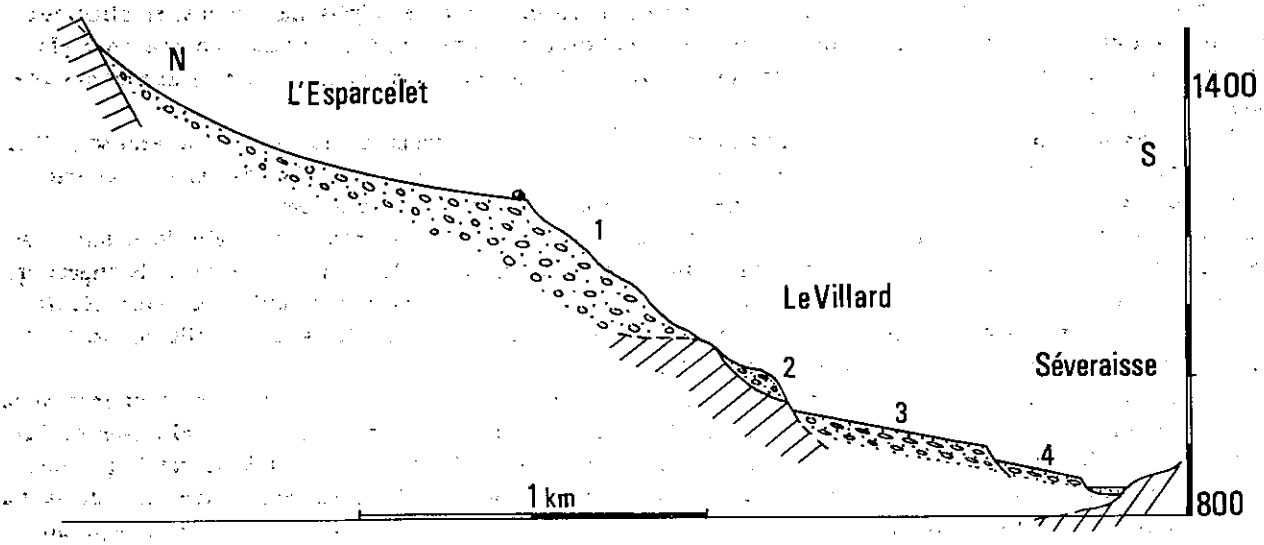


Fig.170. COUPE DES CONES DE St-FIRMIN-EN-VALGAUDEMAR.
1. cône supérieur de l'Esparcelet (maximum de Würm, WII), 2. lambeau du Villard (W III, 7), 3. cône de St-Firmin (W III,7), 4. cône inférieur (W III,8).

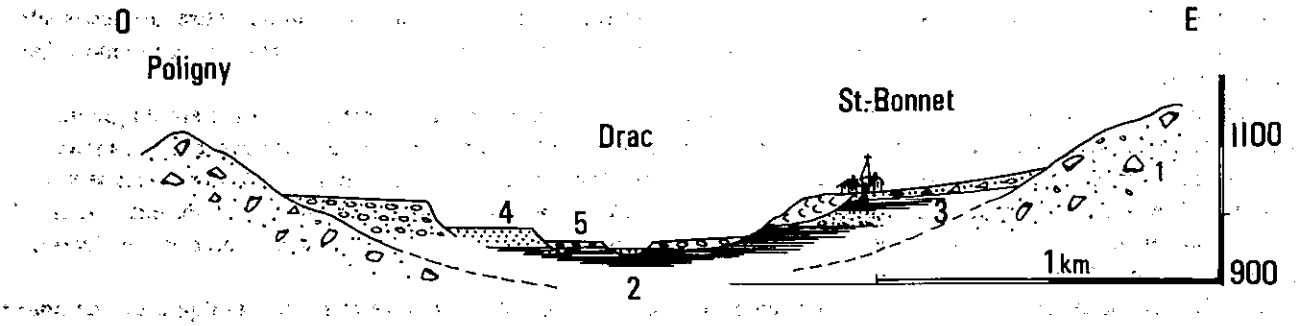


Fig.171. COUPE DES TERRASSES DU DRAC A ST-BONNET.
1. moraine de l'Aulagnier-Poligny (W II, stade 2), 2. argiles glacio-lacustres cataglaciaires W II, 3. terrasse glacio-lacustre de St-Bonnet et cône superposé (cataglaciaire WII), 4. terrasse inférieure, cataglaciaire W III, 5. basse terrasse du Drac (W IV ?).

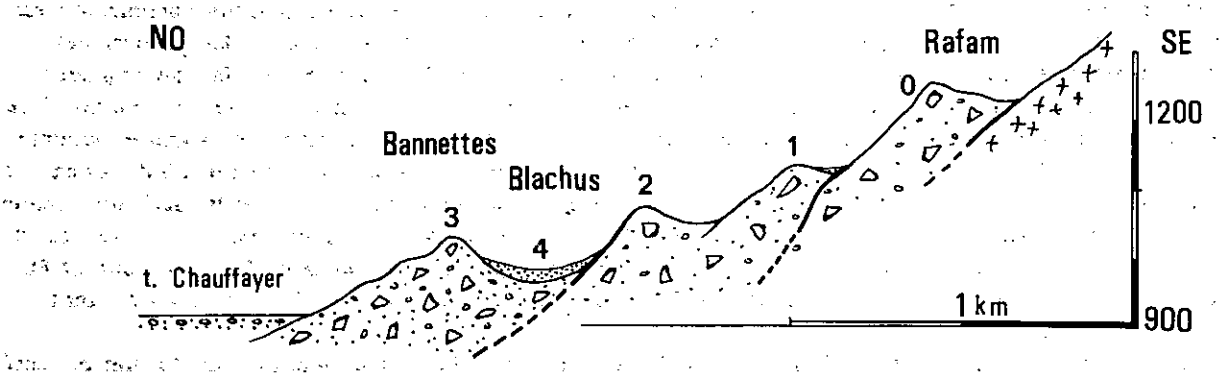


Fig. 172. COUPE TRANSVERSALE DE L'ENSEMBLE MORAINIQUE LATERAL GAUCHE DE LA SEVERAISSE; disposition des crêtes morainiques.
O. crête de Rafam, supérieure (Riss, vraisemblablement III), 1,2. crêtes würmiennes (maximum de Würm, W II, stades 1 et 2), 3. crête du Würm III (superposée à celle du W II, stade 3), 4. chenal marginal des Blaches, permettant de faire la distinction morphologique des moraines W II et W III.

par érosion latérale des dépôts des terrasses antérieures.

III.10.4.10 Coordination des moraines, terrasses et cônes à Chauffayer. La très complexe région de l'ombilic du glacier de la Séveraisse où se groupent et s'imbriquent un ensemble de dépôts morainiques et alluviaux semble hostile à toute tentative de corrélation. Cependant, celle-ci doit être tentée, ne serait-ce que pour placer la terrasse de Chauffayer dans le contexte des formations du Champsaur. Pour ce faire, nous partirons des observations suivantes :

- les dépôts les plus anciens sont les hautes moraines latérales des Festraux et de Rafam (Séveraisse), Riss.
- la terrasse de Chauffayer est postérieure au retour du second glacier würmien de la Séveraisse. Lui sont postérieurs aussi les cônes de déjection de St-Firmin-en-Valgaudemar, situés bas en amont,

La grande moraine latérale gauche de la Séveraisse est composée, outre la crête sommitale de Rafam, par un ensemble de crêtes secondaires qui s'étagent en-dessous, vers l'intérieur de l'ombilic. On peut y distinguer trois alignements nets à 1207 m, 1105 m et 1044m, ce dernier composite car le substratum aussi a été façonné. Il est légitime d'y voir des stades d'arrêt dans la décrue du glacier de la Séveraisse. Nous les appellerons stades 1, 2 et 3, ce dernier étant celui de Chauffayer (fig. 172).

Les stades de Rafam, 1 et 2 sont constitués seulement par des placages de moraines soit sur le versant rocheux soit sur le dépôt morainique antérieur, avec une crête bien marquée longée par un chenal marginal modeste. Par contre le stade 3 (Chauffayer) est séparé du 2 par une véritable coupure d'érosion, une vallée morte importante partant du hameau des Blachus (1020m) et venant se terminer, vers l'altitude 950 m, suspendue au-dessus de la terrasse de Chauffayer. Au-dessus du hameau, la tête de cette vallée morte est occupée par un cône de déjection ancien issu du ravin de Notre-Dame. Or ce n'est pas le minuscule ruisseau de ce ravin qui a pu creuser la vallée, d'ailleurs perpendiculaire car latérale à la moraine, alors que le ruisseau actuel la coupe normalement pour aller se jeter dans le Séveraisse à Lallée. C'est au contraire ce talweg, suivant la ligne de la plus grande pente, qui est le véritable tracé post et anté-glaciaire de ce ruisseau. La vallée morte des Blachus ne peut-être qu'un gros chenal marginal, beaucoup plus important que les autres. La question est de savoir pourquoi c'est justement entre les stades 2 et 3 que se place la discontinuité observée. Deux hypothèses peuvent être émises :

- le chenal des Blachus ne représente qu'un creusement latéral du stade 3. Alors il faut admettre que ce stade, accompagné d'une si forte érosion, a duré beaucoup plus longtemps que les autres pour permettre un creusement latéral beaucoup plus large et profond que partout ailleurs.
- le chenal est si important parce qu'il a été creusé deux fois. Une première fois lors du retrait du glacier ayant déposé les moraines des stades 1 et 2 ; il n'avait alors pas plus d'importance que les chenaux accompagnant les vallums de ce stade. Une seconde fois par un nouvel effluent glaciaire dont le glacier venait affleurer le stade 3 initial, c'est-à-dire ayant sa surface aux Blachus même. Ce stade 3 local dans lequel se fondent deux extensions glaciaires se coordonne avec le stade 5 des glaciers du Drac (vide infra). C'est cette seconde notation, générale, que nous allons suivre désormais.

La seconde hypothèse cadre beaucoup mieux avec ce que l'on connaît dans la terrasse de Lesdiguières. Le nouveau glacier pourrait en effet être celui qui a déposé la moraine affleurant vers le sommet de la terrasse . Ainsi s'expliquerait la superposition de moraine aux argiles à Lesdiguières, le gros chenal des Blachus et le fait que celui-ci soit suspendu au-dessus de la terrasse de Chauffayer. En effet, au moment de son fonctionnement, la marge gauche du glacier passait aux Bannettes et le lobe frontal venait occuper tout l'espace dans lequel se développe maintenant la terrasse, qui est donc postérieure.

Mais rien de semblable ne s'observe rive droite. L'écoulement marginal se serait-il concentré uniquement sur la rive gauche ? On pourrait le soutenir puisqu'il est exact que c'est de cette rive que venaient les glaciers des vallons les plus importants et de beaucoup (Prentiq, Navette, Sirac), et que c'est la rive sud, la plus exposée au soleil donc à la fusion. Mais au niveau de la marge glaciaire rive droite, il y avait l'obstacle du " verrou " de St-Firmin, beaucoup moins érodable que les dépôts glaciaires. Nous ferons remarquer encore que la masse morainique des Festraux, si elle n'est érodée par aucun chenal important, montre cependant deux forts rebords d'érosion : un rebord supérieur (bois de la Broue) attribuable au glacier du stade 1 venu se mouler sur le dépôt glaciaire sommital (Riss), un second, plus bas, que suit la route de la Broue à St-Firmin et dont le sommet crêté est situé exactement au même niveau que la crête des Bannettes qui lui fait face rive gauche. Ce fort talus d'érosion pourrait être également en rapport avec le second glacier würmien de la Séveraisse, dont il figurerait le flanc d'auge inscrit dans les moraines antérieures.

Appartenant au stade 5, qui serait localement celui de la récurrence, le chenal suspendu des Blachus est antérieur à la terrasse de Chauffayer que l'on peut alors dater d'un stade ultérieur.

Après le retrait définitif du glacier de la Séveraisse, un nouveau barrage morainique entre le Motty et la Broue, retenu par le verrou de Beaufin, permet le dépôt de la terrasse glacio-lacustre de Chauffayer-Lesdiguières qui est donc un stade 6. On remarquera que cette terrasse n'a effectivement aucun point commun avec les cônes

d'Aspres-les-Corps et de Beaufin qui sont également plus élevés (920m) bien que situés en aval sur le Drac, et la terrasse de Corps. Peut-être peut-on rapporter à ce stade l'étalement des cônes disséqués de St-Firmin, ne subsistant plus qu'à l'état de lambeaux. Quant aux cônes principaux, ils appartiendraient à l'alluvionnement d'un stade 7 qui serait aussi celui du cône des Blachus dont l'écoulement principal était de nouveau dirigé normalement vers la Séveraisse et non plus vers le Drac. Un huitième stade est encore visible dans les cônes emboîtés du Moulin de St-Firmin, qui dominent immédiatement les alluvions récentes de la Séveraisse. Les stades 6,7 et 8 se coordonnent bien avec les dépôts lacustres et torrentiels de rive gauche, à savoir la terrasse du Glaizil et les cônes supérieurs des Amars et de Lesdiguières (6), les cônes de déjection de Lesdiguières (7), puis ceux des Sagnes (8).

Ainsi, tous les stades d'apport glaciaire ou fluviatile ne se retrouvent pas dans le bassin de Chauffayer-St-Firmin. Les quatre premiers ne correspondent qu'à des dépôts morainiques dépendant de deux périodes glaciaires différentes : le Würm et la " récurrence ", chacun en comptant deux séparés par une importante coupure érosive. Les trois derniers sont lacustres (6) et torrentiels (6,7 et 8).

Le dernier problème que l'on trouve dans le Champsaur est celui de la récurrence du glacier du Drac. On a vu que l'on ne pouvait interpréter les dépôts de l'ombilic de Chauffayer autrement qu'en admettant un retour du glacier de la Séveraisse jusque sur la rive gauche du Drac actuel, contre le versant du Dévoluy. Or de semblables observations stratigraphiques dans le domaine du glacier du Drac montrent que ce dernier a subi les mêmes oscillations.

En amont de Serre-Repiton (stade 5), la terrasse lacustre sous-jacente à la moraine frontale disparaît brusquement. On pourrait invoquer l'effet d'érosion du cône de déjection de St-Julien-en-Champsaur. Mais la structure torrentielle descend jusqu'au talweg actuel du Drac (1010m à la ferme Mouren) alors que quelques centaines de mètres en aval la terrasse lacustre monte à 1030 m sous la moraine. Or si le glacier s'est superposé aux alluvions lacustres d'aval, on a vu qu'il a été susceptible de surcreuser en amont. Cependant il semble improbable qu'après avoir effectué un surcreusement il se soit ensuite étalé horizontalement sur un substratum aussi meuble que des sables et argiles lacustres (fig. 164).

Le système morainique dracquois du N d'Ancelle (Würm) présente sur le versant Drac un rebord d'érosion d'une netteté et d'une hauteur considérables (plus de 150m). Bien sûr, sa destruction en aval coïncide avec l'arrivée des écoulements duranciens mais cela n'est vrai qu'à partir des Forestiers, alors que le rebord s'arrête aux gorges du torrent d'Ancelle, à Pont-de-Frappe. Rive droite, un rebord d'érosion dans la roche en place est aussi distinguable en amont de Buissard, bien que fort perturbé par des glissements boueux de la couverture morainique et du substrat argileux.

Enfin l'ombilic amont du Champsaur semble s'arrêter en amont du Serre-Repiton où il est rempli par des formations locales récentes. La nature du substratum (marnes callovo-oxfordiennes) et a fortiori la couverture glaciaire ne sont pas de nature à introduire une telle discontinuité. L'homogénéité de leur structure et de leur matériel sont au contraire en faveur d'un creusement régulier de l'auge glaciaire.

Toutes ces indications, n'ayant pas grande signification isolément, forment cependant un faisceau d'arguments permettant d'émettre l'hypothèse d'un retour du glacier du Drac creusant une nouvelle auge dans le substratum würmien morainique et lacustre, auge emboîtée dans la précédente en amont du Serre-Repiton. Là encore, c'est la considération des altitudes des bassins versants qui va transformer cette présomption en quasi-certitude.

Lors du retour du glacier du Valgaudemar dans le Champsaur, ce dernier a dépassé le confluent du Drac. Or l'altitude moyenne du Valgaudemar (au confluent) est de 1950 m. Donc le glacier de la Séveraisse est descendu légèrement en-dessous de cette altitude. Si l'on cherche où devait se placer le glacier du Drac pour que son bassin-versant ait cette altitude moyenne de 1950 m, on s'aperçoit que c'est précisément en aval de Forest-St-Julien, c'est-à-dire exactement à l'extrémité de l'auge supposée. On peut donc en conclure que si le glacier de la Séveraisse est revenu au confluent, celui du Drac s'est réavancé jusqu'en amont du Serre-Repiton où rien ne permet d'exclure cette possibilité, mais au contraire qu'un ensemble d'indications rend probable.

Une autre observation, beaucoup plus ancienne et située en Durance, apporte encore une présomption de plus en faveur de la réavancée des glaciers. Nous avons vu la concordance des stades würmiens, et en particulier du maximum (1), du couple glaciaire Drac-Durance. Si les glaciers de l'Isère, de la Bonne, de la Séveraisse, du Drac, etc... ont réavancé après l'épisode maximal de Würm, il doit en être de même pour celui de la Durance. L'altitude du bassin-versant du Drac de cette époque étant 1950 m, nous voyons en nous reportant sur le graphique (fig. 151) que le glacier de la Durance, pour une altitude moyenne égale, devrait s'être avancé légèrement (1,5km) au S de Gap. Or c'est 3 km au S de Gap que E. HAUG (1900) situe son " stade de la récurrence" contesté par F.BOURDIER (1961 , p. 164). Si c'est une coïncidence, elle est troublante ; mais en l'absence d'une stratigraphie détaillée, actuellement impossible faute de bonnes coupes, nous admettrons que cette hypothèse invérifiable entre cependant dans le domaine des possibilités.

III.10.5. LES DEPOTS GLACIAIRES ELEVES.

Nous appelons dépôts glaciaires élevés ceux qui dominent les moraines du stade 1 et dans lesquels ces dernières se trouvent emboîtées. On en connaît sur tous les versants du Drac et du seuil Bayard. Les mieux développées, cependant, restent les hautes moraines latérales de la Séveraisse déjà citées (les Festraux et Rafam).

Dès le S de Pouillardenc, entre les falaises calcaires du Dévoluy et les moraines et terrasses du stade 1 (le Noyer) se placent une série de buttes allongées, vaguement aplanies dans les marnes jurassiques et recouvertes par un matériel détritique grossier composé en totalité ou pour la plus grande part d'éléments locaux (calcaires du Dévoluy) mais contenant aussi, parfois en assez grande quantité, du matériel étranger (grès du Champsaur , cristallin du Champoléon, etc...) comme c'est le cas à Clos-Aubert, rive gauche. Rive gauche justement on suit ces dépôts du Serre-Rond (1248m) à Forest-Beaume (1149m), Clos-Aubert (1202m), Miarouze (1325m), le grand bois de Poligny (1380m), les bergeries du Forest (1418m) au-dessus de Laye, les Vachiers (1534m) et au-dessus des Brunets à l'E du col Bayard. Sous le pic de Gleizes, la distinction entre ces dépôts élevés et ceux du stade 1 est nette tant du point de vue faciès (dépôts élevés uniquement à calcaires locaux, moraine du stade 1 à nombreux grès) que morphologie. Mais les dépôts élevés sont très bouleversés par de nombreux glissements sur leur substratum de Terres-Noires et par des écroulements de la falaise jurassique du Pic de Gleizes.

Rive droite, les dépôts élevés ne commencent qu'à l'E de St-Bonnet, au-dessus des Combes (la Fontanelle) où l'on trouve du cristallin jusqu'à 1430 m. Cependant on trouve des blocs et placages morainiques discontinus au-dessus de l'Esparcelet, jusque vers 1500 m et plus (col des Prés-Hauts), c'est-à-dire 300 m au-dessus des moraines du maximum de Würm. Plus en amont, des placages assez épais reposent seulement sur des buttes (Chauvet, 1410m, le Mouron, 1460m), Chaillolet, au-dessus de 1413 m), composés surtout de blocs de grès du Champsaur émoussés et même arrondis emballés dans une matrice fine abondante, avec très peu de cristallins. Comme les falaises du Queyron sont ici constituées par ces grès du Champsaur, massifs mais qui donnent lieu à de grands écoulements. L'origine morainique est seulement probable. Mais la plus grande masse de matériel élevé est celle qui domine St-Michel-de-Chaillol, où elle est érodée à la fois par le chenal marginal de la moraine du stade 1 et par les cônes d'obturation des Marrons. Cette masse forme un placage épais régulièrement disposé entre les cotes 1380 et 1700 m, et son matériel est bien polygénique avec calcaires, grès, cristallins rares (coupe de Noël, 1410m). Il est donc vraisemblable que les autres placages, en aval, sont bien d'origine glaciaire.

Sur les pentes ouest et nord du Cuchon (Ancelle), nous avons daté d'avant le Würm le plateau de Libouse (1470m), plus élevé de 50 m que les crêtes würmiennes et tranché par un fort rebord d'érosion également. Si la moraine de Coste-Longue est bien du stade 1, le plateau morainique de Libouse est antérieur aussi, son rebord d'érosion étant alors le flanc d'auge würmienne du glacier du Drac. Nous avions antérieurement attribué au Riss le bouchon morainique de Sarrient (les Faix) car séparé de la crête de Coste-Longue par le gros chenal marginal de Libouse (maximum de Würm , M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969, p. 157). Nous ne maintenons pas cette opinion pour plusieurs raisons : la moraine de Sarrient est dominée par celle de Coste-Longue (1380m contre 1410) donc pour qu'elle ait résisté à l'érosion torrentielle du chenal, il a fallu qu'elle soit maintenue à l'intérieur, et ce ne peut être que par le glacier de la Rouanne. De même en aval, la moraine dracquoise de Coste-Longue ne s'est déposée avec une concavité externe que parce qu'elle a été également contenue, toujours par le glacier de la Rouanne sur laquelle elle s'est moulée. Enfin le chenal de Sarrient est suspendu à l'aval parce qu'il coulait à la surface du glacier rouannais Ainsi la moraine de Sarrient ne peut être qu'une moraine latérale droite du glacier local.

Enfin le col de Moissière, le plus élevé du seuil Bayard (1573 m), est tapissé de moraines dont l'une dessine même une petite crête à Marcellin (1507m) au-dessus d'Ancelle. La construction de la surface du glacier de la Durance au stade 1 montre celui-ci nettement en contre-bas du col. Les moraines de Moissière sont donc des dépôts élevés antérieurs à ce stade.

Ayant coordonné le stade 1 avec le maximum de Würm durancien, et cette datation correspondant à celle que l'on peut faire en remontant la vallée du Drac, il était légitime d'attribuer les placages morainiques élevés au Riss (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969, p. 159.). Si l'on n'y trouve pas ou peu d'altération, cela vient de ce que la surface originelle n'a pas été conservée sur les moraines qui ne comportent aucune portion de surface plane.

III.10.6. FORMATIONS DE VERSANT.

Comme dans les régions déjà étudiées, les formations de versant sont assez nombreuses dans le Champsaur. Nous verrons qu'il existe de nombreux écroulements et glissements, outre les éboulis, en relation avec la nature meuble des terrains du substratum. Mais il y a aussi des formations organisées de façon régulière, que l'on peut assimiler à des glacis.

III.10.6.1. Les glacis. Les glacis apparaissent surtout dans le petit vallon des Infournas, sur les pentes du Cuchon à Ancelle et sur la rive gauche du Drac au-dessus du Noyer. Ils semblent se répartir en plusieurs phases d'élaboration.

Les glacis des Infournas, petit affluent de rive droite de la Séveraissette à proximité du confluent du Drac, sont les plus beaux et les mieux développés de la région. Ils s'observent uniquement sur le versant sud du Cuchon (extrémité ouest du massif cristallin du Vieux-Cahillol), directement contre le versant rocheux ici constitué par les marno-calcaires du Jurassique moyen à pendage subvertical. Ce sont donc des glacis de versant. On peut les diviser en deux groupes :

- un groupe de glacis élevés, suspendus au-dessus de la vallée actuelle par érosion de leur partie aval, très disséqués par les nombreux ravins qui descendent normalement des pentes. Ils sont ainsi fortement en saillie, mais conservent cependant sensiblement leur morphologie originelle. On peut même mesurer leur pente qui est voisine de 39 % (21-22°), beaucoup plus faible donc que celle des éboulis de gravité. Le matériel est un apport détritique local, essentiellement des calcaires en plaquettes ou en éclats très anguleux, disposés en lits grossièrement parallèles dans une matrice limoneuse. Ce matériel relativement trié devient un peu plus grossier vers le sommet où s'intercalent quelques petits blocs assez émoussés (coupe des Infournas-Hauts). La couverture de ces glacis est assez épaisse puisque nulle part, sauf vers le bas et encore seulement en amont, on ne voit le substratum malgré l'étagement de ces glacis au-dessus du talweg actuel (fig.173).

- un groupe de glacis bas, emboîtés, dont le plus représentatif est celui des Héritières, juste à l'aval. Ce glacis très peu penté (14°) se raccorde directement à la terrasse des Héritières par une surface concave sans rupture de pente. Les autres ne sont que des cônes de déjection débouchant des ravins du Cuchon et se raccordant au fond de la vallée actuelle qui, non atteinte par l'érosion régressive, correspond à la terrasse des Héritières (fig.174).

Cette terrasse des Héritières (1115m) se situe à un niveau équivalent à celle de la Motte-en-Champsaur (1108m). Comme elle, elle est dominée par un petit vallum de moraine déposé par le glacier de la Séveraissette. On doit donc raccorder terrasse des Héritières, vallée des Infournas, glacis et cônes de déjection emboîtés (actuellement morts, les ravins étant quasi secs aussi et n'incisant qu'à peine ces cônes) au plateau de la Motte-Villardon donc au stade 1. Les glacis élevés, disséqués, seraient alors antérieurs, donc Riss.

Dans ce petit vallon des Infournas, le glacis des Héritières, semblable aux glacis élevés, est à l'évidence un ancien cône de déjection issu des ravins du Cougnet. Il est d'ailleurs contemporain des petits cônes de déjection de Barbane, la Blache etc... Or les glacis élevés, d'accumulation, montrent un matériel déposé et lité par le ruissellement, donc sans doute torrentiel. On pourrait penser que leur dépôt procéda d'une cause analogue à celui des cônes et du glacis des Héritières. Leur plus forte pente longitudinale tiendrait à ce qu'elle n'est mesurable qu'à l'amont, la partie aval de ces glacis ayant été emportée par le ravinement ultérieur. D'ailleurs la pente amont du glacis des Héritières est identique à celle des glacis élevés.

Au-dessus et à l'W du Noyer les bosselements de l'Auperte, de Clos-Aubert, recouverts par des éléments morainiques (blocs cristallins) antérieurs au stade 1 (Riss) sont, sous la falaise calcaire du Dévoluy, garnis de formations de versant s'insinuant également dans les ravins qui les séparent (la Pousterle, fig.175).

Ces dépôts de versant forment des glacis à pente rapide mais beaucoup moins cependant que les éboulis de gravité (20 à 23°). On peut en voir de bonnes coupes le long de la route qui monte au col du Noyer et principalement à la carrière de Font-Gampalon (fig.176). Ce sont des grèzes. La masse principale est formée par une accumulation de débris calcaires (Jurassique supérieur) de petite taille (2 à 4 cm), très anguleux et même esquilleux, bien calibrés, se disposant en lits parallèles peu inclinés (20°), noyés dans une matrice sablo-limoneuse voire terreuse de couleur combre. Au sommet, cette grèze est tronquée par une formation grossière à blocs et gros éléments anguleux du même calcaire, contenant peu de matrice et peu épaisse.

Il est évident que la forme topographique régulière de glacis est donnée par le sommet de la masse des grèzes. Cette dernière peut être datée sans restriction du Würm. Quant à la formation grossière supérieure, elle résulte soit d'un écroulement, soit d'une autre type de gélifaction de la falaise calcaire surplombante.

Les autres glacis, assez beaux, façonnent les pentes ouest et sud du Cuchon (Ancelle) auxquelles ils donnent une forme très régulière légèrement concave(on peut en voir une photographie dans M. GIDON et G. MONJUVENT, fig. 6B, p. 158.). Là encore, ces bas versants (les Faix, côte Averseng, Chardonnet) sont garnis d'une formation détritique épaisse en aval, mince voire inexistante en amont, et l'on peut y distinguer plusieurs ensembles (fig.177).

1. Glacis élevé, suspendu, tronquant nettement la roche en place (grès du Champsaur), à pente faible vers l'aval (14°), dont la couverture polygénique locale (grès et calcaires jurassiques) est formée de petits blocs et cailloux dont certains sont émoussés, voire arrondis, avec matrice sableuse assez abondante. Très érodé au pied du versant, son rebord domine la plaine de Lachaup de 200 m environ (côte Averseng.).

2. Un glacis emboîté, à matériel plus fin mais toujours de même nature, à pente encore plus faible (11-12°) mais encore suspendu au-dessus de la plaine de Lachaup (les Faix).

3. Un glacis très penté (27°) ravinant fortement le S du Cuchon, érodé à la base par la moraine latérale des Cousteilles et raviné à son tour par un véritable cône de déjection (Chardonnet) qui s'appuie sur cette moraine latérale dont il est une forme d'obturation. L'élément de datation est la moraine des Faix d'une phase de retrait du Maximum de Würm. Le glacis qui s'y raccorde en la tronquant légèrement serait würmien. Le glacis emboîté (Chardonnet) l'est également tandis que le glacis suspendu (Côte Averseng), plus ancien, serait Riss.

III.10.6.2. Eboulis et grèzes. La plupart des versants calcaires et même gréseux du Champsaur sont garnis, au pied des falaises élevées, d'éboulis de gravité ordinaires, récents mais non actifs ou très peu, à la différence des pentes cristallines du Chaillol où ne s'observent pas de formations de ce genre. Outre les grèzes du Noyer, déjà décrites, deux gisements méritent dêtre cités : celui de Champ-du-Fau, dans le défilé de Corps, peu développé, à matériel emprunté au Lias calcaire et ressemblant donc fort aux grèzes de Roissard, et surtout les grèzes très grossières du Glaizil, dont nous allons donner une description détaillée.

Au S du village, la terrasse du Glaizil est dominée par une masse informe que l'on prendrait pour un écroulement du versant du Chapeau-de-l'Evêque si une carrière ne montrait qu'il s'agit en fait d'une formation d'éboulis ordonnés assez originale. Le matériel est uniformément un calcaire noir (kimméridgien) concassé en éléments anguleux et grossiers disposés en trains ou couches parallèles dans lesquelles ont peut distinguer :

- des trains de cailloux grossiers (5 à 20 cm) très anguleux, sans matrice (structure vacuolaire), de forme sub-cubique et déposés absolument sans ordre,
- des couches à éléments moyens (1-5 cm) toujours anguleux, à matrice terreuse peu abondante, et litage faible,
- des couches à éléments fins (moins de 1 cm) à matrice abondante sablo-limoneuse, sombre, à litage net.

Chaque couche a une puissance de quelques décimètres.

Ces différentes couches se succèdent de haut en bas dans l'ordre cité (grossier, moyen, fin), formant plusieurs ensembles superposés apparemment sans ravinement intermédiaire. Le litage dans chaque couche est faible ou nul, mais le litage d'ensemble est très net, et le pendage relativement faible (25°).

Au-dessus vient une brèche à éléments du même calcaire mais beaucoup plus grossiers (20 à 50 cm, exceptionnellement 1m) cimentés par un dépôt de calcite tufacé lui donnant une couleur très blanche. La cimentation est incomplète (nombreux vides) et très friable. Cette brèche a une épaisseur de 2 à 3 m, et paraît également grossièrement litée.

Une cimentation sporadique et légère affecte d'ailleurs l'ensemble de la formation, jusqu'à la base visible (niveau de la terrasse).

Il semble que le faciès de cette grèze soit en rapport à la fois avec le matériel et avec le mode de désagrégation donc le climat (alternance de lits de granulométries très différentes et très tranchées).

Sa position stratigraphique est complexe (fig.166). Actuellement le paquet est entièrement détaché du versant (sauf son recouvrement par les éboulis de gravité) et très localisé (il ne forme qu'une masse de 450 m sur 200 m environ). Il semble noyé par la terrasse du Glaizil donc il lui serait antérieur. En effet, immédiatement au N, un écroulement d'une portion du Chapeau-de-l'Evêque a donné un ensemble de gros blocs qui sont venus s'étaler sur la terrasse. Il ne peut être antérieur au maximum de Würm car le glacier de la Séveraisse butait contre le Dévoluy, ni sans doute au retour de ce glacier, qui est revenu contre le versant. Sa formation doit donc se placer immédiatement après le retrait de la seconde avancée glaciaire würmienne du glacier du Valgaudemar, et avant le dépôt du sommet de la terrasse du Glaizil-Chauffayer.

III.10.6.3. Glissements en masse et écroulements. Les versants calcaires du Dévoluy et gréseux du Champsaur sont le siège d'importants écroulements d'autant qu'ils reposent généralement sur le même substratum argileux très favorable à ce genre de phénomène, les Terres-Noires callovo-oxfordiennes. Ces Terres-Noires, à leur tour, sont aussi l'objet de glissements boueux du type solifluxion, c'est-à-dire n'intéressant généralement qu'une tranche assez superficielle de versant, toujours de pente beaucoup plus douce. Enfin les argiles lacustres et glaciaires (moraine argileuse) donnent lieu à de grands glissements dont sont affectés la plupart des dépôts quaternaires de fond de vallée (terrasses, cônes de déjection et moraine).

Ecroulements.

Les véritables écroulements de falaise non accompagnés de glissement sont relativement rares. Ils affectent surtout le Dévoluy et notamment la falaise surplombant la terrasse du Glaizil. Outre celui déjà cité (le Glaizil), un autre de beaucoup plus grande envergure est parti de la falaise tithonique du rocher des Ducs, au N de Lesdiguières, et est venu se répandre sur les sables et sur les argiles sous-jacentes de la terrasse. Il semble donc que la chute du pan de falaise soit intervenue assez longtemps après le dépôt de la terrasse, pour que l'érosion ait fait disparaître localement les sables supérieurs.

Glissements en masse.

Souvent le phénomène est complexe. Il peut y avoir écroulement d'une portion de falaise sur un plan peu incliné, marneux, suivi d'un glissement de la couverture écroulée et du substratum. C'est généralement le cas sur les pentes du Dévoluy. Ou alors il y a simplement départ par arrachement d'une grosse masse compacte supportée par une couche plus plastique, l'ensemble se déplaçant vers le bas avec des dislocations bien entendu, mais non pas une fragmentation totale de la masse supérieure détachée. On observe ce phénomène au bas des falaises de grès du Champsaur. Il peut enfin y avoir tassement sur place d'une formation déjà éboulée (Puy de Manse).

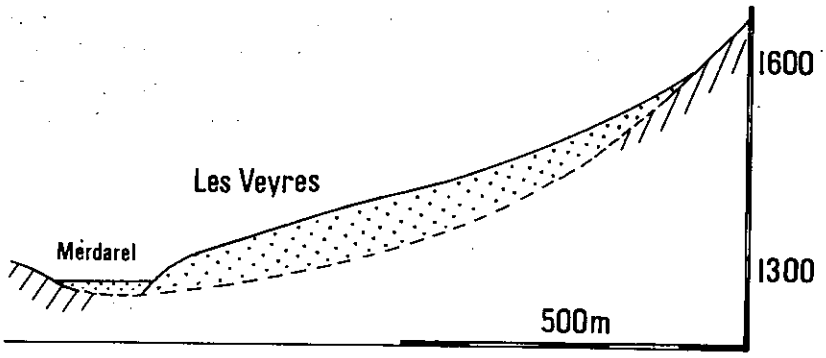


Fig. 173. COUPE LONGITUDINALE DU GLACIS DE VERSANT DES VEYRES (Infournas).
(Echelles des hauteurs et des longueurs égales).

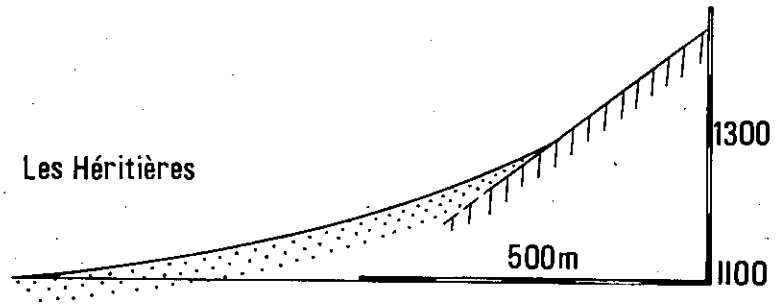


Fig. 174. COUPE LONGITUDINALE DU CONE DE DEJECTION DES HERITIERES (Infournas).
(Echelles des hauteurs et des longueurs égales).

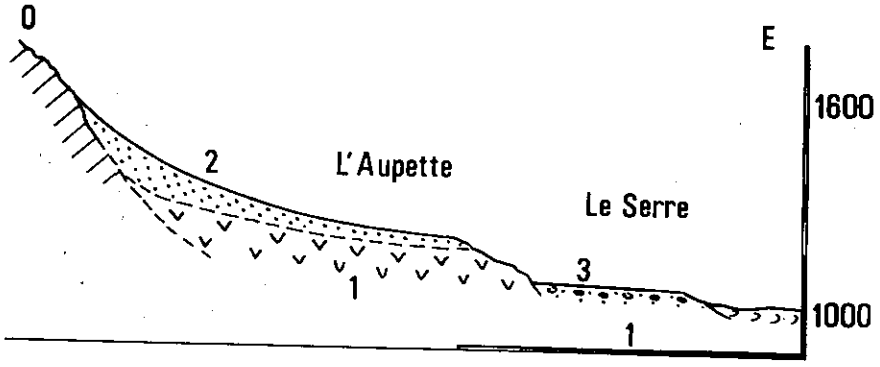


Fig. 175. COUPE DES FORMATIONS DE VERSANT DU SERRE (montée du col Noyer).
1. soubassement rocheux effondré, 2. glacis de versant de l'Aupette, 3. terrasse du Serre (W II, stade 2).

Les exemples les plus typiques d'écroulements , suivis de glissements sont ceux du Pic de Gleize (W du col Bayard) et du N de la Tour St-Philippe (Ancelle).

Le Pic de Gleizes (Jurassique supérieur) présente une série de crêtes aigües échelonnées directement sous le sommet (2159m). Ces crêtes, toutes parallèles au versant actuel, sont en réalité des compartiments en cours de détachement de la masse en place du pic, séparées par des crevasses étroites et profondes. Il s'agit d'éléments de falaise en cours de tassement. Juste sous le pic, une grande dépression (2 km de long sur 750 m de large) est formée par un amoncellement confus de blocs présentant une topographie ondulée caractéristique du glissement superficiel (lac Lauzon). Ces blocs reposent entièrement sur les Terres-Noires. Il est facile de voir que ce glissement est nourri par l'écroulement progressif des crêtes inférieures du pic de Gleizes, apportant chaque fois une surcharge à un soubassement très meuble. La formation est cependant relativement ancienne car boisée et ravinée à sa base par le Riou-Froid.

Or le grand glissement mixte du lac Lauzon est encadré par des formations ébouleuses également dans lesquelles il est emboîté. Ces formations, qui s'étendent sur tous les versants de Chaudun au-dessus de la moraine würmienne de la Durance, sont à la fois glaciaires et locales. Elles ont aussi une morphologie de glissements en masse. Mais elles sont beaucoup plus anciennes (Riss) car elles ne sont pas venu perturber la régularité des alignements morainiques würmiens. Donc nous sommes en présence ici de glissements fixés, malgré l'apparence très fraîche des crevasses du Pic de Gleizes.

Le sommet parfaitement tétraédrique de la Tour St-Philippe (1706m), au S du chateau d'Ancelle, formé de grès du Champsaur ,domine une longue dépression (les Anchettes) dans laquelle se trouve un véritable chaos de blocs dessinant une langue allongée et boursouflée (1 km sur 200 m environ). Ces blocs sont uniquement gréseux, de toutes tailles jusqu'à plusieurs mètres, anguleux, amoncelés sans aucun ordre ni liant entre eux. Ils forment une trainée en relief dans la dépression en question dont elle occupe la partie ouest. Sa pente est faible (13-14°) et, en la remontant, on aboutit sous le sommet à une sorte de petit cirque semi-circulaire présentant même un fond plat et une barre rocheuse semblable à un verrou. A première vue on pourrait penser à un petit cirque glaciaire ayant nourri un glacier rocheux. L'ensemble est actif car exempt de végétation.

Mais la dépression des Anchettes, à côté, non recouverte, montre en surface un matériel argileux, boueux, et une morphologie ondulée où abondent les dépressions fermées occupées ou non par des petites pièces d'eau. C'est le substratum (Terres-Noires) qui affleure ici, détrempé et glissé superficiellement par solifluxion.

Le sommet St-Philippe est pyramidal car encadré par trois dépressions analogues. Au S l'une d'elle a donné naissance à la grande coulée de blocailles qui domine la Bâtie-Neuve. Ces dépressions sont des pseudo-cirques et de vraies niches d'arrachement et de tassement, qui simulent l'ombilic glaciaire fermé par son verrou. D'ailleurs le sommet voisin de Chatégré présente une morphologie identique en plus vaste sur sa face sud. Quant à la coulée de blocs du château d'Ancelle, elle est simplement posée sur le substratum marneux devenu plastique par saturation, ce qui lui permet de cheminer et de garder sa fraîcheur originelle. Il est évident que l'on n'a affaire ici ni à une moraine ni à un glacier rocheux, mais à un simple écroulement de la face nord de la Tour sans doute parce que les marnes sous-jacentes aux grès ont cédé sous le poids, les débris de cet écroulement s'étant répandus puis disposés en langue par un lent glissement.

Des glissements en masse non accompagnés d'écroulements existent aussi le long de la vallée du Drac. Les plus spectaculaires sont ceux du lac Geauffray , de St-Michel-de-Chaillol et de la face nord du Cuchon (Ancelle).

Le lac Geauffray, au-dessus des Combes de St-Bonnet (1498m), s'abrite derrière un bourrelet qui avait été pris pour une moraine (carte géologique Gap au 80 000è,2ème édition). Ce bourrelet est formé non de blocs indépendants mais d'un calcaire dont on voit encore les bancs disloqués reposant sur des brèches à gros blocs polygéniques (notamment de cristallin) et ciment rouge. Cet ensemble a le faciès du conglomérat de base du Priabonien local. On voit d'ailleurs la même stratigraphie un peu plus haut au NE, dans les falaises de Champ-Fourrier sous le Queyron, avec la même augmentation d'épaisseur d'W en E que dans le bourrelet du lac. Cette masse qui apparaît isolée au milieu d'un substratum de Terres-Noires entièrement chaotique, où les dépression marécageuses sont nombreuses, est manifestement détachée de Champ-Fourrier et glissée à la surface des Terres-Noires, disloquée mais sans fragmentation. C'est d'ailleurs bien ainsi que l'interprète la 3e edition de la feuille Gap au 80 000°.

A St-Michel-de-Chaillol, la masse glaciaire élevée (Oratoire St-Anne), le vallum morainique 1 et leur substratum marneux sont brutalement interrompus par une grande falaise taillée dans les marnes, haute de plus de 100m, semi-circulaire et dominant la dépression de Chabottones où n'affleurent que des Terres-Noires boursoufflées de glissements. Au milieu de cette dépression marécageuse à pente très faible, parsemée d'étangs, apparaît un promontoire subrectangulaire de Terres-Noires non disloquées (160x200 m environ). Ce promontoire est bordé au N par une masse confuse où se mêlent des blocs gréseux et calcaires manifestement morainiques. Il s'agit ici encore d'un glissement en masse d'une partie du substratum, juste sous St-Michel, d'où la vue vers le bas est saisissante. Mais ce ne serait qu'un glissement au second degré, au milieu d'un autre beaucoup plus important dont le cirque entier sous St-Michel représente la niche d'arrachement .

Au-dessus et à l'E de St-Léger-les-Mélèzes, la grande moraine latérale dracquoise (1) de Coste-Longue, celle plus élevée de Libouse et le versant nord du Cuchon lui-même sont affectés de glissements ; certains sont locaux et petits, comme ceux de St-Léger dont on voit nettement la niche d'arrachement dans la grande moraine latérale. D'autres sont plus amples (les Forests) et intéressent à la fois moraine et substratum dont on retrouve des lambeaux disloqués dans la masse glissée même, la niche d'arrachement étant nette encore (Coste-Froide). Enfin il est à se demander si le plateau de Libouse lui-même, bien que morainique, ne repose pas sur un énorme bloc glissé dont le plan d'arrachement triangulaire, encore remarquable, remonterait jusque sous le sommet du Cuchon (La photo fig. 6 B, p. 158, M. GIDON et G. MONJUVENT,1969, montre bien la face nord du Cuchon avec ses deux niches d'arrachement et ses paquets tassés). De tous ces glissements, celui de Libouse serait le plus ancien, et sans doute postérieur au Würm(la moraine de Coste-Longue lui est inférieure, mais ne se poursuit pas à son niveau). Celui du Forest serait beaucoup plus récent car il interromp la moraine de St-Léger et même celle de Lauza, mais non celle des Eustaches. En tout cas il est raviné à la base par le cône du torrent de Gariveau qui se raccorde à la basse terrasse du Drac.

Tassement du Puy-de-Manse.

Enfin une dernière forme de versant nous retiendra car elle a déjà fait l'objet de descriptions et d'interprétations : c'est le tassement de la face sud-ouest du Puy-de-Manse, exactement au niveau du col. Là il existe une formation caillouteuse différente de la moraine durancienne du col par sa nature exclusivement locale et son faciès d'éboulis (Tithoniques et Crétacé inférieur). Or ce qui caractérise cette masse est qu'elle est détachée du versant dont une dépression longitudinale la sépare. Cette morphologie curieuse avait été interprétée par D.MARTIN (1926, p.119 ; refiguré dans F.BOURDIER, 1961, fig.152.) comme un éboulis périglaciaire glissé à la surface d'un névé remplissant la dépression et venu se superposer à la moraine. Mais, lorsque l'on regarde le terrain et surtout les photos aériennes, on s'aperçoit que cet éboulis n'a aucunement la régularité figurée sur les schémas. Il s'agit d'une masse confuse dessinant un lobe épaté apparemment répandu sur la moraine. Le Puy de Manse lui-même est une colline bien enracinée entourée, surtout à l'W, par une nappe d'éboulis lui conférant une grande régularité. Or la masse confuse en question est étroitement localisée sous le seul endroit où le Puy de Manse présente un ravinement. L'interprétation est alors aisée. Un tassement local d'une partie du versant surmontant la moraine a entraîné un étalement de cette dernière et des éboulis (superposition respectée), le départ laissant une niche d'arrachement à vif parfaitement typique (ravinement). Ainsi s'explique la topographie chaotique, la dépression et la niche qui n'a rien d'un cirque glaciaire ou nival (fig. 178).

Effondrements et érosions récents.

Tous les versants du Champsaur taillés dans les Terres-Noires sont glissés plus ou moins, quelquefois seulement froissés, mais nulle part la surface des marnes n'est véritablement en place. Il en est de même pour les versants des terrasses quaternaires, surtout lorsque ces dernières reposent sur une couche argileuse comme c'est généralement le cas. Ainsi les moraines de la Broue, la terrasse de Chauffayer mais surtout celle du Glaizil-Lesdiguières, ont leurs versants entièrement glissés. La grande terrasse mixte de St-Eusèbe, celle des Evarras et de Poligny sont dans le même cas comme une partie de celle de St-Bonnet. Les coulées boueuses de St-Eusèbe, au bord du Drac, sont particulièrement spectaculaires. Mais il peut arriver que de tels phénomènes localisés aient des conséquences sérieuses.

C'est ainsi qu'une niche d'arrachement de 75 m de flèche s'est ouverte dans la terrasse de Chauffayer, juste au S du village, en mai 1939. Deux ans plus tard,en juillet 1941, la niche s'est approfondie de 50m (rapport de L. MORET, 1941, inédit.) par l'effondrement de la partie supérieure de la terrasse caillouteuse sur le substratum morainique argileux. Le second glissement engendra une grosse loupe boueuse, d'environ 500m de diamètre, qui vint s'étaler dans le lit majeur du Drac, le barrant momentanément et provoquant un détournement du lit mineur. Coulant jusqu'alors au pied de la terrasse de Chauffayer comme le montrent les cartes au 1/20 000° de 1937, ce qui a sans doute provoqué le phénomène en question par sapement, le Drac est venu lécher le versant de la terrasse des Sagnes, sur l'autre rive. L'affouillement ainsi produit entraîna l'effondrement d'une partie de cette terrasse, avec la route qui en suivait le rebord, selon un brèche d'environ 400m de long sur 100 de large. La hauteur de la terrasse étant localement d'une dizaine de mètres, on voit que l'érosion quasi-instantanée enleva 400 000m3 de cailloutis soit un million de tonnes environ que le torrent eut bientôt fait d'emporter de telle sorte qu'on n'en trouve plus aucune trace. Seules les niches d'érosion demeurent. Le plus inquiétant est que le cirque d'arrachement se trouve maintenant à moins de 100m des premières maisons de Chauffayer, mais le Drac ne touche plus, pour le moment, la base de la terrasse.

La situation est la même pour le village de St-Bonnet. Ce dernier est construit sur une terrasse dominant le Drac d'une soixantaine de mètres, à soubassement argileux et montrant des traces de glissements anciens. Or la partie ouest du village se trouve sur le haut de la zone glissée, presque sur les argiles, et le Drac coule directement au pied de la terrasse (fig.171)...

Comme dans presque toutes les régions que nous avons déjà étudiées, nous avons noté en Champsaur la généralisation des phénomènes de glissements de terrain.

III.10.7. COORDINATION GENERALE DU QUATERNAIRE DU CHAMPSAUR.

C'est dans cette région complexe que l'on peut saisir le mieux la multiplicité des épisodes glaciaires et non glaciaires qui se sont succédés après le retrait définitif des glaciers rissiens :

Riss . La disparition du glacier rissien de la Séveraisse laisse derrière lui les hautes moraines latérales des Festraux et de Rafam. Le glacier du Drac, qui le rejoignait, se retire en amont, abandonnant une série de moraines latérales élevées de même que le lobe transfluent de la Durance (Moissière). Les glacis élevés appartiennent au Riss, sans que l'on puisse préciser d'avantage.

Inter Riss-Würm. Creusement de la vallée fossile du Drac contournant les obstacles rocheux du fond du lit actuel des ponts de la Guinguette et de Lapral.

Würm - Stade 1. Avancée des glaciers de la Séveraisse (moraines de l'Esparcelet), du Drac (le Villardon), de la Séveraissette (la Motte-en-Champsaur), du Rageoux, de la Rouanne (les Faix), de Buissard (Chaillol), sur les dépôts glacio-lacustres d'obturation (terrasse de St-Eusèbe-Villeneuve). Barrage du Champsaur par le glacier et les moraines de la Séveraisse. Transfluence du glacier durancien vers le Drac (Manse, les Brunets). Creusement d'une auge par le glacier du Drac en amont du plateau du Villardon.

Stade 2 . Abandon du seuil Bayard (moraines du plateau). Dépôt des moraines dracquoises de la Fare-Poligny, des moraines d'Ancelle, des cônes d'Aspres-Beaufin.

Stade 3. Dépôt des moraines latérales de Chauffayer-la-Broue (Séveraisse). Premier creusement du chenal des Blachus. Moraines latérales dracquoises des Forestiers. Fin de la transfluence Bayard mais persistance des écoulements marginaux par le seul col de Manse vers le chenal des Forestiers (stade de Chauvet). Début du dépôt de la terrasse de St-Bonnet dans l'auge abandonnée par le glacier würmien du Drac, lacustre cataglaciaire car le glacier de la Séveraisse barre toujours le bas-Champsaur.

Stade 4. Fin de la diffluence Bayard (Manse). Moraines de St-Laurent -du-Cros. Aucune moraine de la Séveraisse ne peut lui être rapportée - abandon progressif de l'ombilic de Chauffayer)

Interstade 4-5. Retrait des glaciers de la Séveraisse et du Drac loin en amont. Formation des lacs de barrage indépendants dans l'ombilic de Chauffayer et le Champsaur en amont de la Séveraissette. Dépôt des argiles lacustres de Lesdiguières et de la terrasse fluvio-lacustre (argiles, sables et graviers deltaïques) de St-Bonnet à des niveaux différents (900m à Lesdiguières, 1030m à St-Bonnet). Ennoyage des moraines de Robin.

Stade 5. Retour des glaciers de la Séveraisse et du Drac. Le glacier de la Séveraisse érode les argiles de Lesdiguières et y dépose une moraine, creusant un troisième ombilic emboîté (Riss, Würm et Récurrence). Dépôt de la deuxième moraine latérale de Chauffayer et second creusement du chenal des Blachus. Creusement de l'ombilic de Chabottes (glacier du Drac) et dépôt des moraines de Serre-Repiton (Serre-Richard) sur les sables lacustres antérieurs. Dépôt de la haute terrasse de Pouillardenc.

Stade 6. Moraines de St-Léger-les-Mélèzes. Dépôt de la terrasse glacio-lacustre de Chauffayer barrée par une seule moraine latérale droite de la Broue au dôme de Beaufin.

Stade 7. Moraine de Lauza. Epandage de la première génération des grands cônes de déjection (Lesdiguières, St-Firmin-en-Valgaudemar, Brutinel).

Stade 8. Moraines des Eustaches (?). Epandage de la seconde génération des cônes de déjection (les Sagnes, St-Julien-en-Champsaur, Forest-St-Julien).

Stade 9. Retrait définitif des glaciers dans leurs hautes vallées (aucune moraine n'existe plus jusqu'à proximité des glaciers actuels). Dépôt de la très basse terrasse du Drac à gros blocs, dûe à la fusion de ces glaciers, et des cônes de déjection correspondants.

Etat actuel. Creusement de la basse terrasse du Drac, l'enfoncement étant très fortement ralenti par les passages du verrou de Beaufin (Lapral) et l'affleurement rocheux du pont de la Guinguette.

III.10.8. CONCLUSION.

Le Champsaur est la partie du bassin du Drac où l'on saisit le mieux la multiplicité et la complexité des épisodes du Quaternaire récent. C'est là aussi où l'on observe pour la première fois, dans une vallée aussi interne, un grand développement des moraines rissiennes. Cela tient à la très faible puissance du glacier du Drac, que traduit bien la médiocre étendue de son bassin au-dessus de la cote 1000m, sa faible altitude moyenne et son orientation méridionale défavorable. Mais là encore, comme dans les autres vallées atteintes par les glaciers würmiens (basse-Gresse, Champagnier, Bas-Beaumont), on ne peut interpréter la stratigraphie et la morphologie des dépôts glaciaires et lacustres, ces derniers très abondants, sans faire intervenir la notion d'une nouvelle avancée des glaciers postérieure au maximum de Würm, et ayant eu une importance très comparable.

Mais le très grand intérêt du Champsaur glaciaire est l'existence du seuil Bayard, par lequel il y eut une large communication entre les glaciers de la Durance et du Drac à tous les pléniglaciaires. Bien que seule la transfluence würmienne puisse être étudiée avec suffisamment de précision, on peut en inférer que les transfluences anciennes ont été du même type. Ainsi on voit bien par la morphologie que l'écoulement du maximum a eu lieu exclusivement

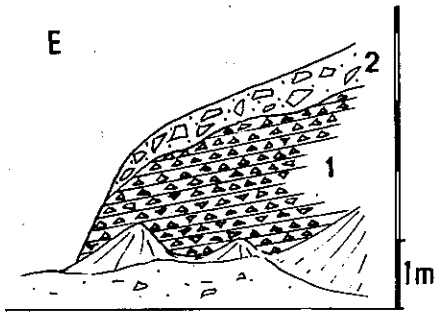


Fig.176. COUPE DES GREZES DU NOYER.
1. grèze principale homométrique, 2. formation supérieure de versant, grossière.

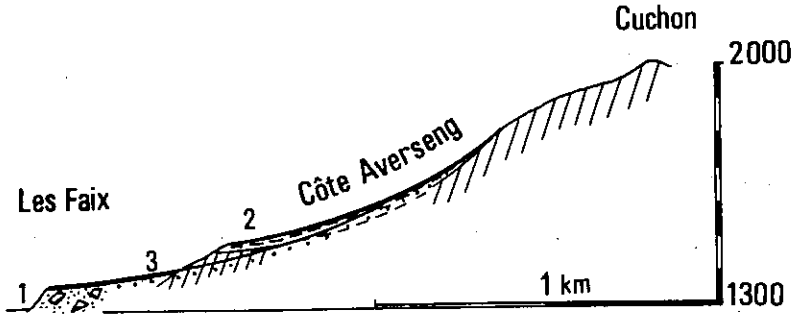


Fig.177. COUPE DES GLACIS D'ANCELLE.
1. moraine du maximum de Würm (W II), 2. glacis supérieur (Riss), 3. glacis inférieur se raccordant à la moraine du maximum de Würm, donc contemporain.

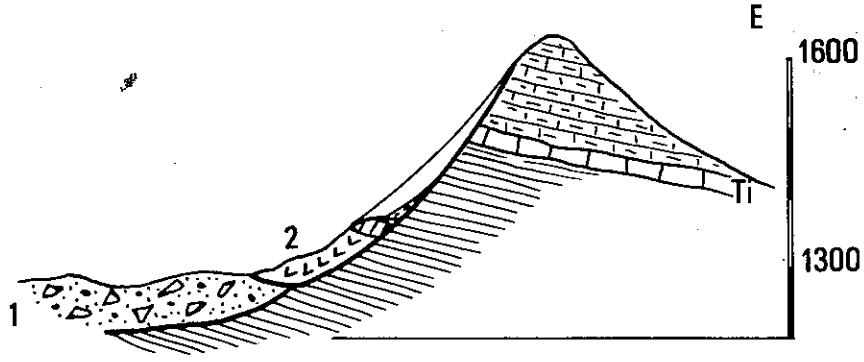


Fig. 178. COUPE DE LA FORMATION DE VERSANT DE PUY DE MANSE.
1. moraine würmienne de la Durance (maximum, W II), 2. tassement de versant du Puy de Manse, sur le substratum marneux (Terres Noires, hachures, Ti = Tithonique) et non névé local (cf. F.BOURDIER, fig. 154). Conséquences de la décompression du versant après fusion de la langue diffluente durancienne du col de Manse

de la Durance vers le Drac, c'est-à-dire que la surface du glacier durancien en équilibre était plus élevée que celle du glacier dracquois, malgré le creusement plus important du Sillon de Gap (altitude 750 contre 1000 en Champsaur). Cette érosion glaciaire plus forte traduit bien d'ailleurs la puissance très supérieure du glacier durancien, fonction de son bassin d'alimentation largement plus étendu (3500 km2 environ contre 325 au niveau de Gap, 4000 contre 653 en amont de leurs moraines terminales würmiennes). Pourtant, on peut se demander s'il n'y eut jamais transfluence inverse du Drac vers la Durance.

C'est l'observation de blocs erratiques dracquois (protogine du Val-Estrèche et de Champoléon) dans la vallée de la Durance à Rabou et aux Roux qui suggéra cette idée à D. MARTIN (1926), lequel en proposa une explication plausible. Ayant constaté que le glacier du Drac au sortir de son haut-bassin (Orcières et Champoléon) se trouve beaucoup plus près du seuil Bayard (17 km) que celui de la Durance (80 km au moins), il en conclut que lors de l'englaciation, c'est le glacier du Drac qui est arrivé le premier dans la zone transfluente et qu'il a commencé à déborder par-dessus le seuil, aidé en cela par le barrage du glacier du Valgaudemar qui avait tendance à le refouler en Champsaur. Ainsi du matériel dracquois aurait-il pu s'introduire dans le domaine durancien. L'arrivée plus tardive du glacier de la Durance lui permit d'abord de prendre en charge dans sa moraine latérale droite ce matériel étranger, pour le distribuer plus en aval (effectivement, Rabou et les Roux sont dans le domaine d'action de la marge latérale droite du glacier durancien). Ensuite la puissance supérieure de ce dernier lui permettait, au pléniglaciaire, de supplanter le glacier du Drac et de renverser le sens de la transfluence dans le sens Durance-Drac.

Or, de même que le glacier dracquois était le premier à parvenir à Bayard, de même il était le premier à s'en retirer, pour les mêmes raisons : ses petites dimensions faisaient qu'il était beaucoup plus sujet aux variations climatiques , et en outre Bayard est relativement plus près de son extrémité que dans le cas du glacier durancien. C'est ce que l'on exprime maintenant par la loi d'hystérésis glaciaire (L. LLIBOUTRY, 1965, p.797) .

III.11. LES DOMAINES LOCAUX.

Par domaines locaux, nous désignerons les hautes vallées des affluents du Drac, quelles que soient leurs dimensions, ainsi que les bassins isolés dont les types sont ceux de la bordure orientale du Vercors, dans lesquels ne se sont étendus que leurs propres glaciers. Ainsi la Romanche entière, avec ses gros affluents du Vénéon et de l'Eau-d'Olle, appartient à ce domaine local alors que le bassin de Tréminis, ou Haut-Ebron, bien que fortement abrité sous la haute falaise occidentale du Dévoluy et isolé derrière la cluse de Château-Bas n'en fait pas partie, car nous avons vu qu'il contient des moraines alpines (Château-Méa), donc qu'il fut occupé par le glacier général du Drac.

Deux grandes subdivisions peuvent s'inscrire dans ces domaines locaux. D'une part les bassins subalpins (bassins monoclinaux de la bordure du Vercors, Dévoluy), d'autre part les vallées des affluents de rive droite du Drac qui, toutes, descendent du massif cristallin du Pelvoux (sauf l'Eau-d'Olle venant de Belledonne-Grandes-Rousses), y compris les cours supérieurs du Drac lui-même (Orcières et Champoléon). Or une très grande différence existe au point de vue du Quaternaire entre les bassins subalpins et les vallées pelvousiennes. Les premiers contiennent un abondant remplissage de moraines locales, preuve de l'existence de glaciers propres bien individualisés ; les secondes, à de très rares exceptions près, sont absolument vierges de tout dépôt morainique autres que les moraines récentes actuelles qui bordent les glaciers, ce qui ne peut manquer de surprendre au premier abord, étant donné que ce sont elles qui ont nourri les glaciers les plus puissants.

III.11.1. LES BASSINS LOCAUX DU VERCORS.

On les rencontre dès le S de Vif, où le premier est celui de Prélenfrey. Puis viennent les bassins de St-Andéol, Gresse, la Bâtie, Chichilianne et enfin Esparron. Tous ont leur originalité, mais en règle générale leur remplissage morainique s'accroît du N au S, à l'exception du dernier. Ils ont été déjà étudiés en détail (C. JACOB, 1903, 1904,1905 , D. HOLLANDE, 1916, mais surtout A. ALLIX,1914), aussi n'en donnerons-nous pas une description minutieuse. Cependant ils présentent un grand intérêt tant du point de vue morphologie glaciaire que chronologie, qui fait que nous insisterons davantage sur ces deux aspects de la question.

III.11.1.1. Prélenfrey. Son intérêt réside dans sa moraine locale qui, ayant franchi la barre tithonique, est venue recouvrir le plateau morainique de Saint-Barthélémy (cf. III.5.2.3.), et surtout dans la datation absolue qu'elle a permis. Quant au bassin lui-même, il n'est remarquable que par sa grande régularité, provenant de ce que le fond est entièrement colmaté par des cônes de déjection et les versants par des éboulis (G. MONJUVENT, 1969). Contrairement à A. ALLIX (1914), nous n'y voyons aucun vallum morainique. La seule irrégularité, très modeste, au S, provient de l'effondrement des Ecoutoux, origine du pseudo-cirque entre la Petite-Soeur et les

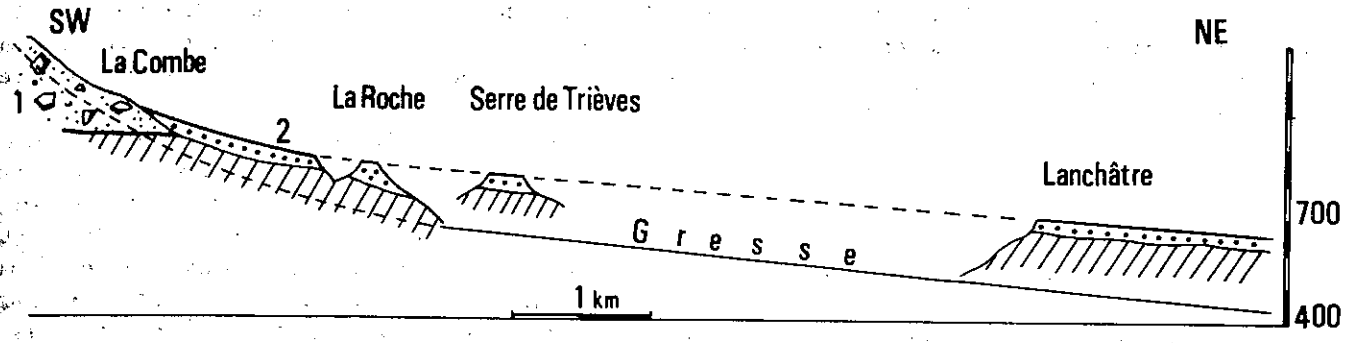


Fig. 179. PROFIL LONGITUDINAL DE LA GRESSE.
1. moraine locale (Vercors) du bassin de St-Andéol, 2. dépôts torrentiels locaux.
Ce profil montre le rapport des lambeaux de terrasse locale avec la terrasse de Lanchâtre (cataglaciaire W II) et les moraines locales de St-Andéol, d'où la datation de ces dernières (maximum de Würm, WII).

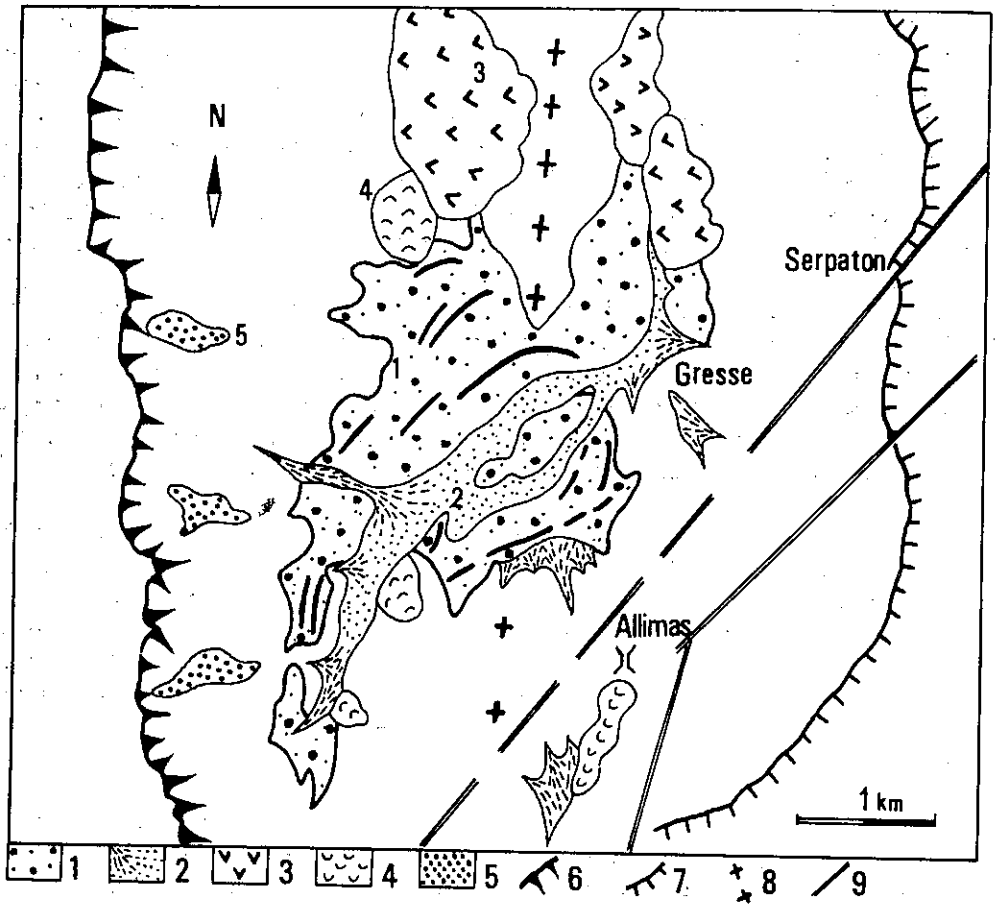


Fig. 180. CARTE SCHEMATIQUE DU BASSIN GLACIAIRE DE GRESSE.
1. moraines locales du maximum de Würm (W II) et leurs vallums, 2. plaine de la Gresse et cônes de déjection (postérieurs au W II), 3. effondrements de versants, 4. coulées boueuses, 5. écroulements de falaise à gros blocs, 6. Corniche urgonienne, 7. corniche tithonique, 8 . anticlinal médian, 9. principales fractures.

Aiguilles. Quant aux cônes, leur niveau de base est simplement la première barre tithonique du Vercors que le Bruant est encore occupé à scier aujourd'hui. C'est le seul point où une moraine locale a pu être datée par un fragment de bois dont l'âge est supérieur à 35000 ans (B.P.).

III.11.1.2. Saint-Andéol. Il s'étend au S de Prélenfrey, entre ce dernier et le bassin de Gresse dont il est séparé respectivement par les cols de l'Arzelier (1149m) et des Deux (1222m). Assez complexe, on y rencontre des moraines, des cônes de déjection et des éboulis. Il est totalement isolé à la fois de ses deux voisins et de l'auge alpine de Monestier-de-Clermont.

C'est surtout au N, dans l'échancrure de la falaise urgonienne de la Grande-Moucherolle, que s'observe un grand développement de moraines locales typiques (gros blocs urgoniens émoussés, pâte fine très abondante) irrégulièrement plaquée sur les versants. On y distingue des crêtes allongées parallèlement à la pente, qui ne sont pas en général des vallums latéraux (contrairement aux indications de la carte géologique et de celle de A.ALLIX, 1914), mais plus probablement des interflures entre les nombreux ravins. Seuls peut-être, un arc bien dessiné au-dessus de Garneyre (Grand-Clos, cote 1256) et un lambeau de vallum au-dessus de Serre-Brion (cote 1250) pourraient figurer d'éventuelles moraines frontales, mais de minuscules glaciers (ou névés ?) accrochés en haut des pentes. Si les cônes de déjection sont ici moins développés et moins bien conservés qu'à Prélenfrey, ils n'en sont pas moins beaucoup plus intéressants et significatifs, cela pour plusieurs raisons :

- d'abord on les voit raviner et s'emboîter en contre-bas de la moraine, notamment à Garneyre, Bourgmenu, les Chazeaux, la Combe et sous Chênevarie. A l'amont, leurs racines très déclives, semblent se raccorder insensiblement à la grande nappe d'éboulis qui tapisse les hautes pentes sous la falaise urgonienne. A l'aval ces cônes sont suspendus car très fortement ravinés par les torrents de Berrièves et de ses affluents.
- ensuite ces cônes, comme à Prélenfrey, ne semblent former qu'un épandage unique malgré les difficultés qu'on éprouve à les raccorder de part et d'autre de la butte de Pey-Bousou, au N de St-Andéol.
- enfin ils ne procèdent pas d'un niveau de base local, contrairement à ceux de Prélenfrey, tout au moins ceux des Combes et de Chênevarie. En effet la barre tithonique est ici très largement ébréchée et leur extrémité aval est suspendue au-dessus, c'est-à-dire qu'ils l'ont vraisemblablement franchie avant d'être atteints par l'érosion régressive. Ces cônes semblent devoir se raccorder à un niveau de base inférieur à la cote 850m (localement), c'est-à-dire qu'en aval, dans le bassin de Monestier, ce niveau ne pouvait être celui du glacier de la moraine de Bonnotaire (832m) dont la surface se trouvait nécessairement beaucoup plus haut. Une seule correspondance reste possible avec les cônes emboîtés de St-Paul, les terrasses de Monestier (790m) et de Lanchâtre (732m en aval). Ainsi, ils prolongeraient la terrasse de Lanchâtre avec une pente de 2,7 %, normale pour un dépôt torrentiel au sortir de son haut bassin (fig. 179).

A. ALLIX (1914) signale ,, au-dessus de Puy-Grimaud à Château-Bernard, une portion de surface peu inclinée " préglaciaire " sur laquelle les vallums se seraient déposés. Effectivement une telle surface existe, avec une pente de 18 % (10°), mais il est très hasardeux de la dater du préglaciaire. En effet, comment cette régularité aurait-elle été conservée après le passage des glaciers ? Au surplus elle n'est en relation avec aucune moraine mais tranche directement les roches du substratum. En l'absence de bonnes coupes nous observerons cependant que ce plan incliné est légèrement emboîté dans le versant, à la manière des cônes de déjection qui l'échancrent à l'W de l'Arzelier, un peu plus au N. Mais ce n'est manifestement pas un cône. Nous y verrions plutôt une surface post-glaciaire du type de celles qui supportent des éboulis ordonnés et qui pourrait être contemporaine des cônes de déjection du bassin de St-Andéol sans que l'on puisse préciser plus.

Signalons enfin, pour terminer l'examen de ce bassin, l'effondrement en masse qui affecte la partie sud du versant ouest de l'anticlinal tithonique du Palais. Juste sous ce sommet, un chaos de blocs calcaires noyés dans une pâte fine, pseudo-morainique, interromp brutalement la régularité du versant du Ménil. Il s'agit d'un glissement avec dislocation des assises du Crétacé inférieur marno-calcaire sur la surface structurale du Jurassique supérieur, ici à fort pendage conforme. Le décollement s'est fait le long des joints de stratification qui ont fait office de plans de clivage .

III.11.1.3. Gresse. L'anticlinal médian de la montagne du Palais s'ennoie périclinalement vers le S pour laisser place au bassin monoclinal de Gresse creusé surtout dans les marno-calcaires valanginiens, entre le Tithonique et l'Urgonien. Ce bassin est une plaine mollement bosselée, subhorizontale, d'altitude moyenne 1200 m, dominant de plus de 100 m l'extrémité sud de la dépression de St-Andéol. Le col des Deux, petite vallée morte suspendue à ses deux extrémités (10m en amont, 140 m en aval), très peu inclinée vers le N, ne peut être qu'un brèche d'écoulement glaciaire isolée maintenant par la reprise d'érosion régressive de l'amont du ruisseau de Berrièves.

Ce bassin de Gresse a été étudié en détail par A. ALLIX (1914) et D. HOLLANDE (1916) qui ont reconnu une dépression centrale vers la Ville et quelques moraines ou traînées de blocs locaux. A. ALLIX s'est surtout attaché à rechercher et dater les derniers témoins glaciaires sous les " cirques " de la falaise urgonienne. Sur place, la

topographie a bien une physionomie glaciaire. Le fond plat, remblayé par une nappe alluviale et légèrement accidenté de la Ville, tranche avec les collines parsemées de petits blocs et débris rocheux où, souvent, perce la roche en place (Gressette, Serre-Monet, Gresse, etc...). C'est surtout à la photographie aérienne que se dégage une belle morphologie glaciaire, avec des crêtes latérales et de nombreux chenaux de fusion. On peut ainsi distinguer trois ensembles morainiques en retrait les uns par rapport aux autres (fig. 180).

1. Les moraines des Petits-Deux forment un arc posé sur des marnes valanginiennes, rompu par la brèche formant le col des Deux. C'est un élément de moraine frontale. On peut lui rapporter la petite crête latérale de l'Aupet et le dépôt de la Bourelle toujours rive gauche en amont (1400m). C'est tout ce qui reste du premier ensemble. L'effluent principal devait déjà emprunter la vallée de la Gresse actuelle par le Chaumeil.

2. L'ensemble suivant est le mieux représenté : c'est l'arc morainique de Gresse. Il forme un véritable amphithéâtre dont le village occupe la brèche frontale. Sa moraine latérale gauche part de la cote 1233, passe à la Croix de Serre-Monet (1256), à Tourtelier (1296m), puis aux cotes 1334 et 1338 avant d'être interrompue par le cône de déjection du Roux. La moraine frontale barre et remplit complètement la Combe Maunette, qui est un affluent glaciaire d'un stade antérieur. De l'W de Tourtelier, cote 1290, part un beau chenal issu d'une brèche élevée se dirigeant vers les Grands-Deux où il reste suspendu au-dessus du ruisseau de Daraze. Rive droite le glacier s'est appuyé , au N des Perrins, sur la butte rocheuse 1281 qu'il a enrobé de moraine, mais les crêtes latérales sont magnifiques un peu plus en amont, à Côte-Emblay (1312,1338m). Ces remparts obturent totalement les ravins du Clot et de Délouras, venant du Brisou, et ont produit une déviation vers la droite du tracé de ces torrents qui, à l'époque, se jetaient dans le chenal marginal suspendu que suit actuellement la route de la fontaine du Clot. C'est ce chenal qui, formant quelques petits méandres derrière des buttes morainiques (cote 1284), vient au village de Gresse même où il est suspendu au-dessus de la rivière actuelle. Une brèche transversale se voit aussi aux Perrins, au-dessus du ruisseau de l'Aulagnier.

C'est ce glacier qui a façonné ou plutôt abandonné la dépression de la Ville, y laissant au milieu un drumlin enrobé de moraine (Gressette, cote 1260) et un petit pâté de moraine en amont.

3. Enfin le troisième ensemble est bien représenté par les moraines latérales gauche de Cognaux, au S de la Combe-Longue, et par le petit vallum latéro-frontal droit du Champ-de-l'Herse, à l'amont de la dépression de la Ville.

Cet amphithéâtre morainique à concavité S, d'orientation NE-SW, est contenu strictement dans la dépression séparant la falaise urgonienne de l'anticlinal hauterivien du Grand-Brisou. C'est donc exclusivement le dépôt d'un glacier issu du " cirque " du Grand-Veymont, ce qui paraît légitime étant donné que là se trouvent les plus grandes altitudes (2341m), le plus grand bassin de réception et la meilleure exposition (N). La morphologie même de l'amphithéâtre de Gresse prouve que ce glacier était bien unique, et qu'il n'y en avait point d'autre à l'E ni à l'W pour en altérer la régularité. La brèche des Perrins montre, aussi, qu'au stade 2 le ravin de l'Aulagnier n'était pas englacé, non plus que ceux du Brisou qui nourrissaient seulement des cônes de déjection.

C'est après le départ définitif du glacier du Veymont qu'eut lieu l'ennoyage de la dépression centrale de la Ville sous la nappe alluviale qui la régularise maintenant. On en est assuré par le fait que non seulement cette nappe s'insinue en amont des moraines de l'arc interne, mais encore qu'il s'y raccorde une série de trois cônes de déjection bien constitués, descendant des ravins des Roux, de Combe-Longue et du Pas-de-la-Ville, ravinant fortement la moraine latérale gauche. Ce sont là les derniers épisodes alluviaux que l'on peut relever dans le bassin de Gresse.

Les trois ensembles morainiques concentriques appartiennent vraisemblablement à trois stades de la même glaciation. Le stade extérieur est sans doute celui du maximum, car on ne distingue plus aucune véritable moraine en aval, les deux autres étant simplement des stationnements. Nous n'avons ici aucun argument en faveur d'un éventuel retour des glaces.

Au stade 1 déjà, le glacier est très limité et circonscrit au bassin de Gresse seul. Cependant, au S, le col de l'Allimas (1352m) qui le sépare du bassin de la Bâtie a un profil très plat. Il grimpe régulièrement vers le S, de 1186 m (Gresse) jusqu'à 1353m, avec une pente de moins de 7 % jusqu'à être brusquement interrompu par la remontée érosive du ruisseau de Rantanche aggravée par des glissements dans les marnes valanginiennes. Ce col qui dessine une vallée méridienne à pente nord est actuellement sec, le ruisseau de l'Allimas prenant naissance dans un petit ravin latéral 1 km plus bas, sous le Petit-Brisou. Il est manifeste que le col de l'Allimas est un chenal mort d'un affluent glaciaire.

Or ce ne peut être un effluent ni du glacier local de Gresse ni de celui de la Bâtie, dont les moraines sont situées nettement plus bas. Il est alors évident que ce col n'a pu être façonné que par une glaciation antérieure à celle qui a induit ces appareils locaux ; nous verrons plus loin laquelle.

Quant aux"moraines"élevées qui se trouveraient sous les cirques du Pas-de-la-Ville, de la Posterle et de Roche-Rousse (A. ALLIX, 1914, p.117), ce ne sont que des traînées de blocs informes, sans aucune morphologie glaciaire, provenant simplement de l'écroulement de pans de la falaise urgonienne.

Les glissements en masse avec dislocation des assises donnant lieu à une morphologie boursouflée dans un matériel pseudo-morainique se rencontrent encore sur les versants ouest de la montagne de Gresse et est du Palais (anticlinal de Gresse), où ils se font aux dépens de la corniche tithonique dont le pendage est toujours conforme à la pente topographique. L'existence de nombreuses fractures, notamment le passage de la grande faille de la Cléry au Pas-du-Serpaton, ont favorisé ces phénomènes en découpant la dalle tithonique en de nombreux compartiments qui ont joué les uns par rapport aux autres, discontinuités favorables à une plus grande fragmentation. C'est ainsi que de nombreuses crevasses d'arrachement en cours d'ouverture s'observent au Palais (W), au Rocher-vert et à Baumaise (E), au-dessus des Fraisses, sous le Rocher-du-Cléton (Montrond), à la montagne de la Pale et au Rocher-du-Bouchet. Ces crevasses sont les signes actuels que les écroulements des Fraisses, des Clos, du Chaumeil, du Bouchet, de Montrond, de la scierie de la Baumette, ont bien eu lieu et ne sont pas des dépôts morainiques. D'ailleurs le matériel affecté, uniquement tithonique, se retrouve intégralement dans ces masses disloquées à l' exclusion des véritables blocs erratiques urgoniens.

III.11.1.4. La Bâtie. Creusé entre le Mont-Aiguille et le Veymont, encadré par les deux grandes failles de la Cléry au N et de Jasneuf au S qui déterminent respectivement les faces sud des Rochers du Prayet (Petit-Veymont) et nord du Mont-Aiguille, d'exposition N, le petit bassin de la Bâtie était vraiment destiné à contenir un glacier. De ce dernier il reste quelques traces sous la forme de moraines et de chenaux marginaux (fig. 181).

Les moraines remplissent la dépression au-dessus et au S des Pellas, où elles dessinent deux vallums latéraux petits mais typiques aux Grands-Clots (1216m). Quelques débris glaciaires enrobent encore la butte 1242 m au S du village, et c'est tout ce que l'on peut trouver du passage du glacier local.

Les chenaux marginaux sont surtout bien individualisés rive gauche. C'est l'un deux qui a ouvert le col 1202m, isolant la butte 1242 m du versant. Sa trace se poursuit légèrement en amont et en aval, puis on la perd sous le remplissage du cône de Chalanches. Un autre isole le rocher de la Chapelle-Rochefort de la butte 1242 et le troisième, minuscule, abrite le village de la Bâtie. Ces chenaux, qui n'ont aucune continuité, sont plutôt des gouttières locales et ne semblent pas marquer, non plus que la moraine latérale, plusieurs stades du glacier. Une seule phase de dépôt et d'érosion glaciaires peut donc être décelée dans ce petit bassin.

Ce glacier venait des " cirques " des Pas-du-Fouillet et des Bachassons d'une part, de Peyre-Rouge et du Pas-de-la-Selle d'autre part. Mais il n'y a laissé aucun morphologie glaciaire véritable. Actuellement les " cirques " que l'on y voit, décrits comme glaciaires par A. ALLIX (1914, p. 124-130), ne sont en réalité que des entonnoirs d'érosion régressive. Il n'y a pas non plus d'auge à la Bâtie ni en amont (ravins de l'Aupet et de Peyre-Rouge), mais simplement de profondes entailles torrentielles comblées par d'énormes cônes de déjection.

Ce sont ces cônes de déjection qui donnent sa principale originalité au bassin de la Bâtie. Ils sont très grands, très épais. Les principaux descendent des ravins de Chalanches au N, des Chauvines et de Font-Rousse à l'E, du Mont-Aiguille au S. Ils se réunissent dans le fond du bassin (les Granges) en une plaine torrentielle fortement inclinée (15,5 % soit 9°), incisée par l'érosion du torrent des Pellas encaissé d'une vingtaine de mètres vers l'aval. On ne peut distinguer, comme à Gresse, qu'une génération de cônes post-glaciaires fortement emboîtés dans les moraines latérales des Pellas.

Une coulée de blocailles, sans morphologie glaciaire, est issue du " cirque " du Pas-de-la-Selle et notée comme moraine. Comme le " cirque " , contrairement à tous les pseudo-cirques déjà évoqués, présente vraiment un fond plat et même déprimé (cote 1794), on serait tenté d'y voir vraiment un hémicycle glaciaire d'autant plus que la coulée des blocs, en contre-bas du verrou, ne semble pas devoir provenir d'un simple écroulement de falaise lequel aurait au moins rempli la dépression en question. Nous admettrons donc être en présence d'une forme d'érosion glaciaire malgré sa faible altitude, compensée cependant par une orientation favorable à l'E. Toutefois ce n'est pas une forme glaciaire pure. Il semble bien qu'elle doive son origine première à l'existence d'une doline dans laquelle la glace se serait nichée et qu'elle aurait agrandie, du type de celles qui lui sont immédiatement voisines sur le plateau de Peyre-Rouge. Il s'agirait alors d'une forme mixte, glacio-karstique.

Quant à la coulée de blocs, deux hypothèses peuvent encore en rendre compte :

- soit une véritable moraine de névé.
- soit un écroulement de la cloison séparant la grande doline initiale de la falaise des Rochers du Parquet. On comprendrait mieux alors l'énormité des blocs et la grande étendue de la coulée en bas d'un " cirque " d'aussi petites dimensions.

III.11.1.5. Chichilianne. C'est dans ce bassin relativement déprimé (surcreusé), dont le fond remblayé ne dépasse pas la cote 1000 en aval (1200 à Gresse), que l'on peut voir le plus beau paysage glaciaire des cellules orientales du Vercors. Le glacier, qui venait du Pas-de-l'Aiguille sous les Roches-du-Parquet, a creusé une véritable auge (Donnière) étroite et allongée, sur les flancs de laquelle il a abandonné un système de moraines latérales très régulières, parallèles (moraine latérale gauche de Ruthière-Richardière, droite de Chateau -Vieux),

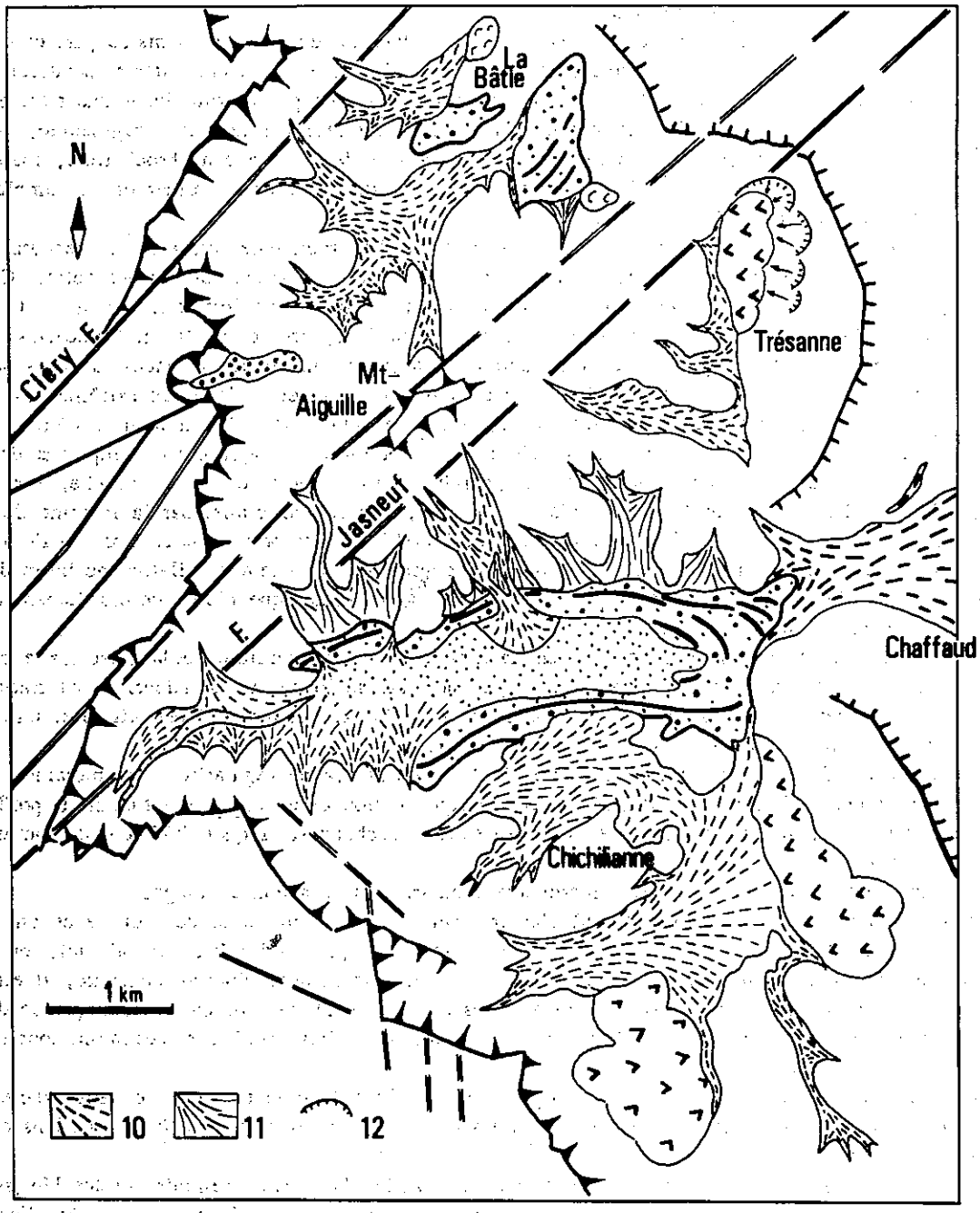


Fig. 181. CARTE SCHEMATIQUE DES BASSINS GLACIAIRES DE LA BATIE ET CHICHILIANNE.
(figurés **identiques** à 180 , sauf 10. cône-glaciaire local du maximum de Würm issu des moraines de Chichilianne (W II), 11. cônes de déjection locaux anciens (W II ?), 12. niche d'arrachement.

venant se terminer à l'intérieur de la brèche ouverte dans la corniche tithonique, unique en cet endroit (fig.181).

Mais le bassin de Chichilianne est beaucoup plus vaste que la seule auge de Donnière. Au S surtout, il comprend de vastes dépressions torrentielles remplies par d'énormes cônes de déjection (plaine de la Touche, les Oches), qui n'ont que de faibles homologues au N, sous le Mont-Aiguille et les Rochers-du-Parquet. Moraines et cônes de déjection, dont les rapports sont plus clairs ici que partout ailleurs, forment un ensemble très intéressant d'autant plus que Chichilianne est le seul bassin glaciaire du Vercors à posséder un raccord direct avec les dépôts quaternaires alpins (du Trièves ici), au moyen de son épandage glacio-torrentiel aval de Clelles. C'est pourquoi nous lui consacrerons une étude un peu plus poussée.

On ne rencontre de véritable moraine à Chichilianne que dans les deux alignements de part et d'autre de la dépression centrale de Donnières. La moraine latérale droite, très régulière, vient buter perpendiculairement contre le versant rocheux des Cabornes dont elle n'est séparée maintenant que par l'étroit défilé que s'est ouvert le ruisseau de Charbonnier à l'ancien moulin Faucherand. La moraine latérale gauche, plus fragmentée, consiste en une série de crêtes directement posées sur la roche en place à l'amont de la percée de Brochetière, mais forme à l'aval un épais rempart à Ruthière, de 70 m de haut, qui vient s'insinuer et se fermer en un complexe frontal à la scierie Falquet, dans le défilé tithonique.

Dans le défilé en effet, on voit cette moraine latérale gauche, rectiligne jusqué là, se recourber en demi-arc à l'intérieur duquel deux ou trois petits arcs successifs s'échelonnent au contact les uns des autres. Ces arcs ont été déposés simplement au front du glacier en cours d'affaissement sur lui-même lors de sa fusion. A l'aval suit directement la terrasse fluvio-glaciaire correspondant au cône de Chaffaud, près du confluent Darne-ruisseau des Pellas. A.ALLIX (1914, p. 132) distinguait quatre arcs frontaux, marquant ainsi quatre saccades ou arrêts dans le recul du glacier ; quoique ce dernier n'ait guère reculé (il y a moins de 1 km entre les deux extrêmes) mais plutôt fondu sur place, nous en distinguerons seulement trois, les 1, 3 et 4 d'ALLIX, le n°2, minuscule, n'étant pour nous qu'un appendice du 3. Effectivement, il n'y a aucune raison de penser qu'il ne s'agit pas de simples stades de fusion.

A. ALLIX a voulu trouver deux grands épisodes glaciaires dans la moraine latérale gauche, l'un marqué par les moraines de Richardières posées sur le versant d'auge rocheuse, l'autre matérialisé par la moraine de Ruthière et séparés par le creusement du bassin de Donnière (id. p. 138-139). Ses arguments sont principalement cette disposition différente entre les deux segments de la moraine considérée, et une dénivellation de 20 m de l'un à l'autre, celui d'amont (Richardière) étant le plus élevé. Or il nous semble que c'est bien inutilement compliquer les choses pour les raisons suivantes :

- S'il est vrai que la moraine gauche a un substratum rocheux à Richardière, cela n'est pas le cas en face, rive droite, où le rempart est exclusivement morainique sur toute sa longueur. D'ailleurs le substratum n'apparaît que dans le prolongement de l'arête rocheuse de la Côte-de-la-Deux, venant du Mont-Aiguille, interfluve ménagé entre les deux bassins torrentiels de la Côtille et de la Faurie.

- la surélévation de 20 m est très insuffisante vis à vis de la grande régularité de la moraine, mais surtout elle est située en <u>amont</u>, alors qu'elle n'aurait de réelle signification qu'en <u>aval</u>, étant donné le profil des glaciers. Elle peut d'ailleurs ne tenir qu'à la présence de ce substratum rocheux sur lequel l'élément de moraine légèrement plus élevé est établi.

- la moraine latérale droite est d'une remarquable régularité, sans aucun décalage.

- voir un creusement important par le seul glacier ayant déposé les moraines de Ruthière est en contradiction avec l'existence, prouvée, des deux talwegs fossiles du réseau dracquois pré-würmiens qui, ici, sont nécessairement superposés puisqu'une seule porte de sortie existe, la cluse tithonique. Tout au contraire, il est beaucoup plus satisfaisant de voir l'absence de substratum au niveau des ravins sus-indiqués comme la conséquence directe du creusement préglaciaire de ces derniers, en relation avec les talwegs fossiles. D'ailleurs ces ravins sont barrés et comblés maintenant, comme nous allons le voir.

En effet une particularité de ce bassin est la présence de cônes de déjection qui viennent directement s'appuyer sur les moraines latérales, constituant ainsi de véritables dépôts d'obturation. Quatre cônes sont dans ce cas rive gauche, un seul rive droite.

Les cônes de rive gauche (les Serres, Pré-Darbon, la Côtille, la Faurie) remplissent des dépressions torrentielles barrées par la moraine latérale jusque près du sommet de celle-ci. Vu la largeur des dépôts d'obturation, on en déduit la profondeur des ravins qui est supérieure à la hauteur du rempart morainique. En un seul point cependant, à Brochetière, le rempart a été rompu après le départ du glacier et on y voit un second cône s'infiltrer par cette brèche et se répandre dans la dépression, avec une telle pente qu'il semble plonger sous les alluvions de la Plaine, un angle net marquant leur contact. Il est donc clair que le cône de Brochetière est noyé par la plaine de Donnière, comblement torrentiel plus récent.

A l'extérieur de la moraine latérale droite, le cône de la plaine de la Touche est aussi le remblaiement torrentiel d'un ensemble de ravins convergents (la Touche, Propadirier, Robert). A Chichilianne, ce cône entre en contact avec celui des Oches, comblant le ravin des Arches, et leur alluvionnement commun vient raviner l'extrémité aval de la moraine latérale (Moulin-Faucherand). On possède ici la preuve directe que ces cônes remplis-

sent bien des talwegs profondément creusés par l'existence de la dépression de Chichilianne. Ce village est bâti dans un défilé entre les sommets rocheux de Bissard (1249m) et du Châtel (1064m), où les alluvionnements de la Touche et des Oches comblent une dépression située sous le village, l'allure des courbes de niveau et des génératrices des cônes étant significatives à cet égard. Malgré le remblaiement, la dépression subsiste encore sous la forme d'une " gouttière de cône " dans laquelle se blottit le village, le cône des Oches venant rencontrer à contre-courant celui de la Touche. Cette dépression subsiste car l'alluvionnement est aujourd'hui pratiquement stoppé, les torrents étant plutôt occupés à recreuser leurs dépôts.

Le dernier système de cônes est celui dont l'alluvionnement constitue la plaine de Donnière, qui remplit l'auge du glacier dont on ne connaît pas exactement la profondeur. Cette plaine, actuellement suspendue et en cours d'incision par l'érosion régressive, est nourrie par une série de cônes de déjection issus de ravins situés en amont de l'extrémité amont des moraines latérales. On ne distingue toujours qu'une seule génération de ces cônes, actuellement réentaillés.

La question qui se pose alors est celle des rapports entre l'alluvionnement (ou les alluvionnements) torrentiel et le dépôt des moraines. Faut-il voir deux épisodes d'activité torrentielle, l'un formant les dépôts d'obturation, l'autre la plaine de Donnière, ou bien un seul ? La première hypothèse, qui est celle d'A. ALLIX, s'expliquerait même en l'absence de deux épisodes glaciaires par le fait qu'il y a des cônes extérieurs et des cônes intérieurs aux moraines. Les cônes extérieurs se seraient déposés alors que le glacier occupait la dépression centrale de Donnière, les cônes intérieurs après sa disparition totale. La seconde impliquerait que l'ensemble des dépôts torrentiels s'est fait après le retrait du glacier. Les moraines seules ayant fait office de barrages locaux.

Il nous semble, personnellement, que la seconde hypothèse soit la plus satisfaisante. En effet la zone externe, non englacée, ne montre qu'un épisode torrentiel notamment dans le vaste périmètre de Chichilianne. De plus les cônes des Oches-la-Touche, externes, non seulement sont contenus par la moraine latérale droite mais encore la ravinent en s'insinuant dans le défilé de Moulin-Faucherand, au contact du versant rocheux. Et, en amont de ce moulin, leur surface (940m) se trouve plus basse que celle de la plaine de Ruthière à l'aval, contre le front morainique (950m). L'obturation n'a ainsi pas fonctionné parfaitement rive droite, ou alors il faut admettre un profond creusement après le dépôt des moraines suivi d'un nouveau remblaiement dont on ne voit pas ce qui l'aurait provoqué à l'aval, en Trièves. Dans tous les cas on est obligé de convenir que le cône externe des Oches n'a pu s'insinuer dans la trouée du Moulin-Faucherand qu'après le retrait du glacier. Il semble alors beaucoup plus simple et conforme aux faits d'admettre l'avancée d'un glacier dans une topographie déjà profondément disséquée , ce glacier abandonnant après son extension maximale les moraines latérales et frontales visibles aujourd'hui. Ces moraines barrent des ravins, au N et au S, vides ou à peu près, creusés pendant la phase d'érosion du second cours fossile du Drac (Riss-Würm). Puis le glacier se retire, abandonnant une dépression centrale vide à son tour, Donnière.

C'est alors que se produit l'épisode torrentiel. Tous les ravins se remettent en fonctionnement, sous l'effet d'une cryoclastie et d'un écoulement intenses (névés ?). Les petits ravins de rive gauche se remplissent rapidement, les grandes dépressions de rive droite (la Touche, les Oches) et centrale (Donnière), beaucoup plus lentement étant donné leur volume. C'est avant la fin de ce remplissage que se produit la rupture de Brochetière. Le nouveau cône se raccorde à un niveau de base plus enfoncé, dont l'alluvionnement final viendra enfin noyer le pied.

Car tous les niveaux de base sont locaux. Celui de la plaine de Donnière est fourni par l'obturation du défilé par les moraines frontales. Ceux des cônes de rive gauche par la moraine latérale, de rive droite par la présence du remblaiement fluvio-glaciaire de Clelles (920 m : au confluent de la Darne). La seule exception à ce remblaiement torrentiel généralisé dépendant de niveaux de base différents semble être le petit ravin des Rossettes, qui entaille fortement la partie amont de la moraine de Richardière de telle sorte qu'il traduit une importante phase d'érosion après le dépôt des cônes d'obturation et avant celui, minuscule, qui occupe la base de ce ravin et se raccorde à la plaine de Donnière. Elle peut recevoir une solution locale : il suffit qu'une brèche ait été ouverte dans le rempart morainique aussitôt après la fin du dépôt d'obturation pour que l'érosion régressive se manifeste alors de façon violente, rapidement mais pendant une courte durée. En effet, sitôt après creusement local et régularisation torrentielle du ravin (petit cône de déjection de base), l'évolution s'est trouvée stoppée sinon considérablement ralentie.

Des cônes identiques existent dans l'appendice monoclinal de Trésanne, dûs à la même cause de l'obturation de cette vallée par la moraine latérale gauche en aval du Pas-de-l'Escalier.

Actuellement tout le bassin, comme ses voisins, est en proie à la reprise d'érosion. Mais cette érosion est très minime encore car la Darne est toujours occupée à s'ouvrir une brèche dans les accumulations torrentielles et morainiques de la cluse tithonique. Cependant les maigres torrents actuels s'enfoncent mais, ce qui est curieux, beaucoup plus à l'amont qu'à l'aval. Cela est symptomatique pour le plus important d'entre eux, celui de l'Aiguille, qui est très peu encaissé dans la plaine de Donnière (1m tout au plus), et davantage en amont (10m au moins) dans la zone où cette plaine alluviale se prolonge pas des cônes torrentiels importants issus des ravins latéraux (grange-Durand, grange-Rindet) et du ravin originel du Pas-de-l'Aiguille.

III.11.1.6. Esparron. C'est la dernière dépression monoclinale du Vercors. Aucune moraine locale n'existe dans cette cellule, uniquement creusée semble-t-il par l'érosion torrentielle régressive. Seule une masse confuse au-dessus de la ferme d'Esparron pourrait faire croire à un dépôt glaciaire, mais ce n'est qu'un glissement du versant marneux. L'originalité d'Esparron réside plutôt dans le fait qu'il est le seul à contenir un dépôt de moraine alpine (nombreux blocs cristallins) au col du Serre-du-Cottet, à 1307 m d'altitude. Cette dépression fut donc envahie par le glacier général du Drac, à l'époque de sa grande extension, donc avant le Würm.

Mais sa morphologie aussi est singulière. Non pas le fond qui doit tout à l'érosion linéaire, mais les brèches par lesquelles on passe dans les bassins voisins de Chichilianne (col du Prayet,1197m) et de Treschenu (brèche de Leirie, 1483 m). Seul le col de Menée (1457m) a une origine uniquement régressive.

Le col du Prayet, creusé dans les marnes valanginiennes, a véritablement l'allure d'une section de vallée morte suspendue, de pente N-S, attaquée au N par le ravin remontant de Mollet. Celui de Leirie a la physionomie d'une petite auge suspendue au deux bouts, de pente générale E-W. On ne peut confondre ces formes avec celles des cols de recoupements ordinaires, dont Menée est l'exemple local. Ce sont véritablement des chenaux ménagés par l'érosion glaciaire et les eaux de fusion marginales.

L'auge de Leirie n'a pu être façonnée à si grande altitude que par le glacier de l'extension maximale qui a envahi Esparron et abandonné la moraine alpine du Cotet. Son sens d'écoulement Trièves-Diois est bien conforme au remplissage glaciaire que l'on connaît. Même son altitude est conforme à ce que l'on peut déduire de la surface du glacier (voir fig. 62).

Le col du Prayet, au contraire, est une brèche de sens Chichilianne-Esparron. Il dénote un écoulement beaucoup moins élevé, sans aucun doute torrentiel. Peut-être initialement était-ce un col de transfluence du glacier du Drac-Chichilianne, mais la dernière empreinte est due au glacier local, qui devait remplir son bassin jusqu'à une altitude assez élevée, au moins 1200m et peut-être plus, comme les débris élevés mais encore douteux des hauteurs sud de Chichilianne pourraient l'indiquer (A.ALLIX, 1914, p. 139 et observations personnelles). Nous allons voir que rien ne permet de douter qu'un tel phénomène ait pu avoir lieu.

III.11.1.7. Corrélation et datation du glaciaire local du Vercors. Il existe plusieurs sites dans lesquels les dépôts locaux du Vercors, qu'ils soient morainiques ou fluvio-glaciaires issus de ces moraines, entrent en contact avec les formations quaternaires du bassin du Drac ; ce sont l'extrémité nord du plateau de Miribel-Lanchâtre (Saint-Barthélémy), les débouchés du ravin du Pellas (la Bâtie) à St-Michel-les-Portes, la région de Clelles qui reçoit le gros alluvionnement venu des glaciers de Chichilianne. Les deux derniers sites étaient connus et avaient été interprétés différemment (par P. LORY, 1904, C. JACOB, 1907 et 1912). A.ALLIX adopta sans discussion la datation de P. LORY.

La coupe de St-Barthélémy (le Bruant) montre la superposition d'une moraine locale descendue du bassin de Prélenfrey à la moraine alpine qui garnit la base du plateau de Lanchâtre, par l'intermédiaire d'un niveau alluvial à galets qui forme l'entablement supérieur du plateau. Or ces trois dépôts successifs ont été interprétés :

- la moraine alpine argileuse de base a été déposée par le glacier isérois remontant les vallées du Drac et de la Gresse au moment où il remplissait totalement le Grésivaudan (vallums latéraux des Guillets et grande moraine latérale de Belledonne). Ce ne peut être qu'une moraine würmienne, de l'extension maximale du glacier.
- la nappe alluviale locale intercalée correspond à la terrasse de Monestier, fortement emboîtée dans la moraine würmienne à l'amont, l'érodant et la surmontant à l'aval. Cette nappe est issue du bassin de St-Andéol (haute-Gresse) qui a été envahi de glaciers locaux, et n'a pu s'étendre qu'après le retrait du glacier würmien de l'Isère. C'est une formation cataglaciaire et l'on a vu qu'elle correspondait au dépôt des alluvions élevées du Sert, contemporaines de celles de Champagnier, cataglaciaires würmiennes également.
- la moraine locale de St-Barthélémy, qui vient par-dessus, est donc postérieure. Or elle contient un bois daté de plus de 35 000 ans (B.P.), donc d'avant le Würm III (G. MONJUVENT, 1969). L'explication la plus simple est que le bois date de l'interstade immédiatement antérieur, donc II-III (ex-Laufen ou Hengelo), et a été repris par l'avancée glaciaire du Würm III. La moraine alpine sous-jacente est donc antérieure à la fois à l'avancée glaciaire locale de Prélenfrey et à l'interstade précédent, donc on ne peut la dater que du Würm II; le glacier local de Saint-Andéol également.

La région de St-Michel-les-Portes montre le contact d'un grand delta lacustre (Thoranne) à éléments du Vercors, issu du bassin glaciaire de la Bâtie, avec les formations du Trièves. On a vu que ce delta, par son faciès (sables, intercalations d'argiles, très peu de galets) et sa morphologie superficielle (il ravine les " serres" qui correspondent au remplissage fossile II), se raccorde aux argiles glacio-lacustres du Trièves et des plateaux du Drac (Sinard) datables également du maximum de Würm. Or de tels alluvionnements grossiers issus de si petits bassins ne peuvent avoir eu lieu que parce que ces bassins contenaient une grande masse de matériel clastique (moraines et éboulis) et disposaient de grandes quantités d'eau pour le transporter (fusion des glaciers). Ce delta est donc cataglaciaire local et, se raccordant aux argiles glacio-lacustres würmiennes du Trièves, date donc également du maximum de Würm la phase glaciaire de la Bâtie.

Mais c'est le complexe de Clelles qui est le plus démonstratif à cet égard. En effet c'est à Clelles que l'on peut observer la seule liaison continue entre le glaciaire local du Vercors (Chichilianne), ses produits fluvio-glaciaires (cône de Clelles) et les formations du Trièves (alluvions des Serres, argiles glacio-lacustres).

Rappelons qu'immédiatement à l'aval des moraines frontales de Chichilianne (Scierie-Falquet) se développe le cône fluvio-glaciaire associé (confluent Darne-ruisseau des Côtes) que l'on suit d'une manière continue (terrasse de Chaffaud) jusque dans les environs de Clelles où apparaissent les alluvions des Serres (ravin du Roujarin, St-Martin-de-Clelles) et les argiles glacio-lacustres (Busat, Serre des Sées). Nous avons vu que le faciès du cône de Chaffaud, apparemment en continuité topographique avec les alluvions des Serres, est totalement différent. Il s'agit d'un cône glacio-lacustre (alternances de sables fins, argiles, graviers à structure deltaïque, cailloutis et enfin torrentiel grossier au sommet , véritable " fluvio-glaciaire ") alors que les Serres sont des dépôts alluviaux très homogènes sur toute leur épaisseur, à gros galets et sables grossiers stratifiés horizontalement. De plus la morphologie superficielle montre le ravinement de la surface du Serre par le cône de Chaffaud.

Indubitablement et malgré les difficultés d'observation, le cône de Chaffaud ne passe pas latéralement aux alluvions du Serre (ravinement du sommet et, surtout, des sables et argiles en amont ne sauraient donner des cailloutis grossiers en aval). Une seule interprétation est donc possible : le cône de Chaffaud s'emboîte dans les alluvions du Serre, sur toute la hauteur visible du ravin d'Orbannes. Et, logiquement, le cône à structure et matériel fluvio-lacustre se jetait dans un lac, qui était le lac de barrage würmien dans lequel se déposaient les argiles litées du Trièves superposées, sans passage vertical, aux cailloutis des Serres (II et III). Cette liaison est un peu plus nette à St-Michel-les-Portes. Ainsi les argiles litées du maximum de Würm datent le cône fluvio-lacustre correspondant de Chaffaud qui date à son tour les moraines locales de Chichilianne également du maximum de Würm.

Nous différons en cette coordination de tous les auteurs précédents. De même nous reconnaissons notre précédente erreur (G. MONJUVENT, 1967 p. 103) lorsque nous avions, à l'instar de C. JACOB(1912), supposé le passage du cône de Chaffaud aux alluvions des Serres. Par contre, P. LORY avait encore une autre opinion : pour lui le cône de Chaffaud (ou grand cône local) était superposé à la fois aux alluvions de base des Serres (interglaciaire Riss-Würm) et aux argiles qui les surmontent qu'il attribuait à la moraine würmienne. Cette superposition supposée lui semblait la preuve que le glaciaire local d'où émane le cône de Chaffaud était postérieur au Würm (stade d'Eybens). C. JACOB, également, attribuait à ce stade (= Néo-Würm de W. KILIAN) les moraines de Chichilianne.

Si nous admettons maintenant la datation absolue de Prélenfrey, nous rapporterons toutes les moraines locales de St-Andéol, Gresse, la Bâtie et Chichilianne à ce maximum de Würm, qui serait le Würm II.

Il nous semble que la nouvelle coordination proposée pour la glaciation locale est plus satisfaisante que l'ancienne qui en faisait un épisode postérieur au maximum, ne serait-ce que sur ce point : on connaît partout des moraines würmiennes des glaciers alpins (moraines internes). Il semble donc que cette glaciation soit importante, et ait laissé de vastes témoins. Or dans le Vercors et en particulier dans ses bassins orientaux, cette importante glaciation n'aurait laissé aucune trace . Bien plus, alors que les dépôts d'une éventuelle " récurrence " postérieure au maximum de Würm sont très localisés, sporadiques, fugaces et de plus contestés dans les grandes vallées au contraire, en Vercors, ils seraient les seuls. Et que dire du Dévoluy, où nous verrons la glaciation locale atteindre une ampleur encore beaucoup plus grande.

Ce n'est pas tout. Tous les auteurs et en particulier A. ALLIX ont bien observé que le Vercors n'est pas un massif très élevé, donc qu'il n'a pas pu nourrir de glaciers comparables aux glaciers alpins. Logiquement, on aurait dû supposer qu'il avait été beaucoup plus sensible à une grande glaciation (maximum de Würm) qu'à une petite (" Néo-Würm "), pour cette raison même. C'est pourquoi le simple bon sens aurait dû faire douter d'une aussi vaste extension glaciaire lors d'une période déjà post-glaciaire.

Si maintenant nous voulons chiffrer mieux cette potentialité glaciaire, il nous suffira de comparer l'altitude moyenne de ces bassins locaux(Gresse,1480m, Bâtie 1375m, Chichilianne 1525 m, Prélenfrey 1500 m) à celle du seul glacier alpin mitoyen, celui de l'Isère (1600m à Rovon, front des moraines würmiennes). On constate alors que non seulement ces altitudes sont relativement semblables, mais encore que les bassins locaux sont tous moins élevés que celui de l'Isère, donc moins favorables à l'englacement. On s'explique ainsi la modicité de leurs appareils qui, tous, sont restés abrités sans pouvoir en sortir. Le fait même qu'une glaciation y ait été possible au Würm tient sans doute autant à leur orientation (E, la plus favorable) qu'à leurs caractéristiques altimétriques. Cela est manifeste lorsque l'on regarde les glaciers actuels (voir cartes topographiques au 50 000° St-Christophe, la Grave, et le tableau du parag. III.3.3.).

Dans ces conditions, et c'est la dernière question que l'on puisse soulever, pourquoi seul le bassin de Prélenfrey a-t-il subi une glaciation postérieure au maximum de Würm ? On ne peut invoquer alors que l'orientation, l'encaissement et surtout le fait que ce bassin débouche directement sur le sillon, sans l'intermédiaire d'une longue cluse comme tous les autres. De ce fait une simple pulsation minime (même de névé) a pu suffire à faire légèrement déborder la moraine installée dans le défilé du Bruant, et ainsi la faire tomber presque par simple gravité

sur le plateau de St-Barthélémy, où elle n'occupe d'ailleurs qu'un espace très restreint. Dans les autres bassins, beuacoup plus éloignés, une telle pulsation a pu facilement passer inaperçue d'autant plus qu'elle fut suivie par une période d'édification de cônes de déjection (Prélenfrey en est colmaté). Par contre la moraine de St-Barthélémy a, par sa position externe, échappé à la destruction ou à l'ennoiement.

III.11.2. LE DEVOLUY .

Le Dévoluy, massif subalpin le plus élevé à la fois en altitude absolue (Obiou , 2790m) et moyenne(bassin versant de la Souloise, 1490m), vaste cuvette d'orientation méridienne relevée vers le S comme le Vercors, offrait le réceptacle idéal pour abriter de grands glaciers locaux. Nulle part en effet, en amont des gorges de la Souloise, l'altitude n'est inférieure à 1000 m alors que cela est très fréquent en Vercors. Et, de fait, le Dévoluy a contenu de grands glaciers. On a vu précédemment qu'ils y ont laissé leur empreinte sous la forme d'une magnifique morphologie glaciaire où dominent les auges locales (ou hauts vallons) et les nombreux cirques (voir II. 5.5.). Mais ils ont aussi abandonné dans les vallées de Ribière (val d'Agnières) et de St-Etienne (Haute-Souloise) une énorme accumulation de moraines , sans commune mesure avec celles du Vercors. Comme à Chichilianne, le glacier du Dévoluy et ses matériaux d'épandage fluvio-glaciaire sont en contact, dans la région de Pellafol-la Posterle, avec les formations quaternaires du Drac où elles participent même pour une part appréciable à l'édification de la grande terrasse glacio-lacustre du Beaumont (fig. 182).

III.11.2.1. Dépôts glaciaires. Le centre du Dévoluy se divise en deux vallées principales ou auges glaciaires, d'Agnières à l'W et de St-Etienne à l'E. La morphologie nous a montré que les cirques et vallons les plus importants se trouvaient à l'W, sur le revers oriental de la crête Obiou-Ferrand, sur le versant nord du plateau de la Bure et de la montagne d'Aurouze, et que le revers occidental du Féraud-Bec-de-l'Aigle, bien que très élevé (entre 2300 et 2565m) ne montrait aucune forme d'érosion glaciaire. Ceci indique donc les zones d'accumulation des glaces qui sont, par ordre d'importance, le revers oriental de la crête Obiou-Ferrand au-dessus du val d'Agnières, la face nord du plateau de Bure et la montagne d'Aurouze qui forment un véritable " château de glace " dont les écoulement divergeaient du N-W au N-E, enfin la haute-Souloise (montagne de Barges et auge du Rabou). Nous devrions donc trouver des moraines dans les deux auges principales et sur le plateau d'Aurouze, ce qui est effectivement le cas.

Une particularité notable de ce massif est que les moraines se cantonnent dans le fond des auges synclinales où elles sont très épaisses, et dans le bas du plateau d'Aurouze (Rioupes, Gros-Laus) qu'elles recouvrent d'ailleurs presque complètement. Mais à partir d'une certaine altitude, voisine de la cote 1500 m, la moraine cesse brusquement d'exister. Le contact entre celle-ci et le substratum est toujours très net, sauf à l'E où interfèrent des formations de versant. Ce substrat, généralement la surface structurale sénonienne ou priabonienne, émerge soudainement du matelas glaciaire et s'élève, exempt de tout dépôt superficiel, jusqu'aux plus hautes crêtes et sommets. Ce n'est que dans l'extrême fond (souvent à contre-pente) des cirques et haut-vallons que se trouvent encore quelques dépôts glaciaires très récents. On est conduit alors à deux hypothèses :

- ou la surface structurale a été postérieurement nettoyée de son enduit morainique ,
- ou les glaciers ont parfaitement raboté cette surface, l'épluchant de tout revêtement non résistant, ont transporté les débris vers le bas et, une fois ceci fait, ont ensuite glissé sur un substratum devenu coriace et lisse.

Cette seconde hypothèse paraît plus plausible étant donné que la roche la plus dure est le calcaire sénonien, peu siliceux et ne pouvant donc fournir une quantité appréciable de matériel d'abrasion. Une fois le Tertiaire plus meuble arraché, la surface sénonienne s'est ainsi trouvée quasiment respectée en l'absence d'action cryoclastique (protection glaciaire).

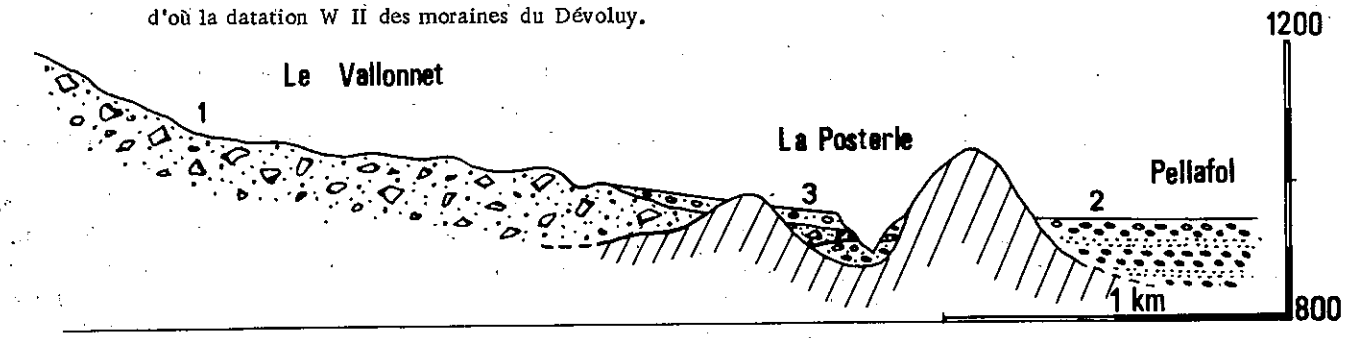
Quoi qu'il en soit, de la moraine remplit les deux synclinaux et le plateau. C'est une moraine calcaire, où se mélangent les divers matériaux résistants de la région : calcaires blancs sénoniens, grès du Flysch, etc..., sous forme de blocs, cailloux et galets de toutes tailles. Ce qui est remarquable aussi est le nombre élevé des éléments striés, dans un faciès uniquement calcaire (présence des silex du Sénonien). La pâte est très abondante, fine, généralement blanche ou très claire. Cette moraine est tout à fait typique, sans remaniement.

Elle se dispose en grands alignements ou vallums latéraux, très rarement frontaux car ils ont été emportés par les eaux de fusion. Les crêtes principales se trouvent dans le val d'Agnières, rive gauche (serre la Touisse, la Chaup) et rive droite (Devant-l'Ubac, sous la falaise d'Aurouze), sur le plateau de Rioupes (Serre-Long, Serre-du-Seigle) et dans le val de St-Etienne (les Cypières, les Nonnes). On peut d'ailleurs distinguer plusieurs étapes dans un certain nombre de vallum latéraux échelonnés (fig.183).

C'est le glacier du vallon de Charnier qui a déposé la crête morainique du Serre-la-Touisse (vallum latéral droit), tandis que son bord gauche abandonnait celle du Grand-Villard, de part et d'autre de l'auge des Adroits. Aucune autre moraine n'existe dans cette auge.

Les glaciers réunis du vallon des Aiguilles, du Cul-Froid, du Clos-de-Bachas et du Vallon ont envahi le val

Fig.182. COUPE LONGITUDINALE DE LA BASSE SOULOISE.
Liaison des moraines locales de l'Obiou (Dévoluy) (1) avec la terrasse glacio-lacustre de Pellafol (2) (maximum de Würm, W II) par l'intermédiaire du cône glacio-torrentiel de la Posterle (3), d'où la datation W II des moraines du Dévoluy.



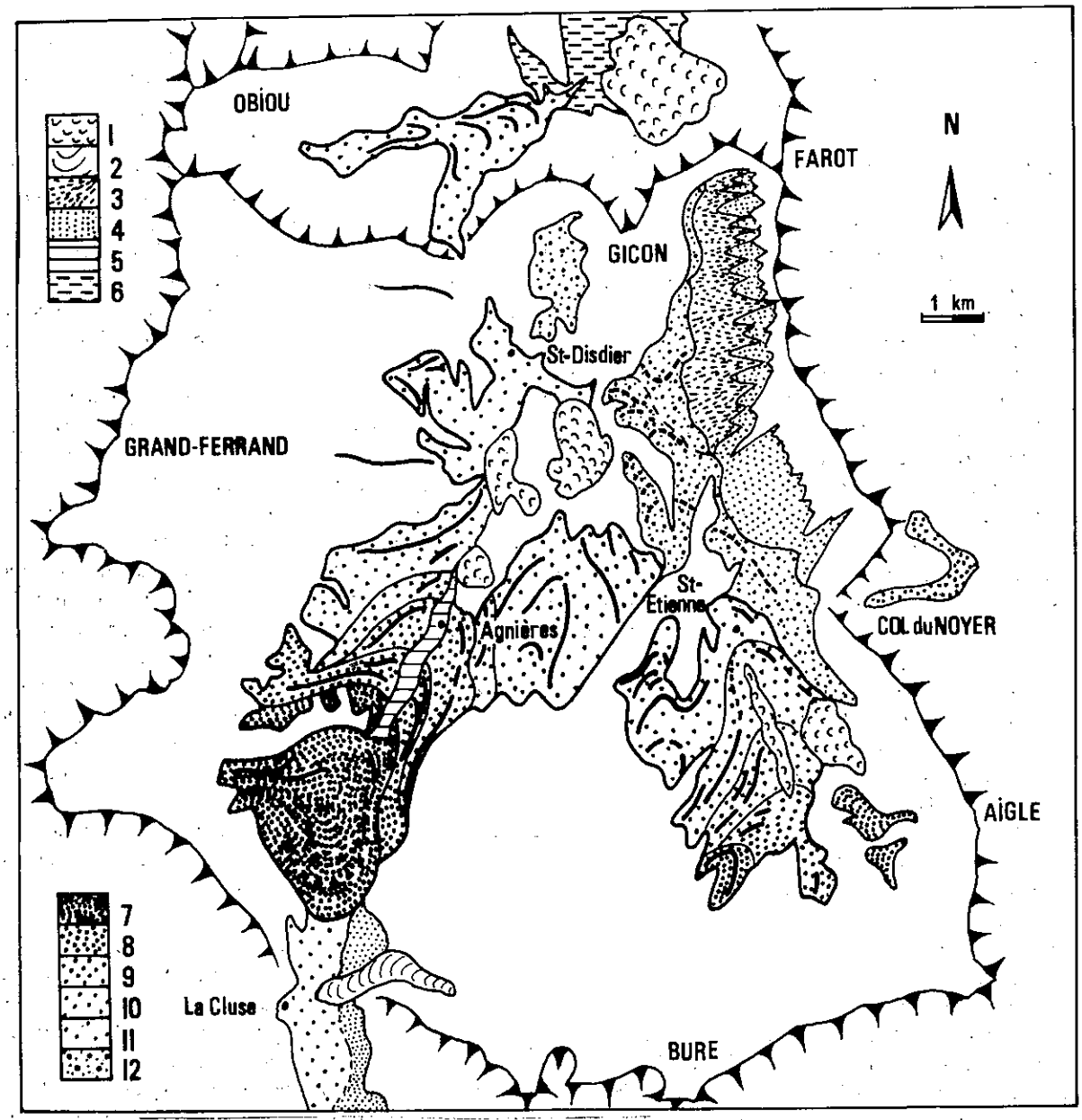


Fig. 183. CARTE SCHEMATIQUE DU BASSIN GLACIAIRE DU DEVOLUY.
1. glissements de versant, 2. glissements d'éboulis et de moraine, 3. formation de ruissellement de la montagne de Féraud, 4. éboulis de gravité, 5. basse terrasse de la Souloise, 6. terrasse de Pellafol (maximum de Würm, W II, glacio-lacustre), 7-12, moraines locales et leurs vallums, 7-11. maximum de Würm, W II , 11. stade 1, 10. stade 2, 9. stade 3, 8. stade 4, 7. stade 5, 12. Riss.

d'Agnières, et occupé le col du Festre. Ce sont eux qui ont biflué à cette époque. Ils sont venus s'appuyer contre le glacier de Charnier et ont déposé une moraine au contact de celle du Serre-la-Touisse (Maubourg). Butant contre le versant ouest du plateau d'Aurouze, ils ont déposé la crête rectiligne du Devant-Ubac, qui se moule sur lui. Au cours de leur retrait, ils ont abandonné au moins trois autres systèmes morainiques concentriques : Agnières, l'Ubac et le col du Festre, terminés par un culot de glace morte sur le col lui-même (topographie chaotique avec buttes et nombreuses dépressions fermées).

Plus au N, toujours sur le versant Obiou, les glaciers des vallons du Mas, des Narrites et de Truchières, réunis, sont descendus jusque dans le fond de la vallée, noyant le plateau gréseux résiduel de Villard-Joli, y déposant un enduit morainique et des crêtes latérales (le Grand-Villard, mitoyenne avec celle de Charnier, la Broue-Longue, les Versannes).

Le dôme d'Aurouze se divise en deux domaines glaciaires indépendant, de part et d'autre d'une arête médiane joignant la crête des Baumes (1721m) au Pic-Ponson (2587m) : à l'W le plateau des Rioupes, à l'E celui de Laus. Les glaciers issus des hauts vallons et cirques du plateau de Bure se réunissaient sur le dôme en une calotte étalée et peu inclinée, qui devait ressembler beaucoup à la calotte actuelle du Mont-de-Lans (Oisans). Vers le bas, celle-ci se divisait en deux langues séparées par la crête rocheuse des Baumes.

Sur le plateau de Rioupes, un tapis morainique peu épais où s'individualisent cependant trois systèmes de crêtes vaguement concentriques : l'arc externe de Rioupes-les-Pignas, l'arc médian du Grand-Clos et l'arc interne du Serre-Long. Au S et à l'intérieur de ce dernier, de petits arcs entourant quelques dépressions fermées (les Forests, la Joue-du-Loup) attestent la fusion sur place d'un lobe mort comme au col du Festre. Il semble que l'on puisse paralléliser l'arc externe avec la moraine latérale du Serre-la-Touisse (1429 m contre 1388).

Sur le plateau de Laus, c'est une série de quatre arcs morainiques que l'on peut distinguer : un arc externe qui s'engage dans la dépression entre la crête des Baumes et le Puy ; un arc qui s'arrête à l'entrée de cette dépression (cote 1559), un arc bien constitué (bergerie du Gros-Laus), bordé par un magnifique chenal externe suspendu au-dessus de St-Etienne, enfin un arc interne (Petit-Laus, 1508 m). Ces deux derniers enserrent une dépression centrale actuellement occupée par des marais. Bien qu'isolés, il n'y a aucune raison de penser que ces moraines ne correspondent pas à celles de Rioupes, quoique ces dernières soient légèrement plus externes et plus basses.

Le val de St-Etienne, enfin, est aussi colmaté par des moraines disposées en vallums latéraux successifs. D'aval en amont on distingue les vallums de St-Etienne, de Truziaud-les-Cypières, le mieux conservé, des Nones, de l'Enclos et un minuscule culot tout en amont, sous le Bois-Rond.

A l'extérieur du synclinorium dévoluard, le cirque du Vallonet, sous l'Obiou, a donné naissance à un grand glacier dont la langue est descendue jusqu'au fond du ravin de la Souloise, sous la Posterle, remplissant de ses épaisses moraines tout le défilé de la Posterle au Pont-de-la-Baume (épaisseur de plus de 200 m). En surface, ces moraines dessinent une série de trois vallums frontaux en retrait les uns des autres à la Combe-du-Flaut et, en amont, quelques crêtes latérales discontinues. Cette moraine du Vallonet vient s'intercaler dans les alluvions du cône de la Posterle (fig. 182), cône qui se raccorde en aval à la grande terrasse à éléments calcaires de Pellafol dont nous avons déjà souligné la structure fluvio-lacustre. En amont de la Posterle, également, on voit dans la masse morainique s'intercaler, toujours vers la base, des éléments caillouteux à galets présentant un litage net. Il y a donc, aussi bien en aval qu'en amont, interpénétration d'apports glaciaires et alluviaux, donc contemporaneité.

Le glacier du vallonet, à son extension maximale, n'a pas dépassé le verrou de la Posterle. Son front en fusion libérait donc une grande quantité d'eau et de matériaux qui ont contribué à l'édification de la terrasse de Pellafol. Mais il y a les alluvions grossières de base. En amont du défilé de la Souloise, vers St-Disdier, les glaciers internes du Dévoluy n'ont pas non plus dépassé ce seuil. Leurs moraines, d'ailleurs, le montrent à l'évidence. Fondant également, ils ont produit une quantité de matériel torrentiel très importante, qui n'a pu s'évacuer que par la trouée de la Souloise (alluvions grossières de base) donc venir en coalescence avec les moraines du Vallonet pour édifier, de concert, la terrasse de Pellafol. Par conséquent cette terrasse date à la fois le glaciaire du Vallonnet et les moraines locales internes du Dévoluy. Se raccordant en continuité avec les dépôts franchement glacio-lacustres d'aval (Beaumont), du maximum de Würm, elle nous confirme donc que les moraines dévoluardes appartiennent à ce maximum.

C'est bien ainsi d'ailleurs que l'on pouvait a priori le supposer, car les moraines du Dévoluy ont une fraîcheur remarquable tant du fait de leur morphologie que du matériel constitutif. Mais d'autres considérations géométriques viennent encore le confirmer. Ainsi le Haut-Dévoluy (Val de St-Etienne en amont du Rif, c'est-à-dire des moraines morphologiquement nettes) a une altitude moyenne de 1835 m, identique à celle de la Séveraissette et aux bassins glaciaires würmiens du Drac et de la Durance. Quant au val de Ribière (Agnières), si son altitude moyenne est inférieure (1625m), c'est parce qu'en amont s'ouvre l'énorme brèche du col du Festre (1441m). Mais cette altitude inférieure se trouvait compensée par une meilleure orientation (glaciers à l'E) et par l'occupation du versant sud du col, au maximum de Würm, par le glacier local du vallon de la Cluse.

La plus grosse partie des moraines du Dévoluy est donc würmienne. Mais, à l'extérieur des arcs bien constitués,

en aval de St-Etienne surtout, de gros placages morainiques quasi informes garnissent le pied de la montagne de Féraud, du Pic Ponson, le plateau du Courtil et la face ouest du Gicon. Vu leur position, on ne peut qu'attribuer ces dépôts à un épisode antérieur au Würm.

Le glacier würmien du val de St-Etienne est venu s'arrêter contre le verrou constitué par la barre rocheuse transversale du Puy et de la crête de la Baume (rive gauche) qui se poursuit, rive droite, par le horst des Bourrettes et du Fort, obstacle que la Souloise a tranché par un étroit cañon. On observe bien l'arc morainique de St-Etienne appuyé sur le Fort, butte rocheuse isolée de la masse des Bourrettes par un profond et large chenal aujourd'hui sec ou presque, emprunté par le torrent du Rif qui descend du col du Noyer, et demeure suspendu au-dessus des gorges de la Souloise. Or le tracé de ce chenal est aberrant dans la structure locale. En effet il contourne le piton du Fort, c'est-à-dire s'inscrit en pleine masse calcaire surélevée alors que le tracé naturel du torrent du Rif vers la Souloise consiste à passer devant cette butte (au SE), le long de la falaise rectiligne de Côte Longue déterminée par une faille qui met également le Fort en saillie. Si le chenal emprunte un autre tracé, beaucoup plus défavorable, c'est qu'il y a été contraint par un détournement de son cours. Ce détournement était déterminé par l'extrémité du glacier de St-Etienne, qui butait contre le Fort et obligeait les eaux de fusion à le contourner pour prendre le trajet décrit. Or pour qu'un profond chenal ait pu s'inscrire ici, il a fallu non seulement une grande quantité d'eau mais encore une durée d'action prolongée. Le stationnement en ce point précis du glacier du maximum de Würm a seul été capable de provoquer cette érosion marginale.

Donc, au-dessus et en aval du verrou de St-Etienne, on observe des dépôts morainiques locaux, notamment au-dessus du village (les Forests, les Baumettes), du verrou (la Grézière), sur le plateau de Courtil, au Collet , au débouché du ravin de Queyras et sous la face ouest du Gicon. Bien que leur morphologie soit plus confuse, on y remarque cependant encore quelqués crêtes ou plutôt résidus de crêtes et surtout une belle morphologie d'érosion.

C'est d'abord un chenal marginal très élevé (Combe de la Mayt) qui se place dans le prolongement même du col du Noyer, au pied de la montagne de Féraud. Ce chenal n'a pu fonctionner que lorsque le glacier franchissait le verrou de St-Etienne, détournant donc les eaux venues du Noyer. Un autre chenal, magnifique, double à l'W, la vallée de la Souloise à la sortie du verrou, isolant le plateau de Courtil , c'est la vallée morte de la Combe, qui débute au hameau de Giers pour se terminer suspendue au-dessus de la Souloise au Puits-des-Bancs, et qu'emprunte la route de St-Etienne à St-Disdier. D'autres chenaux plus modestes existent encore au-dessus et à l'W, notamment la Combette, creusé à la fois dans la moraine et la molasse marneuse.

D'autres crêtes et chenaux, enfin, accidentent le plateau du Collet, au débouché du ravin du Queyras, comme le gros chenal des Martins, très haut suspendu au-dessus de la Souloise et qui semble dû à la rencontre de deux fronts glaciaires, l'un venant du S (St-Etienne, arc frontal du Collet), l'autre du N (Queyras, arc frontal de la Chastre). Fondant l'un en face de l'autre, le chenal se trouvant entre les deux est plus creusé vers le S, d'où venait le glacier le plus important. Le plateau du Courtil, également, présente une topographie de buttes morainiques et de chenaux longitudinaux (Combe-Longue par exemple) tandis que celui de la face ouest du Gicon ne montre que des placages morainiques discontinus apparemment dépourvus de toute morphologie significative.

Seul l'argument morphologique (moraines externes) conduit à l'idée que les dépôts glaciaires situés en aval de St-Etienne et au-dessus sont antérieurs au maximum de Würm, donc Riss. Aucun fait stratigraphique ou pédologique ne peut être invoqué. En effet ces moraines à topographie tourmentée, recreusées, posées sur des pentes fortes et de plus constituées uniquement par des éléments calcaires, ne montrent aucune altération significative. Sur ce dernier point, il faut considérer l'altitude des lieux (1300 m et plus) influant fortement sur le climat, et l'absence de surfaces planes.

Pourtant une telle évaluation peut trouver des éléments de confirmation dans les caractéristiques géométriques des bassins glaciaires. On aurait pu penser, d'abord, que les dépôts du Courtil et du Collet venaient simplement du glacier du Queyras descendant de son haut vallon entre Féraud et Gicon. Mais ce qui interdit de le confirmer est l'orientation non seulement des résidus morainiques significatifs, mais surtout des chenaux glaciaires inscrits dans le substratum. Ces figures qui reflètent leurs glaciers générateurs montrent que l'appareil de St-Etienne est venu jusqu'aux Martins, au débouché du Queyras, et que ce second glacier n'est pas sorti de sa haute vallée.

Les altitudes moyennes plaident dans le même sens : 1835 m pour le val de St-Etienne, 1755 m pour le Queyras. La différence n'est pas considérable mais il y a l'orientation : le val de St-Etienne, le plus élevé, est aussi le plus favorisé (orientation nord), alors que le Queyras est un plein adret . Ces deux facteurs conjugués expriment pleinement les inégalités de leurs potentiels glaciaires que l'on retrouve effectivement dans les dépôts morainiques.

Si nous ne pouvons caractériser un quelconque retour des glaciers würmiens, par contre il existe un stationnement glaciaire assez bien marqué par des moraines garnissant les cirques et les hauts vallons glaciaires de l'arête Obiou-Ferrand et du plateau d'Aurouze-Pic de Bure. Dans ce dernier plateau, malgré une exposition nord très favorable, les cirques et hauts vallons sont simplement colmatés par un emplâtre de moraine qui, souvent, se trouve très en contre-bas du verrou rocheux. Mais les cirques Obiou-Ferrand ont une morphologie glaciaire autrement développée. En particulier le vallon des Aiguilles, au S, d'axe E-W, montre de beaux vallums frontaux de petite taille,

dans une auge suspendue subhorizontale. Le cirque du Grand-Ferrand et ses pentes sud sont tapissés de moraines d'éboulis de même que les cirques de l'Obiou ou P. LORY a signalé en 1918 un névé permanent. Seul, sur l'arête orientale, le vallon de la Saume au N du col du Noyer est garni de moraine, comme l'est le sud du col. Mais ces moraines proviennent d'un cirque qui a une orientation est.

Une intéressante observation d'une nappe de glace enterrée a été faite par A. LAMBERT récemment (1967). Il s'agit d'un éboulis à ciment de glace, rencontré au cours du creusement d'une route forestière montant à la cabane des bûcherons (sous le Vallonnet), à l'altitude 1250 m seulement. L'auteur l'a interprété comme une formation actuelle par un phénomène thermodynamique dans un corps poreux soumis saisonnièrement à la chaleur et au froid. Signalons qu'un autre auteur, à propos de la découverte de glace dans les mêmes conditions, en Chartreuse, à l'altitude 1180m, estime que cette glace est fossile (P. GIDON, 1960).

III.11.2.2. Formations de versant. Le Dévoluy offre aussi un ensemble de formations de versant, schématiques sur le revers occidental de la montagne de Féraud, dont la clarté va peut-être aider à comprendre un peu mieux la morphologie des versants de nos régions.

Du Faraud à la tête de Claudel le revers de la montagne de Féraud qui domine le ravin de Queyras disparaît entièrement sous les dépôts de versant, sauf la crête supérieure où affleure le Sénonien calcaire. Cette montagne de Féraud est une cuesta à fort pendage ouest, donc conforme à la pente, le pendage des couches étant supérieur à la pente superficielle. Ainsi on trouve au sommet le Sénonien puis, en descendant, les assises successives du Nummulitique transgressif qui ne sont visibles que dans certains ravins entaillant la totalité des dépôts superficiels (Chabournasse). Les formations de pente se répartissent en deux catégories qui ne diffèrent que par leur morphologie superficielle et leurs rapports stratigraphiques, le matériel étant le même (éboulis cryoclastique, fig.184) :

- sous la crête sénonienne s'étale un éboulis de gravité ordinaire, à matériel de calcaire sénonien, formant un tablier continu de pente uniforme de haut en bas (33 à 34 °, mesuré sur place et sur cartes détaillées).
- à la base du versant, s'appuyant sur la moraine du fond du ravin et débordant par dessus en certains endroits, une nouvelle nappe de matériel clastique de même nature, mais de pente superficielle beaucoup plus faible (20° en moyenne) et dont le contact avec la nappe d'éboulis de gravité supérieure se fait par un angle (rupture de pente) net. Or la morphologie de cette formation est très différente : il s'agit de cônes très étalés, coalescents vers la base, se séparant vers le sommet où leurs racines s'insinuent dans de petits ravins parallèles creusés dans le tablier d'éboulis de gravité. Ces petits ravins se poursuivant vers le haut, entaillent ensuite l'arête calcaire et viennent aboutir près du sommet, chacun à un petit bassin de réception hémisphérique (ou cirque) indépendant, de 200 à 300 m de diamètre environ, qui festonnent toute la partie sommitale ouest de la crête. La tranche de la cuesta qui regarde l'E est absolument rectiligne et ne montre aucune forme de ce genre (fig.185).

Si l'on trace un profil longitudinal précis de cette nappe inférieure, on constate que la pente de l'accumulation (20°) se poursuit régulièrement dans le ravin creusé dans l'éboulis de gravité puis, moins régulièrement, dans la roche en place pour aboutir au petit bassin de réception supérieur.

L'interprétation de ce dispositif est la suivante : la nappe inférieure est une série de cônes de déjection jointifs dont les canaux d'écoulement entaillent à la fois le revers de la cuesta et sa nappe d'éboulis de gravité, et sont issus de petits bassins torrentiels situés juste sous l'arête sommitale. On s'explique aisément ainsi l'identité du matériel des deux nappes, celui des cônes inférieurs étant emprunté principalement au tablier d'éboulis de gravité supérieurs (érosion des canaux), secondairement aux bassins sommitaux.

La nappe inférieure, malgré le faciès ébouleux de son matériel, n'est donc pas un éboulis mais une alluvion torrentielle que prouvent non seulement la morphologie et sa faible inclinaison, mais encore son profil légèrement concave, la pente ayant tendance à diminuer vers l'aval. La reprise d'un matériel ébouleux par le ruissellement concentré est ici manifeste, ce ruissellement étalant ensuite le matériel remanié.

L'ensemble des formations du versant n'est plus aujourd'hui fonctionnel. On le constate d'une part par l'établissement d'une végétation à la base, d'autre part par l'incision que chaque torrent est en train d'effectuer dans ses dépôts d'épandage. Les cônes ne sont donc plus nourris mais érodés.

Cet exemple peut être riche d'enseignement. Là où les cônes de base sont particulièrement jointifs et imbriqués (Nord de Féraud), ils forment une véritable nappe régulière où chacun se fond dans un ensemble dont on ne distingue plus que leurs racines amont ; la ligne de jonction entre cônes et éboulis n'est pas une droite, mais la trace d'une surface légèrement gauche (le plan des cônes) recoupant le plan des éboulis gravitaires, c'est-à-dire une ligne qui s'insinue haut dans chaque canal d'écoulement ; de ce fait l'angle entre les deux surfaces est toujours inférieur, et même de beaucoup, à l'angle maxima qui serait celui de deux surfaces planes. Donc on a presque l'impression visuelle d'une surface unique, légèrement concave et non de deux surfaces sécantes. Cet angle étant toujours très faible (10° maximum et même beaucoup moins en réalité), l'érosion a tôt fait, sur des pentes aussi fortes, de l'émousser par un raccordement local. Si bien qu'au bout d'un certain temps la rupture de pente sera totalement effacée de sorte que le versant apparaîtra continu. Cette impression sera renforcée si la végétation s'installe, interdisant toute observation précise, ce qui est généralement le cas. Ici nous avons la chance de pouvoir

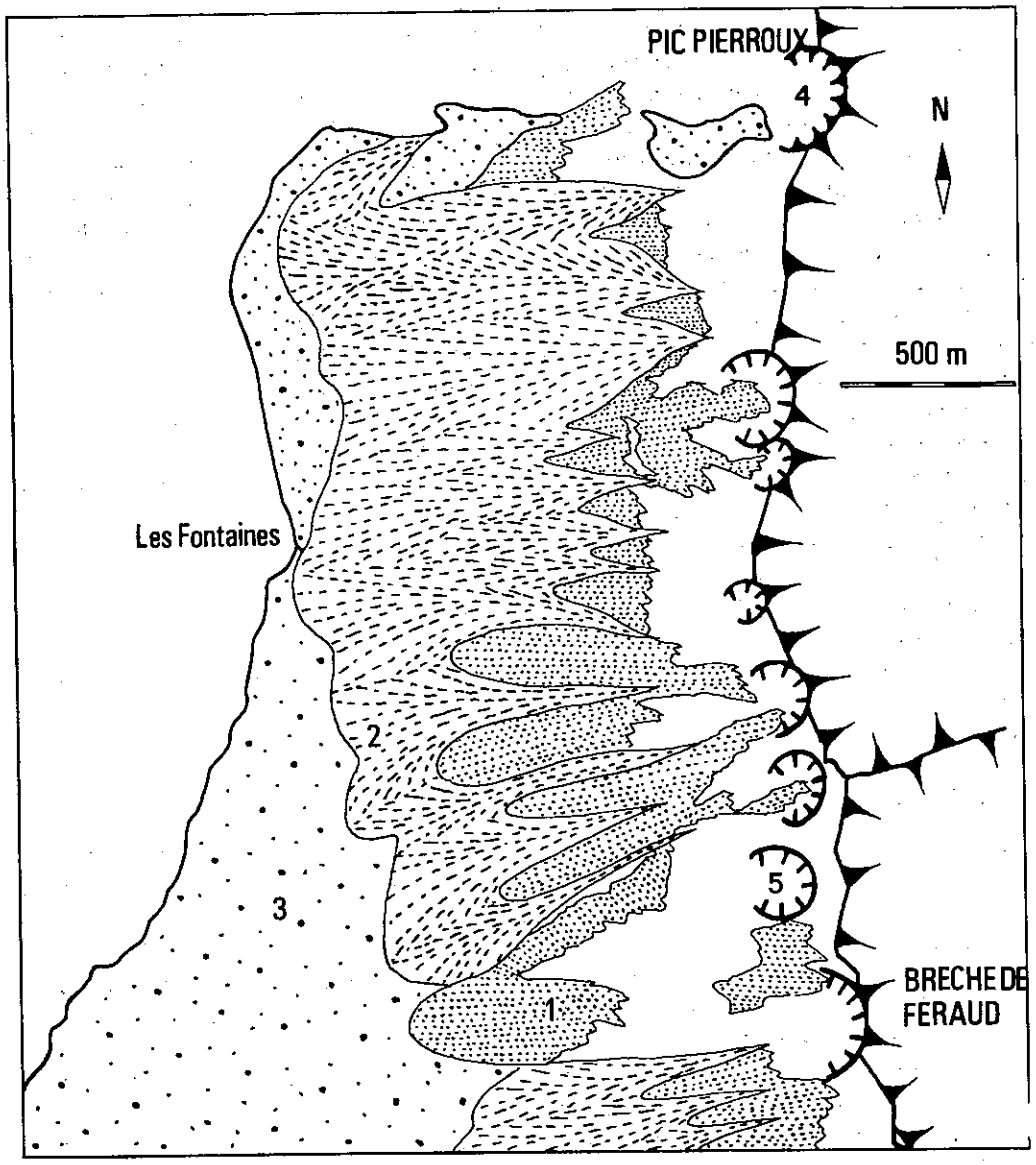


Fig.184. CARTE SCHEMATIQUE DU REVERS DE LA MONTAGNE DE FERAUD (Dévoluy)
Disposition des formations de versant.
1. éboulis de gravité, 2. éboulis repris par le ruissellement, 3. moraine,
4. cirque glaciaire, 5. entonnoir d'érosion torrentielle.

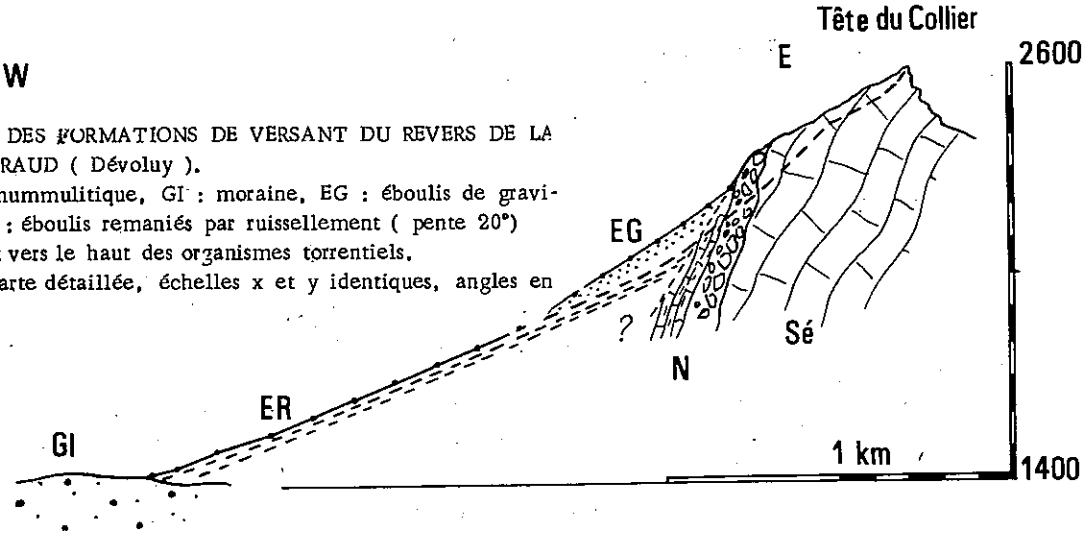


Fig. 185 . COUPE DES FORMATIONS DE VERSANT DU REVERS DE LA MONTAGNE DE FERAUD (Dévoluy).
Sé : sénonien, N : nummulitique, GI : moraine, EG : éboulis de gravité (pente 34°), ER : éboulis remaniés par ruissellement (pente 20°) et le prolongement vers le haut des organismes torrentiels.
Coupe d'après la carte détaillée, échelles x et y identiques, angles en vraie grandeur.

constater la duplication des formations de versant d'une part parce que les dépôts sont récents et non encore érodés ou émoussés, d'autre part parce que la végétation y est inexistante et enfin parce que la géométrie et la nature du substratum s'y prêtent, toutes conditions qui ne se présentent pas souvent réunies, tout au moins dans notre région.

Si l'on pouvait suivre ces cônes de déjection locaux vers l'aval, en supposant qu'ils aient suffisamment d'espace pour se développer (grande combe marneuse par exemple, et non étroit ravin comme ici), nous assisterions alors à un étalement de plus en plus grand de leur matériel, avec une pente régulièrement décroissante jusqu'à ce qu'ils se raccordent, comme les véritables cônes torrentiels, à une nappe alluviale quelconque (terrasse ou alluvions récentes). Le total, parti de la crête et commençant par des éboulis de gravité (34°) dessinera alors une immense surface de pente régulièrement décroissante donc concave, formé de matériel peu émoussé et généralement peu épais. Pour peu que l'angle de raccordement cônes-éboulis de gravité ne soit pas ou plus visible, l'impression de continuité sera parfaite. Elle n'en sera pas moins fausse. Peut-être alors un certain nombre de formes de versant semblables, comme certains glacis, procèdent-elles d'une génèse analogue.

Il suffit ensuite que l'érosion linéaire régressive des torrents élémentaires, qui se regroupent nécessairement en aval, dissèque profondément la nappe et l'isole même en une série de lambeaux pour qu'il ne reste plus alors que des éléments de glacis " déracinés " par la coalescence des bassins de réception (surtout si ces derniers atteignent une roche tendre sous-jacente), du type de ceux que l'on peut observer actuellement dans le Diois (serres). Quant aux nôtres, ceux du Trièves, ils n'en sont pas encore à ce stade, tous étant encore rattachés à leurs versants.

Les dernières formes superficielles qui méritent d'être signalées en Dévoluy sont les glissements de versant et coulées boueuses, fréquentes sous la crête de Malamort où elles intéressent le " Flysch " marneux, sous la Tête de Claudel où ce sont des éboulis qui ont soliflué (Combe-Chave, Combe-Crose) et aussi dans la moraine locale qui est riche en matrice fine et donc instable lorsque ses versants sont trop abrupts ou lorsqu'elle repose sur un sol marneux (les Cypières, Truziaud, Villard-Joli surtout).

III.11.3. CONCLUSIONS SUR LE GLACIAIRE SUBALPIN.

Que ce soit sur le plateau du Vercors, dans ses dépressions monoclinales ou au centre du Dévoluy, la glaciation würmienne locale est restée une glaciation interne d'appareils isolés, confinés chacun dans son domaine montagneux. Même en Dévoluy, où les glaciers ont été plus importants et sont venus en contact les uns avec les autres, ils n'ont pas réellement fusionné en une masse unique, ce qu'ils auraient certainement fait si les conditions de la glaciation leur avaient été un peu plus favorables, et ce qu'ils ont réellement fait au Riss. Que l'on ne retrouve que peu de témoins des glaciations anciennes n'est pas étonnant, car cela est la règle générale dans les domaines montagneux qui sont les plus soumis à l'érosion.

Il n'est pas étonnant non plus que l'on trouve si peu de matériel alpin (cristallin) dans les moraines locales. Au Würm, on a vu que les glaciers n'ont atteint ni le Trièves, ni le Beaumont. Dans le val de Lans, le lobe remontant du Furon a été contenu par le glacier local du Villard. Au Riss, période d'extension glaciaire généralisée, il en a certainement été de même. Les glaciers alpins n'ont pas envahi les bassins locaux parce que ceux-ci étaient remplis par leur glace propre. Au contraire les bassins locaux non englacés au Würm parce que trop bas (Tréminis, Vanne, etc...) n'ont pas nourri non plus d'importants glaciers au Riss et ont été ainsi envahi par le glacier alpin ((moraines de Château-Méa, du Trièvès, d'Esparron).

Les bassins locaux les plus englacés au Würm l'ont été également au Riss. C'est ce qui explique la série de cols diffluents qui les unissent à une altitude élevée, hors de portée des glaciers würmiens : col des Deux du bassin de Gresse vers celui de St-Andéol, de l'Allimas du bassin de la Bâtie vers Gresse, du Prayet de Chichilianne vers Esparron et de Leirie d'Esparron vers le Diois. L'existence de la grande transfluence rissienne du Drac, nappe de glace immobile ou peu mouvante vers le N, explique non seulement le faible creusement (et même le non-creusement) glaciaire de tout le cours dracquois, mais aussi le faible creusement des bassins locaux dont les glaciers se sont heurtés à cette masse stagnante, ne pouvant pas ouvrir les cluses derrière lesquelles ils s'abritaient. L'exemple le plus significatif en est le Dévoluy où l'anticlinal médian est resté en relief (forêt de Malamort), au confluent des deux glaciers principaux, bien qu'il soit fait uniquement de marnes et grès tendres nummulitiques qui s'écroulent tout seuls, et qu'il soit ainsi en position idéale d'ombilic de confluence. N'ayant pas pu s'écouler, les glaciers locaux n'ont pas surcreusé. Mieux ils n'ont même pas creusé, sauf les petites auges würmiennes en amont des verrous locaux. L'érosion fut donc principalement l'oeuvre des cours d'eau interglaciaires, comme dans tout le cours du Drac, car ce qui était valable au Riss l'était aussi au Mindel et à toutes les époques glaciaires éventuelles d'importance comparable.

La dernière particularité du Dévoluy est qu'on n'y retrouve pas, comme dans la plupart des bassins locaux subalpins, la trace de l'éventuel retour des glaciers après le maximum de Würm. Ce fait s'explique par la morphologie locale. Si retour il y eut,ce qui est possible et même probable vu la grande altitude du massif, il est impossible en l'absence de témoins soit alluviaux, soit interstadiaires, soit morainiques d'une autre espèce (cas de la coupe

du Bruant), de faire la différence entre les moraines de cette éventuelle " récurrence " et celles d'une phase de retrait würmienne, dont nous avons vu les nombreux exemples.

III.11.4. LES VALLEES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

Ce sont tous les affluents de rive droite du Drac, dont la Romanche-Vénéon est le plus important non seulement par sa superficie mais parce qu'il draine les plus hauts sommets des massifs du Pelvoux et des Grandes-Rousses-Belledonne. C'est lui qui a le bassin-versant le plus élevé (1985m contre 1425 m pour le Drac seul en amont du confluent), plus élevé même que la Séveraisse (1950m) dont l'étendue est beaucoup plus faible. On comprend donc que c'est bien la Romanche-Vénéon qui a le plus grand potentiel glaciaire de tout l'ensemble dracquois, ce qui était déjà admis. Les autres vallées intéressantes par leurs dépôts quaternaires sont la Bonne (ou Valbonnais), la Séveraisse (Valgaudemar) et le Haut-Drac.

Contrairement à ce que nous avons vu dans les bassins locaux subalpins, de bien moins grande altitude et cependant comblés d'importants dépôts morainiques, ces derniers sont extrêmement rares sinon absents des vallées cristallines. L'explication qui en a été fournie (A.ALLIX,1929) est que ces vallées étant extrêmement resserrées (de véritables couloirs) aussi bien à l'aval qu'à l'amont, les éventuelles moraines abandonnées par le retrait glaciaire ont été balayées par l'érosion des eaux de fusion des glaces puis post-glaciaires. On ne peut évidemment admettre aucune autre explication si ce n'est l'hypothèse qu'après le dernier stade visible dans le domaine extra-montagnard (Champagnier, Siévoz, la Broue, etc...) les glaciers se sont retirés rapidement, sans observer d'arrêt, de telle sorte qu'ils n'ont pu construire aucune moraine frontale ou latérale. Mais on ne peut fonder une hypothèse sur la seule absence de témoins.

Cependant les vallées cristallines ne sont pas absolument exemptes de dépôts plus anciens que les alluvions de fond de vallée. On y observe des terrasses, notamment dans le couloir de la Romanche, de Séchilienne à Livet, dans le Valbonnais et le Vaugaudemar, ainsi que certains dépôts morainiques très sporadiques en basse-Romanche et bas-Vénéon, sans compter évidemment les moraines récentes qui se cantonnent à la périphérie des glaciers actuels. Outre ces dépôts glaciaires des cirques actifs, d'autres plus anciens s'observent en contre-bas des cirques abandonnés, prouvant la réalité d'un stationnement prolongé de glaciers locaux à une époque encore rapprochée. Ils sont particulièrement nombreux dans la région des cirques de Belledonne-Sept Laux, moins dans le Taillefer-Pelvoux-Grandes-Rousses. Lors de cet épisode glaciaire, les actuels glaciers des cirques (Pilatte, Chardon, Bonne-Pierre, etc...) devaient être considérablement plus étendus qu'aujourd'hui et, cependant, il n'en reste aucune trace dans les hautes vallées. On ne peut encore qu'en incriminer l'érosion post-glaciaire.

III.11.4.1. La Romanche. En amont de Vizille, dans l'ombilic, il n'y a que le remplissage alluvial récent normalement inondable et aucun lambeau de terrasse. La Romanche, canalisée depuis le Péage-de-Vizille, coule même légèrement au-dessus de la plaine (quelques mètres) qui remonte ainsi, avec une pente faible de 1 %, jusqu'en amont de Séchilienne (verrou des Portes-de-l'Oisans). En face de ce village, remplissant la base du ravin de Maladray descendant du Grand-Serre, se trouve un énorme cône de déjection (St-Barthélémy-de-Séchilienne) retaillé en terrasse par la Romanche, dont l'ancienneté est prouvée par un second cône, beaucoup plus petit, emboîté dans le premier (le Bicêtre) et se raccordant directement à la plaine alluviale.

Juste en amont des Portes-de-l'Oisans, au pont de Gavet, une terrasse se dégage du lit majeur et s'étend largement à l'amont ,dominant de plus en plus le cours du torrent. C'est sur cette terrasse que sont construits la plupart des villages du couloir (Gavet, Rioupéroux, Livet etc...). Cette terrasse à surface régulière, rongée par les méandres actuels de la Romanche, reçoit l'apport de certains cônes de déjection locaux qui semblent plutôt noyés dans sa masse que raccordés à sa surface. Sa structure est très torrentielle car on y voit d'énormes blocs de plusieurs mètres surtout en amont (Salignière), toujours roulés ou très émoussés, avec cependant un litage net de l' ensemble. En haut du couloir, cette terrasse semble se raccorder avec le grand cône de déjection de la Ruine issu du ravin de Voudaine (Sud de Belledonne) qui la prolonge sans discontinuité. Et, de fait, en amont de ce cône la terrasse disparaît pour laisser place à la plaine lacustre de l'Oisans qui vient se terminer ici au pont de la Véna. Sur ce parcours de 11 km, la pente est de 2,7 %, légèrement plus forte que celle du talweg actuel.

On ne peut supposer que la terrasse de Livet-Gavet se poursuit sous le remplissage lacustre de la plaine des Sables en amont du cône de la Ruine. En effet si l'on prolonge le profil de cette terrasse, on s'aperçoit qu'immédiatement après le cône sa surface serait à 720 m alors que la plaine n'est qu'à 710 m, dans une section pourtant encore rétrécie du pont de la Véna à Bâton. L'origine de la terrasse est donc bien le cône de la Ruine.

Localement cette terrasse est découpée par des méandres (les Roberts) qui la dédoublent, ne formant aucunement une nouvelle nappe alluviale mais un simple recreusement local au cours de l'enfoncement du torrent.

Trois masses non alluviales accidentent la régularité des versants du couloir : l' éboulement du pont de Gavet et les moraines de Rioupéroux et de Ponant.

Juste en amont du pont de Gavet, une butte détachée du versant rocheux (cote 455), allongée dans le sens

du talweg, apparaît rive droite et semble, a priori, un dépôt morainique (c'est ainsi qu'il a été cartographié, voir feuille Vizille au 80 000è). C'est un amoncellement de blocs uniquement locaux (amphibolites), très anguleux, sans liant entre eux, dont seule l'apparence extérieure indiquerait une origine glaciaire. En fait il doit s'agir de l'écroulement d'une partie du rocher de Teissonnière car la moraine a un tout autre faciès.

Cette moraine se présente à Rioupéroux où elle forme le replat des Clots, 150 m environ au-dessus du talweg. Son matériel est hétérogène et hétérométrique (granites, gneiss, amphibolites, etc...) mais surtout ses éléments sont tous émoussés et la gangue sablo-argileuse est très abondante, ce qui la différencie très nettement des éboulis et écroulements dans lesquels la matrice est très pauvre ou manque absolument(grand Clapier du Plan-du-Lac par exemple). Cette masse colmate une dépression locale du versant au bas du ravin de Rioupéroux, de telle sorte que sa partie inférieure se trouve en continuité morphologique avec les versants rocheux d'amont et d'aval. Un peu en amont et sur l'autre rive, la butte du Ponant a une origine analogue, dans la concavité d'un méandre local.

Cette moraine vraiment romanchoise et non locale est évidemment de retrait des glaciers würmiens. Elle doit sa conservation à sa situation exceptionnellement abritée. Mais nulle stratigraphie ou morphologie ne sauraient dire à quelle phase glaciaire il faut la rapporter.

La terrasse du couloir de Livet, très localisée, ne saurait avoir qu'une origine locale également. L'hypothèse de R. BLANCHARD qui l'attribue à un cône de déjection étendu, étalé par la brusque vidange du lac de l'Oisans, nous semble tout à fait acceptable. On sait en effet que la plaine de Bourg-d'Oisans, colmatage lacustre de l'ombilic, est dû au remplissage d'un lac dont le barrage aval n'était autre que les cônes de déjection de la Voudaine (Ruine) et de l'Infernet alors jointifs, qui obstruaient totalement l'entrée du couloir. On crut en effet longtemps (A.ALLIX) que le lac de l'Oisans se trouvait retenu par un verrou rocheux en amont de la Véna (buttes de Versaire, Bâton et Pestre). Or il n'en est rien, ces buttes isolées n'étant que des amoncellements de blocs anguleux d'amphibolite résultant d'un écroulement des versants du Pic-de-l'Homme ; celle de Versaire a de plus exactement la même morphologie que la butte du pont de Gavet, avec un allongement identique. L'inexistence de ce verrou a été démontrée en 1928 (R. BLANCHARD, 1938-54, t. 3, p. 368.) par des fouilles dans le lit de la rivière, et plus récemment (projet de barrage EDF,1968) par une série de sondages transversaux à la vallée, pratiqués en amont du pont de la Véna jusqu'à une profondeur de 35 m et qui n'ont rencontré que des dépôts fins sableux, silteux et argileux avec des blocs.

Retenu derrière ce barrage meuble, le lac de l'Oisans s'est progressivement comblé, mais avant qu'il ne le fût entièrement, le barrage céda brusquement le 14 septembre 1219 . L'effet en fut catastrophique, Grenoble fut dévasté et l'onde de crue ressentie jusqu'à la mer. Il est hors de doute que ce brusque écoulement est le responsable de la formation de la terrasse à blocs du couloir de Livet, lorsque l'on sait les conséquences de la crue du Guil de juin 1957 qui fut probablement moins abondante et moins soudaine que la vidange du lac de l'Oisans. Nous pensons aussi que c'est à l'effet érosif d'une telle débâcle que l'on doit le calibrage de la vallée au droit de la moraine de Rioupéroux, ainsi que le façonnement en buttes allongées des écroulements de Bâton et du pont de Gavet, leur forme ovalaire longitudinalement étant celle qui offre le moins de résistance au courant. Quant à la terrasse elle-même, elle montre bien un décroissement de la taille de son matériel grossier vers l'aval, rapide, en même temps que la pente s'atténue pour venir se raccorder à la plaine alluviale à l'amont de Séchilienne ; le matériel à transporter se trouvant en quantité limitée par sa localisation dans le seul couloir (cônes de déjection, moraines et éboulis) on conçoit que le dépôt de la terrasse ait été limité également, d'autant plus qu'en aval de Gavet l'élargissement de la vallée provoquait un étalement donc un ralentissement du courant.

Dans l'ombilic de Bourg-d'Oisans, on ne trouve au-dessus de la plaine qu'une frange de cônes de déjection (dont ceux du Bourg lui-même) sauf au débouché de la Lignarre, dont le confluent est colmaté par la sédimentation lacustre. Cela prouve d'une part que le talweg de la Lignarre se trouve beaucoup plus bas (surcreusement ou incision fluviatile), d'autre part qu'à l'époque de l'épandage de ces cônes le lac n'était pas encore comblé, ce qui montre leur relative ancienneté. Quant au talweg profond de la Lignarre, ce peut-être soit un surcreusement d'origine glaciaire, ce qui semble bien improbable étant donné la faiblesse des glaciers locaux et surtout le fait que la diffluence d'Ornon partait exactement à contre-courant du glacier principal, donc ne pouvait avoir un grand effet érosif, soit plutôt un talweg d'incision interglaciaire se raccordant à l'aval au talweg profond de la Romanche dans le couloir de Livet. En effet le lac et l'ombilic de l'Oisans n'ont certainement pas toujours existé, alors que nous savons que d'anciens talwegs fossiles aussi profonds et même plus profonds que les cours actuels existent dans tout le bassin du Drac.

C'est dans la basse vallée du Vénéon que nous allons trouver maintenant nos derniers témoins glaciaires. Immédiatement en amont de l'ombilic de Bourg-d'Oisans, au débouché du vallon latéral de Lauvitel, le Vénéon entaille une imposante masse morainique sur laquelle est bâti le hameau des Ougiers. Il s'agit réellement d'une moraine, comme le prouve son abondante matrice sablo-limoneuse, l'émoussé et même l'arrondi de ses blocs, généralement de petite taille. Sur le sommet chaotique , une frange de blocs éboulés de la falaise de Pied-Moutet ne

masque pas ce caractère. Au S, le vallon de Lauvitel est rempli par une grande masse également morainique, se raccordant vers le haut à un rempart frontal derrière lequel s'abrite le lac. Son faciès est différent de celui des Ougiers. Les gros blocs, même énormes, y prédominent s'ils sont également tous émoussés ou au moins à angles abattus, et la matrice fine y est moins abondante. Cette moraine de Lauvitel -la Danchère est manifestement locale, celle des Ougiers devant appartenir au Vénéon (fig.186).

La moraine de Lauvitel a été étudiée en détail par W. KILIAN (W.KILIAN, 1922), qui y décela deux stades : le stade des Cauchoirs (Ougiers) et celui du Rempart, respectivement attribués à Gschnitz et à Daun. Malgré quelques débris de vallums latéraux, notamment au-dessus de la Danchère, nous ne croyons pas que l'on puisse distinguer deux stades dans cette moraine. De plus il est très douteux que l'ensemble Lauvitel-Ougiers soit attribuable au seul glacier local, non seulement en raison des différences de faciès mais encore de dimensions et d'altitudes des bassins respectifs du Lauvitel et du Vénéon (P. BELLAIR, 1969 , p. 38.). En effet les altitudes moyennes des bassins glaciaires sont de 2165 m pour le Lauvitel contre 2440 m pour le Vénéon. Il est donc certain qu'au moment du dépôt du rempart du Lauvitel, le glacier du Vénéon descendait en-dessous des Ougiers. Ce n'est pas ici l'exposition qui peut constituer, comme en d'autres endroits, le facteur différentiel décisif car si le Lauvitel est orienté plein N, la presque totalité du Vénéon l'est aussi et le seul haut vallon qui ne l'est pas (Etançons) ne peut suffire à supprimer l'avantage de l'altitude.

Nous admettrons donc qu'au moment du dépôt des Ougiers, les glaciers du Vénéon et de Lauvitel confluaient. Ce n'est qu'après la disjonction que l'on peut noter un véritable stade, celui du Rempart (le bouchon informe des Ougiers n'est qu'une moraine de fonte sur place et ne marque nullement un stade). A ce moment le glacier local avait une altitude moyenne de 2380 m. Cette disjonction n'a pu se faire que par le seul recul du glacier du Lauvitel, celui du Vénéon ayant assez d'altitude pour demeurer dans sa basse vallée.

Dans ces conditions, le stade du Rempart du Lauvitel serait l'équivalent de la moraine des Ougiers. Quant au stade antérieur, s'il a existé, on n'en trouve pas trace.

On ne trouve pas trace non plus d'un stade postérieur ni dans le Vénéon ni dans les autres vallons affluent non plus que le long de la Romanche ou de l'Eau-d'Olle. On ne trouve plus aucun dépôt morainique certain jusqu'à proximité immédiate (et même au contact) des glaciers actuels. En amont de St-Christophe-en-Oisans, un placage morainique occupe le bas du ravin, recouvert au sommet par les éboulis de gravité. Son faciès est identique à celui de la moraine des Ougiers (éléments très émoussés et roulés de petite taille, pas de gros blocs, abondante matrice fine) mais on ne peut la rapporter à un quelconque stade.

Les plus importants et mieux constitués des dépôts glaciaires relativement anciens du bassin Romanche-Vénéon sont ceux que l'on rencontre dans la transfluence de l'Alpe de Vénosc. Cette transfluence est garnie superficiellement de moraines, produits de versant et cônes de déjection du versant est, comme on peut le voir dans la coupe du ravin de Venosc, sous l'Alpe. Par contre un épais rembourrage morainique existe au N dans le ravin de l'Alpe-du-Mont-de-Lans, côté Romanche (fig 187). C'est une moraine typique, très boueuse (matrice arrachée au Lias schisteux) où tous les éléments figurés sont des cailloux et blocs arrondis cristallins (granite du Pelvoux). Mais surtout, on y voit une morphologie frontale (fig.188).

Deux arcs morainiques rapprochés bien nets et à concavité sud barrent l'extrémité nord de la transfluence ; le plus externe (Alpe-du-Mont-de-Lans) est bordé sur l'W par un chenal marginal qui rejoint le ravin de l'Alpe et où la route emprunte. Le second, en retrait, est plutôt une demi-moraine latérale droite du lobe occupant la transfluence. Il est manifeste donc que la transfluence puis la diffluence marquée par ces moraines frontales s'est faite du Vénéon vers la Romanche, comme la théorie le laisse prévoir (II.2.2.5.) et comme le calcul des altitudes moyennes l'indique (2330 m pour la Romanche, 2440 m pour le Vénéon). Le profil théorique de la surface des glaciers (fig. 62) montre qu'au Würm ces derniers atteignaient 1640 m au droit du Vénosc (transfluence à 1744 m). On est alors en droit de considérer que le lobe transfluent date exactement du maximum würmien, car le profil théorique est construit en supposant la base plane, alors qu'en fait le fond se relève vers l'amont.

Bien que notre propos ne soit pas l'étude des fronts glaciaires actuels, nous ne pouvons passer sous silence l'important travail de G. FLUSIN, C. JACOB et J.OFFNER (1909) sur les glaciers et les moraines des Grandes-Rousses, dans lequel ces auteurs définissent trois stades d'extension récents de ces glaciers : le stade du plateau de Brandes, le stade des Petites-Rousses et le stade du glacier des Rousses, marqués par différents cordons morainique.

Nous ne pensons pas que l'on puisse distinguer autant de stades sur les plateaux des Rousses où les moraines sont si rares et souvent sans morphologie. Ainsi le plateau de l'Alpe-d'Huez (stade de Brandes) est bien recouvert d'une pellicule morainique mais sans aucune crête, surtout frontale. Si l'on trouve de la moraine dans le fond du ravin du Ferrand à Clavans, c'est sous la forme d'un remplissage amorphe et non de vallums terminaux. Quant au col de Cluy, qui est effectivement une auge glaciaire réaménagée par les eaux de telle sorte qu'il se présente comme une petite vallée morte perchée, sa morphologie indique clairement que l'écoulement glaciaire puis torrentiel (affluent marginal) s'effectuait de la Romanche vers la Sarenne et non l'inverse. Cela prouve que son façonnement est relativement ancien, car il fallait que le glacier de la Romanche ait à son niveau une épaisseur minimale de 800 m ,

et que le glacier de Sarenne culmine à une cote inférieure ce qui n'est pas invraisemblable étant donné ses dimensions réduites et son exposition plein S.

Mais des témoins de hautes moraines décollées des glaciers actuels, et même issues de cirques aujourd'hui complètement abandonnés, ne sont pas rares ailleurs que dans les Grandes-Rousses. Elles sont très fréquentes dans toute la portion du massif de Belledonne qui entoure le Pic-Central (2977,6m) lui-même excavé au N par un cirque où s'abrite encore le petit glacier de Freydane. Ces moraines sont distribuées absolument dans toutes les directions et certaines même se prolongent assez bas sur les pentes (les Sagnes, 1750 m au-dessus du confluent de l'Eau-d'Olle). Le petit massif de Rocher-Rissiou aussi est entouré de telles moraines (Clapière des Crouzes, point bas à 1800 m). Le Taillefer également, où subsistent quelques plaques de névé, en montre autour de son sommet et à l'W de l'arête du Grand-Armet-Coiro. Ce sont des moraines présentant des arcs bien formés ou une succession de bourrelets dont le matériel est très grossier et éboulleux. Leur structure comme la morphologie les apparente plutôt aux glaciers rocheux ou glaciers d'éboulis qu'à de véritables moraines comme celles qui entourent encore les glaciers actuels (Bonne-Pierre, Clot-des-Cavales par exemple). En général les bourrelets frontaux sont continus et la pente très forte. Certaines sont gazonnées dans leurs parties inférieures, voire boisées.

Des glaciers rocheux typiques n'existent que dans le petit massif du Combeynot, dans la Haute-Romanche, où ils occupent de véritables cirques et s'écoulent sur une pente relativement faible (10 % pour celui du vallon de la Route). Ils sont généralement situés à plus de 2500 m mais ceux qui dominent, au S, le col du Lautaret descendent plus bas (2050m). Ils ont été décrits par M.GIGNOUX (1946) sous le nom de " moraines de névé ". De même l'extrémité nord-est de la moraine du glacier d'Arsine semble affaissée sur elle-même, est parsemée de dépressions fermées et affectée de bourrelets vaguement concentriques qui l'apparentent à un glacier rocheux. Ce fait déjà signalé (P. LORY, 1907; R. VIVIAN, 1967) tendrait à prouver que les appareils du Combeynot doivent bien leur morphologie " fluidale " à la présence d'une masse de glace sous-jacente car il est certain que le glacier rocheux d'Arsine contient ou a contenu un lobe de glace provenant du glacier lui-même.

Une deuxième particularité remarquable des vallées Romanche-Vénéon est l'abondance des glissements superficiels, écroulements et décollements qui s'y produisent, aussi bien sur les versants cristallins que sédimentaires et, curieusement, jamais ou presque dans les terrains quaternaires (moraines), sans doute à cause de leur faible importance et de leur minceur (l'existence de ces phénomènes est tellement importante qu'elle a donné lieu à une publication spéciale (BARFETY JC. et al., 1970). Nous avons déjà signalé ainsi les écroulements avec forte dislocation intéressant le socle dans le bassin de Séchilienne (Fonafrey, la Bathie, Montfalcon, Mont-Sec, Vizille) et le tassement de la cîme de Cornillon au-dessus de la plaine de l'Oisans . Nous y ajouterons le décollement avec début de tassement d'un gros compartiment d'amphibolites sous la cîme Chalvine, au-dessus de Gavet. Une crevasse d'arrachement non encore ouverte, avec tassement du compartiment surplombant de quelques dizaines de mètres et basculement vers l'E dédouble localement la corniche rectiligne du plateau des lacs. La masse décrochée a plus de 1,5 km de large, mais est restée intacte au moins dans sa partie supérieure (pas de dislocation). Elle est délimitée latéralement par les profonds ravins du Treuil et de la Combe-du-Sabot. Parmi les nombreux effondrements qui interessent les assises sédimentaires (surtout jurassiques), à Fau-Laurent, au S du Signal-de-l'Homme, aux Serres (Huez) et au Grand-Renaud parmi d'autres moins remarquables, il faut faire une place spéciale à celui du Villard-d'Arêne qui affecte tout le versant liasique au S de la crête du Puy-Golèfre et a déterminé la formation du lac du Pontet, à la base de la niche d'arrachement. Ce glissement a été bien étudié (M. GIGNOUX et R. BARBIER,1953) car on voulait y implanter un barrage de retenue. Or un sondage pratiqué près du talweg actuel a trouvé, sous 63m de marnes glissées, plus de 17 m d'alluvions caillouteuses de la Romanche, prouvant que le véritable talweg est plus enfoncé d'au moins 80 m que l'actuel. Le glissement, qui forme un lobe convexo-concave de la base vers le sommet, s'est avancé dans la vallée de la Romanche, l'a comblé en partie à une époque relativement récente (les glaciers sont tout proches), et est maintenant stabilisé.

III.11.4.2. Le Valbonnais. C'est la vallée de la Bonne, en amont du verrou liasique du Pont-du-Prêtre. La partie essentielle en est l'ombilic de Valbonnais proprement dit, dans lequel on peut observer un remplissage important de terrasses et de cônes de déjection. Au-delà d'Entraigues on pénètre dans le Valjouffrey (Haute-Bonne) duquel se détache le Valsenestre au confluent de la Chapelle-en-Valjouffrey. L'essentiel du remplissage est ici torrentiel. Il s'y rattache aussi, au N ,le petit ombilic du Périer sur la Basse-Malsanne descendant du col diffluent d'Ornon, comblé aussi de cônes de déjection.

Les dépôts franchement glaciaires du Valbonnais sont l'arc morainique du col de la Chaînelette, les placages de Chabrand, les dépôts d'obturation de la Vacherie au-dessus du Villard et l'éperon de la Chalp qui s'avance au milieu de la vallée.

Dans le chapître du Beaumont nous avons daté la moraine élevée du col de la Chaînelette du Riss, car dominant de plus de 100m la surface théorique du glacier würmien de la Bonne. Il en est de même du dépôt d'obturation de la Vacherie, haut perché (1500m), composé d'un soubassement morainique recouvert par des cônes de

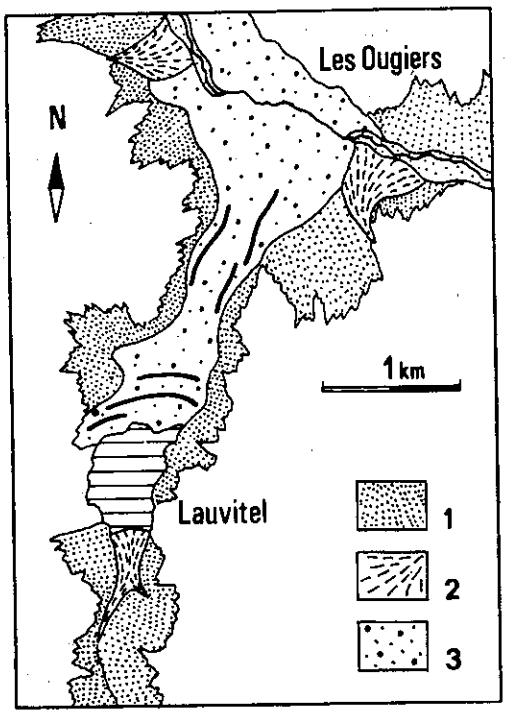


Fig. 186. CARTE SCHEMATIQUE DES FORMATIONS GLACIAIRES DU LAUVITEL.
1. éboulis de gravité, 2. cônes de déjection, 3. moraine et ses vallums.

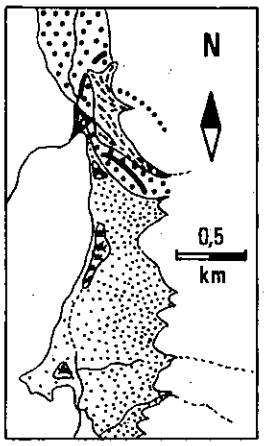


Fig. 188. CARTE SCHEMATIQUE DE LA TRANSFLUENCE DE VENOSC. pointillé gras : moraine et ses vallums, tiretés : cônes de déjection, pointillé serré : formations de versant et cônes de déjection du fond de la transfluence (tourbières vers le centre).

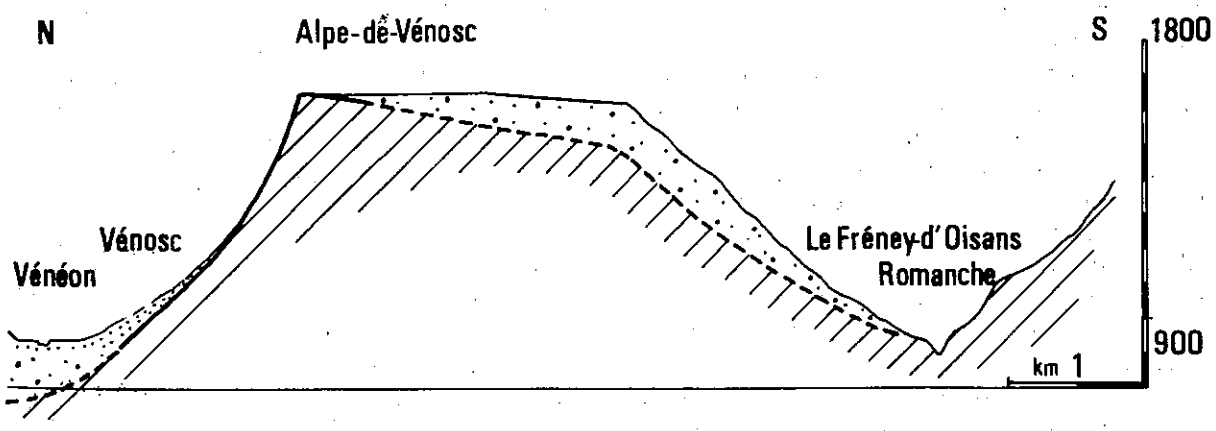


Fig. 187. COUPE LONGITUDINALE DE LA TRANSFLUENCE DE VENOSC. Surcreusement du Vénéon par rapport à la Romanche et distribution des placages morainiques (en pointillés).

déjection et qui rappelle tout à fait, en plus petit, le cône de l'Esparcelet (Champsaur). Il n'en est pas de même des placages de Chabrand qui garnissent le contact cristallin-sédimentaire en aval du col des Ferrières, façonné par le glacier et ses eaux de fonte. Leur altitude inférieure à 1250 m les place dans la zone d'action du glacier würmien. La masse de la Chalp, enfin, barrant à moitié la vallée et simplement ravinée par deux torrents rapprochés est certainement un dépôt de retrait du dernier glacier de vallée du Valjouffrey.

Lorsque l'on remonte la vallée de la Bonne, du Pont-du-Prêtre jusque en amont du Désert-en-Valjouffrey, on s'aperçoit que le plancher alluvial n'est pas continu. Il est composé de plusieurs paliers (quatre principaux, à Valbonnais, la Chapelle, les Faures et en amont du Désert), séparés par des ruptures de pente rapides à Entraigues (Pont-Battant), le Villard, la Chalp et le Désert. Chaque palier est une petite plaine de colmatage suspendue, chaque rupture de pente une remontée locale d'érosion régressive. En amont du Désert, plusieurs petits paliers sont encore individualisés jusque sous le glacier de Fond-Turbat.

Si chaque palier est dû au simple alluvionnement récent, les gradins séparatifs ont des causes diverses : au Pont-du-Prêtre c'est l'incision du verrou structural. Dans le défilé Entraigues-le-Villard deux effets s'ajoutent : en aval l'incision du petit verrou houiller du Pont-Battant (Entraigues), au Villard la traversée d'un important cône de déjection. A la Chalp, au contraire, c'est une moraine peut être armée par un écroulement à blocs énormes que le torrent doit franchir, tandis qu'au Désert c'est l'obstacle du seul cône de déjection des Charmettes. En amont, les barrages sont des cônes, soit de déjection soit d'éboulis.

Les petites plaines alluviales ainsi étagées d'aval en amont seront dégagées en terrasses lorsque les obstacles rocheux ou meubles seront abaissés. Il y aura alors une succession de niveaux alluviaux dont l'origine ne sera évidemment pas climatique mais seulement locale. Cependant cette cause ne joue pas pour les terrasses de l'ombilic du Valbonnais.

L'ombilic du Valbonnais est garni, au N et au S, par deux lambeaux de terrasse bien plans, les terrasses du Valbonnais et de la Roche-d'Entraigues qui dominent la basse plaine d'une quarantaine de mètres. Bien que de pente assez forte (1,25 %), la terrasse est alluviale comme on peut le voir dans les coupes du Moulina (Valbonnais), des Bessons (la Roche) et d'Entraigues. C'est un cailloutis à petits galets (centimétriques) très bien arrondis, bien lité horizontalement ou avec un faible pendage ouest, dans une gangue sableuse fine abondante pouvant former des lentilles allongées et même de minces bancs. Vers le bas de la terrasse, la coupe du Moulina montre une stratification oblique vers l'aval. Il est donc manifeste que cette terrasse est bien alluviale et non torrentielle malgré sa morphologie superficielle, avec tendance lacustre initiale.

A Valbonnais, la presque totalité de la terrasse disparaît sous un revêtement de grands cônes de déjection latéraux qui en masquent totalement la surface (fig.189). A la Roche, l'entablement alluvial est respecté en amont du cône des Engelas, de même qu'à Entraigues. On pourrait penser, à l'examen de la seule morphologie, que les cônes sont contemporains de la terrasse dans laquelle ils viendraient s'imbriquer. Or il n'en est rien. La coupe du Moulina ne montre aucun dépôt torrentiel ni dans la terrasse ni en surface, mais elle se trouve dans un secteur non recouvert. Une autre coupe, plus en amont, le long de la route Valbonnais-Entraigues, montre la superposition du cône à la terrasse (fig.190). Le matériel torrentiel est très différent du matériel alluvial (cailloux et blocs non roulés, matrice fine boueuse abondante, très mauvais litage) et le contact entre les deux est absolument plan et franc. Le cône est donc posé sur la terrasse, ici à la cote 770 m, c'est-à-dire sensiblement au niveau de l'entablement supérieur de la terrasse de la Roche exactement en face. Il y a donc eu deux alluvionnements : la terrasse d'abord, les cônes de déjection ensuite, après que la terrasse eut été complètement édifiée.

La question de l'âge de la terrasse de Valbonnais se pose car elle ne semble pas de formation locale évidente. Ce que l'on sait est qu'elle s'est nécessairement formée après le retrait du glacier. Or, légèrement à l'aval du verrou du Pont-du-Prêtre se trouvent, rive gauche, les dépôts deltaïques de Plafin également postérieurs au retrait du glacier. Mais ces dépôts atteignent un niveau apparemment supérieur à celui de la terrasse amont (750m au moins, peut-être 780) même compte non tenu de la pente. Par conséquent la terrasse de Valbonnais est également postérieure au delta de Plafin. On doit donc envisager une origine locale, tout au moins quant à sa partie basale deltaïque. Il se pourrait qu'il y ait eu un barrage morainique dans le défilé du Pont-du-Prêtre, induisant un lac temporaire isolé dans lequel le dépôt de base se serait effectué. Quant au sommet alluvial relativement épais, il pourrait être mis en relation avec l'édification des basses terrasses du Drac (les Rives), la pente requise (0,8%) étant tout à fait compatible avec celle de la terrasse en amont (1,25 %) et des terrasses aval.

A l'aval des Engelas, la terrasse de rive gauche (la Roche) est érodée et fait place à deux lambeaux de terrasses étagés en contre-bas (les Verneys). Il s'agit à l'évidence de niveaux taillés dans la terrasse principale au cours de l'abaissement du lit de la Bonne, que l'on peut mettre en relation avec les niveaux de même nature existant aux Rives, dans la vallée du Drac.

L'épandage des cônes de déjection supérieurs, dans lequel on peut discerner deux générations (une génération post-lacustre principale et une génération de cônes plus anciens, plus élevés ,dont il ne reste que des lambeaux ravinés à Péchal (les Nicolaux) et dont on ne saurait dire à quelle phase ils appartiennent est cependant un phéno-

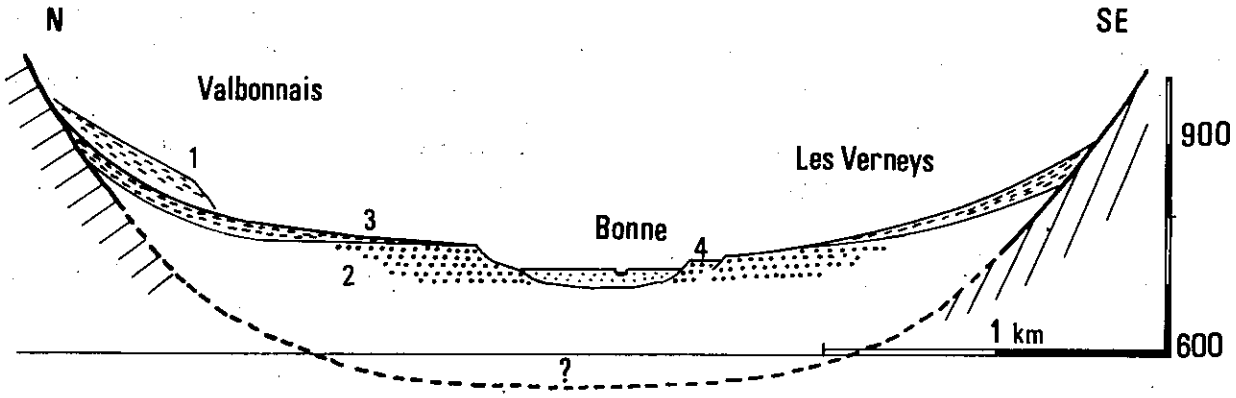


Fig. 189. COUPE DE L'OMBILIC DE VALBONNAIS.
1. cône de déjection élevé (résiduel), 2. terrasse de Valbonnais, 3. cône de déjection supérieur, superposé à (2).
Toutes formations postérieures à l'extension maximale du W III.

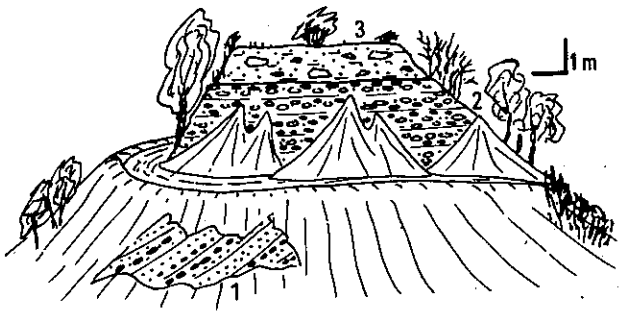


Fig. 190. COUPE DE VALBONNAIS.
1. cailloutis à stratification oblique (deltaïque) de la base de la terrasse, 2. cailloutis horizontaux du sommet de la terrasse, 3. cône de déjection supérieur superposé, à éléments locaux (1.2.3. post-maximum W III).

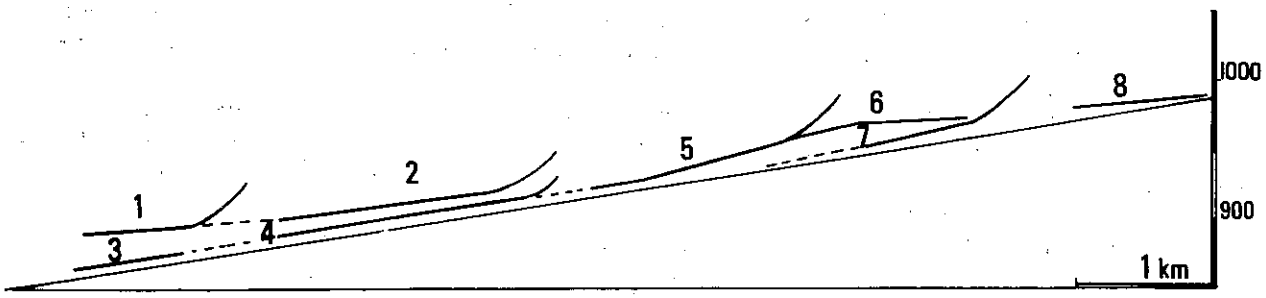


Fig. 191. PROFILS LONGITUDINAUX DES TERRASSES ET CONES DE DEJECTION DU VALGAUDEMAR EN AVAL DE VILLAR-LOUBIERE.
1. terrasse et cône de Séchier, 2. sa prolongation amont (La Chaup), 3.4. terrasse inférieure de la Chaup, 5.6. son prolongement amont (St-Maurice-en-Valgaudemar), 7. terrasse et cône de l'Ubac, 8. cône de Villar-Loubière, trait fin : talweg (Fz) de la Séveraisse.
Ces profils montrent l'existence de 3 niveaux alluviaux (1.2, 3.4.5.6., 7.8) non dépendants de la position des cônes de déjection, donc climatiques, postérieurs à l'extension WIII.

mène climatique, vu son ampleur généralisée dans tout le bassin. Mais localement, on ne peut le mettre en relation avec aucune phase du Drac, si ce n'est constater qu'ils sont tous également postérieurs au retrait des glaciers. Une troisième génération de cônes beaucoup plus modestes existe également en contre-bas, ravinant les cônes supérieurs et la terrasse et se raccordant aux alluvions récentes. On est en droit de mettre en relation les cônes inférieurs du bassin de Valbonnais avec ceux de Valjouffrey et de la Malsanne, car ils se trouvent dans la même position morphologique, c'est-à-dire au seul contact des alluvions de fond de vallée qui forment, en Valbonnais, une véritable petite terrasse dans laquelle la Bonne se creuse un lit de quelques mètres de profondeur et qui se dégage d'aval en amont, car sa pente est supérieure à celle du talweg actuel.

III.11.4.3. Le Valgaudemar. Le Valgaudemar, ou vallée de la Séveraisse, renferme comme le Valbonnais une série de terrasses et de cônes de déjection, les premières apparaissant surtout en aval de Villar-Loubière, dans le tronçon inférieur. A.GIBERT (1923) en a donné une description détaillée. Selon lui aucune moraine n'existerait dans le Valgaudemar même, tout au moins en aval du Clot, mais il nous semble que l'on ne puisse appeler autrement l'informe et réduit colmatage qui barre la vallée à Rif-du-Sap, surmonté par un cône de déjection local (rive droite), raviné par un autre (rive gauche), mais qui n'a ni la morphologie ni la structure torrentielles. Quoi qu'il en soit, cette éventuelle moraine n'est absolument pas datable si ce n'est relativement, de la dernière décrue du glacier de la vallée.

L'auteur a voulu voir dans les terrasses de la Séveraisse des " pseudo-terrasses" dont l'origine purement locale serait dûe le plus souvent au barrage temporaire d'un cône de déjection, d'un écroulement (le Casset) ou d'une moraine frontale (Clot-Civier, sur le torrent de Chabournéou). A cet effet, il cite un grand nombre de niveaux (7) qui ne pourraient donc se relier à ceux de la vallée du Drac.

Si nous reconnaissons la multiplicité des niveaux aussi bien alluviaux que torrentiels (ainsi il y a trois cônes emboîtés au Chasserand), par contre nous ne pensons pas qu'il s'agisse de " pseudo-terrasses " termes qu'il vaudrait mieux remplacer par celui de terrasses locales car ce sont de véritables terrasses tant du point de vue matériel que morphologie, et que leur génèse soit si étroitement localisée. De plus, nous ne trouvons que trois niveaux au-dessus du lit majeur actuel (fig.191).

Le niveau le plus continu est celui qui prend naissance à l'Ubac, au débouché du ravin de Prentiq sous la forme d'un cône de déjection très aplani. Ce niveau ravine les cônes de Chasserand et de Saint-Maurice, se retrouve en aval dans la terrasse inférieure de la Chaup qui se rapproche puis se confond avec le lit majeur actuel sous Saint-Firmin, donc est postérieur aux cônes de déjection les plus bas rattachés au niveau 7 (le dernier) du Drac en Champsaur. C'est un niveau 8. Or ce niveau quasi continu, ou tout au moins très régulier, qui se suit dans tout le Bas-Valgaudemar, est surmonté par des niveaux plus élevés et n'est pas le plus récent. Un autre lui est encore inférieur.

Le niveau immédiatement antérieur est représenté par la terrasse supérieure de la Chaup (7), qui ravine à la fois le cône du Séchier (en aval) et celui du Chasserand (en amont). Le cône du Séchier est donc 6 ; il passe en aval à une terrasse bien individualisée, à strucutre deltaïque (lits obliques), qui ne se poursuit pas au-delà des grands cônes de Saint-Firmin, attribués au stade 6 du Drac également. Les cônes du stade 6 se joignaient dans le talweg à la cote 890 m environ, d'après leurs profils. Or la terrasse du Séchier, en amont, est à la cote 900 donc compatible avec une retenue lacustre locale du Bas-Valgaudemar barrée par ces cônes. Pour que la terrasse lacustre se développe jusqu'en aval, il a fallu qu'elle se forme aussi en amont d'où elle aurait totalement disparu, excepté le lambeau de la Grange, rive droite en aval de Saint-Maurice et auquel correspondent les cônes élevés de Saint-Maurice, la Meule et Chasserand. Comme ces derniers organismes torrentiels sont les plus élevés tout en étant bien conservés, à l'instar des cônes de Saint-Firmin, on voit que leur appartenance au stade 6, comme ces derniers, déduit de leurs rapports avec les terrasses, se trouve confirmée de même que le caractère général des alluvionnements du Bas-Valgaudemar. Bien entendu ces alluvionnements torrentiels et fluviatiles sont d'origine locale mais ils ne se relient pas moins avec ceux du Drac, l'isolement cessant dès la fin du stade 6 (ravinement des cônes de Saint-Firmin et donc de l'obturation).

Après le niveau 8 (l'Ubac), se placent encore tous les cônes et alluvionnements situés en amont des Roux (notamment ceux de Colombuègne, Villar-Loubière, etc...) qui sont emboîtés dans ce dernier et correspondent au dernier épisode d'alluvionnement torrentiel décelable avant celui, actuel, du fond de vallée et des hauts bassins. C'est un stade 9. On peut admettre cette distinction lorsque l'on voit l'étagement de la terrasse des Roux sous celle des Garets (l'Ubac) et le cône de l'Ubac (8) très fortement réentaillé par son torrent alors que celui de Colombuègne(9) coule encore à sa surface.

Ainsi, contrairement à A. GIBERT, nous pensons que l'obturation du Valgaudemar n'a joué en réalité qu'une fois lors de l'édification des grands cônes postérieurs au départ définitif du glacier. De même il n'y a nulle part l'étagement de cinq niveaux sur une même transversale, mais au plus trois. Si, le long de la vallée, les niveaux ont paru plus nombreux à cet auteur, ce doit être en raison de leur pente supérieure à celle du talweg, qui fait que les terrasses se dégagent mieux vers l'amont tout au moins jusqu'au point actuel de remontée de l'érosion sous

Villard-Loubière. Le fait aussi que les terrasses ravinent plus souvent les cônes de déjection et réciproquement, que ces derniers passent latéralement de l'un à l'autre prouve également que, très tôt, l'unification alluviale de la vallée a eu lieu et non pas fragmentation en une série de retenues temporaires et successives. Mais ces deux dernières particularités apparaissent mieux sur les photos aériennes et sur la carte détaillée que sur le terrain et sur le 80 000è, instruments dont l'auteur ne disposait pas à l'époque.

III.11.4.4. Le Haut-Drac. Dans le Haut-Champsaur, qui appartient au massif cristallin du Pelvoux et à son enveloppe sédimentaire, le Drac se divise en deux branches convergentes, le Drac-Noir ou Drac d'Orcières, drainant exclusivement les terrains sédimentaires (flysch noir, flysch à helmintoïdes, grès du Champsaur) et le Champoléon qui s'enfonce au coeur du massif ancien. Pas plus que dans les autres vallées on ne trouve de dépôts morainiques postérieurs au maximum de la dernière extension. Seule une morphologie marginale (chenaux imprimés dans le substratum) se développe au S du confluent, rive gauche, au-dessus et en amont de Serre-Eyrauds. Plusieurs petites gouttières étagées sur le promontoire (Croix-de-Lauzet, 1650m, Serre-Eyrauds, 1480, 1456 et 1280 m) et la grande gouttière du Veyret (1488m), indiquent, surtout la dernière, un stationnement du glacier du Drac-Noir confluant avec celui du Champoléon, plus puissant car venant d'un bassin plus élevé (2140m contre 2110m) et un peu plus étendu. Ce glacier est peut-être celui dont les eaux ont façonné les gouttières de la Coche (1507m) et, en ce cas, il avait son front en avant des dernières moraines latérales du Champsaur (les Eustaches).

En amont donc, plus aucun témoin morainique net. Seuls restent des placages de versant à diverses altitudes (Orcières) et des bouchons colmatant les fonds de talweg (Côte-Chit et l'Archat à Prapic). Ces hautes vallées sont aussi le domaine des cônes de déjection, mais beaucoup moins développés que dans la Basse-Séveraisse malgré un substratum lithologiquement favorable (grès, marnes, schistes du flysch). A Prapic par exemple, on discerne deux générations de cônes seulement, dont le plus récent est fortement attaqué par la remontée érosive du Drac. Dans le vallon d'Archinard, au-dessous des Audiberts rive droite, les bas de versants sont façonnés en glacis très inclinés par les racines de petits cônes de déjection actuels.

Enfin nous terminerons en citant les nombreux glissements de terrain et effondrements qui bouleversent les versants du Drac d'Orcières, surtout lorsque les marnes du flysch noir affleurent, ce qui est le cas dans toute la pente sous le sommet Drouvet ainsi qu'au S sous les Autanes où le flysch à helminthoïdes superposé se trouve impliqué dans les effondrements qui sont particulièrement nombreux dans le vallon d'Archinard.

Les hautes vallées des massifs cristallins qui ont nourri les grands glaciers quaternaires sont donc celles où les dépôts morainiques sont les plus rares. On peut faire cependant une très petite exception par la Haute-Séveraisse (Vallonpierre) et, à un degré bien moindre , le Haut-Champoléon (vallon de Rougnoux). Vallonpierre est l'un des rares endroits où l'on puisse observer un petit système de moraines frontales récentes dans un " cirque " maintenant dépourvu de tout glacier. Le ravin qui rejoint le Clot-Civier est entièrement comblé par une grosse moraine où quelques arcs de retrait se dessinent (Pré-Surette, les Vernets). Dans le cirque lui-même, quelques alignements de gros blocs sont assez nets et l'on peut séparer trois arcs de retrait. Le vallon de Gioberney est encombré par des moraines sans morphologie nette et le versant ouest du vallon de Navette montre un assez beau développement de glaciers rocheux (Cros-du-Jas-du-Seigneur par exemple) et de moraine récente glissée, comme tous les hauts cirques des vallées du Pelvoux (Bonne, Séveraissette). Dans le haut-Champoléon, seuls trois vallums latéraux gauches (les Rougnoux) n'ont pas encore été emportés par les cônes de déjection. Nous avons souvent évoqué les cônes de déjection dans ce chapitre. En effet ils sont omniprésents. Nous n'avons rien dit des éboulis de gravité, nombreux aussi au bas des falaises escarpées mais banaux sous la forme d'une frange continue. Cependant une autre forme de dépôt spécifique à la haute montagne existe dès que l'on aborde les vallées intérieures. Ce sont les cônes d'avalanche, très nombreux mais généralement petits. On les distingue des cônes d'éboulis par leur pente beaucoup moins forte, des cônes de déjection par leur pente supérieure. Ainsi, leurs profils sont intermédiaires entre deux extrêmes. Leur matériel, plus grossier que celui des éboulis de simple gravité, est mieux étalé car il subit l'intervention d'un courant fluide. Banaux aussi, trop nombreux pour être cités, ils ne donnent lieu à aucune chronologie car ils sont tous récents et certains subactifs et même actifs périodiquement.

III.11.5. CONCLUSION.

Les dépôts quaternaires surtout glaciaires montrent que les hautes vallées ou bassins locaux appartiennent à deux types très différents : le type subalpin (Dévoluy, Vercors) est caractérisé par l'abondance des dépôts morainiques et une belle morphologie alors que le type cristallin en est presque totalement dépourvu. Dans les deux cas cependant, on y observe un grand épandage de cônes de déjection et la présence de nombreux éboulis.

Du point de vue chronologie relative, l'étude des relations des dépôts morainiques locaux et de leurs émissaires glacio-torrentiels dans la vallée du Drac a permis de montrer que la totalité des moraines du Vercors et la plus grande partie de celles du Dévoluy sont à rapporter au maximum de Würm, époque de la sédimentation des argiles glacio-lacustres et des terrasses deltaïques du Trièves-Beaumont. Certaines moraines élevées du Dévoluy seraient

plus anciennes, peut-être rissiennes. Un seul témoin d'une avancée postérieure au maximum de la dernière glaciation a pu être décelé dans le domaine subalpin : la moraine locale du bassin de Prélenfrey, qui est postérieure au retrait du glacier de l'Isère et contient des fragments de bois plus anciens que 37000 ans (B.P.). Mais il est juste d'indiquer que des témoins d'une seconde avancée glaciaire würmienne existent dans la vallée du Drac, au débouché de toutes les vallées englacées (Romanche, Bonne, Séveraisse, Haut-Drac). Tout s'est donc passé comme si, après cette seconde extension, les glaciers avaient regressé progressivement de telle sorte qu'aucun stade d'arrêt (sauf peut-être celui du Lauvitel) ne soit intervenu dans leur retrait, avant l'époque de la formation des moraines des cirques abandonnés.

Les hautes vallées nous montrent enfin l'état actuel de l'évolution morphogénétique. Tous les torrents sont en cours de recreusement dans leurs alluvions de fond de vallée et dans leurs cônes de déjection correspondants. Plus aucune accumulation de matériel détritique ne se produit de façon appréciable, sauf par des cônes d'avalanche dont l'activité globale est insignifiante. Les éboulis de gravité sont morts, inactifs, jusque dans le domaine de la haute montagne (2000m), et colonisés par la végétation. Les versants n'évoluent plus alors que par le moyen d'écroulements dont certains sont historiques (le Casset), de glissements superficiels ou en masse de pans entiers (versants argileux, marneux et aussi cristallins) phénomènes lents mais généraux et impliquant des volumes considérables.

III.12. COORDINATION GENERALE DES DEPOTS QUATERNAIRES DU BASSIN DU DRAC.

III.12.1. STRATIGRAPHIE ET MORPHOLOGIE.

L'analyse stratigraphique de chaque région naturelle dont l'ensemble compose le bassin du Drac était nécessaire pour bien connaître la nature des dépôts quaternaires et leurs rapports réciproques, connaissance bien imprécise jusqu'alors comme nous l'avons récemment montré (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968). Rappelons simplement les hypothèses classiquement admises, résumées dans la thèse de F. BOURDIER (1961).

Au Riss, un grand glacier façonne l'auge du Grésivaudan, abandonne des moraines de fond (Cap de Marcelline sous Champagnier) et des argiles glacio-lacustres (Eybens).

Pendant l'interglaciaire Riss-Würm, une grande érosion prolongée déblaye totalement la vallée du Drac de ses dépôts quaternaires antérieurs et en sédimente une partie dans la région de Grenoble (sables et graviers inférieurs du plateau de Champagnier).

Au début du Würm, les limons de Romage se déposent sous un climat périglaciaire, puis les cailloutis supérieurs de Champagnier (moraine à faciès alluvial) qui affleurent aussi dans les berges du Drac jusque loin en amont, et sont recouverts par une moraine argileuse de retrait würmien contre laquelle s'appuient des formations alluviales locales. Des argiles et sables de retrait colmatent l'auge glaciaire abandonnée pendant que s'épandent des formations de pente périglaciaires.

Ainsi la totalité des accumulations quaternaires du Drac étaient supposées appartenir à un seul cycle et d'origine uniquement glaciaire : moraine à faciès alluvial ou " alluvion de progression " remplissant la vallée de l'interglaciaire Riss-Würm recouverte par l'avancée du glacier abandonnant sa moraine de fonte et par des alluvionnements latéraux d'obturation. Sur le grand plateau morainique ainsi constitué, le Drac aurait divagué librement et aurait enfoncé son lit épigéniquement à la fois dans le Quaternaire et le substratum noyé sous-jacent.

Cette conception se basait uniquement sur des analogies de faciès. Il est exact que les cailloutis du plateau de Champagnier ressemblent assez à ceux que l'on observe dans les berges du Drac. Cependant aucune liaison stratigraphique ou morphologique n'existe entre eux (le hiatus est de 10 km), de sorte que leur continuité était hypothétique. Au surplus les cailloutis de Champagnier, qui sont tout à l'aval du bassin générateur, sont de faciès beaucoup plus grossier (calibre supérieur, litage moins net, arrondi moindre, présence de petits blocs) que ceux du Drac, situés loin en amont. Or même si c'étaient des alluvions de progression (si tant est que de telles alluvions existent, ce qui n'est pas prouvé), leur granulométrie devrait être décroissante vers l'aval, alors que c'est le contraire que l'on observe sur le terrain.

D'autres anomalies apparurent au fur et à mesure des recherches, dont ne pouvait rendre compte un schéma aussi simple. Ainsi l'existence d'énormes accumulations d'argiles litées exemptes de matériaux grossiers (comme les argiles d'Eybens), atteignant une puissance égale ou supérieure à 200 m et une extension de plus de 40 km était ignorée. Il est vrai que les conditions d'observations en sont difficiles car elles sont soumises à des glissements généralisés de sorte que les bonnes coupes sont rares. Tout juste citait-on les argiles de la Tuilerie de la Mure comme lacustres para ou sous-glaciaires, sorte d'accident local au milieu de la masse morainique supérieure. Leur nature lacustre avait bien été soupçonnée déjà (C. LORY, 1860 et W. KILIAN, 1900), mais la thèse de leur origine glaciaire l'avait finalement emporté.

Un paradoxe existait aussi entre la position stratigraphique et morphologique des dépôts würmiens du Drac et ceux du Grésivaudan. Alors qu'en Grésivaudan les cailloutis de retrait würmiens se trouveraient profondément enfouis

sous le remplissage actuel de fond de vallée, au fond de l'auge, dans le Drac au contraire cailloutis et moraines seraient perchés jusqu'à haute altitude et le domineraient ainsi topographiquement. Mieux, le Würm aurait été une période de creusement glaciaire en Grésivaudan alors qu'il n'aurait fait qu'accumuler dans la vallée du Drac (ceci ressort très bien de l'examen de la fig. 16, in F. BOURDIER, 1961). Cette disposition était expliquée par la largeur supérieure de la vallée du Drac relativement à celle de l'Isère, le glacier s'étalant là alors qu'il se resserrait ici, et par le barrage du glacier du Drac par celui de la Romanche. Mais si une telle topographie existe bien en Trièves, il n'en est rien en Beaumont ni dans la zone des plateaux, à l'W du Conest-Sénépy, où la vallée du Drac est même beaucoup plus étroite que le Grésivaudan surtout au niveau atteint par les glaces (rapport 1 à 2).

L'épigénie du Drac et son cours ancien, fossile, attribuable à l'interglaciaire Riss-Würm étaient bien connus (P. LORY, 1923). Une complication supplémentaire intervint lorqu'un deuxième talweg fossile fut mis en évidence, tout aussi enfoncé que le premier malgré un profil apparemment plus étroit (J. CROSNIER-LECOMPTE, C. BORDET et P. DUFFAUT, 1953) : ses auteurs l'attribuèrent à un stade de retrait du Würm. Cela supposait qu'au Würm une première épigénie ait eu lieu, donc une première avancée glaciaire suivie d'une seconde, visible dans les moraines des plateaux du Drac et se terminant par l'épigénie actuelle. Or cette interprétation était contraire à l'unicité de la glaciation würmienne soutenue depuis toujours par F. BOURDIER, tout au moins dans cette partie du bassin du Rhône.

Les chapitres qui ont précédé ont montré qu'en réalité la stratigraphie des dépôts quaternaires du Drac est beaucoup plus compliquée qu'on ne le croyait, et qu'elle ne procède pas d'un simple effet de superposition. La morphologie, très complexe également, traduit dans certains cas favorables et explique cette complexité.

Le secteur-clé à cet égard est l'ombilic de Grenoble et les basses vallées du Drac et de la Gresse.

Dans tout le Grésivaudan et en particulier à Eybens (P. BELLAIR, G. MONJUVENT et J. SARROT-REYNAULD, 1970) on connaît maintenant l'existence d'une épaisse couche d'argile de faciès très constant, qui ne peut être qu'interglaciaire(le cas est très différent des argiles glacio-lacustres du Trièves-Beaumont. Dans cette dernière région, leur appartenance à la glaciation würmienne est possible du fait du non englacement de leur aire de dépôt (lacs, barrages glaciaires). Il n'en est pas de même en Grésivaudan que le glacier würmien a occupé en totalité et où son épaisseur dépasserait 1000m). Ce sont les argiles d'Eybens qui reposent elles-même soit sur de la moraine(sondage d'Eybens) soit sur un remplissage lacustre profond. C'est dans ces argiles que l'auge du glacier würmien de l'Isère est façonnée.Les sables inférieurs et les cailloutis de Champagnier surmontent directement les argiles par un contact de ravinement (il n'y eut donc pas de sédimentation continue mais apports intermittents coupés de phases de creusement) et forment une terrasse voisine de la cote 400. Une autre terrasse se retrouve plus au S vers Vif (le Croset), où sa structure est franchement deltaïque. Or si le plateau du Champagnier est partiellement recouvert de moraine, celui du Croset ne l'est pas. C'est donc qu'un lobe terminal de glacier est juste venu recouvrir le premier, comme le prouvent les moraines frontales, qui ne peut être que le glacier de la Romanche. Pendant ce temps, le glacier de l'Isère déposait les moraines latérales de Poisat.

Les basses vallées du Drac et de la Gresse montrent une stratigraphie différente de celle du plateau de Champagnier. A l'aval on y voit les moraines argileuses du Drac reposant sur le substratum rocheux recouvertes par des alluvions fluviatiles à petits galets et bancs de sables épais (le Sert, les Chabous), alors qu'à l'amont ces moraines recouvrent les cailloutis du Drac qui remplissent les talwegs fossiles (Notre-Dame-de-Commiers). Les rapports stratigraphiques sont donc les suivants :

1. A la base, cailloutis du cours fossile du Drac.
2. Moraine argileuse .
3. Alluvions et sables du Sert, des Chabous, de Champagnier.
4. Moraine caillouteuse du plateau de Champagnier, au sommet.
5. Alluvions et sables deltaïques du Croset .

Il n'y a pas correspondance de la moraine du Drac avec celle du plateau de Champagnier. Ces deux dépôts glaciaires sont séparés par toute l'épaisseur des alluvions fluvio-lacustres des plateaux dont la puissance est supérieure à 150 m.

A cet égard l'observation la plus significative est celle de la moraine alpine du Drac qui garnit une surface plongeant vers le N, surface qui recoupe le substratum rocheux et les cailloutis des talwegs fossiles, que les alluvions des plateaux (le Croset, le Sert , Champagnier) viennent recouvrir en transgression (A. LAMBERT et G. MONJUVENT, 1968) et qui s'enfonce sous la plaine de Grenoble (N du Genevray et de Saint-Georges-de-Commiers). Cette surface, qui est une plateforme d'abrasion glaciaire, se raccorde selon toute probabilité avec le toit érodé des argiles du Grésivaudan (Eybens) que l'on trouve à une quarantaine de mètres de profondeur sous la plaine de Varces, et 70 m, sous Grenoble. Cette plateforme n'est autre que le fond d'auge du glacier alpin qui,enfoui profondément dans toute la vallée de l'Isère, en émerge juste à l'entrée de la vallée du Drac et s'élève fortement vers le S.

De quelque manière que l'on prenne les choses, un fait demeure : les alluvions des cours fossiles du Drac sont

recouvertes par la moraine argileuse donc plus anciennes qu'elle. Les choses se compliquent encore en amont dans la région de Sinard. On suit très bien l'alluvion fossile qui débute à Notre-Dame-de-Commiers mais, à partir de Monteynard, on va voir apparaître deux autres ensembles alluviaux.

Le premier remplit l'autre vallée fossile (Drac de Cros) et s'en différencie par un faciès moins frais, une consolidation constante et un niveau d'alluvionnement très supérieur (une centaine de mètres environ). Le second, plus haut perché encore, se trouve dans la vallée fossile de Monteynard (la Ville). Nous les avons appelé cailloutis I, II et III d'après les cotes décroissantes de leur sommet, qui traduisent leurs rapports d'ancienneté. A Monteynard, tous trois sont recouverts par la moraine argileuse würmienne.

Au S de Sinard, cependant, les dépôts morainiques disparaissent brutalement pour laisser place à une grande épaisseur d'argiles, qui atteignent l'altitude 750 m, cote très inférieure à celle des cailloutis I (850m dans le bassin de la Motte-d'Aveillans). En quelques points, on a pu voir que la moraine argileuse surmontait en discordance les argiles de Sinard, les tronquait dans le prolongement de la plate-forme d'abrasion où elle y déterminait même des phénomènes de glaci-tectonique (le Fanjaret). Vers le S désormais, ce ne sont plus que les argiles qui vont remplir complètement le Trièves, au-dessous de 750 m.

Les deux ensembles de cailloutis II et III se suivent dans le défilé du Drac au S du dôme de la Mure et dans le Trièves où leur matériel devient uniquement calcaire (local), remplissant deux réseaux fossiles de l'Ebron plus creusés que le réseau actuel. En Trièves, les cailloutis III restent constamment ou presque sous les argiles tandis que les cailloutis II en émergent au milieu du bassin et constituent les grandes lanières des Serres, lesquelles sont issues des bassins torrentiels du pourtour. A leur tour les cailloutis III émergent du complexe argileux en bordure du bassin et se raccordent à des glacis (Avers) qui tapissent les bas des versants. Dans le défilé du Drac, les argiles se chargent vers l'amont en silts et sables et finalement sont couronnées par un entablement de cailloutis deltaïques formant les grandes terrasses de Lavars, Villard-Julien et Saint-Jean-d'Hérans. Dans le Trièves, elles passent latéralement à des cônes deltaïques issus des bassins orientaux du Vercors et provenant de l'épandage de cailloutis fluvio-glaciaires se raccordant aux moraines locales.

Quant aux cailloutis I, élevés, ils sont très discontinus. On en retrouve sur la rive droite du défilé du Drac, mais, surtout, plusieurs niveaux très élevés s'observent en Trièves, autour des collines jurassiques médianes. Il est à remarquer que, dans toute cette région, on ne trouve aucun dépôt morainique excepté trois lambeaux très petits et isolés; deux très haut perchés (Esparron et Serre-Vulson), le troisième situé au fond d'une vallée sous une terrasse (Château-Méa). On est obligé d'en déduire que le glacier würmien n'y est pas venu, sinon il aurait recouvert de ses moraines l'ensemble des Serres (et non pas seulement leur partie aval en-dessous de la cote 750m) ainsi que les lambeaux de terrasses élevées.

Le même schéma se poursuit mais en plus compliqué encore dans le Beaumont. Là on retrouve les deux cailloutis II et III, toujours dans la même position, également un cailloutis élevé I sur les versants et une grande terrasse (Cordéac, Pellafol) qui prolonge celle de Saint-Jean-d'Hérans avec un faciès sablo-argileux de plus en plus grossier vers l'amont.

La complication vient de ce que l'on va trouver en Beaumont, localement, un grand ensemble morainique (la Mure, Peychaud, Siévoz), à l'aval de la vallée. En effet, vers l'amont, les terrasses fluvio-lacustres et les dépôts I ne sont aucunement perturbés. Dans le Haut-Beaumont, la grande terrasse devient entièrement sablo-caillouteuse (Pellafol) à matériel local (Dévoluy) et passe en amont aux moraines locales du Dévoluy (la Posterle), comme les deltas de Clelles et Saint-Michel-les-Portes (Trièves) passaient aux moraines de Chichilianne et la Bâtie dans le Vercors. Quant aux cailloutis I (du moins un ensemble de I car on a vu qu'il y en a plusieurs), ils forment une terrasse élevée au débouché de la Souloise (les Payas), dans laquelle celle de Pellafol est emboîtée, et recouverte par une pellicule de dépôts morainiques, preuve qu'un glacier est passé dessus.

Dans le Bas-Beaumont, un grand amphithéâtre morainique barre la Matheysine (la Mure). La stratigraphie que l'on observe dans l'ombilic est totalement différente de celle du Beaumont. En effet (coupes de la Mure et des Garguettes) on y voit une moraine inférieure argileuse recouvrir les cailloutis (II et III) en discordance, puis être recouverte à son tour par des argiles lacustres (Tuilerie de la Mure), des alluvions deltaïque formant terrasse (Roison, Siévoz), ces dernières étant de nouveau, au centre de l'ombilic, recouvertes par une moraine typique caillouteuse à très gros blocs (Siévoz-le-Haut, les Miards, Serre-de-l'Aigle).

Le Beaumont montre donc, comme le Bas-Drac et la Basse-Gresse, la superposition de deux moraines séparées par un grand ensemble alluvio-lacustre témoignant de deux avancées glaciaires successives. Le Haut-Beaumont en montre deux également, mais qui n'ont pas la même valeur chronologique. En amont du verrou d'Aspres-les-Corps-Beaufin, le Champsaur offre une stratigraphie assez différente, en tout cas complètement indépendante du Beaumont et du reste du Drac (hiatus du verrou), ce qui fait que l'on ne peut coordonner pour le moment que l'ensemble ombilic de Grenoble - Bas-Drac et Basse-Gresse, Trièves et Beaumont (la Matheysine est à part et n'offre aucun problème ni de corrélation ni de datation, la stratigraphie y étant inexistante).

Plusieurs fils directeurs existent pour la coordination de cette partie du bassin du Drac : les remplissages

alluviaux des vallées fossiles (II et III), les argiles lacustres passant localement aux grandes terrasses deltaïques.

On ne peut raccorder à rien, dans le Grésivaudan, les cailloutis de base (II et III) de même que les cailloutis élevés (I), car il n'y existe aucun dépôt comparable ni par le faciès ni par la situation. On ne peut raccorder à rien non plus les argiles lacustres perchées (750m), sans équivalent en aval. Par contre on connaît les rapports des argiles lacustres avec la moraine du Bas-Drac et de la Basse-Gresse (Sinard). Ce sont des rapports d'affrontement. Le glacier remontant du Grésivaudan est venu raboter et surmonter les argiles, son front s'arrêtant à Sinard. Ainsi on voit comment ont pu se former les argiles lacustres et, par conséquent, les grandes terrasses à structure deltaïque qui, elles aussi, ne possèdent aucun équivalent en aval. C'est le glacier de l'Isère (et de la Romanche dans une mesure incomparablement plus faible) qui a provoqué une obturation de la vallée du Drac donc la formation d'un lac que les argiles, silts, sables et graviers lacustres sont venus colmater entièrement. Par conséquent les argiles litées du Trièves et des plateaux du Drac sont contemporaines du glacier qui a pratiqué l'obturation, lequel était le glacier du maximum würmien. Cela est en accord avec toutes les anciennes conceptions, même lorsqu'on assimilait les argiles à des dépôts directement glaciaires (moraine de fond). Mais là où nous différons fondamentalement, c'est dans la reconnaissance du caractère lacustre des argiles, qui fait que les terrasses du Trièves et du Beaumont à structure deltaïque sont leur équivalent amont, colmatage subaérien final du lac. Donc les terrasses en question et celà jusqu'à Corps y compris sont le niveau lacustre du maximum de Würm.

Cette nouvelle conception a de quoi surprendre, car elle pose le principe que la plus grande partie de la vallée du Drac n'a pas été englacée au Würm. C'est bien ce que la stratigraphie et la morphologie nous apprennent en effet. Or ces premières conclusions sont confirmées par trois autres méthodes indépendantes, que nous avons déjà mises en oeuvre par ailleurs (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969) : la construction graphique du profil théorique des glaciers , le calcul des altitudes moyennes des bassins-versants glaciaires et la coordination morphologique des moraines latérales des glaciers du Drac et de la Durance par-dessus de seuil Bayard.

La construction graphique du profil théorique des glaciers würmiens, en prenant pour origine leurs fronts classiquement reconnus par les méthodes géologiques (moraines de la Bièvre-Valloire et de la Basse-Isère pour l'appareil du Grésivaudan) a montré que les fronts remontant dans les basses vallées du Drac et de la Gresse devaient atteindre Sinard et Monestier-de-Clermont, qui sont également les limites des moraines reconnues sur le terrain.

Le calcul des altitudes moyennes des bassins-versants glaciaires (potentiel d'englacement) a montré que, pour un glacier de l'Isère dont le front est situé à Rovon et un glacier de la Durance stationnant au Poët (maximum de Würm des moraines internes), le glacier du Drac devait avoir le sien au confluent de la Séveraissette, dans le Champsaur, ce qui a été confirmé stratigraphiquement et morphologiquement.

La coordination morphologique des dépôts glaciaires par-dessus le seuil Bayard a raccordé les moraines latérales duranciennes du maximum de Würm à des moraines latérales du glacier du Drac dont le front se trouve également en Champsaur, au confluent de la Séveraissette. Nous en déduisions alors que ces conclusions impliquaient des conséquences en ce qui concerne la chronologie du Quaternaire du Drac et en particulier du glaciaire, en Beaumont et en Trièves (M. GIDON et G. MONJUVENT, 1969).

Cinq méthodes différentes et indépendantes ayant conduit au même résultat, nous sommes autorisés à en conclure qu'effectivement, au maximum de Würm, les glaciers alpins n'ont pas envahi la plus grande partie du centre du bassin du Drac où s'est déroulé un immense phénomène d'obturation glaciaire.

Les implications sont aussi très importantes en ce qui concerne la glaciation locale. Au lieu d'être postérieures au maximum de Würm, comme cela était admis, la liaison argiles d'obturation glaciaires-cônes glacio-lacustres-moraines locales démontre que ces dernières sont contemporaines et que la glaciation locale du Vercors et du Dévoluy date aussi du maximum de Würm.

Il se pose alors le problème des alluvions des anciens réseaux du Drac (I, II et III) qui se trouvent sous les dépôts würmiens (moraines et formations lacustres) stratigraphiquement ou au-dessus morphologiquement. Elles sont nécessairement plus anciennes, sans que l'on puisse encore les dater avec exactitude (nous tenterons de le faire à la fin de cette coordination), donc pré-maximum de Würm. Quant aux moraines situées à l'intérieur de l'aire non envahie par les glaciers würmiens, il n'y a aucune hésitation à avoir, elles sont pour le moins rissiennes.

Mais la question des formations quaternaires qui reposent sur les moraines würmiennes (terrasses du Croset, de Champagnier), où à l'intérieur des ombilics würmiens du glacier de la Bonne (dépôts deltaïques de Siévoz-Roizon et leurs argiles sous-jacentes) est très importante également. On est obligé, contrairement aux vues de F. BOURDIER, de les rapporter à une phase postérieure au maximum de Würm. Et comme elles sont à leur tour recouvertes par de minces mais indubitables dépôts morainiques (Champagnier, les Miards), il s'ensuit nécessairement que les glaciers se sont de nouveau avancés jusqu'en dehors de leurs hautes vallées après le maximum de leur extension au Würm.

Bien que totalement indépendant, le Champsaur montre un schéma identique en ce qui concerne la disposition des dépôts glaciaires.

C'est la seule région d'extension des glaciers würmiens du Drac (Drac, Séveraisse, Séveraissette). Au maximum

de Würm, tout montre qu'une nappe quasi-continue de glace, provenant de la coalescence de lobes individuels qui se juxtaposaient sans véritablement se souder en une masse unique, l'a remplie jusqu'à une altitude bien définie morphologiquement, sans dépasser à l'aval le défilé ou verrou d'Aspres-les-Corps- Beaufin. C'est à peine si quelques rares blocs glaciels viennent se mêler près de la surface à la terrasse glacio-lacustre de Corps, sans en perturber la régularité. Le glacier le plus puissant était celui du Valgaudemar (Séveraisse) dont le lobe terminal a construit les énormes moraines latérales de la Broue-Chauffayer et qui barrait totalement le Bas-Champsaur, où les glaciers du Drac et de la Séveraissette ont abandonné les plateaux morainiques de Saint-Eusèbe-le Villardon. Plusieurs stades de retrait des glaciers du maximum de Würm sont visibles en Champsaur, coordonés avec ceux de l'appareil de la Durance par dessus le col Bayard : I, les Forestons-Charbillac II, la Fare-Poligny, III les Forestiers, IV Saint-Laurent-du-Cros. Pendant que le glacier du Drac, mince langue étirée, reculait rapidement, l'énorme lobe de la Séveraisse fondait sur place dans l'ombilic de Chauffayer en abandonnant une série de moraines étagées les unes sous les autres, et non pas en retrait comme celles du Drac. La coupe capitale de Lesdiguières, dans l'ombilic même de Chauffayer, confirmée par celle de Serre-Repiton (glacier du Drac) en amont du Champsaur montre, dans la dépression centrale abandonnée par le glacier de la Séveraisse, le dépôt d'une importante couche d'argiles litées, sans blocs donc lacustres, recouvertes par de la moraine argileuse. Dans la vallée du Drac il se forme au même moment une terrasse fluvio-lacustre avec nombreux dépôts deltaïques (terrasse de Saint-Bonnet), horizontale et à un niveau très supérieur (une centaine de mètres environ) à cause du barrage du Champsaur par la moraine latérale gauche de la Séveraisse au droit d'Aubessagne. Dans le Champsaur donc, deux étendues lacustres indépendantes existaient après cette première extension: celle de la Séveraisse et celle du Drac. A Serre-Repiton, les dépôts lacustres de la terrasse de Saint-Bonnet sont recouverts par une moraine qui dessine un arc frontal net.

Il y a donc,en Champsaur aussi, deux épisodes d'avancée glaciaire au cours du Würm, celui du maximum et un second, légèrement moins important, séparés par une période d'alluvionnement fluviatile et lacustre.

Cette seconde avancée (stade de Serre-Richard , V) est suivie d'une série de moraines de retrait dans le seul domaine du Drac : VI, Saint-Léger-les-Mélèzes, VII Le Lauza, VIII Les Eustaches. Dans l'ombilic de Chauffayer, qui n'est plus isolé car les moraines de cette réavancée n'ont pas été assez importantes pour barrer totalement le Champsaur, se dépose alors la terrasse, glacio-lacustre à la base puis fluviatile au sommet, de Chauffayer-le-Glaizil. Une série d'alluvionnements torrentiels successifs, matérialisés par un nombre important de cônes de déjection emboîtés accompagne les stades de retrait des glaciers du Drac-Séveraisse.

Mais de nombreux dépôts, surtout glaciaires, dominent les plus hautes moraines qui sont attribuables au maximum de Würm, notamment sur les deux versants du Champsaur. Ce sont d'abord les hautes moraines latérales du glacier de la Séveraisse (les Festraux, Rafam) puis la série de dépôts morainiques sans morphologie nette qui garnissent les revers du Dévoluy jusqu'au dessus du col Bayard, qui ont donc été attribués à un épisode de la glaciation rissienne, vraisemblablement à une de ses dernières phases de retrait.

La succession des épisodes quaternaires que l'on peut déceler dans le bassin du Drac implique deux avancées glaciaires rissiennes et deux würmiennes que l'on peut établir à partir des faits suivants :

Etant donné qu'il est certain que les glaciers würmiens n'ont envahi ni le Trièves, ni le Beaumont, ni le Haut-Bochaine (Val-de-Lus), toutes les moraines que l'on y trouve (Esparron, Serre-Vulson, Château-Méa, la Croix-Haute) sont donc plus anciennes. On les attribuera au Riss sans chercher à y trouver du Mindel, car les nappes glaciaires rissiennes et éventuellement mindeliennes avaient un développement très comparable et envahissaient tout le bassin du Drac.

La série des hauts niveaux étagés du Trièves et du Beaumont qui domine très largement les dépôts attribuables au maximum de Würm (argiles lacustres et moraines de Sinard, terrasses de Saint-Jean-d'Hérans et de Cordéac) sont également attribuables à un épisode rissien, sans doute une phase de retrait du dernier épisode glaciaire général, car ce ne peuvent être que des terrasses d'obturation au même titre que celles du Würm. Comme elles ne sont plus recouvertes de moraines, elles sont donc postérieures à l'extension générale des glaciers rissiens.

Mais la terrasse rissienne des Payas, dominant la terrasse würmienne de Pellafol, est au contraire recouverte de moraine qui n'est pas celle du maximum de Würm puisque ces glaciers ne sont pas parvenus en Beaumont. Elle témoigne donc d'un autre épisode d'extension glaciaire du Riss, peu important, à peine plus que celui du maximum de Würm car la terrasse des Payas n'a pas été très érodée d'une part et les hautes terrasses aval du Beaumont n'ont pas été recouvertes d'autre part. C'est à cette seconde extension rissienne, ou à l'une de ses phases de retrait, que l'on peut attribuer les hautes moraines de la Séveraisse.

Quant aux deux extensions glaciaires würmiennes, elles sont confirmées par de nombreuses preuves stratigraphiques aussi bien que morphologiques :

Les glaciers du maximum de Würm n'ont pas envahi totalement le bassin du Drac. Celui du Grésivaudan, creusant son auge dans les argiles d'Eybens puis façonnant les plateformes d'abrasion glaciaire du Bas-Drac et de la Basse-Gresse s'est avancé jusqu'à Sinard et Monestier-de- Clermont. Celui de la Bonne a construit l'amphithéâtre morainique de la Mure, celui de la Séveraisse le complexe de Chauffayer et celui du Drac déposé les moraines

du Champsaur. Or, dans les ombilics occupés par ces glaciers würmiens lors de leur plus grande extension, se sont déposées des séries d'alluvions lacustres formant terrasses. Il a donc fallu, pour ce faire, que les glaciers würmiens aient abandonné complètement leurs ombilics. Pour le glacier du Grésivaudan, c'est le complexe des terrasses de Champagnier, pour celui de la Bonne ce sont les argiles lacustres de la Tuilerie de la Mure et les alluvions deltaïques de Siévoz-Roizon, pour le glacier de la Séveraisse ce sont les argiles litées de Lesdiguières et pour le glacier du Drac c'est la terrasse fluvio-lacustre de Saint-Bonnet.

Ces alluvions fluvio-lacustres ont toutes, de nouveau, été recouvertes par une moraine dont la faible puissance est sans commune mesure avec les énormes dépôts glaciaires du maximum : pour les glaciers de l'Isère-Romanche ce sont les moraines de Champagnier et de Poisat ; pour le glacier de la Bonne ce sont les moraines de Siévoz-le-Haut, les Miards, Serre-de-l'Aigle ; pour celui de la Séveraisse les moraines de Chauffayer-Lesdiguières et pour celui du Drac l'arc morainique frontal de Serre-Repiton. Ajoutons à cette liste, dans la basse vallée de la Gresse, le débordement du glacier local de Prélenfrey sur les moraines alpines du maximum du Würm du plateau de Saint-Barthélémy.

Une telle stratigraphie où des couches fluvio-lacustres très épaisses sont prises entre deux dépôts morainiques francs, situées à l'intérieur du domaine glaciaire würmien donc postérieures à l'extension maximale du glacier, ne peut se concevoir sans admettre une seconde avancée glaciaire.

A cette seconde avancée glaciaire würmienne correspond l'édification d'une terrasse : c'est la terrasse de Prébois en Trièves et toutes celles qui y sont associées dans le Drac, s'emboîtant dans les formations du maximum de Würm en les ravinant. Elles se raccordent en Trièves à de nombreux cônes de déjection qui ont leurs équivalents aussi dans le Champsaur. Enfin un dernier épisode d'obturation de la cluse de Grenoble par cette nouvelle avancée glaciaire produit le dépôt de deux dernières basses terrasses lacustres (Le Croset , près de Vif et le Crey, près d'Eybens) (fig.192).

Ayant ainsi placé les nappes alluviales et les épisodes glaciaires dans une succession relative d'avancées et de reculs des glaciers, il nous reste à envisager le cas des alluvions profondes, celles qui remplissent les deux réseaux fossiles du Drac. Nous avons vu que les deux réseaux sont très certainement interglaciaires,l'un étant Riss-Würm, l'autre Mindel-Riss. A quoi peut-on alors rattacher leurs remplissages ? Prenons le cas du plus récent, dans le talweg Riss-Würm (Drac de Sinard), ou alluvion III. Il est recouvert et érodé à la fois par les argiles lacustres et les moraines du maximum de Würm. Il est donc plus ancien que l'extension maximale des glaciers würmiens. Mais, étant logé dans un talweg Riss-Würm, il est également postérieur au dernier interglaciaire. Tout ce que l'on peut dire, en l'absence de chronologie absolue, est que l'alluvionnement III du Drac se situe entre l'interglaciaire Riss-Würm et la période d'extension maximale des glaciers würmiens.

Le remblaiement alluvial de l'autre talweg fossile (Drac de Cros) ou alluvion II, dans lequel le III est emboîté, remplit un cours Mindel-Riss du Drac. On est donc fondé à estimer qu'il date du Riss, sans pouvoir préciser davantage.

Les alluvions anciennes élevées (1), recouvertes par les moraines würmiennes dans le Bas-Drac (Monteynard), sont accrochées aux versants ou remplissent un bassin local (la Motte-d'Aveillans) sans que l'on sache exactement de quel réseau hydrographique elles dépendent. Mais ce sont certainement les mêmes ou des équivalentes que l'on retrouve tapissant les cols élevés du Trièves (Accarias, le Thaud, etc...) où elles forment des aplanissements. On est également fondé à les rapporter au Riss pour des raisons déjà exposées, mais il est un autre fait certain c'est que les alluvions rissiennes (II) qui sont localisées précisément dans un talweg constituent la base du ou des remplissages alluviaux rissiens.

On retrouverait le même schéma dans la succession des alluvions rissiennes que pour celles de Würm, ce qui est logique a priori. Mais, pareillement à ce qui se passe pour le remplissage würmien (III), nous avons vu que les alluvions rissiennes (II) forment, vers l'amont, des terrasses (Serres) à sommet horizontal passant finalement à de grands cônes de déjection (glacis) à proximité des versants. Or ces serres bien individualisés en un seul niveau qui colmate tout le Trièves en convergeant vers son issue, le défilé de l'Ebron au pont de Brion, forment un alluvionnement dont le sommet est situé bien en-dessous de celui des hauts niveaux rissiens, donc nécessairement emboîté dedans, et sans couverture morainique. Cette considération conduit alors au dilemme suivant : la base des alluvions des serres qui remplit le talweg interglaciaire anté-rissien date selon toute probabilité d'une première phase de Riss alors que le sommet , qui forme le niveau de terrasse rissien le plus bas, correspond nécessairement au dernier alluvionnement de cette époque. Entre les deux se placerait l'avancée maximale des glaciers et le dépôt des cailloutis des hauts niveaux, selon le schéma suivant :

Mindel-Riss : creusement du réseau hydrographique pré-rissien.

Riss : a) Dépôt d'alluvions fossilisant le réseau interglaciaire.
b) Extension maximale des glaciers rissiens. Dépôt des moraines élevées.
c) Départ des glaciers rissiens. Dépôts des niveaux alluviaux élevés (cataglaciaire).
d) Dépôt des serres et terrasses du Trièves très fortement emboîtées dans les alluvions élevées.

Si l'on refuse la possibilité d'un creusement interstadiaire très important entre les phases c et d ci-dessus, au cours duquel les talwegs auraient été creusés autant qu'aujourd'hui et même plus en Trièves, ce qui nécessiterait une durée fort longue de telle sorte que cet intersatede serait d'une importance comparable à un interglaciaire, on est obligé d'admettre que les alluvions des serres cumulent par superposition deux alluvionnements appartenant à deux époques distinctes, a et d . Comme le matériel est le même et les conditions climatiques vraisemblablement identiques, il n'est pas étonnant que les coupes ne puissent rendre compte d'un tel fait. Mais de toutes façons, la période séparant le dépôt des hauts niveaux caillouteux (c) et celui des serres (d) est une période d'intense érosion, puisque l'étagement des deux alluvionnements extrêmes mesuré sur un même plan dans les environs de Lavars, à quelques kilomètres de distance, est de plus de 250m.

Après la phase d des Serres, vient une phase f dont on ne connaît qu'un aspect, qui est le recouvrement des alluvions correspondant aux serres par une extension glaciaire limitée (les Payas dans le Haut-Beaumont).

III.12.2. CHRONOLOGIE.

Stratigraphie et morphologie ont permis de reconnaître, dans le bassin du Drac, des dépôts attribuables à deux glaciations indépendantes, séparées par une période de creusement des vallées (interglaciaire), chacune ayant été caractérisée par deux avancées des glaciers. Le problème est maintenant de tenter de coordonner ces dépôts, qui ne sont pas datés à proprement parler, à ceux bien connus et classiques de l'extérieur des Alpes.

Riss. Nous rappellerons que les travaux de F. BOURDIER (1961-1967) dans la Bièvre-Valloire conduisent cet auteur à définir trois phases climatiques froides, retrouvées également dans le bassin de Paris (id. et F.BORDES, 1957),séparées par des réchauffements, dont les deux premières seulement sont accompagnées de moraines et terrasses fluvio-glaciaires (Riss I et II) ; c'est à dire qu'à deux reprises les glaciers alpins auraient débordé sur le piedmont bas-dauphinois. Quant à la troisième phase de Riss, elle n'est connue que par des loess.

Si nous replaçons maintenant ce schéma dans le cadre de la vallée du Drac, nous constatons que nous pouvons l'appliquer de façon relativement satisfaisante. La dernière phase de Riss (III), qui n'est pas glaciaire dans le piedmont, l'est dans nos montagnes. C'est la première extension partielle décelable, celle qui a façonné la terrasse des Payas mais n'a envahi ni le Beaumont ni le Trièves à l'instar de celle de Würm. Quant aux moraines anciennes, on ne peut les rapporter qu'à une période d'extension générale des glaciers rissiens qui pourrait être soit le Riss I soit le Riss II.

Les deux hypothèses peuvent en effet s'envisager. Si les dépôts fluviatiles élevés sont des éléments de terrasse d'obturation, ce qui ne peut être mis en doute car on ne peut les raccorder à rien en aval, ils sont susceptibles de s'être mis en place de plusieurs façons différentes :

- soit comme les alluvions des terrasses fluvio-lacustres würmiennes, c'est-à-dire sédimentation dans une étendue non glaciaire barrée à l'aval par un glacier (toujours celui du Grésivaudan) n'ayant pas complètement envahi le Trièves.

- soit par sédimentation dans un domaine abandonné par les glaciers, après que ces derniers l'aient totalement envahi, et dans les mêmes conditions : ce seraient des dépôts de récession et d'obturation.

Rien ne permet de choisir une hypothèse préférentiellement à une autre. On ne peut faire que deux remarques : d'une part il y a plusieurs niveaux alluviaux élevés en Trièves, les plus hauts situés étant polygéniques (alluvions alpines), les autres uniquement calcaires (locales) ; d'autre part nous n'avons rencontré en aucun endroit de moraine ancienne sous une nappe rissienne, prouvant par là-même la récession avant l'obturation. Seules les argiles morainiques de Château-Méa dans le Trièves, recouvertes par un cône de déjection würmien mais prouvant, par leur position relativement basse, qu'elles se sont déposées dans une dépression creusée au moins aussi profondément, sinon plus, que l'actuel bassin local de Tréminis, peut-être un argument pour une invasion glaciaire rissienne antérieure au dépôt des cailloutis des hauts niveaux, à moins que l'on n'attribue cette moraine à la glaciation du Mindel, sans argument supplémentaire. Il en est de même pour la coupe de Serre-Vulson.

C'est pourquoi le schéma suivant, essayant de reconstituer les fluctuations rissiennes dans le bassin du Drac, n'est proposé qu'à titre tout à fait hypothétique.

Mindel-Riss.Creusement du premier réseau hydrographique fossile décelable. Erosion totale (?) de tous les dépôts glaciaires ou fluviatiles antérieurs, notamment mindéliens.

Riss I . Alluvionnement des cailloutis de base du talweg Mindel-Riss au cours d'une phase précoce non glaciaire (type Würm I), mais périglaciaire. Invasion totale du bassin du Drac par les glaciers alpins formant une nappe continue de glace. Diffluence par le col de la Croix-Haute avec dépôt des moraines correspondantes. Dépôt des moraines anciennes du Trièves. Au cours du retrait de cette glaciation, dépôt des alluvions élevées au cours d'une phase (ou de plusieurs phases) d'obturation par le glacier du Grésivaudan (alluvions I).

Riss II. Après un interstade important pendant lequel le réseau hydrographique s'enfonce de plusieurs centaines de mètres, une nouvelle phase alluviale provoque la formation des serres et le dépôt de la terrasse II du Drac, qui se suit dans toute la vallée jusqu'à l'entrée du Champsaur. Pour qu'un tel alluvionnement ait eu lieu, avec le

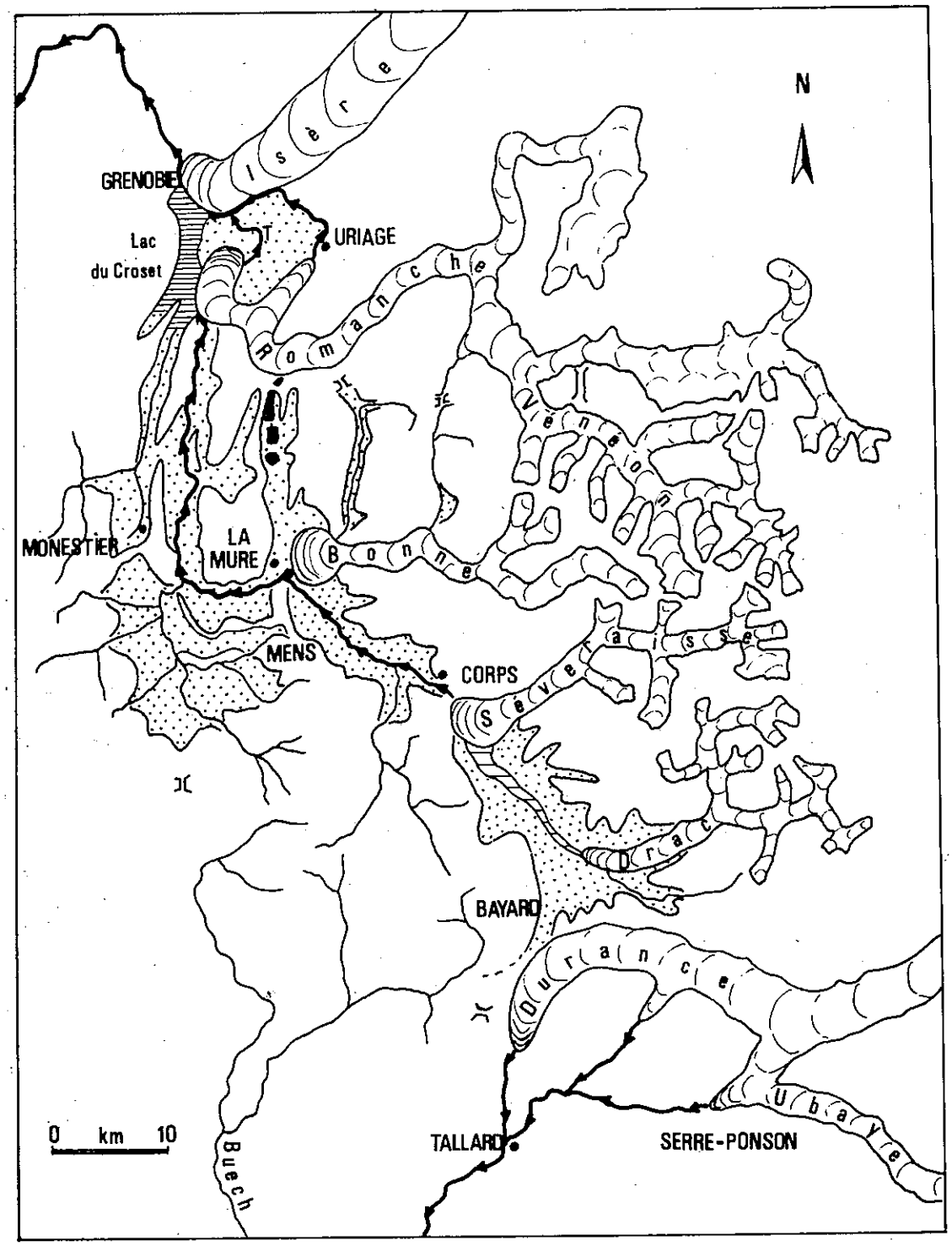


Fig. 192. SCHEMA DE LA POSITION DES GLACIERS AU WURM III.
Pointillés : dépôts cataglaciaires W II, hachures horizontales : lacs d'obturation glaciaire du Champsaur et du Croset, flèches : principaux effluents glaciaires.
Les seules diffluences qui fonctionnent dans le bassin du Drac sont celles d'Uriage et de Tavernolles (T).

faciès fluviatile et torrentiel caractéristique, il est nécessaire qu'il n'y ait pas eu, à ce moment, de très grande extension glaciaire.

Riss III. Immédiatement après, une pulsation glaciaire d'une ampleur très inférieure à celle du Riss I, mais supérieure cependant à celle du Würm, amène l'érosion et le recouvrement de la terrasse II dans le Haut-Beaumont par le glacier du Drac qui y laisse une pellicule morainique. Cette pulsation est insuffisante pour provoquer une intense érosion à cet endroit même (protection par le verrou de Beaufin) et pour envahir le Trièves, les terrasses II et I n'en étant aucunement perturbées en aval. On ne peut rien rapporter d'autre à cette phase. Peut-être y eut-il en Trièves, comme au Würm, dépôt d'argiles (argiles de la Motte d'Aveillans ?), mais on ne saurait les distinguer des argiles würmiennes. Peut-être y eut-il dépôt de sédiments fluvio-lacustres (alluvions élevées locales situées en-dessous de la cote 900m), mais les nappes ne subsistent plus qu'à l'état de lambeaux impossibles à coordonner.

Si donc nous pouvons admettre, dans le Drac, le schéma ternaire du Riss, par contre nous sommes obligé de modifier quelque peu la chronologie des phases glaciaires. Ainsi le Riss I serait bien une phase d'extension maximale. Peut-être même devrait-on la subdiviser en deux épisodes : Riss Ia à faible extension des glaciers, Riss Ib à extension généralisée. Le Riss II ne serait qu'une époque d'alluvionnement, identique au Riss Ia, alors que c'est le Riss III qui serait la seconde phase d'avancée importante, d'ampleur intermédiaire entre le Riss I et le Würm. Enfin l'interstade Riss I-II aurait été de longue durée, en tout cas d'une durée presque équivalente à celle d'un interglaciaire.

Un autre modèle de la chronologie des dépôts rissiens peut être proposé, si l'on se refuse à voir dans les alluvions II le résultat de la superposition de deux nappes , en se basant sur le schéma classique de l'emboîtement des terrasses :

Mindel-Riss : creusement d'un premier réseau hydrographique peu encaissé.

Riss I : Glaciation majeure ; dépôt des moraines externes ; dépôt des alluvions I élevées, (Monteynard, , les Souchons, RIa) ; dépôt d'une haute terrasse I (les Payas, RIb).

Riss I-II : creusement d'un second réseau peu encaissé.

Riss II : seconde avancée glaciaire, limitée (inférieure à R I, supérieure à W II). Dépôt de la moraine des Payas.

Riss II-III : creusement du réseau fossile (3°), très encaissé (V1).

Riss III : dépôt de la terrasse des alluvions II (Serres), cataglaciaire de glaciers R III modestes, restés confinés dans les hautes vallées, du type WIII réduit, dont il ne resterait par conséquent aucune trace.

Ce schéma a l'avantage de mieux cadrer avec la chronologie classique (F. BOURDIER). Cependant, il est beaucoup plus compliqué (nécessité de subdiviser le RI) et, surtout, il retire au Mindel-Riss son caractère de grande période de creusement, donc de long interglaciaire, ce qui ne concorde pas avec ce que l'on connaît par ailleurs, à l'extérieur des Alpes notamment. C'est pourquoi nous préférons pour le moment nous en tenir à l'hypothèse précédente.

Würm. Comme pour le Riss, mais beaucoup plus nettement encore, la stratigraphie des dépôts würmiens dracquois a mis en évidence l'existence de deux phases glaciaires séparées par un important épisode lacustre lui-même suivi d'une phase de creusement appréciable. Mais nous sommes plus favorisés car deux éléments de datation absolue vont permettre de caler dans la chronologie würmienne les alternances d'avancée des glaciers.

Le premier est la datation d'un fragment de bois trouvé dans la moraine locale de Prélenfrey, qui est venue se superposer, après une poussée glaciaire de faible amplitude, sur le plateau morainique de Saint-Barthélémy abandonné par le glacier alpin du maximum de Würm (G. MONJUVENT, 1969). L'âge de ce bois étant de plus de 37000 ans (B.P.), plusieurs possibilités s'offraient : soit admettre que le bois ne date pas la moraine mais qu'il peut-être beaucoup plus ancien, par exemple Riss-Würm ; le bois serait resté ainsi inaltéré pendant une longue période avant d'être englobé dans une moraine würmienne récente (celle du Würm IIIa, selon les dernières estimations de F. BOURDIER, 1967). Mais cette hypothèse n'est pas satisfaisante car elle ne rend pas compte de la conservation. Le bois serait immédiatement antérieur au Würm IIIa (interstade d'Hengelo), ce qui expliquerait sa présence au sein de la moraine. Deux cas peuvent alors se présenter - ou le Würm IIIa est bien le Würm maximum, et on explique la présence de la moraine locale sur la moraine alpine par un débordement de la première juste après le départ du glacier alpin, - ou la moraine locale, toujours datée du Würm IIIa, est venue se superposer à la moraine alpine longtemps après le départ du glacier alpin. Dans le premier cas, il n'y aurait eu qu'une avancée glaciaire en Grésivaudan, opinion de F. BOURDIER. Dans le second cas, il y en aurait eu deux. Or la stratigraphie nous a montré la réalité de ces deux avancées.

Localement, la seconde hypothèse doit aussi être choisie pour deux raisons : d'une part il y a interposition d'alluvions fluviatiles entre les deux moraines (alluvions locales ayant aplani le plateau morainique de Saint-Barthélémy), d'autre part la moraine locale non seulement se superpose à ce dépôt alluvial mais aussi remplit un ravin d'érosion (le Bas-Bruant) creusé dans le plateau morainique et son substratum rocheux, indiquant ainsi une phase d'érosion assez longue avant l'arrivée de cette moraine. Tout indique que moraine alpine et moraine locale

ne sont pas deux formations d'une même phase glaciaire mais de deux phases distinctes relativement espacées. Comme la phase glaciaire locale serait le Würm IIIa, la phase alpine serait antérieure, donc certainement Würm II.

Le second est la découverte d'une industrie moustérienne à la surface des moraines alpines du plateau des Guillets (Vercors), moraines qui appartiennent à un stade de retrait du maximum de Würm (M. MALENFANT, 1969). Comme le Moustérien alpin ne dépasse par l'interstade würmien II-III ou le tout début du Würm III, nous sommes fondé à conclure avec l'auteur que la moraine würmienne des Guillets est antérieure à cet interstade, et que par conséquent elle daterait du Würm II. L'extension maximale des glaciers würmiens dans la région dauphinoise, et certainement aussi dans les régions voisines, serait donc relativement précoce et à rapporter au Würm II.

Il s'ensuit que la seconde extension glaciaire que notre étude à mise en évidence serait de toute manière celle du Würm III. Entre les deux se placerait un interstade important, celui d'Hengelo (ex-Laufen), pendant lequel se serait produit un creusement d'une certaine ampleur dans les basses vallées, et notamment dans la région de Grenoble. Après cette seconde avancée glaciaire, le bassin du Drac ne montrerait plus aucun signe d'une nouvelle poussée, exception faite peut-être pour celle du glacier local du vallon de Lauvitel, attribuable alors au Würm IV (Tardiglaciaire).

Le fait que les documents chronologiques locaux nous imposent d'envisager, en ce qui concerne les glaciers du bassin du Drac et celui de l'Isère, l'avancée maximale au Würm II et une seconde, importante mais d'étendue moindre, au Würm III, ces deux périodes de crue étant séparées par un long interstade au cours duquel se produit une intense sédimentation lacustre suivie d'une notable érosion dans les basses vallées, pose le problème épineux de la chronologie des épisodes glaciaires würmiens. En effet on sait que F. BOURDIER (1961) a placé dans son Würm V (Dryas I) le maximum d'extension des glaciers de la région lyonnaise (H. Movius, se fondant sur les datations du gisement de la Colombière (Ain), le mettant par contre dans le Würm IV, voir F. BOURDIER, 1961, p. 308), et une nouvelle extension presque aussi importante des glaciers dans la Basse-Isère au Dryas II. Bien que, dans ses publications plus récentes (1967), le même auteur attribue maintenant au Würm IIIa les moraines du maximum de Würm de l'Isère (Rives), et toujours au Würm V la deuxième avancée importante de ce glacier (Rovon), une certaine distorsion subsiste avec nos résultats. Mais cette non-concordance n'est pas seulement chronologique, elle est également stratigraphique. Selon F. BOURDIER les formations sableuses et caillouteuses de la base du plateau de Champagnier seraient interglaciaires Riss-Würm, de même que tous les dépôts des banquettes latérales du Grésivaudan (la Flachère, Barraux, Planaise, etc...) qui ont, effectivement, été rabotées en surfaces par un glacier. Dans notre conception, assimilant par analogie morphologique et stratigraphique toutes ces terrasses du Grésivaudan de la même façon que F. BOURDIER, nous les attribuerions à l'interstade würmien II-III (Hengelo)

L'argument principal de F. BOURDIER pour ranger les banquettes du Grésivaudan dans l'interglaciaire Riss-Würm est la présence, dans plusieurs d'entre elles et dans des formations analogues de la cluse de Chambéry, de niveaux argileux à lignites et à empreintes de plantes dont l'analyse palynologique et botanique a mis en évidence un "cycle climatique complet s'étendant de la fin d'une période froide à la suivante ". Mais l'auteur ajoute que " les essences thermophyles y ont un faible développement qui surprend", de sorte que " la température moyenne annuelle... n'atteignait que 6 ° , 4 de moins que l'actuelle et celle de l'interglaciaire Riss-Würm ",que toutes les données conduisent à estimer au moins aussi chaud que le Post-Glaciaire. Parmi les plantes, F. BOURDIER cite Buxus sempervirens Lin. et Rhododendron ponticum Lin, à l'appui de son hypothèse interglaciaire, argument contesté par ailleurs (P. VEYRET, 1945).

Ces contradictions disparaissent si l'on considère que les alluvions des banquettes du Grésivaudan sont interstadiaires, le climat de l'interstade étant certainement moins clément que celui de l'interglaciaire. Disparaît aussi le doute que la présence de ces banquettes fait planer sur la capacité érosive du glacier würmien. On a vu, dans la région de Grenoble, qu'il a façonné une plateforme d'abrasion glaciaire et une auge dans les argiles d'Eybens, sous les cailloutis du plateau de Champagnier. Il faudrait alors admettre qu'en amont ce glacier a été incapable d'éroder les fragiles dépôts graveleux et sableux qui se trouvent sur les bords de la vallée mais aussi au milieu (banquette de Planaise), et la dominent de plusieurs dizaines de mètres. L'objection a bien été vue et, pour y parer, certains auteurs (R. BLANCHARD, 1938-54, R. VIVIAN et M. RICQ, 1966) ont supposé que les dépôts de Chambéry et du Grésivaudan étaient des formes d'obturation glaciaire latérale, déposées au contact du glacier würmien en fusion, avec intervention de phénomènes de glaces mortes. Mais, si l'hypothèse vaut peut-être pour le Val du Bourget, elle est tout à fait inapplicable dans le cas du Grésivaudan, ne serait-ce qu'à cause du faciès indubitablement lacustre de ces formations et de la présence de moraine tout à fait au sommet seulement, avec une morphologie de rabotage glaciaire caractéristique.

Une seule explication reste plausible à notre avis, celle du dépôt des alluvions du Grésivaudan dans un lac d'obturation glaciaire (bouchon de glace morte dans la cluse de Grenoble) après le retrait du glacier würmien, c'est-à-dire au début de l'interstade II-III. Ce lac se comble progressivement de sables et graviers lacustres (structure deltaïque typique des sables de la Gache), et la végétation s'installant, il se forme des marécages propices à la conservation des bois qui donneront les lignites. Puis, l'obstacle d'aval ayant disparu par suite de la fusion du bou-

chon glaciaire, une érosion régressive locale intense se produit à partir de l'entrée de la cluse de Grenoble. L'Isère, la Romanche et le Drac interstadiaires creusent rapidement, jusque près du niveau actuel, dégageant la terrasse de Champagnier. On pourrait objecter qu'il est invraisemblable que la glace morte de la cluse ait persisté suffisamment longtemps pour que le lac du Grésivaudan se comble entièrement. C'est vrai,aussi ce barrage ne fut-il que très temporaire, ne durant que le temps nécessaire à la formation du plateau de Champagnier par alluvionnement cataglaciaire en provenance surtout de la Romanche et en moindre proportion du Drac. C'est cet alluvionnement une fois réalisé qui a colmaté localement l'amont de la cluse de Grenoble, ne dépassant pas à l'aval la zone où il s'appuyait contre le bouchon de glace, et qui a formé barrage pour tout le Grésivaudan en amont. Dès que la glace eut fondu, l'érosion régressive s'empara de ce plateau, guidée par les écoulements fluviatiles du Drac et de la Romanche qui commencèrent à le dégager en suivant sensiblement leurs voies actuelles, creusant peut-être à ce moment les trouées de la Rivoire (Drac) et du Pont-de-Claix (Drac plus Romanche).

L'Isère érode alors de son côté dans le Bas-Grésivaudan. Mais, avant que cette érosion régressive ait largement démantelé le colmatage interstadiaire, les glaciers reprennent leur progression (Würm IIIa). Sortant de la Tarentaise et de la Maurienne, ils glissent sur le plancher alluvial interstadiaire, l'érodent quelque peu au passage, mais sans surcreuser car ils ne trouvent aucun obstacle dans leur progression (on a vu en effet que les surcreusements de type ombilic glaciaire sont liés à la présence d'un verrou introduisant une discontinuité dans l'écoulement fluide de la glace). Ainsi à proximité de Grenoble, après les Drogeaux, ils rencontrent l'entaille de la remontée érosive de l'Isère. Ils s'y enfoncent, l'élargissent et la calibrent puis, parvenus dans la cuvette dégagée de Grenoble, la surcreusent légèrement après avoir touché l'obstacle de la cluse qu'ils ne franchissent pas. Au même moment, le glacier de la Romanche débouche de sa vallée et, sautant le verrou de Vizille, vient occuper la dépression de Champ-sur-Drac puis remonter et s'étaler en bout de course sur le plateau de Champagnier (dépression centrale de l'étang de Jarrie).

Une seconde obturation glacio-lacustre se produit alors dans l'ombilic de Grenoble, le glacier de l'Isère occupant l'entrée de la cluse. Dans le lac ainsi provoqué se dépose en amont la terrasse deltaïque du Croset. Puis, les glaciers se retirant,le lac se vide mais incomplètement d'abord (seconde terrasse deltaïque du Crey) avant de disparaître.

Ces glaciers de Würm III, surtout en ce qui concerne celui de l'Isère, n'ayant guère dépassé Grenoble et s'étant toujours étendus librement, n'ont eu aucune possibilité de surcreuser. C'est ce qui explique la conservation de la terrasse interstadiaire en Grésivaudan et dans la Combe de Savoie. Leur disparition par fusion a entraîné le dépôt d'une faible épaisseur de moraine, les vallums latéraux de Poisat (glacier de l'Isère) étant les plus importants car situés près du front. Les eaux de fusion des glaciers en voie de retrait et l'érosion fluviatile post-Würm III rendent compte ensuite du dégagement en terrasse des alluvions interstadiaires conservant en surface leurs formes d'érosion et leurs dépôts glaciaires résiduels.

Un tel schéma nécessite, pour être admissible, trois conditions impératives : que le maximum d'extension glaciaire ait été le Würm II, que l'interstade Würm II-III (Hengelo) ait été suffisamment long et tempéré pour que le Grésivaudan se remplisse jusqu'à une altitude assez grande (au moins 400 m en aval) puis subisse un début d'érosion répressive, et que le Würm III ait été une période de grande extension glaciaire également.

Jusqu'à maintenant, dans les Alpes françaises, nous n'avions aucun argument incontestable pour dire que le Würm II était l'époque de l'extension maximale de cette glaciation. Simplement, on savait que c'était une période de froid prolongé avec formation de loess et de gros éboulis (F. BOURDIER, 1967, F. BORDES, 1954), intense remblaiement fluviatile accompagné d'évènements paléontologiques importants tels que la disparition des derniers représentants de la faune " chaude " (Eléphant antique, Rhinocéros de Merck, faune tyrrhénienne de Méditerranée) et l'apparition des premiers représentants de la faune " froide " (Renne, Cyprina Islandica, E. BONIFAY, 1962). Ces arguments climatiques avaient déjà conduit E. BONIFAY et J. COMBIER (1967) à estimer que c'était problablement au Würm II que les glaciers avaient atteint leur plus grand développement. Dans les Pyrénées, H. ALIMEN (1964) a trouvé quatre stades glaciaires würmiens en retrait les uns par rapport aux autres, les deux premiers étant associés à une industrie moustérienne comme aux Guillets, donc probablement antérieurs à l'interstade II-III. En France donc , il ne manque pas d'arguments pour penser que la datation Würm II de la grande extension du dernier glaciaire n'est point absurde si elle est encore largement hypothétique et demande confirmation. Mais, en d'autres points du continent, on a aussi récemment établi que c'est tôt dans le Würm que les glaciers ont eu leur développement maximal.

Ainsi dans la plaine russe (L.R. SEREBYANNI, 1969), la glaciation précoce de Valdaï se serait déroulée au tout début du Würm, entre - 50 et - 65 000 ans (B.P.), correspondant au stade de Brandenbourg ou de Bologoïe. En Sibérie Occidentale, la première phase (maximale) de la dernière glaciation de l'Altaï (sous-période de refroidissement ermakovienne) est datée d'avant 50000 (B.P.) (V.A. ZUBAKOV, 1969).

Si en plusieurs points du continent eurasiatique on a pu mettre en évidence une première avancée glaciaire très ancienne dans la période de Würm, on a pu aussi reconnaître l'existence d'un interstade important.

F. BOURDIER (1961) avait admis l'hypothèse interstadiaire des tourbes d'Armoy (Haute-Savoie), qu'il considérait appartenir probablement au " Paudorf " par analogie avec celles de la Wässerifluh en Suisse (25 000 B.P.). Mais, récemment, une datation 14C à ce niveau a donné plus de 32 000 ans (B.P.), de telle sorte que son auteur attribue ces tourbes non plus au " Paudorf" mais à l'interstade Würm II-III, datation confirmée également par le spectre pollinique de cet interstade, différent de celui de " Paudorf " caractérisé par le même auteur et par les mêmes méthodes dans le sondage de Sionnex (A. BRUN,1966). Cet interstade serait, en Savoie, plus chaud que le " Paudorf " (III-IV).

Dans le bassin de Paris, l'interstade Würm II-III est inscrit dans les loess récents par une lehimifaction assez forte, indiquant un climat tempéré (F. BORDES,1954); en Provence il se marque par des paléosols soulignés par des ravinements plus ou moins prononcés, traduisant un climat tempéré sec (H. DE LUMLEY ,1965), cette tendance étant confirmée avec cependant un accroissement de l'humidité dans le Languedoc. Dans les grottes de la vallée du Rhône, il se manifesterait par une forte humidité, un climat surtout tempéré durant une période prolongée (J. COMBIER, 1967). C'est un véritable optimum climatique que cet interstade semble avoir été en Périgord (H. LAVILLE, 1969).

Or, depuis peu, il semble que l'universalité de cet interstade II-III (ex-Laufen, ex Gottweig) ait été reconnue en Europe, sa datation et sa caractérisation étant la meilleure en Hollande (Hengelo , A. LEROI-GOURHAN,1968) où il s'étendrait entre 37 000 et 42 000 B.P.

Cet interstade semble beaucoup plus important dans la plaine russe et en Sibérie, où il couperait réellement la dernière période glaciaire en deux. Ainsi, en Esthonie du Sud, des datations absolues et des analyses palynologiques révèleraient l'existence d'un réchauffement d'ordre interglaciaire, avec végétation thermophile, d'une durée de 24 000 ans et comprenant un optimum climatique entre 33000 et 48000 B.P. (Interstade de Karukŭla) (L.R. SEREBRYANNY, 1969). En Sibérie, un interstade de Kargy pendant lequel règnent des conditions climatiques analogues à celles d'aujourd'hui, avec formation de thermo-karst et au cours duquel se produit la disparition des mammouths, intervient entre 34000 et plus de 50 000 ans (V.A. ZUBAKOV).

Mais il faut établir la réalité du retour des glaciers alpins après cet interstade. Si la seconde glaciation de Valdaï eut lieu après l'interstade de Karukŭla, et eut son ampleur maximale (inférieurs à la première) vers 20000 B.P. (L.R. SEREBYANNY, 1969), de même que la seconde de l'Altaï suivit l'interstade de Kargy entre 24 et 32000, en France même il est bien connu que les alluvions de l'interstade d'Armoy sont recouvertes par des moraines qui supportent à leur tour un ensemble interstadiaire et glaciaire daté.

C'est la coupe du sondage de Sionnex qui en donne la preuve (A. BRUN, 1966). Sous des niveaux tourbeux datés de 25 à 26000 ans (B.P.), appartenant à l'interstade de " Paudorf " , il y a une moraine de même qu'une moraine recouvre les sédiments interstadiaires d'Armoy. Il y a donc ici la trace d'une avancée importante pendant le Würm III. Mais, contrairement à ce que montre la région dauphinoise, en Chablais une nouvelle moraine vient recouvrir les dépôts de l'interstade de " Paudorf ", Würm IV, moraine elle-même divisée en deux par un dépôt interstadiaire (23500 BP, Tursac).

La cuvette du Léman fut donc, à plusieurs reprises , le théâtre de l'avancée et du recul des glaciers würmiens. On ne voit pas pourquoi il n'en aurait pas été de même en Grésivaudan, d'autant plus que les sédiments interstadiaires semblent bien de même nature dans les deux domaines (graviers, sables et argiles lacustres). La seule difficulté viendrait de l'existence d'une série würmienne très incomplète en Grésivaudan par rapport à celle du Léman. Pourquoi cette différence ?

Les moraines attribuables au Würm III dans le Grésivaudan sont en surface et terminent donc la série quaternaire régionale. Il faut admettre que, depuis le Würm III, le creusement a été continu dans la vallée, même s'il y eut des oscillations glaciaires plus en amont, dans la Maurienne et dans la Tarentaise. Cela est très possible, à condition que les glaciers n'aient pas quitté ces hautes vallées.

Or nous avons relié la puissance d'englacement à l'altitude moyenne des bassins d'alimentation glaciaires. Il suffit de comparer ces bassins respectivement du côté delphino-savoyard (Maurienne et Tarentaise) et du côté Valaisan pour voir qu'une énorme différence existe en faveur du glacier du Rhône, malgré le peu de renseignements que nous ayons sur les caractéristiques géométriques de ce dernier bassin :

Valais en amont de Martigny	: 2290 m d'altitude moyenne (J. LOUP, 1963)
Maurienne (Arc)	: 2020 m " "
Tarentaise (Isère)	: 1975 m d'altitude moyenne.

La zone intra-montagneuse du Rhône est donc beaucoup plus élevée que les autres, et cette altitude moyenne ne doit guère décroître dans la portion de l'auge de Martigny au lac, située entre de hautes chaînes peu disséquées. Encore ne faisons-nous pas intervenir la position beaucoup plus au N du Rhône, qui est un facteur supplémentaire et non négligeable de l'englacement (on l'a vu pour l'Isère par rapport à la Durance).

Toutes choses égales par ailleurs, lorsque le glacier du Rhône était à Martigny, celui de l'Isère se trouvait loin en amont de Moûtiers, celui du Drac dans sa très haute vallée, celui de la Romanche en amont du verrou du Chambon et celui du Vénéon à l'entrée de la plaine de Bourd-d'Oisans.

Il n'est donc pas étonnant que le glacier du Rhône ait pu descendre considérablement plus bas que ceux de l'Isère à une époque donnée, d'autant plus que son bassin d'alimentation était aussi beaucoup plus étendu.

Une autre comparaison s'impose : lors de la réavancée du Würm III, nous avons relevé les traces du front glaciaire isérois à Grenoble : en ce point l'altitude moyenne du bassin de l'Isère est de 1690 m. Or, pour le glacier du Rhône, nous connaissons l'altitude moyenne du bassin en amont de Genève, qui est de 1670 m (C.SERRUYA, 1969). Théoriquement donc, le front glaciaire rhodanien était vers Genève au Würm III. Cela est très loin des moraines du maximum de Würm, alors que le glacier de l'Isère en était fort près. Mais les deux cas ne sont pas comparables. En ce qui concerne l'Isère, son glacier s'avançait dans une étroite vallée jusqu'à proximité immédiate du front (ombilic de Moirans). Par contre le glacier du Rhône, dès le débouché du Valais, trouvait l'élargissement de la région lémanique et de la dépression molassique suisse dans lesquels il s'étalait latéralement ce qui a limité son extension. De sorte que, proportionnellement, l'avancée Würm III du glacier du Rhône fut comparable à celle du glacier de l'Isère.

C'est enfin avec la dernière avancée du glacier du Rhône dans la région lémanique que l'on pourrait paralléliser la construction de la moraine locale du Lauvitel.

Quoi qu'il en soit, vu la configuration du bassin lémanique, le glacier rhodanien W IV n'a pas dû s'avancer très au-delà de Thonon alors que ceux de l'Isère ne quittaient pas leurs hautes vallées. Ainsi, en Grésivaudan, dans la cluse de Grenoble et dans la Basse-Isère a pu se produire un creusement qui, globalement, se poursuit encore aujourd'hui.

IV - CONCLUSION GENERALE

Si nous avons divisé notre étude en trois parties, qui sont la morphologie générale au sens large, le modelé glaciaire et les dépôts quaternaires, on pourrait penser qu'une conclusion générale appelle une interprétation de l'ensemble pour donner un résumé de l'évolution générale du bassin du Drac depuis son origine. Or un tel objectif reviendrait à réécrire un ouvrage d'un volume au moins équivalent mais bâti sur un autre plan, pour tenir compte de tous les phénomènes dont l'interaction permanente aboutit au paysage actuel. C'est pourquoi nous allons simplement, dans cette conclusion d'un travail essentiellement analytique, évoquer les principaux résultats obtenus sous les trois rubriques citées en nous efforçant, toutefois, de les mieux lier entre eux afin que l'unité naturelle fondamentale n'en soit pas rompue.

IV.I. GEOMORPHOLOGIE GENERALE.

L'étude stratigraphique et tectonique du substratum de notre région a montré que sa plus grande partie a émergé dès la fin du Crétacé. C'est le cas notamment du Vercors et de la partie des Massifs Cristallins Externes (Belledonne - Taillefer - Grandes-Rousses - Pelvoux) qui lui fait face, et qui font donc désormais partie du continent centralien. A l'E par contre, la mer nummulitique transgresse les limites de ces massifs, contournant le " " Môle Pelvoux " et poussant un large golfe vers l'W sur le Champsaur, jusqu'à l'emplacement du Dévoluy. Dès cette époque un réseau hydrographique a pu se constituer et s'est constitué en fait, pendant que sur les plateaux calcaires se produisait une intense karstification (sables éocènes bigarrés). Pendant tout le début de l'Eocène, le relief en cours de formation fut attaqué et l'on a la preuve de l'existence d'organismes torrentiels dans le conglomérat de base du Flysch des Aiguilles-d'Arves et des grès du Champsaur par exemple. Mais ce réseau n'a aucun rapport avec celui que l'on connaît aujourd'hui. Il est orienté vers l'E où s'approfondit la mer alpine du Flysch, et se compose de petits fleuves côtiers à très forte pente. Son activité lui a fait atteindre, au Lutétien ou au début du Priabonien, les terrains cristallins sous la couverture sédimentaire des massifs du Pelvoux - Grandes-Rousses, preuve d'une évolution déjà non négligeable. Seul embryon possible sinon probable d'un cours du Drac, il pouvait exister un de ces petits fleuves côtiers affluent du golfe du Champsaur coulant vers le S, préfigurant une Romanche qui va se développer ultérieurement.

A l'Oligocène la paléogéagraphie se modifie profondément. La mer alpine est chassée à l'E, une zone de subsidence occupée par un lac s'individualise à l'W, en Bas-Dauphiné, laissant encore une fois émergé le Vercors. Seuls deux golfes marins étroits, savoyard au N, provençal au S poussant une pointe au coeur du Dévoluy, subsistent.

Au cours de ce renversement de subsidence, la région du Drac, centrée sensiblement sur la Mure, est restée constamment émergée. C'est ce que nous avons appelé le " seuil dracquois ". Sur ce seuil, que l'on peut en première approximation assimiler à un dôme (lointaine réminiscence du dôme mésozoïque de la Mure), l'érosion subaérienne n'a pas cessé depuis le début du Tertiaire. Mais l'apparition d'un bassin subsident à l'W va permettre le véritable démarrage du réseau hydrographique.

C'est d'abord l'embryon de Romanche qui, se jetant toujours dans le fond du golfe provençal du Dévoluy, va pouvoir s'étendre loin vers l'intérieur des terres. L'existence d'un petit golfe du lac oligocène bas-dauphinois à l'W de Grenoble appelle un torrent côtier à s'y jeter, qui a toutes les chances de préfigurer le futur Drac. De plus on est certain dès cette époque de l'existence d'une Durance déjà bien développée, par l'existence du conglomérat de Montmaur à éléments birançonnais (variolites du Mont-Genèvre en particulier). Enfin il y a toute chance pour que, dans le golfe savoyard, se jettent de petits fleuves qui seraient à l'origine de l'Arc et de l'Isère actuels.

Pour le réseau dracquois proprement dit, il nous suffit de constater que, dans le prolongement du golfe subsident de Provence, au N, se profile la Matheysine pour que l'idée du passage de la Romanche sur cet axe s'impose comme une réelle probabilité. A l'Oligocène donc, si le Drac et la Romanche existaient, ils étaient indépendants bien que déjà superposés en grande partie à leurs tracés actuels. Mais c'est au Miocène que tout va se jouer.

Pendant cette période en effet, le réseau dracquois va acquérir une configuration presque définitive.

La transgression burdigalienne puis vindobonienne qui se superpose sensiblement au lac oligocène à l'W va, en Provence, pousser un large golfe jusqu'au N de Digne, laissant émergé tout le Diois. L'évolution hydrographique peut donc s'y poursuivre librement.

Nous savons par l'ampleur des conglomérats bas-dauphinois, qu'un grand fleuve se jetait dans la mer molassique aux environs immédiats de Grenoble. Nous sentons qu'il ne peut s'agir là que du Drac oligocène devenu très important. Mais, surtout; nous savons que ce fleuve s'est adjoint la Durance car les conglomérats à éléments briançonnais qui disparaissent du golfe provençal (Montmaur) apparaissent au même moment en Bas-Dauphiné. Le Drac miocène se ramifiait donc, par sa vallée actuelle, jusqu'en Briançonnais, la Durance passant désormais au-dessus du col Bayard. La Romanche, au même moment, rejoignait aussi le Drac en passant toujours par la Matheysine.

A la fin du Miocène (" Pontien "), on constate une évolution inverse des bassins subsidents bas-dauphinois et provençal. L'arrivée des conglomérats dans le Bas-Dauphiné diminue, les roches briançonnaises en disparaissent tandis que, brutalement, ces conglomérats apparaissent avec une ampleur énorme à Valensole, accompagnés de ces mêmes éléments briançonnais. C'est que la Durance vient de se séparer du Drac, capturée par un affluent de l'Ubaye.

Donc à la fin du Miocène, le réseau dracquois est constitué dans ses grandes lignes. Peu importe qu'il soit déjà affluent de l'Isère, comme de nos jours, ceci est un autre problème. Si cela est, ce ne peut être que par une capture de l'Isère par le Drac.

Nous n'avons pas évoqué, au cours de cette reconstitution, l'influence des plissements alpins sur l'organisation même du réseau. C'est que nous croyons que leur influence fut minime sinon nulle. En effet la seule phase de plissement importante connue (excepté la chaîne arvinche anté-nummulitique, sans influence morphogénétique, de même que les mouvements antésénoniens) est celle qui se place à la fin du Miocène (phase ponto-pliocène des chaînes subalpines). Or, à cette époque, le réseau amorcé à l'Oligocène est déjà très fortement inscrit et entièrement développé, ce qui fait qu'il a été en mesure de se surimposer aux plissements, sans modifications notables.

Il ne reste plus, au Pliocène et au Quaternaire ancien, qu'à parfaire les tracés notamment par le détournement de la Romanche sur son cours actuel, lui faisant abandonner une vallée morte, la Matheysine. Ceci est possible grâce à l'intense enfoncement pré-plaisancien du piedmont qui fait s'individualiser la " ria " pliocène du Rhône, et à l'action des premiers glaciers de vallée, au début du Villafranchien.

Le réseau dracquois ainsi mis en place selon les modalités que nous pensons les plus probables, nous pouvons constater qu'il est entièrement adapté à la structure dérivant des mouvements alpins, eux-mêmes guidés par l'ossature hercynienne des massifs cristallins externes. C'est le cas du Drac lui-même, situé soit monoclinalement dans diverses couches tendres du Jurassique (Lias schisteux, Aalénien, Terres-Noires), soit sur des zones faillées (Sud du dôme de la Mure). De même les petits bassins du Vercors sont monoclinaux alors que le Dévoluy est un transsynclinorium non encore complètement débarassé de son contenu nummulitique. Par contre les vallées des massifs cristallins sont des vallées de failles, remarquablement géométriques, formées de tronçons rectilignes successifs suivant les quatre directions principales N-S, E-W, NW-SE et NE-SW.

Soumis à l'érosion linéaire depuis la fin du Crétacé, le bassin du Drac ne conserve aucune trace d'éventuelles surfaces d'érosion tertiaires. Seuls des lambeaux de la pénéplaine prétriasique sont une partie importante de la morphologie des massifs cristallins, tandis que le Dévoluy voit se dégager une surface anté-lutétienne plissée qui n'est autre que la surface structurale des calcaires sénoniens, à très peu de chose près.

Dans ce contexte , un élément morphologique important est l'influence des grandes cassures et failles que nous avons mises en évidence. Notamment la faille de Malaval, au N du Pelvoux, à rejeu uniquement vertical s'amortissant d'W en E. Mais surtout les grands systèmes décrochants transversaux ; la Cléry, qui se prolonge par l'accident de Belledonne (Vizille), et Jasneuf qui vient déterminer le couloir de la Romanche en amont de Séchilienne, après avoir limité au N le horst de la Mure.

Nous avons enfin terminé ce chapitre par une étude morphométrique détaillée, faisant ressortir la massivité du Pelvoux et sa forte altitude moyenne, contrastant avec la faible élévation de la vallée du Drac par rapport à celle de la Romanche, notion qui prendra un relief particulier lors de l'étude des dépôts quaternaires.

IV.II. MODELE GLACIAIRE.

Le bassin du Drac est une des régions les plus favorables à l'étude du modélé glaciaire, c'est-à-dire des mécanismes d'érosion des glaciers dont ce modelé est le résultat. Par sa lithologie et par sa structure bien connues, permettant de faire la part des influences diverses de l'action glaciaire sur un substratum différencié ; par la connaissance de l'état du relief dans lequel les glaciers se sont développés ; par la possibilité d'estimer avec une précision satisfaisante l'extension des différents glaciers, c'est-à-dire leurs importances respectives et relatives, no-

tamment aux dernières époques du Quaternaire.

Nous avons donc fait une étude relativement complète bien que non exhaustive des profils des vallées (longitudinaux et transversaux), du caractère glaciaire ou non de certains secteurs, des auges, des transfluences et diffluences, des cols, des ombilics, des verrous, des vallées suspendues et gradins de confluence, des " cirques " et hautes vallées glaciaires, formes qui abondent dans notre domaine. Les résultats obtenus, qui nous semble susceptibles d'une généralisation non abusive,ont conduit à des interprétations et explications nouvelles des mécanismes de l'érosion glaciaire.

Les profils longitudinaux des vallées dracquoises, qu'elles soient " cristallines " ou subalpines, montrent tous, à des degrés divers, des ruptures de pente donc une allure en marches d'escalier. Leur analyse a montré qu' elles procèdent de causes soit structurales (passages de verrous ou de zones relativement dures), soit locale(obturation de la vallée par des bouchons détritiques morainiques, torrentiels ou éboulеux). Par conséquent il n'est pas possible, dans le bassin du Drac, de déceler des ruptures de pente " cycliques ".

Le fait que le bassin du Drac soit situé dans la " zone intrawürmienne ", c'est-à-dire en amont des moraines internes (et même assez loin en amont) avait fait admettre implicitement que toutes ses vallées étaient des vallées glaciaires et, les effets de creusement et de surcreusement des glaciers aidant, qu'il était impossible d'y trouver quoi que ce soit d'antérieur au Würm.

Or l'examen objectif des profils fluviatiles extérieurs aux extensions des glaciers sur le piedmont conduit à l'idée que la probabilité est grande pour que les réseaux interglaciaires et préglaciaires(Villafranchien, car le rôle du Pliocène, même supérieur, ne peut être encore estimé faute de données précises) aient été fort semblables au réseau postglaciaire (ou interglaciaire actuel), bien que relativement moins creusés. De même l'analyse de la dynamique des glaciers empruntant les différentes vallées dracquoises montre à l'évidence qu'il y a une région, le Trièves, dans laquelle l'érosion glaciaire n'a pas pu s'exercer, ou très faiblement, par suite du blocage du système des appareils dans un cul de sac ; par conséquent si les glaciers n'ont pas ou peu érodé cette région qui se présente cependant comme une large dépression façonnée dans les Terres-Noires, c'est que son creusement est fluviatile et en grande partie " préglaciaire". Une estimation raisonnable du niveau du plancher rocheux sous-alluvial nous a conduit à estimer le réseau hydrographique de l'Ebron (et par conséquent du Drac dont il est affluent) moins enfoncé de 300 à 400 m que l'actuel avant la grande invasion glaciaire du Mindel, donc à la fin du Villafranchien. On verra plus loin que l'étude du Quaternaire conduit, par des méthodes différentes, à des résultats analogues.

Classiquement, la vallée ou auge glaciaire est représentée comme ayant la forme d'un U, à la différence de la vallée fluviatile en V. Voulant vérifier ce postulat dans notre domaine, nous nous sommes aperçu non sans quelque étonnement que les sections en U étaient très rares, notamment dans les vallées fortement englacées que furent la Romanche et le Vénéon. A quelques exceptions près, ces auges sont en réalité de très beaux V. Généralement ce sont les sections étroites et allongées qui sont ainsi (couloir de la Romanche, Vénéon, Valgaudemar), le U étant l'apanage des ombilics. Seules quelques hautes vallées glaciaires (Etançons notamment) répondent à la définition de l'auge. Nous en avons conclu que la fameuse " auge " résultait plus d'une illusion d'optique que de mesures objectives, illusion facilitée par le fréquent remplissage alluvial du fond du V, qui ne reflète évidemment en rien l'allure du substratum véritable de la vallée glaciaire. Cependant des vallées en U existent, comme le Grésivaudan. Toutes, ou presque, sont localisées dans des roches sédimentaires tendres (marnes). Les seules intéressant des roches dures (Pelvoux) sont implantées dans des zones particulièrement homogènes , par exemple granitiques (Etançons).

L'examen des auges nous a conduit tout naturellement à considérer le calibrage des vallées glaciaires, qu'on dit généralement en rapport avec le volume des glaciers donc avec leur puissance. Or ce schéma est en totale contradiction avec ce que l'on peut constater dans le bassin glaciaire du Drac-Isère. Des plus hautes vallées glaciaires, situées sous la barre des Ecrins, jusqu'à la cluse de Grenoble, nulle part nous ne pouvons vérifier le postulat du calibrage. Par exemple la vallée du Vénéon, assez remarquablement calibrée, est très régulière d'amont en aval sans que les nombreux affluents de rive droite ou gauche ne viennent modifier un profil quasi-constant. Bien mieux on observe exactement l'inverse, à savoir le rétrécissement d'une vallée glaciaire à la suite de confluences importantes. Le fait est patent pour la Romanche, où le couloir de Livet, très long et très étroit, fait suite à la confluence Romanche-Vénéon et Eau-d'Olle (glacier très puissant) à l'aval de la plaine d'Oisans. La même chose peut être relevée dans la cluse de Grenoble, dont le calibre est quatre fois inférieur au Grésivaudan, après cependant l'énorme confluence Isère-Drac-Romanche. Force nous est de conclure que, pour notre région, le calibrage est un mythe. Par contre nous constatons partout que les " auges " sont larges dans les zones " tendres " (Grésivaudan, plaine d'Oisans, etc...), étroites dans les zones " dures " (cluse de Grenoble, couloir de Livet entre autres).

L'approfondissement de l'analyse morphologique des " auges " amène ipso-facto à se pencher sur la question si souvent évoquée des replats de versants, épaulements et surtout emboîtements de vallées glaciaires. De nombreux

ont été décrits dans cette région, notamment par A. ALLIX qui a même édifié une chronologie würmienne exclusivement sur ces formes d'érosion. Or l'examen attentif de tous les faits cités, outre de nombreux autres, nous fait conclure résolument à l'inexistence de celles-ci.

- Les replats de versants sont, sans exceptions, structuraux.
- Les épaulements sont ou struturaux (généralement surface pré-triasique) ou des formes latérales locales (cirques jointifs).
- Nulle part on ne peut observer d'emboîtement d'auges, ni même de succession d'auges de calibres différents.

Non seulement la dynamique glaciaire est en contradiction avec la possibilité de façonnement d'auges emboîtées (L. LLIBOUTRY), sauf exceptions toujours possible, mais encore la connaissance que nous avons du réseau préglaciaire nous obligerait à placer une bonne douzaine d'auges emboîtées (cinq würmiennes selon ALLIX, plus au moins autant au Riss et au Mindel) dans une tranche érodée de quelques centaines de mètres seulement. Inversement, l'absurdité d'éventuels emboîtements würmiens et plus anciens se montre aisément par un calcul fort simple. Si, à la suite d'ALLIX par exemple, nous chiffrons à 600m l'enfoncement d'une auge stadiaire würmienne (auge d'Eybens dans celle de la Matheysine par exemple), cela donnerait en gros un enfoncement de 3000 m pour tout le Würm (70 000 ans) et, par voie de conséquence, d'au moins 40 000 m pour le Quaternaire étant donné que sa durée est au minimum de 2 M.A. sur lesquels la moitié peut être a été glaciaire. Il n'est pas étonnant que l'on ait pu ainsi prétendre que le réseau hydrographique était une création " purement glaciaire , et particulièrement de la dernière glaciation seulement " .

Il nous est apparu que l'on a fait une très grave confusion en comparant ou même assimilant l'érosion glaciaire à l'érosion fluviatile et, partout, à supposer l'emboîtement des auges à la manière de celui des terrasses alluviales. C'est méconnaître les caractères totalement différents des deux agents d'érosion, la glace et l'eau.

La glace est un fluide visqueux, qui occupe un volume donc une surface limitée et définie par une relation physique précise, fonction de son épaisseur.

L'eau est un fluide très liquide, très ductile, qui s'étale infiniment en nappe et s'allonge de même, qui tend donc à occuper toute la surface qui lui est laissée.

Par suite, la glace occupant un volume ne peut se restreindre d'elle-même comme un cours d'eau à une langue n'occupant qu'une fraction d'une auge précédente et y creusant une nouvelle, surtout dans les diffluences, mais a naturellement tendance à remplir le fond entier de la vallée et à l'éroder d'un seul bloc.

Une contradiction encore se relève dans la morphologie des prétendus emboîtements. A. ALLIX et les auteurs qui le suivent admettent que, dans les vallées, les auges récentes sont emboîtées donc plus enfoncées que les auges plus anciennes. Mais, dans les hauts bassins glaciaires , à proximité des " cirques " qui sont également étagés, c'est l'inverse que l'on figure (et que l'on observe en réalité). Les cirques les plus " récents " sont les plus élevés, ce qui fait apparaître dans le schéma l'emboîtement des cirques les plus vieux dans les plus jeunes. Or cirques et auges procèdent d'une même cause ; ils sont contemporains donc raccordables en théorie. Mais ce raccord est impossible , car à une auge emboîtée on est obligé de faire correspondre un cirque étagé et inversement. Les fonds d'auge des différents " stades " se croisent donc, ce qui démontre l'impossibilité objective du raccordement et ruine, par conséquent, la théorie de l'emboîtement.

Les transfluences et diffluences sont très nombreuses dans le bassin du Drac. Nous avons distingué les internes, qui mettent en relation les divers éléments du réseau dracquois seul, et les externes qui l'unissent aux bassins voisins. Une mention spéciale est faite des cols, qui étaient réputés transfluents (ou diffluents, comme le Lautaret par exemple), ce dont nous avons de bonnes raisons de douter. C'est parmi les transfluences et diffluences que se trouvent les auges les plus caractéristiques (Matheysine, Alpe de Vénosc). Leur position est le plus souvent structurale (synclinale). Leur origine est double :

- soit une ancienne vallée morte (la Matheysine en serait l'exemple type).
- soit un col de recoupement torrentiel aménagé par les glaciers selon un mécanisme faisant intervenir à la fois l'action érosive de la glace et le travail des eaux de fusion (Alpe de Venosc). Le sens de la transfluence (ou de la diffluence) dépend du glacier le plus épais, donc le plus puissant, qui commande toute l'évolution morphologique de cette forme purement glaciaire.

Un dispositif transfluent original, représenté en deux points de notre domaine, nous a semblé digne d'un intérêt particulier. C'est ce que nous avons appelé la bifluence. Une bifluence est caractérisée par l'existence de deux diffluences divergentes issues du même bassin d'alimentation glaciaire, par un glacier qui se dichotomise en quelque sorte. Un exemple actuel ou subactuel est la vallée d'Arsine, avec ses deux branches dirigées l'une vers la Romanche (Rif de la Planche), l'autre vers le Durance (Petit-Tabuc) ; un ancien est le col du Festre, au S du Dévoluy, par lequel le glacier du Vallon-des-Aiguilles de Lus se séparait en deux langues dirigées l'une vers le Drac au N, par l'auge d'Agnières, l'autre vers le Petit-Buech au S, par le Béoux. Le mécanisme de formation de ces bifluences, en position structurale (synclinaux), s'explique de même par l'action d'un glacier dominant agissant sur un col de recou-

pement torrentiel préexistant.

Nous avons pu faire une estimation relative de l'âge de ces transfluences (l.s.). On en connaît de subactuelles (Arsine) qui fonctionnaient encore récemment (à coup sûr lors du " petit âge glaciaire "), d'autres qui ont cessé toute activité avant le Würm (la Croix-Haute) , ou pendant le Würm (Matheysine). La chronologie de leur " mise en service " a pu également, faire l'objet d'estimations.

Ainsi la Matheysine et le seuil Bayard, vallées mortes préglaciaires, sont les plus anciennes et ont fonctionné dès les premières extensions. Anciennes également sont celles de la Croix-Haute (Riss sûrement, peut-être Mindel), de la Morte (au moins Riss), du Festre (certainement bifluent dès les premières glaciations), d'Ornon (anté-Würm, d'après sa morphologie).

D'autres peuvent être attibuées avec une quasi-certitude à une glaciation récente (Würm ou Riss) comme la diffluence de Luitel, la transfluence de Vénosc et la diffluence d'Uriage. Enfin quelques-unes ont une chronologie très peu précise comme la diffluence de Lans, certainement ancienne, et la bifluence d'Arsine.

Parmi les cols qui cernent le bassin du Drac à haute altitude, aucun semble-t-il ne fut transfluent ou difluent. C'est le cas des cols du Glandon et de la Croix-de-Fer donnant sur la Maurienne, du Lautaret sur la Durance et de ceux mitoyens du Diois. Ce sont des considérations morphologiques et graphiques (construction de la surface des glaciers quaternaires) qui conduisent à ce résultat. Par contre d'autres cols, internes, tels ceux qui relient les divers bassins locaux de la bordure orientale du Vercors, ont été diffluents généralement avant le Würm.

Il y a enfin les pseudo-diffluences dont le type est le col du Noyer entre Champsaur et Dévoluy, auge glaciaire magnifique. Il s'agirait simplement d'un haut vallon glaciaire, comme ce massif en compte tant, sectionné près de son origine par une remontée d'érosion torrentielle venue du Champsaur.

La question des ombilics et des verrous, donc des surcreusements, est l'une des plus irritantes de la morphologie glaciaire et a donné lieu à de nombreux débats. Nous pensons pouvoir lui donner une solution satisfaisante, dans le cadre de la dynamique glaciaire.

Tout d'abord il n'y a pas dans notre région de verrou en roche tendre. Tous ceux qui ont été décrits ainsi sont soit en roche relativement dure (par rapport à celles qui l'encadrent), soit des glissements ou effondrements en masses confondus avec des verrous véritables. Tous les verrous sont en roche dure.

Tous les ombilics et surcreusements sont en roche tendre, que ce soit dans le Grésivaudan et l'ombilic de Grenoble, les ombilics de Vizille, de Bourg-d'Oisans, de Valbonnais, de Chauffayer, etc..., et ils sont encadrés par des zones résistantes.

Mais ombilics et verrous sont aussi dépendants de la structure. Ainsi les ombilics sont les plus développés quant ils se présentent dans la direction des couches. Perpendiculairement (ou transversalement), ces mêmes roches peuvent être à l'origine d'un verrou (Pont-du-Prêtre à l'aval de l'ombilic de Valbonnais).

De plus, il y a un rapport évident entre la dimension de l'ombilic et celui du verrou qui le barre. A grand ombilic, grand verrou (Grésivaudan et verrou de Grenoble par exemple). On ne peut parler de verrou lorsqu'il y a une simple discontinuité mineure dans le fond d'une grande vallée glaciaire (Mizoen-Cuculet sur la Romanche).

Une constatation évidente est que verrous et ombilics se rencontrent uniquement dans un substratum hétérogène. Dans un massif de roches homogènes (le Pelvoux par exemple), il n'y a ni ombilic ni verrou.

A notre avis la liaison ombilic-verrou est manifeste, mais incomplète. Il y a relation constante entre sections élargies et (ou) surcreusées et sections rétrécies, ces dernières pouvant être soit un verrou soit un couloir long et étroit (couloir de Livet sur la Romanche en aval de l'ombilic de Bourg-d'Oisans, cluse de Grenoble etc...)

Tout cela implique la notion fondamentale que l'érosion glaciaire n'est qu'une érosion différentielle portée à sa plus haute expression : il s'ensuit qu'il n'existe en fait aucun calibrage directement en rapport seulement avec la puissance donc le volume des glaces écoulées. L'exemple le plus frappant en est le Grésivaudan, auge surcreusée très large, qui se rétrécit fortement dans la cluse de Grenoble après avoir reçu l'appoint considérable des capacités glaciaires de la Romanche et du Drac augmentées de la transfluence durancienne de Bayard.

Le problème se résume en un mot, celui de surcreusement. Il faut admettre que les glaciers surcreusent là où leur écoulement est lent (ombilics), et n'érodent que peu là où il est rapide (verrous). D'où la question connexe de la préservation des verrous (ou zones étroites).

La solution réside peut-être dans un banal effet de mécanique des fluides. Si l'on admet que le glacier est un fluide, très visqueux certes mais qui suit les lois générales qui régissent cet état de la matière, tout semble s'expliquer.

Il suffit de considérer le glacier passant d'un ombilic dans un verrou comme un fluide empruntant un conduit convergent-divergent dont les parois ne sont autres que l'enveloppe du glacier lui-même. Or un fluide circulant dans un tel conduit avec un débit constant exerce sur ses parois une pression inversement proportionnelle à sa vitesse, c'est-à-dire qu'il y a surpression dans la section large par rapport à l'étroite. Cela expliquerait la préservation du verrou et l'érosion de l'ombilic. Quant au mécanisme d'érosion, il serait tout simplement l'abrasion par l'intermédiaire des éléments rocheux enchâssés dans la glace faisant fonction d'outil, le glacier n'étant que le porte-outil.

Cette hypothèse est applicable en tout état de cause, c'est-à-dire même s'il n'existe au préalable aucune contre-pente. Il suffit d'un rétrécissement transversal pour que le surcreusement s'amorce en amont, par suite des différences de pressions dynamiques que la glace exerce sur son lit.

Cela revient à dire qu'il n'y a pas d'ombilics sans verrous (ni de surcreusements au sens large sans rétrécissements à l'aval), ce que l'on observe effectivement dans notre région et même ailleurs. Cela veut dire aussi que s'il n'y a pas discontinuité initiale, il n'y a pas de surcreusement. Nous n'en voulons pour preuve que le plateau des Dombes, au N de Lyon, recouvert horizontalement par le grand glacier du Rhône donc non érodé alors qu'il est constitué de marnes, sables et cailloutis quaternaires non consolidés très fragiles. C'est aussi le cas de nombreux glaciers de piedmont.

Pour les surcreusements et les verrous, comme pour les auges, nous en revenons donc finalement à la notion de l'érosion différentielle fonction de la dynamique propre des glaciers.

C'est la même chose en ce qui concerne les vallées suspendues donc les gradins de confluence. Dans ce cas, la puissance respective des glaciers les uns par rapport aux autres intervient, mais n'est pas déterminante. On constate que, sur un substratum homogène, la hauteur des gradins de confluence est, en première approximation, fonction de la différence de volume des vallées glaciaires impliquées, donc de la puissance respective de leurs glaciers (cas du Vénéon au coeur du Pelvoux). C'est la même chose, en moins schématique, dans la région de Grenoble où l'ombilic de Vizille (Romanche) est suspendu au-dessus de celui de Grenoble (Isère), alors qu'il est surcreusé par rapport à l'auge du Drac, ce qui traduit les rapports de force des glaciers.

Il en va de même lorsque la structure est hétérogène. Ainsi le Rif de Valfourche est surcreusé par rapport au Rif de la Planche bien que ce dernier soit localisé dans un synclinal jurassique, et l'autre en plein cristallin du Pelvoux, parce que les glaciers des sources de la Romanche sont plus vastes donc plus puissants que celui d'Arsine qui, de plus, se divise en deux par suite de sa bifluence. Par contre des glaciers de dimensions analogues travaillant dans un substratum identique creusent également (Haute-Romanche, Haute-Vallouise), et s'ils s'inscrivent dans des roches de duretés inégales, l'auge la plus creusée sera celle située dans le terrain le moins résistant (Haute-Guisane, Lanchâtra par exemple).

Dans ce cas, encore, nous voyons l'action glaciaire soumise d'abord à la structure dans laquelle elle s'applique.

Parmi les formes véritablement glaciaires, les " cirques " et hauts vallons suspendus indépendants du réseau hydrographique sont parmi les plus typiques. Après avoir montré que la bordure orientale du Vercors est exempte de véritables cirques, contrairement à l'opinion d'A. ALLIX, nous avons décrit deux secteurs où ces derniers sont particulièrement beaux et nombreux, la terminaison sud de Belledonne (région Sept-Laux-Chamrousse) et le Dévoluy.

Ces formes d'érosion ne se développent vraiment qu'à partir de l'altitude de 2000 m, 1900 m au minimum, et dans des conditions topographiques et structurales particulières. Il faut une topographie modérément inclinée (il y a peu de " cirques " sur les plateformes subhorizontales, point sur les arêtes subverticales où se développent seulement des " vans ", ceci découlant des lois de la dynamique glaciaire), et ceux-ci se localisent préférentiellement soit dans des affleurements tendres (Belledonne) soit dans des conditions tectoniques favorables (fracturation, Dévoluy). Il y a donc également exploitation par l'érosion glaciaire, de zones lithologiquement ou (et) structuralement préparées, ici encore différentiellement.

Nous avons élevé des objections au sujet du terme " cirque " beaucoup trop vague et descriptif à notre sens. Dérivant de la niche de nivation, puisqu'indépendant du réseau hydrographique actuel ou ancien, il mérite une appellation spécifique. Nous avons proposé le terme d'hémicycle, avec un sens à la fois descriptif et génétique, car il y a des " cirques " qui ne sont pas indépendants de ce réseau réel ou supposé. Ce sont les bouts d'auges et "cirques coalescents " dont l'origine se trouve dans un entonnoir torrentiel aménagé par l'action glaciaire comme l'avait si bien vu E. de MARTONNE. A eux seuls serait réservé le terme de cirque, dont l'acception peut même s'étendre jusqu'à celui de " cirque de montagnes ".

Enfin les formes mineures du relief glaciaire, polis, roches moutonnées, striées, fields, chenaux ou sillons juxtaglaciaires etc... sont nombreuses et n'appellent pas de développement particulier.

L'étude du relief glaciaire nous a montré que, dans notre domaine comme probablement partout ailleurs, le système d'érosion glaciaire n'est en fait qu'un aspect du système général de l'érosion différentielle, à l'échelle de la puissance et de la compétence de l'agent d'érosion qu'est le glacier. Elle a montré que loin de créer le relief, les glaciers n'ont fait qu'aménager une topographie préglaciaire préexistante déjà fort différenciée. Seuls sont à mettre au compte de l'action spécifique de la glace les surcreusements, certaines diffluences et transfluences et surtout les hémicycles et hauts vallons suspendus dérivant directement et uniquement de la niche de nivation.

IV.III DEPOTS QUATERNAIRES.

Aucun dépôt plus ancien que le Würm (mis à part quelques éléments cristallins repris dans des alluvions torrentielles de la bordure du Vercors), une grande nappe de base d'alluvions " de progression " würmiennes (ou " moraine à faciès fluviatile ") recouverte par une chape d'argiles glaciaires à blocs erratiques (moraine de fond ou de fonte) du glacier du Drac, formant un remblaiement unique à partir du sommet duquel la vallée actuelle se serait enfoncée épigéniquement en 10 ou 12 000 ans, tel était le tableau rapidement brossé du Quaternaire dracquois par F. BOURDIER (1961) d'après les travaux de J. SARROT-REYNAULD, P. LORY, M. GIGNOUX, W.KILIAN, D. MARTIN, A. PENCK et quelques autres. Et, de fait, au début de notre travail , ce schéma nous semblait correspondre assez à la réalité malgré des épaisseurs inhabituelles de plusieurs centaines de mètres, dans des faciès apparemment homogènes et monotones, épaisseurs attribuées depuis PENCK au barrage de la basse vallée du Drac par le glacier de la Romanche. Une immense obturation würmienne simple semblait rendre compte de tout.

En réalité la stratigraphie du Quaternaire dracquois s'est révélée beaucoup plus complexe et variée. Elle comporte un Würm complet ou presque, que l'on peut dater relativement et chronologiquement du Würm I au WürmIII sûrement, peut-être au Würm IV. Elle comporte également un Riss très détaillé, du Riss ancien au Riss récent, avec deux épisodes glaciaires principaux. Enfin cette région permet, outre de situer le maximum de Würm dans la chronologie glaciaire et préhistorique actuellement admise, de définir l'importance respective des deux épisodes glaciaires de Riss relativement entre eux et par rapport au maximum de Würm. Seuls les sédiments véritablement interglaciaires ou interstadiaires sont rares (comme le sont les dépôts post-glaciaires, c'est-à-dire interglaciaires l.s.), mais non absents totalement.

Les premières observations conduisant à mettre en doute la simplicité de la stratigraphie quaternaire dracquoise datent de 1952, lorsque A. CROSNIER-LECOMPTE, P. BORDET et C. DUFFAUT mirent en évidence deux et non pas un cours fossiles du Drac, chacun comblé par son matériel alluvial propre. Cette stratigraphie fut précisée ensuite par A. LAMBERT et l'auteur qui, peu après en collaboration avec P. GIDON, établissait la liaison morphologique Haut-Drac-Durance par dessus le seuil Bayard. Cette coordination aboutit à la conclusion que le glacier du Drac, au maximum de Würm, n'avait pas quitté le Champsaur donc que la plus grande partie du bassin du Drac ne devait contenir aucun glaciaire würmien. Tout était donc à reprendre sur d'autres bases.

La cartographie détaillée au 1/20000 de tout le bassin, l'analyse morphologique à l'aide notamment de l'emploi constant des photographies aériennes, le débrouillement minutieux d'une stratigraphie quaternaire très confuse allait permettre d'établir un schéma entièrement nouveau et différent de l'évolution quaternaire du Drac, que nous allons maintenant résumer.

La clé de tout le problème se tient dans la région de Grenoble, où convergent les grandes vallées de l'Isère, de la Romanche et du Drac. Dès la sortie sud de la ville se profile le plateau quaternaire de Champagnier, dominant la plaine de l'Isère de 200m. Ce plateau qui consiste en sables et cailloutis grossiers recouvrant des argiles litées (argiles d'Eybens) est à son tour recouvert de moraine, que F.BOURDIER qualifiait de würmiennes après que P. LORY et W.KILIAN les aient attribuées à une " récurrence néowürmienne". Or , un peu plus au S encore, le petit plateau du Croset, de niveau analogue à Champagnier, se montre dépourvu de moraine en surface, ce qui est inexplicable dans l'hypothèse würmienne de F. BOURDIER, le glacier atteignant en ce point l'altitude de 1200m environ (et une épaisseur encore plus forte). Plus au S encore commencent les basses vallées du Drac et de la Gresse. Dans la vallée du Drac, à partir de Notre-Dame de Commiers, apparaissent les fameuses " alluvions de progression " ou de base, jusqu'alors parallélisées avec celles de Champagnier. Mais aucune liaison stratigraphique ou morphologique n'existe, une solution de continuité d'une dizaine de kilomètres les séparant. Or on observe que les alluvions de Notre-Dame-de-Commiers, à l'amont , sont beaucoup moins grossières que celles de Champagnier, à l'aval, auxquelles on les assimilait. Il y a là une seconde contradiction d'où l'on conclut que les deux ensembles sont différents.

En amont de Notre-Dame-de-Commiers, dans la vallée du Drac, ces alluvions de base se développent sur les berges du torrent jusqu'à Corps, à la sortie du verrou de Beaufin qui ferme le Champsaur. Cette " alluvion de progression " est en fait formée d'au moins trois ensembles bien caractérisés dont deux forment terrasse sous la couverture argileuse des plateaux du Drac ; les deux inférieurs (II et III) remplissent chacun un talweg fossile, le troisième, beaucoup plus élevé (I) constituant parfois des niveaux mais le plus souvent représenté par des lambeaux accrochés aux versants rocheux.

Ces trois ensembles qui remontent doucement vers l'amont, comme le cours actuel du Drac, sont recouverts à partir de Notre-Dame-de-Commiers par une épaisse chape morainique qui laisse place, plus au S à partir de Sinard, à un ensemble d'argiles feuilletées couronnées par des alluvions deltaïques formant terrasse donc lacustres, qui ne sont autres que les grandes terrasses du Drac (Villard-Julien, Lavars, Saint-Jean-d'Hérans, terrasses du Beaumont en amont de la Mure). Comme le laissait prévoir la corrélation durancienne, la plus grande partie du bassin du Drac, à savoir les plateaux, le Trièves et le Beaumont, ne contient aucune moraine mais uniquement des argiles glacio-lacustres, donc était déglacée au maximum de Würm. Ce sont ces argiles très puissantes (200 m et plus en certains endroits) qui avaient été confondues avec de la moraine argileuse de fond, confusion très explicable

étant données les mauvaises conditions d'observation de ce matériel particulièrement solifluable.

Il nous fallait confirmer par une autre méthode la non invasion par le N de la partie centrale du bassin du Drac. La construction des profils glaciaires à partir du front würmien bas-dauphinois (Rovon, Rives) nous permit de localiser le front remontant dans la région de Sinard, exactement là où l'observation du terrain permet de le situer. D'autres arguments, notamment de glaci-tectonique et de pétrographie des blocs erratiques et des sables sous-morainiques, nous permirent d'établir que c'était bien le glacier du N qui était remonté à contre-pente vers le S jusqu'à Sinard, et que ce glacier était celui de l'Isère et non de la Romanche comme on le croyait jusqu'alors. Ce glacier a obturé complètement le bas-Drac, y déterminant la formation d'un lac de barrage glaciaire dans lequel se sont déposées les argiles et les terrasses deltaïques supérieures qui sont donc des dépôts du maximum de Würm. Toutce qui est dessous, notamment les alluvions anciennes des talwegs fossiles, est donc plus ancien.

Rien n'est encore résolu tant que l'on ne connaît pas la place, dans la chronologie, de ce maximum de Würm. Or, localement, deux arguments l'un radiométrique (14C), l'autre préhistorique (industrie moustérienne des Guillets), nous permet d'attribuer sans aucune ambiguïté le maximum glaciaire isérois au moins au Würm II. Les sédiments lacustres du Trièves et du Beaumont sont donc attribuables à ce Würm II, d'où la conclusion indubitable que le plus récent (le plus bas des alluvionnements anciens (A III) ne saurait être autre que Würm I (périglaciaire) et le talweg fossile dans lequel il est inscrit interglaciaire Riss-Würm (comme le talweg actuel et post-maximum würmien donc interglaciaire actuel). Par raison d'analogie, son creusement étant comparable, nous avons proposé d'admettre que l'autre cours fossile du Drac, le premier, est également interglaciaire donc Mindel-Riss, et les alluvionnements qui le comblent (A II) rissiens. Connaissant la plus grande extension glaciaire rissienne qui a effectivement envahi tout le Drac, on ne peut considérer les alluvions I comme plus anciennes, donc nous les avons attribuées à ce même Riss.

La datation du maximum de Würm éclaire d'un jour nouveau non seulement le creusement du cours actuel du Drac, mais encore rend possible sinon probable l'hypothèse interglaciaire du creusement des cours anciens. Depuis la fin du Würm II il s'est écoulé environ 45-50000 ans pendant lesquels le Drac a pu, constamment, s'enfoncer dans son substratum alluvial et rocheux, durée correspondant sensiblement à un interglaciaire, en particulier le Riss-Würm. La vitesse d'érosion est ramenée à une valeur acceptable, ce qui ne l'était pas lorsque l'on considérait le maximum de Würm comme ayant eu lieu il y a 15000 ans seulement.

La reconnaissance du caractère glacio-lacustre des argiles et d'une partie des cailloutis supérieurs (grands cônes du Trièves de P. LORY) du Trièves-Beaumont et leur attribution au maximum de Würm (W II) permet, outre de lever certaines ambiguités notamment sédimentologiques, de dater avec certitude de ce Würm maximum la glaciation locale des bassins orientaux du Vercors et du Dévoluy. Le passage progressif d'aval en amont, c'est-à-dire du centre du lac à ses bordures, d'argiles et sables lacustres à des sédiments deltaïques grossiers puis, en continuité, aux cônes fluvio-glaciaires issus des moraines locales du Vercors (notamment à Chichilianne) et du Dévoluy (la Posterle) prouve la liaison lac d'obturation-glaciation locale, et rétablit l'unité climatique des sédiments glaciaires et glacio-lacustres ainsi que l'homogénéité de la glaciation de Würm dans cette région.

Restait le plateau de Champagnier. L'analyse morphologique et stratigraphique nous avait montré que ce dernier était superposé à une plateforme d'abrasion glaciaire recoupant au S les alluvions de base du Drac. Or cette auge glaciaire est celle du maximum de Würm, donc le plateau de Champagnier est plus récent. Il est cataglaciaire Würm II et par conséquent les moraines surincombantes, romanchoises, postérieures encore et vraisemblablement Würm III comme celles du cirque local de Prélenfrey, qui nous avaient permis de dater radiométriquement l'extension glaciaire maximale.

La réhabilitation, à Grenoble, de l'épisode glaciaire postérieur au maximum de Würm (stade d'Eybens de P. LORY, Néo-Würm de W. KILIAN), représenté par les moraines de Champagnier et des Guichards pour la Romanche, de Poisat pour l'Isère, est une hypothèse assez osée pour qu'elle doive être confirmée ailleurs. Partout, aux débouchés des vallées pelvousiennes sur le Drac, nous avons pu prouver cette réalité qui est aussi confirmée sur place par les rapports stratigraphiques des formations locales, notamment des épisodes morainiques avec les limons cryoclastiques de Romage (W I) et les argiles d'Eybens (Riss-Würm).

En Matheysine le lobe diffluent du glacier würmien de la Romanche s'est arrêté à la moraine qui barre au S le lac de Pierre-Châtel, lors du maximum. Au Würm III, alors que son front stationnait aux Guichards dans le vallée morte d'Uriage, la diffluence de Matheysine n'existait plus.

Les grandes moraines frontales de la Mure, considérées par F. BOURDIER lui-même comme l'indice d'un retour du glacier du Drac après le maximum würmien, sont en réalité les moraines frontales de ce maximum du glacier de la Bonne, barrant à leur tour le Beaumont et y déterminant un lac d'obturation de niveau légèrement plus élevé (amont) que celui du Trièves. Les grandes coupes du ravin des Demoiselles-Coiffées et des Garguettes, à Siévoz, prouvent le retour du glacier du Valbonnais sur les formations lacustres postérieures au maximum de Würm, de même que des phénomènes glaci-tectoniques aux environs de la Faurie. Au Würm III, le glacier de la Bonne a presque rejoint son avancée maximale antérieure, mais pas suffisamment pour barrer de nouveau le Beaumont. Tous les

dépôts glacio-lacustres würmiens et les terrasses anciennes s'arrêtent en amont de la retenue du Sautet, aux verrous de Beaufin (Drac) et de la Posterle (Dévoluy). En amont, dans le Champsaur, les choses se présentent tout différemment.

Le Champsaur ou haute vallée du Drac est la seule région où les glaciations würmiennes ont laissé une profonde empreinte, ont surcreusé le substratum. Comme ailleurs, il s'est produit des obturations, la principale étant celle du glacier de la Séveraisse (Valgaudemar) sur le Haut-Drac.

Le glacier de Valgaudemar, à l'aval du Champsaur, a poussé un énorme lobe contre le verrou de Beaufin-Corps qu'il n'a pas franchi, barrant tout l'amont de ses formidables moraines latérales. Contre cet obstacle s'est formé un lac dans lequel se sont déposées des formations d'obturation glacio-lacustres datables par conséquent du maximum de Würm (plateau de Saint-Eusèbe, Villardon, Villeneuve), sur lesquelles se sont avancés les glaciers du Drac et de la Séveraisse. Après cet épisode, le barrage morainique a contenu deux lacs interstadiaires (argiles de Lesdiguières et de Saint-Bonnet) sur les sédiments desquels les glaciers sont revenus, les érodant et s'y superposant (moraine de Chauffayer-le-Glaizil pour la Séveraisse, de Serre-Repiton pour le Drac). Toutes les grandes vallées pelvousiennes, le haut-Drac y compris, ont donc nourri deux glaciations distinctes pendant le Würm , la principale du Würm II, la " récurente " du Würm III.

Nulle part il n'a été possible de retrouver des témoins d'une avancée postérieure, Würm IV par exemple, excepté peut-être au vallon de Lauvitel, dans le Vénéon, où cette attribution est douteuse du fait qu'elle ne repose que sur des critères morphologiques. Rien donc, ou presque, n'existe dans ces vallées glaciaires entre les fronts du Würm III et les moraines historiques à l'intérieur desquelles les glaciers sont maintenant réduits.

Les glaciers würmiens Isère-Drac (l.s.) n'ont donc pas envahi le centre du bassin, où subsiste par conséquent l'ensemble des dépôts quaternaires plus anciens. Nous connaissons déjà la terrasse fossile du Würm I, dans le talweg Riss-Würm, attribuable à un climat périglaciaire. Mais ces glaciers se sont superposés à des formations antérieures, qu'ils n'ont pas totalement érodées.

C'est la cas pour le glacier de l'Isère, qui a creusé son auge dans les argiles d'Eybens comme les sondages du Grésivaudan l'ont bien montré. Au Würm III, les glaciers récurrents ont façonné une nouvelle auge dans les sédiments Würm II et de l'interstade II-III. Pour le glacier de l'Isère, c'est son passage sur les banquettes alluviales du Grésivaudan. Pour celui de la Romanche, son extension sur le plateau de Champagnier. Nous avons vu les épisodes würmiens de la Bonne, de la Séveraisse et du Drac. Ces fonds d'auge glaciaire ou plate-formes d'abrasion sont de véritables surfaces de discontinuité ou contact anormaux glaci-tectonique recoupant tous les dépôts plus anciens, les ravinant et les recreusant. En cela ils peuvent être comparé à des plans de charriage dont les nappes ne seraient autres que les nappes glaciaires elles-mêmes donc les moraines résultant de leur fonte, superposées à un substrat autochtone. La comparaison avait déjà été utilisée par M. GIGNOUX, mais dans l'autre sens.

Au Riss cependant, cela est unanimement admis, les glaciers alpins ont pris une grande extension, construisant les moraines " externes " du piedmont. Ils ont donc envahi tout le bassin du Drac, comme le montrent également nos constructions graphiques et les données morphométriques. C'est de cette époque que l'on peut dater la diffluence de la Croix-Haute vers le Grand-Buech, ainsi que la grande transfluence du glacier de la Durance au glacier de l'Isère par la vallée du Drac.

Mis à part ces moraines de Lus nous connaissons trois gisements, en Trièves, où l'on peut observer la moraine alpine rissienne. Deux se trouvent dans des bassins locaux (Esparron en Vercors et Tréminis en Dévoluy), prouvant indubitablement leur creusement au niveau actuel avant le maximum de Riss, l'autre au centre du Trièves (Serre-Vulson). Ces trois moraines sont ou isolées (Esparron) ou situées sous d'autres formations quaternaires. Pour ces raisons nous nous croyons en mesure d'estimer qu'il est peu vraisemblable (mais non impossible) de trouver des témoins quaternaires plus ancien que ce maximum de Riss. N'ayant vu nulle part d'argument susceptible de modifier notre hypothèse, nous avons conclu que tous les dépôts reconnus plus anciens que le maximum de Würm sont soit Riss, soit Würm I. Si le premier talweg fossile est bien Mindel-Riss, il est certain alors qu'il y a des alluvions du Riss ancien, comme du Würm ancien. Mais une discussion serrée ne nous a pas permis de l'affirmer entre plusieurs hypothèses possibles.

Donc en Trièves surtout, une grande partie des dépôts sont rissiens. C'est le cas des serres, très épais colmatages assimilables aux alluvions II et qui passent, en amont, à de manifestes glacis d'accumulation. Cette région, en outre, se montre la plus riche en alluvions très anciennes ou alluvions I, qui forment de grandes terrasses colmatant les cols élevés et également une série de glacis étagés notamment au-dessus de Mens. Mais c'est le Beaumont qui est la clé des dépôts rissiens dracquois.

En Beaumont en effet se trouvent et des terrasses anciennes et des épisodes glaciaires externes dont on peut saisir les rapports. La haute terrasse rissienne des Payas (alluvions I), dans la région de Pellafol-le-Sautet, a été rabotée en surface par un glacier qui n'est pas celui du maximum de Würm. C'est donc un glacier rissien dont il reste des témoins morainiques en surface. Or, à l'aval de cette coupe fondamentale, se développent toute une série de niveaux rissiens plus élevés donc plus anciens, n'ayant pas subi l'action de ce glacier. Et, à l'intérieur de ce

domaine, se trouvent les alluvions II du Sautet emboîtées dans la terrasse I sous-morainique, tout ceci étant plus récent que l'extension rissienne maximale. On peut en déduire une chronologie relative qui se présenterait ainsi :

- Au Riss ancien (ou Riss I), le bassin du Drac est entièrement recouvert de glaces correspondant aux moraines externes. Peut-être y aurait-il des alluvions plus anciennes dans les talwegs Mindel-Riss.

- Au cataglaciaire Riss I se produit un phénomène de barrage analogue à celui du maximum de Würm, pendant lequel se déposent une série de terrasses élevées (alluvions I élevées) dont il reste de nombreux témoins en Trièves et en Beaumont.

- A l'interstade Riss-I-II a lieu le creusement d'un profond réseau hydrographique ou, ce qui est actuellement impossible à trancher, d'un réseau épigénique moins enfoncé que celui du Mindel-Riss.

- Le Riss II voit la formation d'une grande terrasse alluviale d'origine périglaciaire, emboîtée dans les alluvions I élevées ou simplement superposée aux épisodes inférieurs du Riss I.

- Le creusement de l'interstade Riss II-III serait très modéré.

- Au Riss III, une seconde avancée glaciaire recouvre l'amont de la terrasse précédente du Riss II, mais n'envahit pas le Trièves où cette terrasse est exempte de moraine en surface, ni même le bas-Beaumont. Cette avancée correspondrait peut-être à celle dite des " moraines intermédiaires " dans le piedmont. Son extension serait supérieure mais de peu à celle du maximum de Würm.

Au cours de son retrait ce glacier émet une terrasse cataglaciaire actuellement enfouie qui n'est autre que celle des alluvions II, donc Riss III, dans laquelle celle du Würm I (alluvions III) se trouve emboîtée.

La dualité de la glaciation rissienne proposée par F. BOURDIER paraît donc vérifiée sur notre terrain, avec quelques nuances cependant. L'extension maximale serait bien le Riss I (ou un Riss ancien, si le véritable Riss I n'est pas vraiment glaciaire à l'instar du Würm I), mais l'extension secondaire serait le Riss III, et non le II. La complexe stratigraphie rissienne de notre domaine nous permet de proposer cette chronologie avec vraisemblance.

Une autre conclusion intéressante est que la cartographie nous a permis de trouver des moraines rissiennes en Dévoluy, à l'extérieur des moraines würmiennes. Ce massif devient donc le premier des chaînes subalpines, et peut-être le seul vu sa grande altitude moyenne, où une glaciation ancienne est reconnue.

Dans la région de Grenoble, le schéma proposé permet d'expliquer toutes les données morphologiques et stratigraphiques jusqu'alors contradictoires du Grésivaudan. Ainsi :

- L'auge du Grésivaudan est ancienne, mais son creusement maximal est attribuable au Riss. Il n'y a pas eu plus de terrasses rissiennes que de würmiennes dans cette vallée, pour les mêmes causes (obturations successives). Par contre il est certain que les argiles d'Eybens sont au moins pour partie interglaciaires Riss-Würm, sinon en totalité.

- Le glacier du maximum de Würm, W II, a creusé une auge de profondeur limitée dans les argiles d'Eybens. Cela est bien naturel puisqu'il était beaucoup moins puissant que celui du Riss, ne débordant qu'à peine des Alpes.

- Au cataglaciaire Würm II et à l'interstade W II-III se sont déposées les banquettes alluviales avec leurs argiles et leurs lignites. C'est sur ces banquettes que s'est glissé le glacier Würm III de l'Isère, qui ne les a qu'à peine érodées puisqu'il aurait tout juste atteint la cluse de Grenoble, l'absence d'effet de verrou aval interdisant donc le surcreusement à l'amont.

- A son maximum, un nouveau lac d'obturation de niveau supérieur à la plaine actuelle s'est établi temporairement dans le Bas-Drac (terrasse du Croset); puis le Grésivaudan (terrasse du Crey).

Dans le bassin du Drac, le Würm II ne fut qu'une glaciation de haute vallée, les glaciers sortant tout juste du domaine exclusivement montagneux. Au Würm III ce fut la même chose, en un peu moins important encore mais à peine. Deux fois donc les glaciers würmiens ont débordé la périphérie des massifs cristallins. Jamais il ne semble, même au Riss, que les glaciers subalpins du Vercors et même du Dévoluy furent en mesure de le faire.

Il nous faut ici, après les preuves que nous pensons avoir apportées en faveur de la dualité de la glaciation de Würm (comme de Riss), rendre hommage à l'intuition de savants comme E. HAUG, P. LORY et surtout W. KILIAN, celui-ci n'hésitant pas à affirmer et à dater (Néo-Würm) la récurrence des glaciers alpins, avec des arguments morphologiques dont l'insuffisance même allait permettre de nier si longtemps cette réalité, notamment la notion de " seuil de débordement " à nos yeux localement valable au contraire de celle des emboîtements d'auges, sans aucun fondement.

Nous n'aurions pas été aussi affirmatif , devant la nouveauté des conclusions exposées, si des arguments sérieux hors de notre terrain et notamment dans la région du Léman, en Hollande, en Russie et en Sibérie n'établissaient maintenant avec une quasi-certitude cette notion de double glaciation würmienne séparée par un long interstade (Hengelo). Pourtant, pour que nous soyons suffisamment satisfait, il faudrait que la même chronologie glaciaire puisse être établie dans les bassins du Rhône et de la Durance entre autres. Nous pensons particulièrement aux différents stades de Riss et de Würm, à leur place dans la chronologie quaternaire et notamment au Würm I que l'on pourrait peut-être caractériser dans les nappes alluviales, loin à l'aval des moraines internes.

Ce sera aux recherches futures de confirmer, ou non, les hypothèses que nous avons avancées peut-être un peu imprudemment et un peu trop longuement ici.

Grenoble, juin 1970

A N N E X E

DONNEES MORPHOMETRIQUES

Une description morphologique est forcément qualitative. Elle nous a permis de saisir les rapports existant entre les volumes montagneux, les vallées et dépressions, avec le substratum , lithologie et structure. Mais elle ne peut apporter la précision dont seul le calcul est capable. Au surplus, la connaissance exacte des caractéristiques morphométriques de notre région et des éléments qui la composent (régions naturelles ou vallées élémentaires), comparées les unes avec les autres et confrontées avec les régions avoisinantes nous permettra de situer le bassin du Drac dans le cadre de ses voisins (Isère et Durance). Ce n'est pas une vaine description, alignant chiffres et coefficients sans autre but que la comparaison, que nous présentons.

Notre objectif est d'apprécier au mieux, sur la base de mesures, les développements respectifs qu'ont pu atteindre les différents glaciers, tels que les très grands glaciers des maxima d'extension du Quaternaire (Isère, Drac, Durance). Du même coup, nous pourrons comparer et mieux comprendre leurs interférences, ainsi que situer par rapport à eux les glaciers locaux (Vercors, Dévoluy surtout). Enfin, à partir de ces données, nous pourrons tirer des conclusions sur les valeurs respectives des érosions glaciaires et interglaciaires, comparer l'état de destruction des reliefs en fonction des actions glaciaires ou non, et aussi les divers degrés d'évolution que les vallées présentent actuellement.

Plusieurs auteurs se sont préoccupés déjà de telles mesures morphométriques, dans les Alpes et ailleurs (R.BLANCHARD, 1918, Ch-P. PEGUY, 1942, 1945, F. TAILLEFER, 1948, J. LOUP, 1963). Nous renvoyons donc à leurs travaux pour tout ce qui est de l'ordre général et comparatif au sujet des seuls reliefs, soit montagneux soit des bassins. Parmi ceux-ci, nous citerons particulièrement R. BLANCHARD, qui a donné une description déjà très précise et détaillée des Alpes françaises. Pour notre part, avec le but que nous nous sommes proposé, on comprendra que l'on ait détaillé au maximum les caractéristiques morphométriques de notre seul domaine. Avant de passer aux chiffres, une seule remarque concernera la précision des mesures. On pourra observer quelques minimes différences avec certains chiffres donnés par R. BLANCHARD. Ils proviennent du mode de calcul. Partant des mêmes mesures (Ministère de l'Agriculture , 1905-17), nous avons essayé de serrer la réalité au plus près en tenant compte à la fois de l'altitude exacte du point de référence le plus bas et du sommet le plus élevé, qui ne sont jamais des chiffres tombant dans les divisions arbitraires choisies pour la planimétrie. Nous attirons aussi l'attention sur l'illusoire précision des altitudes moyennes donnée au mètre près. Certainement la réalité n'est qu'approchée, la marge d'incertitude assez grande, compte tenu de la qualité des anciennes cartes. Nous l'avons cependant conservé, sans arrondir exagérément, dans le seul but non d'en donner une valeur absolue, mais de comparer ces données entre elles, c'est-à-dire atteindre la meilleure valeur relative, étant entendu que les éventuelles erreurs comparées tendent à s'annuler mutuellement.

TABLEAU 1.

Caractéristiques altimétriques des principaux bassins alpins : Drac, Isère et Durance.

Bassins	Surface km2	Altitudes en mètres Maxi	Mini	Médiane	Moy.	Coeffic. articulat.	Ecart alt moy/alt méd. en m	en %
Drac entier		4103	210	2031	1610	39	- 421	- 21
Drac seul	2109	3669	260	1965	1425	39	- 540	- 27,5
Romanche		4103	260	2182	1985	48	- 197	- 9
Haute-Romanche	369	3983	735	2359	2230	56	- 129	- 5,5
Vénéon		4103	735	2419	2440	60	+ 21	+ 1
Haut-Vénéon	239	4103	940	2522	2596	63	+ 74	+ 3
Eau-d'Olle		3468	710	2089	1954	56	- 135	- 6,5
Bonne		3564	525	2045	1642	46	- 403	- 19,5
Séveraisse		3669	784	2227	1950	53	- 277	- 12,5
Haut-Drac		3440	1030	2235	1950	57	- 285	- 13
Gresse	159	2349	258	1304	1050	45	- 254	- 19,5
Ebron		2795	423	1608	1100	39	- 508	- 31,5
Souloise		2793	770	1752	1490	53	- 262	- 15
Bassins voisins								
Isère (amont Drac)	5781	3852	210	2031	1690	44	- 341	- 17
Maurienne		3852	296	2069	2020	52	- 49	- 2,5
Tarentaise		3852	330	2091	1985	52	- 106	- 5,5
Haute-Durance (Serre-Ponçon)		4103	670	2387	2010	49	- 377	- 16
Durance (Sisteron)		4103	460	2284	1725	42	- 559	- 25,5
Haut-Buech (St-Julien-Beauchêne)	135	2759	900	1825	1485	54	- 340	- 18,5

TABLEAU 2

Altitudes moyennes en amont des différents affluents importants.

DRAC	Alt.	Km	ISERE	Alt.	Km	DURANCE	Alt.	Km
Amont Isère	(1610) 1400		Amont Rhône	1375	255	Sisteron	1725	148
Romanche	1425		Rovon	1600	198	Le Poët	1815	136
Ebron	1620		Drac	1690	164	Tallard	1915	113
Bonne	1675		Arc	1785	104	Pt de Rousset	2010	98
			Arly	1975	85			
Souloise	1815		Moûtiers	2075	60	Embrun	2110	74
Séveraisse	1745		Nant Cruet	2780	19	Mtdauph.	2150	60
Séveraissette	1820					Cerveyr.	2190	33
Buissard	1950					Clarée	2235	26
Amont Confluent Dracs	2160							

TABLEAU 3

Altitudes moyennes des bassins élémentaires du Ht-Drac (amont Buissard)

BASSIN	SURFACE	ALTITUDE MOY.	BASSIN	SURFACE	ALTITUDE MOY.
Jocelme	28 Km2	2355 m	Val d'Izora	10 Km2	2405
Ardoisière	19	2405	Val Tourond	15	2280
Archinard	15	2060	Val Méollion	12	2030
Drac d'Orcières	98	2110	Drac à Pont-du-Fossé	219	2075
Drac de Champoléon	105	2140	Torrent d'Ancelle	44	1710
Amont des Auberts	29	2390	Rouanne		1835
			Torrent de Buissard	15	1540

TABLEAU 4

Bassin de la Romanche (Oisans).

BASSIN	SURFACE	ALT. MOY.	ALTITUDE MOYENNE DE LA ROMANCHE EN AMONT DES CONFLUENTS.		
			Confluent	Surface	Alt. Moy.
Rif de la Planche			Rif du Col		2690
Rif de Valfourche					
Val d'Arsine		2690	Maurian	76 Km2	2540
Maurian	25 Km2	2480	Gâ	125	2510
Gâ	41	2285	Rif-Tort	198	2350
Rif-Tort	12	2270	Ferrand	254	2350
Ferrand	82	2200	Vénéon	369	2230
Sarenne	37	2060	Eau d'Olle	787	2235
Eau d'Olle	181	1954	Pont de l'Aveyna	1003	2150
Flumet	32	1980	Drac		1985

TABLEAU 5

Bassin du Vénéon (Haut-Massif).

BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
Pilatte	47 Km2	2750	Muzelle	16 Km2	2170
Etançons	34	2860	Lauvitel	20	2165
Etages	14	2595	Villard N.D.	11	2140
Muande	38	2570	Vénéon seul en amont des confluents suivants :		
Mariande	12	2510	Etages	89	2800
Diable	25	2690	Mariande	100	2660
Lanchâtra	17	2420	Romanche	238	2400

TABLEAU 6

Bassin de la Bonne (Valbonnais).

BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
Ht-Valjouffrey	26 Km2	2405	Malsanne	83 Km2	1215
Valjouffrey	88	1795	Roizonne	99	1555
Valsenestre	40	2035	Bonne totale		1642

TABLEAU 7

Bassin de l'Eau-d'Olle (Grandes-Rousses).

BASSIN	SURFACE	BASSIN	SURFACE
Bramant	11 Km2	Cochette	12 Km2
Arclaret	7	Sept-Laus	3
Claret	6	Molard	6
Flumet	32		

TABLEAU 8

Bassin de la Séveraisse (Valgaudemar).

BASSIN	SURFACE	ALT.Moy.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
Gioberney	19 Km2	2415	Navette	32 Km2	2090
Chabournéou	27	2465	Peines	12	2120
Combefroide	10	2485	Prentiq	17	1840

TABLEAU 9

Bassin de la Gresse (Vercors).

BASSIN	SURFACE	ALT. MOY.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
Haute-Gresse	27 Km2	1480	Guâ	19 Km2	1135
Merlet	20	1290	Gresse (amont Guâ)	142	1133
Le Mas	20	1415	Total	159	1050

TABLEAU 10

Bassin de l'Ebron (Trièves).

BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
La Bâtie	22 Km2	1375	Treminis	15 Km2	1485
Donnière	26	1525	Savey	17	1385
Les Oches	19	1340	Bruyant	23	
Rif d'Ane	9	1265	Bouson	10	
Chichilianne	67	1415	Chapotet	11	
Esparron			Hte-Vanne	19	1350
Ebron (Trièves)		1100	Vanne	74	1025

TABLEAU 11

Dévoluy (Bassin de la Souloise).

BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
Haut-Dévoluy (amont Rif)	43 Km2	1835	Ribière	54 Km2	1625
Queyras	10	1755			
Haut-Buech (amont Lus)	131 ?	1485	Souloise (amont défilé)		1490

TABLEAU 12

Autres petits bassins.

BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.	BASSIN	SURFACE	ALT.MOY.
Séveraissette dont :	66 Km2	1815			
Peyron-Roux	9	2115	Ruisseau de Chaillol		1540
Muande	24	2050			
Infournas	11	1580			
Brudour	14	1460	Ruisseau de La Salle-en Beaumont	20	
Croix-de-la-Pigne	10	1355			
Sézia	47	1377	Jonche	63	
Achards	11	1435	Ravin des Mottes	37	

TABLEAU 13

Bassin annexe du Doménon (Isère).

BASSIN	ALT.MOY.
Amont St-Ferréol	1875
Amont Revol	1660
Total	1390

Que dire sinon, comme il fallait s'y attendre, que les bassins d'altitudes moyennes très élevés sont ceux dont les sommets sont aussi les plus hauts (Vénéon pour le Pelvoux, Souloise pour le Dévoluy). Une remarque intéressante pourtant, est celle que le centre du Pelvoux (Haut-Vénéon) est la région la plus élevée des Alpes françaises, plus même que celle du Mont-Blanc (2 596 m contre 2 556 m), et cela pour une superficie comparable (239 Km2 contre 255). Cela fait d'autant mieux ressortir la massivité du Pelvoux entier, sa très grande élévation lorsque l'on sait que son altitude moyenne totale de 2 279 m intéresse une superficie de 1 388 Km2 qui, à la différence du Mont-Blanc entièrement formé de terrains cristallins, comprend de grands affleurements de schistes jurassiques, de calcaires, schistes et grès éocènes (Priabonien de la partie est).

Ce qui est frappant aussi, c'est la faiblesse relative de l'altitude moyenne du bassin du Drac, et plus particulièrement du Drac seul, c'est-à-dire privé de son affluent principal la Romanche (1425 m contre 1 985 m). On l'explique très bien par sa situation marginale, en bordure du Pelvoux, dans des zones tendres facilement affouillables. Néanmoins cette faiblesse est très étonnante au premier abord, compte tenu de l'appoint considérable apporté par les grandes vallées de l'Ouest du massif, en particulier la Bonne et la Séveraisse, d'altitudes moyennes très éle-

vées. Les implications de cet état de fait sur les régimes des glaciers, actuels et quaternaires, avaient été présenties par PENCK. Mais l'absence de mesures précises avait empêché d'en saisir toutes les conséquences.

En ce qui concerne l'évolution du relief de nos massifs par rapport à d'autres (Pyrénées, Suisse etc.), nous renvoyons à l'article de J. LOUP (1963) dont les conclusions générales nous paraissent s'appliquer parfaitement au cas particulier de notre domaine.

RESUME

Entièrement sous les eaux des mers secondaires, l'emplacement du bassin du Drac commence à en émerger partiellement dès la fin du Crétacé (Sénonien). Un réseau hydrographique s'y forme à l'Eocène (Lutétien, Priabonien), différent du réseau actuel. Ce n'est qu'à l'Oligocène que les cours d'eau s'établissent sur les tracés actuels, donc que sa morphologie générale se dégage peu à peu. Après diverses vicissitudes, le réseau est constitué dans ses grandes lignes dès la fin du Miocène.

Pendant tout le Pliocène, le Villafranchien et le Quaternaire moyen-inférieur, c'est la lacune complète. Il est certain cependant que les vallées s'approfondissent puis que les hauts sommets, constitués lors des mouvements orogéniques " ponto-pliocènes", se couvrent de glaciers qui en descendent progressivement, façonnant peut-être les premiers surcreusements dans les hautes vallées.

La morphologie du bassin du Drac est caractéristiquement glaciaire, notamment par les profils longitudinaux et transversaux des vallées. On y compte dix transfluences et diffluences principales, de profonds ombilics précédés ou non d'étroits verrous, de nombreuses vallées suspendues, des cirques et hauts vallons glaciaires plus nombreux encore, d'innombrables formes mineures. Une étude critique des vallées montre l'inexistence, dans la région, d'auges emboîtées ou successives attribuables à des périodes ou phases glaciaires différentes, non plus que de calibrage glaciaire. Deux catégories de transfluences sont répertoriées, selon qu'elles sont d'origine préglaciaire (sections de vallées fluviatiles anciennes) ou uniquement glaciaire (aménagement de cols), leur genèse expliquée en fonction de la dynamique des glaciers et une chronologie, au moins relative, proposée. Les verrous sont systématiquement situés dans les zones relativement les plus résistantes, les ombilics dans les plus fragiles. La création et l'évolution de ces formes se comprend en fonction de la structure régionale et de la dynamique de la glace. Il en est de même pour les vallées suspendues, dont la valeur de l'étagement est aussi fonction inverse de la puissance de leurs glaciers. On propose une définition génétique plus précise des cirques et hauts vallons glaciaires aveugles. En somme, l'érosion glaciaire est ramenée à la forme la plus poussée de la banale érosion différentielle.

L'histoire quaternaire déchiffrable débute à l'interglaciaire Mindel-Riss par le creusement du premier réseau fossile du Drac. Les glaces envahissent ensuite tout le bassin (Riss I ?), diffluant par le col de la Croix-Haute, établissant une grande transfluence de la Durance vers l'Isère.

Après le retrait, accidenté de phénomènes d'obturation, se constitue une haute nappe alluviale continue, passant en amont à des glacis d'accumulation, sous climat périglaciaire (Riss II). Puis les glaciers avancent une seconde fois, recouvrant partiellement les dépôts précédents. L'extension Riss III a donc une ampleur moindre, les glaces ne diffluant plus par le col de la Croix-Haute.

Pendant l'Interglaciaire Riss-Würm, le Drac creuse un second réseau fossile, épigénique, aussi profond ou presque que le premier.

C'est une nappe alluviale continue qui se dépose, au début du Würm, dans les talwegs interglaciaires (WürmI). Aussitôt après, les glaciers arrivent pour atteindre leur maximum d'extension à cette époque (Würm II), mais n'ont qu'un développement mineur dans le bassin du Drac. Ce sont des appareils de vallée qui ne sortent pas du cadre des hauts massifs, sauf en Champsaur. Le phénomène principal est une énorme obturation glacio-lacustre pratiquée par le glacier de l'Isère, occupant le Trièves et le Beaumont libres de glace. Il s'y dépose d'épaisses argiles litées, des sables puis alluvions deltaïques noyant toutes les formations antérieures.

L'Interstade Würm II-III, long et bien marqué, provoque les retraits des glaciers loin en amont dans les hautes vallées .

Une nouvelle crue glaciaire se produit au Würm III, sur les dépôts précédents, d'ampleur à peine moindre. Aucune diffluence ne fonctionne alors, mais une dernière obturation glacio-lacustre a lieu dans la cuvette de Grenoble. Enfin les glaciers se retirent définitivement et les cours actuels du Drac et de ses affluents, fixés dès le début du retrait du Würm II, s'enfoncent épigéniquement jusqu'à leur niveau actuel.

A B S T R A C T

Wholly submerged during the Mesozoïc, the Drac basin area began to emerge by the end of the Cretaceous (Senonian). An hydrographic system differing from the present one is formed at the Eocene (Lutetian, Priabonian). It is only on the Oligocene that the streams settle in today's valleys, the general morphology thus takes shape by steps. After various events, the main features of the system are competed by the end of the Miocene.

Although nothing is know of its pliocene, villafranchian and middle to lower quaternary history, it is sure that the valleys were deepened, then that the high moutains, built up during the " ponto-pliocène " orogenic movements, were covered by ice which flowed down, perhaps digging out the first under-deepings.

The morphology of the Drac basin is typically glacial, especially in the profiles of the valleys. There are ten main transfluences and diffluences, some umbilics and bars, numerous hanging valleys, glacial circuses and numberless minor forms. In this region, there are no nested valleys dating différent glacial periods, and no glacial ganging . Two sorts of transfluences are distinguised, according to their origin, either preglacial (section of old fluvial valleys) or only glacial (erosion of passes) ; their genesis is explained by the dynamics of the glaciers and a relative chronology is propounded. The bars are systematically located on the relative by more resistant zones, the umbilics in the weaker ones. The evolution of these forms is governed by the regional structure and by ice dynamics, the holds true for the hangings valleys, in relation with the power of their glaciers. We propound a more precise genetic definition of glacial circuses. In fact, glacial erosion is a highly developped kind of plain differencial erosion.

The Quaternary story begins during the Mindel-Riss Interglacial with the deepening of the first Drac fossil river system. Then, the ice invaded all the basin (Riss I ?), overflowing through the Croix-Haute pass, and establishing a large ice stream from the Durance to the Isere glaciers. During the Riss II, a continuous gravel terrace is deposited. It corresponds, upstream, to large torrential fans, under a periglacial climate. The glaciers came again twice, on Riss III, over the previous deposits but to a lesser extent, as the ice did not overflow through the Croix-Haute pass.

During the Riss-Würm Interglacial, the Drac river dug a second epigenic fossil valley system, as deep as the first.

On the beginning of Würm (Würm I), another gravel terrace filled up the interglacial talwegs. Immediatly after, the glaciers arrived and reached their maximal extension of this period, but with little development in the Drac basin (Würm II). There are only valley glaciers, located in the high ranges, excepted in Champsaur. The main phenomenon was a big glacio-lacustrine obturation by the Isère glacier in the ice-free Trièves and Beaumont. Bedded clays, sands and deltaïc gravels were deposited, overlying all the earlier formations.

The Würm II-III Interstadial lasted long, and the glaciers went up far away in the high valleus.

During the Würm III, there was a new, barely less extensive advance on the previous deposits. No overflowing occured this time, but there was a last glacio-lacustrine obturation to the South of Grenoble. The glaciers then finally retreated and the Drac and its affluents river system, emplaced since the beginning of the Würm II retreat, deepened epigenically down to their present-day level.

BIBLIOGRAPHIE

ALIMEN H. (1964) - le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mem. Serv. carte. Géol. France, 394 p., 117 fig., 24 tabl., 12 pl. photo.

ALLIX A. (1914) - La morphologie glaciaire en Vercors. Rev. Géogr.Alpine, t. 2, fasc. 1, p. 1-185, 10 pl., 1 carte h.-t.

ALLIX A.(1917) - Vizille et le bassin inférieur de la Romanche. Essai de monographie régionale. Rev. Géogr. Alpine, t.5,p. 1-199.

ALLIX A.(1922) - Les sols polygonaux polaires et l'existence de phénomènes analogues en Oisans. Bull. Soc. Scient. Isère, t. 1, (Procès-verbaux n° 3).

ALLIX A. (1923) - Nivation et sols polygonaux dans les Alpes françaises. La Géographie, t. 39, n° 3, p. 431-39, 6 fig.

ALLIX A. (1925) - Les glaciers du Dauphiné depuis 1904. In " Grenoble et sa région ", vol. publié à l'occasion du Congrès de l'Ass. Franc. Avanc. Sc., p. 657-670 ; Allier, Grenoble.

ALLIX A. (1925a) - Les avalanches. Rev. Géogr. Alpine, t. 13, fasc 2, p. 359-423, 4 fig., 20 phot., 66 ref.

ALLIX A. (1927) - Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924, récapitulées et partiellement éditées. Ministère de l'Agriculture, Direction des Eaux et Fôrets, 2e partie, Service des Forces hydrauliques, Etudes glaciologiques, t. 6, p. 1-141, 6 pl.

ALLIX A. (1929) - Un pays de haute montagne : l'Oisans, étude géographique. Thèse lettres, 26 + 915 p., 50 fig., 12 tabl., 55 pl., photos, 861 ref.

APRAHAMIAN J. (1968) - Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère). Thèse de 3e cycle Géologie, Grenoble, 106 p., 36 pl.

ARNAUD H. (1966)-Contribution à l'étude géologique des plateaux du Vercors méridional. Géol. Alpine, t. 42, p. 33-52.

ARNAUD H. (1966)- Contribution à l'étude du Diois nord-oriental. Géol. Alpine, t.42, p. 17-31.

AUBOIN J., BROUSSE R. et LEHMAN JP. (1968) . -Précis de Géologie, t. 3, tectonique, morphologie, le globe terrestre, in 8°, 569 p., 315 fig., Dunod, Paris.

AUDEBAUD E. (1963) - Structure de la bordure orientale du Vercors entre les Deux-Soeurs, le col de l'Arzelier et Clelles. Thèse 3e cycle géologie, Grenoble.

BARBIER R. (1948) - les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. Mem.Serv.Géol. France, in 4°, 292 p., 5 pl., 62 fig., 1 carte.

BARBIER R. (1950) - Observations géologiques dans la région de Villard-de-Lans (Isère). C.R. Somm.Soc. Géol. France, p. 87-89.

BARBIER R. (1956) - Découverte de Tithonique dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. C.R. Acad. Sc., t. 242, p. 395-397.

BARBIER R. (1956) - L'importance de la tectonique anté-nummulitique dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull.Soc.Géol.France (6) , p. 355-370.

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1960) - la structure du chaînon Bastille-Jalla-Mont-Rachais près de Grenoble. C.R. Acad.Sc., t. 250, p. 2593-2595.

BARBIER R. (1963) - Réflexions sur la zone dauphinoise et la zone ultradauphinoise. Livre Mem. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. II, p. 321-330.

BARBIER R. (1963) - La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 39, p. 239-247.

BARBIER R. et al. (1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et méditerrannée. Livre P. Fallot, Soc. Géol.France, t. II, p. 331-377.

BARBIER R. et DEBELMAS J. (1966) - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au N du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 42, p. 97-107.

BARBIERI A. et al.. (1970) - Le problème de l'âge des granites et des migmatites de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France), C.R. Acad. Sc., t.270, sér. D, n° 4, p. 596-598.

BARFETY J.C., GIDON M.et MONJUVENT G. (1970) - Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble. Géologie Alpine, t. 46, p. 17-23.

BARFETY JC., GIDON M. et MOUTERDE R. (1970) - Observations stratigraphiques et structurales sur le Mésozoïque des environs de Bourg-d'Oisans (Isère) , Géologie Alpine, t. 46, p.23-29.

BAULIG H. (1928) - Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerrannéenne : étude morphologique, Paris, in - 8°, 592 p., 6 fig., 11 pl. et cartes, 33 phot.Armand Colin, Paris.

BECKER J. (1952) - Etude palynologique des tourbes flandriennes des Alpes Françaises. Thèse, Mem.Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine,n° 11, 61 p., 19 fig.

BECKER J. (1952) - Présence de pollens dans les argiles d'Eybens (Isère). C.R.Somm.Soc.Géol.France, p. 349-350.

BELLAIR P. (1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. Le haut massif. Mem.Serv. Carte Géol. France, n° 36, 345 p., 49 fig., 1 pl. h-t.

BELLAIR P. (1951) - A propos du comportement et du rôle des massifs hercyniens dans l'orogénèse alpine. C.R. Som. Soc.Géol.France, p. 282-284.

BELLAIR P. (1966) - Réflexions sur les glaciations. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol.8, fasc. 5, p. 335-342.

BELLAIR P. (1969) - Livret-guide de l'excursion A 8, 8 ° Congrès INQUA, Paris, 64 p.

BELLAIR P., MONJUVENT G. et SARROT-REYNAULD J. (1970) - Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan. C.R. Acad. Sc., t. 270, p. 7-11.

BELLAMY J. (1965) - Contribution à l'étude géologique du Vercors septentrional. Thèse 3° cycle, Géologie, Grenoble, 90 p.

BENEVENT E. (1914) - Sur les encoches du verrou glaciaire. C.R. Acad. Sc.,t. 158, p. 743-744.

BENEVENT E. (1926) - Le climat des Alpes françaises . Mémorial de l'Off.Nat. Météorol. France,n° 14, 435 p., 80 fig., 8 pl., 84 tabl.

BERGERET R.(1967) - Morphologie glaciaire dans le Haut-Vénéon. D.E.S. Géographie , Grenoble, 57 p., 27 fig., 2 cartes.

BERTIN A. (1960) - Le plateau d'Ancelle. D.E.S. Géogr., Grenoble.

BEUF S. (1959) - Contribution à l'étude géologique du massif du soleil-Boeuf (Hautes-Alpes) D.E.S. Géol. Grenoble, 62 p.

BEUF S.et LATREILLE M., (1961) - Découverte d'une série crétacée dans l'ultradauphinoise du massif de Soleil-Boeuf (Hautes Alpes) . Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 37, p. 167-168.

BILLET J. (1957)- Terminaison méridionale du " gradin supérieur " de Belledonne. Etude de morphologie. D.E.S. Géogr., Grenoble, 131 p., 20 fig., cartes.

BIROT P.(1955)- Les méthodes de la morphologie, 1 vol. in 8°, 175 p., 16 fig., P.U.F., Paris.

BIROT P. (1959) - Précis de Géographie générale. 1 vol. in 8°, 403 p., 82 fig., Armand Colin, Paris.

BIROT P. (1968) - Les développements des théories de l'érosion glaciaire. Ann. Géogr., n° 419, p. 1-13.

BLACHE J. (1914) - Le bord d'auge glaciaire du Grésivaudan (rive gauche) Rev. Géogr.Alpine, t.2, p.353-407, 11 fig., 4 pl., 2 cartes.

BLACHE J. (1916) - Notes de morphologie glaciaire: vallées d'Uriage et d'Allevard, Rev. Géogr.Alpine, t. 4, p. 285-295.

BLACHE J. (1928) - Volume montagneux et érosion fluviale. Rev. Géogr.Alpine, t. 16, p.455-496.

BLACHE J. (1931) - Les massifs de la Grande-Chartreuse et du Vercors, étude de géographie, t.1, Géogr. phys., in 8°, 457 p., 56 fig., Allier, Grenoble.

BLACHE J. (1936) - Comment s'établit le profil accidenté des vallées glaciaires ? Rev.Géogr.Alpine, t.24, p. 645-666.

BLACHE J. (1952) - La sculpture glaciaire. Rev. Géogr.Alpine. t.40, p. 31-123, 35 fig.

BLACHE J. (1959) - Sur un réseau d'auges glaciaires. Rev.Géogr.Alpine, t. 47, fasc. 1, p.1-92, 35 fig.

BLACHE J. (1960) - Les résultats de l'érosion glaciaire. Méditerrannée, n° 1, p. 5-33.

BLANCHARD R. (1912) - Le seuil de Rives, Zeit.f.Gletscherkunde, t.6, p. 289-337, carte.

BLANCHARD R. (1913) - Le lac de l'Oisans, Rev. des Alpes dauphinoises. 23 p., 2pl. et Rev.Géogr.Alpine, t. 2, 1914, p. 426-449.

BLANCHARD R.(1916) - Le verrou glaciaire de Grenoble. Rev.Géogr.Alpine, t. 4, fasc.3, p. 237-257.

BLANCHARD R. (1918) - Comparaison des profils en long des vallées de Tarentaise et de Maurienne. Rev.Géogr. Alpine, t. 6, p. 261-331.

BLANCHARD R.(1920) - Note préliminaire sur le lac subalpin de l'Isère. Congr. de l'Alpinisme (Monaco) t.1, p. 279-282.

BLANCHARD R.(1922) - A propos du sous-sol du Grésivaudan. Rev.Géogr.Alpine, t. 3, p. 473.

BLANCHARD R.(1923) - Sur les terrasses d'obturation glaciaire. Rev.Géogr.Alpine, t.11, fasc. 1, p. 285-287.

BLANCHARD R.(1924) - Sur les noms des régions naturelles des Alpes Françaises. Rev.Géogr.Alpine, t. 13, p. 455-462.

BLANCHARD R.(1925) - Le verrou glaciaire de Livet (Oisans) , id, p. 173-176.

BLANCHARD R.(1926) - Forme et génèse de certains verrous glaciaires dans les Alpes françaises. Rec. de Trav.Géogr., Prague, p. 38.

BLANCHARD R.(1929) - Types de terrasses fluviatiles en montagne glaciaire. Bull. Soc. Sc.Dauphiné, t.50, p. 407-408.

BLANCHARD R. et BLACHE J. (1929),- ALLIX A. Un pays de haute montagne : l'Oisans. Compte-rendu critique. Rev.Géogr.Alpine, t. 17, fasc.4, p. 781-793.

BLANCHARD R. (1934) - Le prétendu niveau d'érosion du haut-Grésivaudan. Rev.Géogr.Alpine, t.22, p. 637-647.

BLANCHARD R. (1938-1954) - Les Alpes occidentales , 7 t. in-8°, Arthaud, Grenoble.

BLANCHARD R. (1941) - Formes d'obturation glaciaire latérale dans la partie centrale du sillon alpin. Rev. Géogr.Alpine, t. 29, fasc.2, p. 137-152.

BLANCHARD R. (1944) - La crypto-dépression de Grenoble. Rev.Géogr.Alpine, t. 32, p. 512-513.

BLANCHARD R. (1953) - Piedmont pyrénéen et piedmont alpin. Et. Rh., vol.28, p. 131-134.

BOCQUET A. et MALENFANT M. (1966) - Un gisement prémoustérien près de Vinay (Isère) . Trav. Lab. Géol.Univ.Grenoble, t. 42, p. 77-82.

BOCQUET A. (1968) - L'Isère pré et proto-historique. Thèse doct. Univ.Grenoble, 2 vol., in 4 °, 163 + 131 p., 81 pl., 3 cartes.

BOCQUET A. et J.(1969) - Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac würmien du Grésivaudan. Rev. Géogr.Alpine, t. 57, n° 3, p. 475-485.

BOCQUET J. (1966) - Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. Trav. lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 42, p. 53-77.

BONHOMME M et alt., (1963) - Age absolu du granite du massif du Rochail (Pelvoux-Isère) C.R.Acad.Sc., t. 256, p. 2649.

BONIFAY E. (1962) - Les terrains quaternaires dans le SE de la France. 1 vol., in 4 °, 224 p., 85 fig., publ. Inst.Préhist. Univ.Bordeaux, Delmas, Bordeaux.

BONIFAY E. (1967) - Glaciaire et fluvio-glaciaire duranciens dans la région de Sisteron. Bull. A.F.E.Q. , n°12, p. 179-191.

BONIFAY E . (1968) - Aperçu sur le Quaternaire de Grenoble à Marseille. Id., n°14, p. 3-18.

BORDES F. (1954) - Les limons quaternaires du bassin de la Seine, stratigraphie et archéologie paléolithique, Arch. Inst.Paléont.Humaine, mém. 26, 472 p., 175 fig., 34 Tabl., bibliogr. 229 ref. 1 carte non brochée. Masson edit., Paris.

BORDET C. et P. (1954) - Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, Grande-Rousses et Pelvoux (Alpes françaises) C.R. Acad.Sc., t. 238, p. 830-832.

BORDET C. (1957) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Thèse Ing. Doct., Paris, 384 p., 26 pl.

BORDET P. et BORDET C. (1952) - Sur la géologie des massifs des Grandes-Rousses et de Belledonne. C.R.Acad. Sc., t. 234, p. 1187-1188.

BORDET P. (1956) - Les formations cristallophylliennes des massifs cristallins externes entre l'Arc et la Bonne. Bull. Serv. carte Géol. France, t. 54, n° 250, p. 17-30.

BORDET P. (1961) - Particularités géologiques du " synclinal médian " dans le sud du massif des Grandes-Rousses. C.R. Som. Soc. Géol. France, p. 44-48.

BORDET P. (1963) - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (s.str.) Bull Serv. Carte. Géol. France, n° 269, p. 161-171.

BORDET P. et BORDET C. (1963) - Belledonne, Grandes-Rousses, Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre mém. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. 2, p. 309-316.

BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. Trav. Lab. Univ. Grenoble, t. 39, p. 173-199.

BORNUAT M. (1962) - Etude de la couverture sédimentaire de la bordure ouest du massif des Grandes-Rousses au nord de Bourg-d'Oisans (Isère) . Trav. Lab. Univ. Grenoble, t. 38, p. 147-204.

BOUCHAYER A. et MULLER H. (1920)-Une épée de l'âge du Bronze trouvée dans les dragages du Saut-du-Moine près de Pont-de-Claix (Isère) . Bull Soc. Dauph. d'Ethnol. et d'Anthropologie, t. XXI, Grenoble, 1922.

BOUCHAYER A. (1925) - Le Drac. Histoire d'un torrent. 8 +225 p. (groupe les articles de l'auteur publiés dans la Rev. Géogr. Alpine, t. 13, 1925), Grenoble, Allier.

BOURDIER F. (1935) - Stratigraphie des alluvions quaternaires antéwürmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry. C.R. Acad. Sc., t. 201, p. 977-979.

BOURDIER F. (1938) - La cluse de Chambéry pendant le Quaternaire. Congrès du Rhône de 1938, in Les Etudes rhodaniennes, 1939, t. 15, p. 101-118.

BOURDIER F. (1941) - A propos d'une récente note de M. Raoul Blanchard sur le Quaternaire alpin. Rev. Géogr. Alpine, t. 29, fasc. 3, 499-503.

BOURDIER F. (1942) - Essai de chronologie du Quaternaire ancien, C.R. Acad. Sc., t. 215, p. 422-424.

BOURDIER F. (1942) - Essai de chronologie du Quaternaire moyen et supérieur. C.R. Acad. Sc., t. 215, p. 472-475.

BOURDIER F. (1943) - Les glaciations et la chronologie préhistorique. Bull. Soc. Préhist. Franç. , t. 40, n° 10-12, p. 259-276, 2 fig.

BOURDIER F. (1948) - Coupe d'Eybens et vue cavalière de la Bièvre-Valloire. Dépliant polycopié servant de livret à l'excursion de 1948 consacrée au Quaternaire des environs de Grenoble et de la Bièvre-Valloire.

BOURDIER F. (1950) - Essai sur l'évolution climatique du bassin du Rhône pendant le Quaternaire. C.R. Somm. Soc. Biogéogr., n° 237, p. 130-136, 3 fig.

BOURDIER F. (1953) - Les rapports entre la chronologie des glaciations alpines et la chronologie préhistorique en France. Extrait des Actes du VIè Congrès International du Quaternaire, Rome-Pise, 1953, 8 p. (Rome, 1955).

BOURDIER F. (1959) - Origine et succès d'une théorie géologique illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales. Rev. Géomorph. dyn., n° 1-4, p. 16-29 (2e thèse multigr., 1958, 35 p.).

BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géol. et Préhist., 2 Vol., in 4°, 364 et 295 p., 296 fig., Ed. C.N.R.S., Paris.

BOURDIER F. (1964) - Le Quaternaire d'Amiens, Saint-Acheul, Cagny et Moutières, ses rapports avec la chronologie alpine. Rap. VII int. Congr. Quat., WARSAW, p. 241-250.

BOURDIER F. (1967) - Tableau sommaire du Quaternaire français. Réunion de Hanovre, mai 1967.

BOURDIER F. (1968) - Les caractéristiques pédologiques des glaciations quaternaires dans la Bièvre-Valloire. Exc. Mai 68, s/comm. INQUA, 11 p., 2 tabl.

BOURGIN A. (1936) - Le Dévoluy, sa circulation souterraine. Bull.Soc.Scient.Isère, t. 56.

BOURGIN A. (1944) - Phénomènes fini-glaciaires en Dévoluy, Rev. Géogr.Alpine., t.32, p. 315-319.

BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. Mem. Carte.Géol.France, 662 p., 181 fig., 10 pl., 10 cartes.

BOUT P. (1969) - Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Corrélations françaises et européennes, 1 vol., in-8°, 344 p., 51 fig., 35 photo h.t., Imp. Jeanne d'Arc, le Puy.

BOYE M. (1949) - Importance du défonçage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires. C.R. Acad.Sc., t. 229, p. 723-724.

BRAVARD Y. (1963) - Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. 1 vol., in 8°, 504 p., 63 fig., 20 pl.h.t., Allier, Grenoble.

BRUN A. (1963) - Sur les " alluvions jaunes " de la région lyonnaise. Bull. Soc.Géol.France, t.5,n°4, p. 535-537.

BRUN A. (1966) - Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Drance (Haute-Savoie). Rev.Géogr. et Géol.Dyn., Vol.8, Fasc. 5, p. 399-404.

BRUN A. et BLAVOUX B. (1966) - Nouvelles données sur les terrains quaternaires de la région lémanique. C.R. Acad.Sc., t. 262, sér D., p. 2569-2572.

BRUN A. (1966) - Caractéristiques sédimentologiques et palynologiques des terrains würmiens de la région d'Evian d'après le sondage de Sionnex (Haute-Savoie). C.R. Acad.Sc., t. 263, sér.D., p. 212-215.

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.

CAILLEUX A.(1937) - Actions éoliennes périglaciaires en France. C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 177-179.

CAILLEUX A. (1942) - Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém.Soc.Géol.France, nouv.sér., t.21, n° 45, 176 p., 27 fig., 8 cartes, 23 pl.

CAILLEUX A. (1948) - Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. Bull.Serv.Carte Géol. France, n° 225, t. 47, p. 1-8, 1 carte.

CARME F.(1965) - Existence de deux formations détritiques remarquables dans les schistes cristallins anté-houillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises) . C.R. Acad.Sc., t. 260, n° 9, p. 6656-6659.

CHARDONNET J. (1947) - Le relief des Alpes du Sud. Etude morphologique des régions alpines françaises comprises entre Galibier, Moyenne-Durance et Verdon. Thèse, Paris, 2 Vol., 298 + 286 p., 36 fig., 4 pl. h.t., Didier et Richard, Grenoble, 1947-48.

CHARLESWORTH J.K. (1957) - The Quaternary Era with special reference to its glaciation. Edw. Arnold, London, 2 vol. (t. 1 : glaciologie et géologie glaciaire ; t. 2 : l'ère quaternaire). 1700 p., 326 fig.

CHESSEX R. et LAURENT R. (1968)-Sur l'âge de quelques zircons des Alpes du Sud et de l'Apenin. R.C. Soc. Minér. Pétr., n° 24.

Colloque sur le Miocène. (1958) - C.R. Soc.Sav., Aix-Marseille, Com. Trav. hist. et Sc., sect. Sc., Gauthier-Villars, Paris, in 8°, 421 p.

COMBIER J. (1967) - Le paléolithique de l'Ardèche. 1 vol., in 4°, 462 p., 178 fig. Publ. Inst. Préhist. Univ. Bordeaux , n° 4.

CORBEL J. (1956) - Le karst du Vercors. Rev. Géogr. de Lyon, t. 31, p. 221-241.

CORBEL J. (1957) - Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. Thèse lettres. Inst. d'Etudes Rhodaniennes. Mem. et Doc. n° 12, 541 p., 162 fig., 100 phot.

CORBEL J. (1961) - Les changements de climats quaternaires dans les Alpes Occidentales. VIe Congrès INQUA. Varsovie p. 263-272, Lodz 1964.

CORBEL J. (1962) - Neiges et glaciers . 1 vol. in-16°, 224 p., 14 fig., Coll. CAC A.Colin , Paris.

CORBEL J. et LE ROY LADURIE E. (1963) - Datation au C 14 d'une moraine du Mont-Blanc. Rev. Géogr. Alpine, t. 51, n° 1, p. 173-176.

CORBEL J. (1963) - Glaciers et climats dans le massif du Mont-Blanc. Rev. Géogr. Alpine, t. 51, n° 2, p. 321-360.

CORBEL J. (1964) - L'érosion terrestre. Etude quantitative. Ann. Géogr., n° 398, p. 385-412 .

CORNET C. (1965) - Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. Mem. Soc. Géol. France, n° 103, 252 p., 36 fig., 11 pl.

CROSNIER-LECONTE J., BORDET C., DUFFAUT P. (1953)-Séparation de deux anciens lits successifs dans la vallée du Drac à Monteynard (Isère). C.R. Somm. Soc. Géol. France, p. 221-223.

DAVID L. (1967) - Formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région lyonnaise. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 22, 159 p., 37 fig., 23 pl.

DAVIS W.M. (1900) - Physical Geography, 1 vol. in 8°, 428 p., 261 fig., 9 pl, Ginn & Co publ., Boston, U.S.A.

DAVIS W.M. (1918) - Excursions around Aix-les-Bains. publ. for the Y.M.C.A. Nat. War Work. Council by the Appalachain Moutain Club of Boston. Cambridge, Mass., 72 p., 15 cartes et 14 fig.

DE GEER E.H. (1955) - La déglaciation scandinave selon la chronologie DE GEER. Bull. Soc. Géol. France, (6), n° 5, p. 189-192.

DEBELMAS J. (1947) - Les redoublements de la " barre tithonique " du bord subalpin dans les environs de Gresse (Isère) Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble., t. 26, p. 105-133.

DEBELMAS J. (1953) - Observations nouvelles sur la tectonique du bord subalpin entre Grenoble et le Mont-Aiguille. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 31, p. 245-266.

DEBELMAS J. et GOGUEL J. (1955) - Sur la tectonique de la bordure orientale du Vercors entre Vif et Gresse (Isère) Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 32, p. 35-40.

DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) . Mem. Serv. Carte Géol. France, 171 p., 37 fig., 7 pl., 1 carte géol. et 1 schéma struct.

DEBELMAS J. (1956) - Les écailles de Saint-Clément (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Géol. France, 6° ser., t. 6, p. 323-328.

DEBELMAS J. et LATREILLE M. (1956) - Les écailles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Géol. France, 6° ser., p. 329-336.

DEBELMAS J. et SARROT-REYNAULD J. (1960) - Le réseau de failles du massif du Taillefer près Vizille (Isère) Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 36, p. 51-58.

DEBELMAS J. (1960) - Réflexions sur la génèse du relief subalpin. Rev. Géogr. Alpine, t. 48, p. 571-584.

DEBELMAS J. et MICHEL R. (1961) - Silicifications par altération climatique dans les séries alpines. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 37, p. 7-14.

DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 39, p. 125-171.

DEBELMAS J. (1966) - Structure géologique du massif du Moucherotte (Vercors-Isère). Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 42, p. 109-116.

DEBELMAS J. (1966) - Progrès récents et perspectives nouvelles de la géologie des Alpes occidentales franco-italiennes. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 89, p. 423-446.

DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1968) - Les Alpes occidentales - essai bibliographique. Doc. Int. Lab. Géol. Univ. Grenoble, n° D 15, 26 p.

DEMANGEOT J. (1941) - Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. Rev. Géogr. Alpine. t. 29, fasc. 2, p. 337, 6 fig., 2 pl.

DEMANGEOT J. (1942) - Découverte d'un tjaele en rapport avec un sol réticulé dans l'Oisans. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 215, p. 493.

DEMANGEOT J. (1942) - Tjaele et sols polygonaux en montagne. Les Etudes Rhodaniennes, vol. 17, n° 3-4, p. 131-138.

DEMANGEOT J. (1944) - Essai de bibliographie des formes nivales : coulées rocheuses, sols polygonaux, etc... Rev. Géogr. Alpine, t. 32, p. 505-511.

DEMARCQ G. (1970) - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Mém. B.R.G.M. , n° 61, 257 p., 56 fig., 4 pl. phot.

DENIZOT G. (1952) - L'argile lacustre d'Eybens près de Grenoble et les dépôts lacustres du Grésivaudan Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 30, p. 61-62.

DENIZOT G. (1958) - Lexique stratigraphique international. Europe, Fasc. 4, Tertiaire.

DEN TEX E. (1949) - Les roches basiques et ultrabasiques du lac Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). Etude pétrologique et géologique. 1 vol. in 8°, 204 p., 13 fig., 12 pl., 1 carte, Eduard Ijdo NV, Leiden.

DEPAPE G. et BOURDIER F. (1952) - La flore interglaciaire à Rhododendron ponticum L. de Barraux dans la vallée de l'Isère, entre Grenoble et Chambéry. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 235, p. 1531-1533.

DEPAPE G. et BOURDIER F. (1952) - Le gisement interglaciaire à Rhododendron ponticum L. de Barraux, dans le Grésivaudan, entre Grenoble et Chambéry. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 30, p. 81-102.

DERRUAU M. (1967) - Précis de géomorphologie, 1 vol., in 8°, 415 p., 162 fig., 61 pl., h.t., 5e ed., Masson, Paris.

DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophylienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises) . Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 36, p. 285-368 .

DRESCH J. (1941) - Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand-Atlas, le Hayuz et le Sous. 1 vol. in 8°, 708 p., Arrault, Tours.

DUBOIS R. (1962) - Le Nummulitique du Dévoluy (Hautes-Alpes). Relations avec les régions voisines. Bull. Soc. Géol. France ,7° ser., t.4 , p. 612-619.

DUBOIS R. et FONTES JC. (1962) - Sur le Crétacé supérieur du Dévoluy (Hautes-Alpes) et ses relations avec les régions voisines, Bull. Soc. Géol. France, 5, p. 607-611.

DUBUS M. et FOURNEAUX JC. (1968) - Les ressources en eaux souterraines de la plaine du Grésivaudan. Rev. Géogr. Alpine, t. 56, fasc. 2-3, p. 497-515.

DUMAS B. (1967) - Place et signification des glacis dans le Quaternaire. Bull. AFEQ, n° 12, p. 223-244.

DUPLAIX S., GUILLAUME S. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1965) - Le Tertiaire de la Bresse, stratigraphie et minéralogie, comparaison avec les régions voisines. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. 7, fasc. 2, p. 135-148.

DYLIK J. (1968) - The earliest warner substage of the würm (Amersfoort) in Poland. Bull. Soc. Sc. Lettres Lodz , vol. 19, n° 4, 15 p., 7 fig.

ERHART E. (1967) - La génèse des sols en tant que phénomène géologique, esquisse d'une théorie géologique et géochimique ; biostasie et rhexistasie. 1 vol. in 8°, 177 p., Masson, Paris, 2° éd.

FABRE J., FEYS H., ET GREBER C. (1955) - L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. France, 6° ser., t.5, p. 233-242.

FALSAN A. et CHANTRE E. (1874-1879) - Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. 2 vol. in 8°, 622 p., 42 fig., + 572 p., 147 fig., Pitrat aîné, Lyon.

FAUCHER D. (1927) - Plaines et bassins du Rhône moyen. 1 vol. in 8°, 670 p., 50 fig., Charpin et Reyne, Valence.

FLANDRIN J. (1966) - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. Bull. Soc. Géol. France (7), n° 3, p. 376-386.

FLANDRIN J. et WEBER C. (1966) - Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. id., p. 387-392.

FLICHE P. (1904) - Flore des tufs du Lautaret (Hautes-Alpes) et d'Entraigues (Savoie). Bull. Soc. Géol. France, sér., 4, t.4, p. 387-400.

FLINT F. (1947) - Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. 1 vol. in 8°, 18 + 589 p., 88 fig., 30 tabl., 6 pl. (cartes), 859 ref., New York : John Wiley ; London : Chapman.

FLUSIN G., JACOB C. et OFFNER J. (1909) - Etudes glaciaires, géographiques et botaniques dans le massif des Grandes-Rousses. Etudes Glaciologiques, Serv. Et. Gr. Forces Hydr., p. 33-112.

FOURNEAUX JC. (1968) - Résultats préliminaires de l'étude hydrogéologique de la plaine du Grésivaudan entre Pontcharra et Grenoble. C.R. Acad. Sc., t. 266, p. 64-67.

FOURNEAUX JC. (1969) - Contribution à l'étude de formations quaternaires de la vallée de l'Isère : la banquette de Planaise . C.R. Acad. Sc., t. 269, p. 1607-1610.

FOURNEAUX JC., MONJUVENT G. et SARROT-REYNAULD J. (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.

FOURNEAUX JC. (1970) - Note préliminaire sur l'hydrogéologie de la plaine de Montmélian. Nature et structure du remplissage quaternaire et hydrogéologie. Rev. Géogr.Alpine, t. 58, fasc.3, p. 523-535.

GABERT P. (1960) - Une tentative d'évaluation du travail de l'érosion sur les massifs montagneux qui dominent la plaine du Pô. Rev. Géogr.Alpine, t. 48, p. 592-605.

GABERT P. (1962) - Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique. 1 vol. in 8°, 531 p., 223 fig., 5 dépliants h.t., Louis Jean , Gap.

GALIBERT G. (1960) - Les processus actuels d'évolution du relief de haute montagne dans le massif de Zermatt (Alpes valaisannes). Bull. Ass. des Géogr. Français, n° 290, p. 70-86.

GALIBERT G. (1962) - Recherches sur les processus d'érosion glaciaire de la Haute montagne alpine. Id., n° 303-304, p. 8-46.

GALIBERT G. (1965) - La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison (à l'exception des montagnes désertiques). 1 vol., in 8°, Toulouse.

GERMAIN C. et DEMAISON G. (1958) - Contribution à l'histoire géologique du bassin de Valence. Trav.Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 34, p. 49-82.

GIBERGY P. et al. (1970) - Caractères des faciès attribuables au Dévono-Dinantien et de leur métamorphisme dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné-France). C.R. Acad.Sc., t.270, sér. D, p. 756-759.

GIBERT A. (1923) - Le Valgaudemar. Rev.Géogr.Alpine.t. 11, p. 663-678.

GIDON M. (1964) - Vues nouvelles sur la géologie de la Chartreuse septentrionale et de l'extrémité sud des Bauges. Ann. Sc.Univ. Chambéry, 2, p. 7-25.

GIDON M. (1964) - Nouvelle contributions à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. Trav. Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.40, p. 187-205.

GIDON M. (1964) - La tectogénèse alpine dans le massif de la Grande Chartreuse (Isère et Savoie), C.R. Acad.Sc., t. 258, p. 3518-3519.

GIDON M. (1965)-Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du Pelvoux. Trav.Lab.Géol. Univ. Grenoble, t. 41, p. 177-185.

GIDON M. (1966) - Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au sud-est de Saint-Pierre-de-Chartreuse (Isère). Trav. Lab.Géol. Univ.Grenoble, t. 42, p. 117-125.

GIDON M., GIDON P. et LUNSKI S. (1966) - Un procédé d'identification de failles cachées sous une couverture de terrains meubles. Ann.Centre Ens. sup. Chambéry, t.4, p. 63-66.

GIDON M. , MONJUVENT G., et STEINFATT A. (1968) - Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins : le dispositif moraine-chenal marginal. Bull. AFEQ,n° 15, p. 125-149.

GIDON M., MONJUVENT G. et STEINFATT E. (1969) - Sur la coordination des dépôts glaciaires de la Basse-Isère, de la Bièvre et du Rhône. C.R. Acad. Sc., t. 268, p. 1464-1467.

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.

GIDON P. (1958) - L'âge des " grès d'Allevard " (massif de Belledonne, Isère). C.R. Acad.Sc., t. 231, p. 974-975.

GIDON P. (1954) - Le front subalpin septentrional. Trav.Lab.Univ.Grenoble, t. 32, p. 49-56.

GIDON P. (1954) - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. 1 vol. in 8°, Allier, Grenoble, 204 p., 54 fig.

GIDON P. (1955) - Résultats d'une étude tectonique du massif du Pelvoux. Rev.Géogr.Alpine, t. 43, fasc.1, p. 123-150.

GIDON P. (1958) - Essai sur l'orogénèse alpine en France. Bull.Soc.Géol.France, n°2, p. 149-158.

GIDON P. (1960) - Glace fossile en Chartreuse. Trav. Lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 36, p. 47-50.

GIDON P. (1963) - Essai d'application de la biorhexistasie (Erhart) à l'interprétation de quelques faciès sédimentaires des Alpes françaises. Ann. Centre. Ens. Sup. Chambéry, t. 1, p. 65-71.

GIDON P. (1963) - Réflexions sur les vitesses respectives des phénomènes tectoniques et de l'érosion. id., p. 73-77.

GIDON P. (1963) - Géologie chambérienne. Ann. Centre. Sc. Univ.Chambéry, in 8°, 176 p., 34 fig.

GIDON P. (1963) - Courants magmatiques et évolution des continents. L'hypothèse d'une érosion sous-crustale. 1 vol., in 8°, 155 p., Masson, Paris.

GIGNOUX M. (1911) - Révision des feuilles de Grenoble, Chambéry au 80 000è et Lyon au 320 000è, Bull. Serv. Carte Géol. France, t. 21, p. 100-104.

GIGNOUX M. (1911) - Révision des feuilles de Vizille, Grenoble, Chambéry au 80 000è. Bull.Serv.Carte Géol.France, t.21, n° 127, p.104-106.

GIGNOUX M. et LORY P. (1921-22) - Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000è. Bull. Serv. Carte Géol. n° 146, t. 26, p. 13-25.

GIGNOUX M. et MORET L. (1931) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne, Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 15, fasc.3, 128 p., 13 fig.,11 pl.

GIGNOUX M. (1931) - La carte des fronts glaciaires pléistocènes en France. C.R. Congr.Intern.Géogr., Paris, 1931, t. 2 (1934).

GIGNOUX M. et MORET L. (1934) - Les grandes subdivisions des Alpes françaises. Ann.Géogr., t.43, n° 244, p. 337-363.

GIGNOUX M. (1936) - Les nappes d'eaux souterraines profondes dans les alluvions des vallées alpines. Congr. Internat. des Mines, de la Métallurg. et de la Géol.Appl.7e sess., Paris, 1935, section de Géol. appl., t.2, Paris.

GIGNOUX M.et MORET L. (1938) - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav.Lab. Géol. Univ.Grenoble, t.21, 215p., 30 fig., 9 pl.

GIGNOUX M. et MORET L. (1941) - Les conditions géologiques du barrage du Chambon-Romanche, département de l' Isère. Trav.Lab.Univ.Géol.Grenoble , t. 23, 56 p., 11 fig., 5 pl.

GIGNOUX M. (1942) - Quelques réflexions sur les théories tectoniques récentes. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.23, p. 111-134.

GIGNOUX M. (1944) - L'épaisseur des dépôts quaternaires dans la plaine de Grenoble. C.R. Somm.Soc. Géol.France, p. 77-78.

GIGNOUX M. (1946). Une " moraine de névé " particulièrement typique près du col du Lautaret (Hautes-Alpes). C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 57.

GIGNOUX M. (1947) - Les nappes d'eau souterraines profondes dans les alluvions des vallées alpines ; leur importance pour les aménagements hydro-électriques. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, 14 p. 3 fig., 5 pl. phot.

GIGNOUX M. (1948) - La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull.Soc.Géol. France, 5e sér., t. 18, p. 739-761.

GIGNOUX M. et MORET L. (1948) - Le Permien des zones externes des Alpes françaises. C.R. Acad.Sc., t. 226, p. 853-856.

GIGNOUX M.(1949) - Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.27, p. 1-34.

GIGNOUX M. (1950) - Sur une conception de la Géographie : à propos des Alpes occidentales de R.Blanchard. Rev. de Géogr.Alpine, t. 48, p. 433-441.

GIGNOUX M. (1952) - Argiles quaternaires préconsolidées de la région grenobloise : exemple de collaboration possible entre ingénieurs et géologues. Congrès des Sociétés Savantes, Grenoble 1952, p. 185-189.

GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. 2e éd., 391p., 91 fig., 3 cartes en pochette, 147 ref. Masson éd.,Paris.

GIGNOUX M. et BARBIER R. (1953) - Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques, 1 vol.in8°, 343 p., 28 pl., 176 fig., Masson,Paris.

GIGNOUX M. (1951) - Aspect géologique de l'aménagement du Vénéon dans les Alpes. La Houille Blanche, t.6, p. 422-434.

GIGNOUX M. (1960) - Géologie stratigraphique, 5e éd., 1 vol. in 8°, 759 p., 155 fig., Masson, Paris.

GIGOUT M. (1960) - Sur le Quaternaire fluvio-glaciaire de la Bièvre-Valloire. C.R. Acad.Sc., t.250, p. 564-566.

GIGOUT M. (1964) - Sur les glaciers de la Basse-Isère. C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 366-368.

GIGOUT M. (1965) - Sur le glacis villafranchien de Chambaran (Dauphiné).id., p. 41-43.

GIGOUT M. (1967) - Sur les fronts des glaciers quaternaires dans la vallée de la Moyenne-Durance. C.R. Somm. Soc.Géol.France, n° 3, p. 74-75.

GIGOUT M. (1969) - Sur le Quaternaire glaciaire et péri-glaciaire dans la vallée du Buëch (Hautes-Alpes). C.R. Acad.Sc., t. 268, p. 1580-1582.

GIGOUT M. (1969) - Les terrasses de la Durance au front des extensions glaciaires témoignent de quatre glaciations. Id., p. 2034-2037.

GIGOUT M. (1969) - Recherches sur le Quaternaire du bas-Dauphiné et du Rhône moyen. Mém.B.R.G.M. n° 65, in 4°, 91 p., 19 fig., 1 carte h.t.

GIGOUT M. (1969) - Livret-guide de l'excursion A 8, 8e Congrès INQUA, Paris, 64 p.

GIOLITTO P. (1955) - Les pays de l'Eau-d'Olle.D.E.S. Géographie, Grenoble, 291 p., 10 pl.

GIOT P. (1944) - Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme). Trav.Lab.Géol. Univ.Grenoble, t. 24, p. 49-69.

GIRAUD P. (1952) - Les terrains métamorphiques du massif des Grandes-Rousses. Bull.Soc.Géol.France, 6è sér., t.2, p. 379-402.

GLANGEAUD L. et d'ALBISSIN (1958) - Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique. Bull.Soc.Géol.France, (6), p. 675-688.

GLANGEAUD L. (1962) - Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires. Coll.Villefranche, 1961, (Ed. C.N.R.S.).

GOGUEL J. (1933) - Sur l'âge des poudingues de Valensole. C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 234.

GOGUEL J. (1937) - Les glissements de terrain du Sud-Est de la France. Ann. des Ponts et Chaussées, n°1 p. 47-60, 10 fig.

GOGUEL J. (1944) - La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. Bull.Soc.Géol.France, 5e sér. t.14, p. 201-218.

GOGUEL J. (1944) - Sur quelques accidents de la feuille Die au 1/80 000°. Bull.Serv.Carte Géol.France, t.45, n° 216, p. 197-207.

GOGUEL J. (1944) - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. Bull.Serv.Carte Géol.France, t. 44, n° 215, p. 1-62.

GOGUEL J. (1946) - Observations sur l'Urgonien du Vercors. Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 271, p.167-192.

GOGUEL J. (1946) - La tectonique d'écoulement. La Revue Scientifique, n° 3256, p. 207-213.

GOGUEL J. (1947) - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. Bull. Serv.Carte Géol.France, t 46, n° 223, p. 1-46.

GOGUEL J. (1948) - Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande-Chartreuse. Bull.Soc.Géol. France, 5e sér., t. 18, p. 227-236.

GOGUEL J. (1952) - Traité de tectonique. 1 vol. in8°, 384 p., 203 fig., Masson, Paris.

GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull.Soc.Géol.France,(7) 5, p.20-33.

GOGUEL J. (1963) - Le problème des chaînes subalpines. Livre Mém. P. Fallot., Mem.H.S., Soc.Géol. France, t. II, p. 301-308.

GOURC J. et BOURDIER F. (1937) - Analyse pollinique et position stratigraphique des lignites quaternaires de la région de Chambéry. C.R. Acad.Sc., t.205, p.12.

GRAS S. (1859) - Sur les caractères du terrain de transport connu aux environs de Lyon sous le nom de diluvium alpin ou de conglomérat bressan. Bull.Soc.Géol.France, sér. 2, t.16, p. 1028-1033 (observations de Fournet p. 1033-1040).

GUILLIEN Y. (1962) Néoglaciaire et Tardiglaciaire. Géochimie, Paléontologie, Préhistoire. Ann.Géogr., t. 71, n° 383, p. 1-35.

GUILLEN Y. (1963) - De l'Eémien à l'Holocène : Eoglaciaire, Mésoglaciaire, Néoglaciaire, Ann.Géogr., p. 605-614.

GUILLIEN Y. (1964) - Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. Zeits Für Geomorph., Sup., 5, p.53-58.

GUILLIEN Y. (1968) - Chronostratigraphie de l'Europe würmienne. Bull.AFEQ, n° 16, p. 155-174.

HAUDOUR J. et SARROT-REYNAUD J. (1956) - Sur l'âge et l'extension des terrains houillers dans la terminaison sud de Belledonne. Leurs rapports avec le socle cristallophyllien. Bull.Soc.Géol.France, 6e sér., t.6; p. 335-342.

HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1958) Manifestations de la tectonique anté-sénonienne dans le dôme de la Mure (Isère). Influence sur les exploitations houillères. Trav.Lab.Géol. Univ.Grenoble, t. 34, p. 195-201.

HAUDOUR J. (1961) - Le bassin quaternaire de la Motte d'Aveillans (Isère). Trav.Lab.Géol.Fac.Sc.Grenoble, t. 37, p. 25-30.

HAUG E. (1893) - Les régions naturelles de la chaîne des Alpes. Ann. de Géogr., p. 150-172, 1 pl.

HAUG E. (1900)-Feuille de Gap. Tectonique et dépôts pleistocènes. Bull.Serv.Carte Géol. France, n° 80, t.12, p. 78-86.

HOLLANDE D. (1916) - Présence de glaciers würmiens sur la commune de Gresse (Isère) au NE du Vercors. Bull.Soc.Géol.France, sér.4, t.16, p. 309-323.

JACOB C. (1903) - Révision de la feuille de Vizille. Bull.Serv.Carte Géol.France, t.15, n° 98, p.113-115.

JACOB C. (1904) - Révision de la feuile de Vizille. Id., t. 16, n° 105, p. 117-120.

JACOB C. et FLUSIN G. (1904). La crue glaciaire de la fin du XIXe siècle et les différents facteurs qui ont déterminé les anomalies de cette crue dans le massif du Pelvoux. C.R. Acad. Sc., t.139, p. 1049-1051.

JACOB C. (1905) - Observations géologiques faites en 1903 et 1904 pour servir à la révision de la feuille de Vizille de la carte géologique détaillée de la France. Trav.Lab.Géol. Univ.Grenoble, t.7, fasc.2, p. 430.

JACOB C. (1907) - Révision de la feuille de Vizille, Bull.Serv.carte Géol.France, t.18, n° 119, p. 141-147.

JACOB C. (1908) - Etudes récentes sur les glaciers du Dauphiné (1905-1907). Congr. Intern. Géogr. Genève, t.2, p. 289-296.

JACOB C. (1912) - Les dépôts glaciaires locaux du Vercors et des environs du Villard-de-Lans. C.R.Acad.Sc., t.155, p. 1193-1196.

JAYET A. (1947) - Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. Eclogae Géol.Helvetiae, t.40, n°2, p. 316-320.

JAYET A. (1956) - Remarques sur la composition, la structure, les déformations mécaniques des moraines glaciaires pléistocènes et actuelles. Eclogae Géol.Helvetiae, t. 51, n° 2, p. 341-354, 10 fig.

JAYET A. (1966) - Résumé de géologie glaciaire régionale. 1 vol. in 8°, 56 p., 29 fig., Chapuis, Genève.

JOUKOWSKI E. et GAGNEBIN E. (1945) - L'altitude moyenne des vallée et le retrait des glaciers des Drances de Savoie. Bull.Soc.Vaud. Sc.Nat., vol 62, n° 263, et Bull.Lab.Géol.Univ.Lausanne, n° 81, 21 p., 2 fig.

KERCKHOVE C. (1969) - La " zone du Flysch " dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine., t. 45, p. 5-204, 94 fig., 12 pl.

KILIAN W. (1884) - Sur les tufs calcaires du col du Lautaret (Hautes-Alpes). C.R. Acad.Sc., t.119, p. 574-76 ; texte rectifié réimp. in Bull.Soc.Scient.Dauphiné, sér. 4, t.3, 1887, p. 117-126.

KILIAN W. (1896) - Notes de géologie alpine : Sur les tufs du col du Lauterat . Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.3, fasc.2, p. 299-302.

KILIAN W. (1896-97) - Notes sur les dépôts pleistocènes du Dauphiné. Bull.Soc.Dauph.Ethn. et Anthr., t.3, p. 272-273.

KILIAN W. (1896-97) - Feuilles de Briançon, Grenoble et Vizille. Bull.Serv.Carte Géol.France. n° 53, t.8, p. 172-173.

KILIAN W. (1897) - Nappe d'alluvions pliocènes dans les chaînes sub-alpines voisines de Grenoble. Bull. Soc.Géol.France, sér.3, t.25, p. 438-439.

KILIAN W. (1900) - Contribution à l'histoire du plateau de la Matheysine au point de vue géologique. Bull. Soc.Dauph. Ethn.. et Anthrop., t. 7, p. 78-88, 1 fig.

KILIAN W. (1900) - Note sur le " surcreusement " (Ubertiefung) des vallées alpines. Bull.Soc.Géol.France, sér.3, t.28, p. 1003-1005 et Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.6 (1901-1902), p.3-5 .

KILIAN W. (1902) - Notes pour servir à la géomorphologie des Alpes dauphinoises. La géographie.t.6, p.17-26.

KILIAN W. et FLUSIN G. (1902) - Les glaciers du Dauphiné pendant la deuxième moitié du XIX siècle. Bull. Soc.Scient. de l'Isère, sér. 4, t.8, p. 47-60.

KILIAN W. (1906) - Quelques réflexions sur l'érosion glaciaire et sur la formation des terrasses. Assoc. Franç.Avanç.Sc., Lyon, 35e sess., p. 1206-1215.

KILIAN W. (1906) - L'érosion glaciaire et la formation des terrasses. La géographie, t.14, p. 261-274.

KILIAN W. (1909) - Aperçu sommaire de la géologie , de l'orographie et de l'hydrographie des Alpes dauphinoises. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 9, n° 1, p. 293-384.

KILIAN W. et REBOUL P. (1910-1912) - Morphologie des Alpes françaises. Stille, Géolog.Charak-terbilder. Chaînes subalpines, 1910, fol. 40-54, massifs centraux, 1912, fol. 49-64.

KILIAN W. (1911) - Note sur la succession des récurrences glaciaires dans les Alpes françaises. C.R. Somm. Soc.Géol.Fr., 4è sér., t. 11, p. 12-13.

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° sér., t.9, p. 33-38.

KILIAN W. et TERMIER P. (1918) - Sur la composition des conglomérats miocènes des chaînes subalpines françaises. C.R. Acad.Sc.Paris, t. 167, n° 17, p. 584-586.

KILIAN W. (1919) - Aperçu sommaire de la géologie de l'orographie et de l'hydrographie des Alpes dauphinoises. 1 vol. in 8°, 100 p., 23 fig., 1 carte, 1 pl., Allier, Grenoble.

KILIAN W. (1921) - Les profondeurs des talwegs rocheux dans les vallées du SE de la France. C.R. Somm. Soc.Géol.Fr., 1921, p. 127-128.

KILIAN W. (1922) - Les stades de recul des glaciers alpins et l'origine du lac Lauvitel (Oisans). C.R. Acad. Sc., t. 175, p. 660-665.

KILIAN W. (1923) - Sur le remblaiement du Drac. Réponse à M. Bouchayer. Bull.Soc.Statist.Isère., t.45, p. 427-428.

KILIAN W. (1925) - Glaciers, terrasses fluviatiles et oscillations marines. Feuilles des Jeunes Naturalistes, Nouv.Sér., p. 113-115.

KRUMMENACHER D., BORDET P. et LE FORT P. (1965) - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques, Bull. suisse Min. Pétr., 45, p.855-874.

LAFOND R., RIVIÈRE A. et VERNHET S. (1961) - Etude de la composition minéralogique de quelques argiles glaciaires. C.R. Acad.Sc., t. 252, p. 3310-2212.

LALANDE G. (1953) - La morphologie glaciaire du sillon alpin du sud. Thèse Doct.Univ.Grenoble, 274 p.

LAMBERT A. (1967) - La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierriers. Rev.Géogr.Phys. et Géol. Dyn., vol 9, fasc. 4, p. 321-325.

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.

LAMBERT R. (1936) - Sur le redoublement de la barre tithonique du " bord subalpin " aux environs de Vif, près de Grenoble. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.20, P. 177-185.

LAPPARENT AF. de (1935) - Observations sur les poudingues du bassin tertiaire de Digne. C.R. Somm.Soc. Géol.France, p. 33-35.

LAPPARENT AF. de (1938) - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. Thèse Sc. Paris, 1938 et Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 198, t.40, 302 p., 57 fig., 7 pl.

LATREILLE G. (1969) - La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. Doc.Lab.Géol.Fac.Sc.Lyon, n° 33, 254 p., 78 fig., 39 tabl.

LATREILLE M. (1961) - Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. Mém.Serv.Carte Géol.France.

LAVILLE H. (1969) - L'interstade Würm II-III et la position chronologique du Paléolithique supérieur ancien en Périgord. C.R. Acad.Sc., t. 269, p. 10-12.

LEFAVRAIS-RAYMOND (1961) - La Bresse et le Bas-Dauphiné au Tertiaire. Bull.Soc.Géol.France, 7e sér., t.3, p. 82-90.

LE FORT et al. (1969) - Existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné-France). C.R. Acad.Sc., t. 268, sér. D, p. 2392-2395.

LEMEE G. (1942) - Successions forestières contemporaines du dépôt des lignites quaternaires dans la cluse de Chambéry. C.R. Acad.Sc., t. 215, p. 23-25.

LEMEE G. et BOURDIER F. (1950) - Une flore pollinique tempérée incluse dans les moraines dites würmiennes d'Armoy, près de Thonon (Haute-Savoie) C.R. Acad.Sc., t.230, p. 2313-2314.

LEMME G. (1951) - L'histoire forestière et le climat contemporains des lignites de Savoie et de la tourbe würmienne d'Armoy, d'après l'analyse pollinique. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 29, p. 167-180.

LENEPVEU J. (1954) - La bordure orientale du Vercors, Etude de Géographie régionale. D.E.S., Grenoble, 201 p., 35 fig.

LEROI-GOURHAN A. (1968) - Dénomination des oscillations würmiennes. Bull. AFEQ, n° 17, p. 281-287.

LETOLLE R. (1968) - Datation par la méthode Potassium-Argon des terrains pliocènes et quaternaires. Rev. Géogr. Phys. et Géol.Dyn.,(2), vol.10, fasc.1, p.65-76.

LLIBOUTRY L. (1962) - L'érosion glaciaire. Congr.An.Int.Hydr.Sc., Bari 1959, p. 219.

LLIBOUTRY L. (1965) - Idées actuelles concernant les grandes glaciations. Bull. AFEQ, n°4-5, p. 257-266.

LLIBOUTRY L. (1965) - Traité de glaciologie. t. II, 642 p., Masson, Paris.

LORY C. (1860) - Description géologique du Dauphiné. 1 vol. in 8°, 748 p., 32 fig., 5 pl., F.Savy éd.Paris.

LORY P. (1892) - Coup d'oeil sur la structure géologique du Dévoluy, Bull.Soc.Scient.Isère, 4° sér., t.1, p. 93-96.

LORY P. (1894-95) - Sur les argiles d'Eybens et de Romage (Isère). Bull.Soc.Scient.Isère, sér.4, t.2, p. 415-416.

LORY P. (1894-1895) - L'avalanche de Livet. Trav.Lab.Géol.Fac.Sc.Grenoble, t.3, p. 283.

LORY P. (1895) - Sur les plis anciens du Dévoluy et des régions voisines. Bull.Soc.Géol.France, t.23, p. 843-845.

LORY P. (1896) - Sur les couches à nummulites du Dévoluy et des régions voisines. Bull.Soc.Géol.France, 3° sér., t.24, p. 42-46.

LORY P. (1896) - Sur la constitution géologique du " bord subalpin " entre Grenoble et le Dévoluy. Bull. Soc.Scient.Isère, 4° sér., t. 3, p. 304.

LORY P. (1896) - Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines de l'époque crétacée. Trav.Lab.Géol. Univ.Grenoble, t.4, n° 1, p. 53-58.

LORY P. (1897) - Note préliminaire sur le massif de Chaillol (Hautes-Alpes) et sur les mouvements anté-nummulitiques qui l'affectent. Bull.Soc.Scient.Isère, 4° sér., t. 3, p. 43-52.

LORY P. (1899) - L'histoire de la vallée moyenne du Drac pendant le Quaternaire. Bull.Soc.Sc.Isère, sér. 4, p. 409-411.

LORY P. et MARTIN D. (1899) - Feuilles de Gap, Briançon, Vizille et Die (Pliocène et Pleistocène du haut-Drac, des Buech et de la Durance). Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 69, (t.11), p. 114-116.

LORY P. (1900) - Sur les principaux types de vallées subalpines dans l'Isère et les Hautes-Alpes et sur leurs rapports avec la tectonique. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble , t.5, p. 637-642.

LORY P. (1900) - Les mouvements du sol et la sédimentation en Dévoluy durant le Crétacé supérieur. Bull. Soc.Géol.France, t.28, p. 780-782.

LORY P. (1900-01) - Feuille de Gap, Champsaur. Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 85, t.12, p. 167-170.

LORY P. (1900-02) - Formes et dépôts glaciaires dans la chaîne de Belledonne. Bull.Soc.Scient. Dauphiné, sér. 4, t.6, p. 406-407.

LORY P. (1901) - Les cirques de montagne. Rev. Alpes Dauphiné, n° 9, 15 p.

LORY P. (1901) - Conditions géologiques d'un projet de création d'une chute du Drac sur les communes de Quet et de la Salle en Beaumont. Grenoble, imp. Allier, 7 p. 3 fig.

LORY P. (1902) - Un cas d'épigénie glaciaire sur le cours moyen du Drac. Eclog.Géol.Helvetiae, t.7, p. 299-300.

LORY P. (1902) - Observations sur les phénomènes qui se sont succédés dans la vallée du Drac pendant le Quaternaire et jusqu'à notre époque. Bull.Soc.Sc.Isère, sér.4, t.6, p. 390.

LORY P. (1903) - Quelques observations sur le Pleistocène de la région grenobloise. Trav.Lab.Géol.Univ. Grenoble, t.6, p. 282-286.

LORY P. (1904) - Sur les vallées de la région grenobloise. Bull.Soc.Géol.France, sér.4, t.4, p. 645.

LORY P. (1904) - Sur un ensemble de plis extérieurs à Belledonne et refoulés vers cette chaîne. C.R. Acad. Sc. t. 127, p. 248.

LORY P. (1904) - Sur le modelé glaciaire des environs de Grenoble. C.R. Ass.Fr.Avanç.Sc., p. 248.

LORY P. (1904-05-) - Feuille de Grenoble, 4. Flanc externe de Belledonne et bord subalpin. Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 105, t. 16, p. 128-131 et p. 284-287 (Trièves).

LORY P. (1905) - Sur la limite des neiges et sur le glaciaire dans les Alpes dauphinoises. Bull.Soc.Géol.Fr., sér. 4, t.5, p. 535-536.

LORY P. (1905-07) - Feuille Vizille au 1/80 000°, Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 110, t.16, p.179-180.

LORY P. (1907-08) - Feuille de Vizille. Bull.Serv.Carte Géol.France, n° 119, t.18, p. 166.

LORY P. (1909-10)- Feuille de Vizille. Massif de la Mure, alluvions et moraines du Drac moyen. Bull.Serv. Carte Géol.France, n° 126, t.26, p. 163-167.

LORY P. (1910) - Présentation d'une note sur un curieux phénomène : cas d'inversion du relief. 9e Congr. Intern.Géogr. Genève, 1908, 1 p., 1 photo.

LORY P. (1910-13) - Sur l'existence de la marmotte en Vercors à l'époque quaternaire. Bull.Soc.Scient. Isère, sér.4, t.12, p. 361.

LORY P. (1911) - Contribution à l'étude des glaciations dans les Alpes dauphinoises. Bull.Soc.Géol.France, sér.4, t.11, C.R. p. 93-95. Observations de Haug.

LORY P. (1913) - Un bassin remblayé : le Drac moyen et le Trièves. C.R. 51° Congr.Soc.Sav.,Grenoble, p.12-13.

LORY P. (1919) - Un névé à l'Obiou. Ann.Géogr., t.23, p.143-144, et Rev.Géogr.Alpine, t.7, p.427-428.

LORY P. (1922) - Sur les dépôts quaternaires de Sassenage. C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 17-18.

LORY P. (1922) - Sur les stades glaciaires et sur un vallon enregistreur de stades (Bédinat, chaîne de Belledonne). C.R. Acad.Sc., t. 174, p. 1476.

LORY P. (1923) - Le glaciaire entre la plaine de Grenoble et Chamrousse. Bull.Soc.Sc.Isère, t.45, p.430-431.

LORY P., MORET L. et LUGEON M.(1929) - Rapport géologique préliminaire sur l'aménagement des lacs de Laffrey, du Petit Chet et de Pierre-Châtel. 20 p. dact., inédit.

LORY P. (1931) - Quatre journées d'excursion géologiques au Sud de Grenoble. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.15, fasc.3, p. 41-70.

LORY P. et LAPPARENT AF.de (1937) - Remarques sur le Nummulitique du Dévoluy et du Champsaur. Bull. Soc.Géol.France, (5), 7, p. 359-363.

LORY P. (1933) - Névés permanents en Dévoluy. C.R. Congr.Inter,.Alpinisme, Cortina,1933.

LORY P. (1941) - Dépôts d'obturation glaciaire. Les complexes d'Eybens. Rev.Géogr.Alpine, t. 29, p. 493-497.

LOUP J. (1963) - Altitudes moyennes et coefficients d'aération dans le Valais. Rev.Géogr.Alpine, t. 51, n° 1, p. 5-18.

LUGEON M. (1897) - Leçon d'ouverture de géographie physique à l'Université de Lausanne (la loi des vallées transversales des Alpes occidentales ; l'histoire de l'Isère, le Rhône était-il tributaire du Rhin ?)Bull.Vaud.Sc.Nat., vol 33 , p. 49-78, 2 pl.

LUGEON M. (1901) - Sur la fréquence,dans les Alpes, des gorges épigénétiques et sur l'existence de bancs calcaires de quelques vallées suisses. Bull.Soc.Vaud.Sc.Nat., vol. 37, p. 423-454.

LUGEON M. (1901) - Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Ann. de Géogr., t.10, p. 295-317, 22 fig., 5 pl.

LUMLEY H. de (1965) - Evolution des climats quaternaires d'après le remplissage des grottes de Provence et du Languedoc méridional. Bull. AFEQ, n° 3, p. 165-170.

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, p. 1380-1383.

MANDIER P. (1969) - La vallée épigénique du Rhône d'Andance à Tournon et le contact du socle avec l'avant-pays molassique. Essai de mise au point morphologique. Rev.Géogr.Lyon, vol.44, n° 2, p.117-168.

MARCHAL J. (1914) - Uriage, station balnéaire. Rev.Géogr.Alpine, t.2, fasc.2, p.335-352.

MARTEL E.A. (1896) - Sous-Terre (9° campagne : Scialets du Vercors, Chouruns du Dévoluy, 46 p., extr.de l'annuaire du Club Alpin Français).

MARTEL EA. (1896) - Les abîmes du Dauphiné. Extr.de l'Annuaire Soc.des touristes du Dauphiné, 60 p.

MARTEL EA. (1901) - Les chouruns du Dévoluy, Bull.Soc.Etudes des Hautes-Alpes, t.20, p. 293-342.

MARTEL EA. (1906) - Creusement des vallées et érosion glaciaire. C.R. 35° sess.Ass.Fr.Av.des Sc., Lyon. 1239-1269 (Le Verdon).

MARTIN D. (1899-1900) - Feuille de Gap. 3. Topographie glaciaire du Gapençais. Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 73, t.11, p. 116-118.

MARTIN D. (1900) - Glacières souterraines naturelles et sources à basse température (du Dévoluy). Bull. Soc. Et. Hautes-Alpes, t.19, p. 1-18.

MARTIN D. (1907) - Prétendus lacs alpins. Bull.Soc.Et.Hautes-Alpes, t.26, p. 51-68.

MARTIN D. (1926) - Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var. Gap, imp.Jean et Peyrot, extr. du Bull.Soc.Et.des Hautes-Alpes, xx + 534 p., 28 fig., 1 pl.

MARTONNE E. de (1901) - Sur la formation des cirques. Ann.Géogr., t.10, p.10-11.

MARTONNE E. de (1901) - Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins. Ann.Géogr., t.10, p.289-294.

MARTONNE E de. (1909) - Sur l'inégale répartition de l'érosion glaciaire dans le lit des glaciers alpins. C.R. Acad.Sc., t. 159, p. 1413-1415.

MARTONNE E. de (1910-11) - L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Ann.de Géogr., t.19, p. 289-317, et t.20, p. 1-29.

MARTONNE E. de (1911) - Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliqués aux vallées alpines. C.R. Acad.Sc., t.153, p. 309-312.

MARTONNE E. de (1911) - Résultats de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion des vallées de l'Arc et de l'Isère. C.R. Acad.Sc., t.153, p. 404-407.

MARTONNE E. de (1911) - Sur la chronologie des talwegs pliocènes et quaternaires de l'Arc et de l'Isère. C.R. Acad.Sc., t.153, p. 509-512.

MARTONNE E. de (1912) - L'évolution des vallées glaciaires alpines, en particulier dans les Alpes du Dauphiné. Bull.Soc.Géol.France, sér. 4, t.12, p. 516-549, 8 fig.

MARTONNE E. de (1912) - Conditions de l'érosion glaciaire alpine. C.R. Congr.Nat.Soc.Fr.Géogr., Roubaix, 1911, 12 p.

MARTONNE E. de (1915) - Le rajeunissement quaternaire des Alpes. Xe Congrès intern.Géogr., Rome,1913 (1915)p.912-920.

MARTONNE E. de (1920) - Les glaciers de l'Alaska et leur intérêt pour l'intelligence des formes glaciaires. Ann.Géogr., t.29, p. 455-461.

MARTONNE E. de (1920) - Le rôle morphologique de la neige en montagne. La Géographie, t.34, p.255-267.

MARTONNE E. de (1924) - Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes. Recueil de travaux offerts à M.Yovan Cvijic à l'occasion de ses 35 ans de travail scientifique. Belgrade, p. 121-140, 10 fig.

MARTONNE E. de (1925) - Les divisions naturelles des Alpes. Ann.de Géogr., t.34, p. 113-132

MARTONNE E. de (1926) - Les Alpes. Géographie générale, Paris, collect.Armand Colin, 217 p., 24 fig.

MARTONNE E. de (1936) - Tectonique des vallées alpines. Ann. Géogr., t.45, p.337-348.

MARTONNE E. de (1939) - Relief et structure des hautes-Alpes en Maurienne et en Tarentaise. Ann. Géogr., t.48, p. 137-142.

MARTONNE E. de (1941) - Hypsométrie et morphologie. Détermination et interprétation des altitudes moyennes de la France et de ses grandes régions naturelles. Ann. Géogr., t.50, p. 241-254.

MARTONNE E. de (1942) - Géographie physique de la France. 463 p., 167 cartes et fig. dans le texte, 144 phot., 1 carte couleur h.t., A.Colin édit. Paris .

MASSEPORT J. (1953) - Notes morphologiques sur la Chartreuse septentrionale. Rev. Géogr. Alpine, t.41, p.115-133.

MASSEPORT J. (1955) - Le sillon alpin : dépression d'érosion ou déchirure structurale ? Rev. Géogr. Alpine, t.43 fasc.4, p. 793-821.

MASSEPORT J. (1960) - Le Diois, les Baronnies et leur avant-pays rhodanien. Etude morphologique. 1 vol. in 8°, 478 p., 60 fig., 12 phot., Allier éd., Grenoble.

MASSEPORT J. (1964) - Considérations sur les glacis d'érosion nord-méditerranéens. Rev. Géogr. Alpine, t.52 fasc.1, p. 125-152.

MERCIER J. (1958) - Sur l'âge de la phase tectonique " anté-sénonienne " à l'Ouest du Dévoluy (Drôme). Bull. Soc. Géol. France, t.8, p. 689-697.

MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sézia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Thèse Clermont, 1 vol. in 4°, 510 p. ronéo.

MICHEL R. et VERNET J. (1956) - Les trois formations calcaires du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t.33, p.59.

MICHEL R. et BERTHET P. (1958) - Les formations cristallophyliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). C.R. Acad.Sc., t.246, p. 1888-1890.

MICHEL R. et ROTHE J. (1959) - Sur la nature de 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, 2fig.

Ministère de l'Agriculture. (1905-17) - Compte-rendu et résultats des études et travaux. Direction de l'hydraulique et des améliorations agricoles, service d'études des grandes forces hydrauliques (région des Alpes). t.II (1905), t.III (1908), t.VIII (1917).(1ère section : planimétrie, composition des bassins par altitude).

MONJUVENT G. (1965) - Le Quaternaire des Alpes françaises, mise au point bibliographique, 255 p. dactyl.

MONJUVENT G. (1967) - Observations nouvelles sur les formations quaternaires du Trièves (feuille de la Chapelle-en-Vercors au 50 000°). Bull. Serv. Carte Géol. France, n° 279, t.61, p.93-105.

MONJUVENT G. (1967) - Les formations quaternaires de la vallée diffluente de Vizille à Gières par Uriage. Rev. Géogr. Alpine, t.55, fasc.3, p. 491-520.

MONJUVENT G. (1969) - Datation par le radiocarbone dans une moraine locale des chaînes subalpines à Prélenfrey-du-Gua près de Grenoble (Isère). C.R. Acad. Sc., t.268, p. 1372-1375.

MONJUVENT G. (1969) - Essais morphologiques sur un piedmont alpin. I, la basse vallée de l'Isère. Rev. Géogr. Alpine, t.57, fasc.2, p. 235-276 ; II , la vallée morte de Bièvre-Valloire Id., fasc.3, p. 487-515.

MONJUVENT G. (1969) - Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du sillon alpin méridional. Id., p. 545-559.

MONJUVENT G. (1969) - Le Quaternaire du plateau de Champagnier. Livret-guide de l'excursion A8 , INQUA 1969, p. 24-26.

MONJUVENT G. (1969) - Le Quaternaire du sillon alpin méridional. Livret-guide de l'excursion A 7, INQUA 1969, p. 31-39.

MORET L. (1936) - L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique alpin, envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes. C.R. Somm.Soc.Géol.France , p. 37-39.

MORET L. (1944) - Un nouveau style tectonique : les synclinaux fermés et inapparents des massifs-cristallins externes des Alpes françaises. C.R. Acad.Sc., t.233, p. 1404-1406.

MORET L. (1945) - Précision sur la nature et d'âge des chapeaux houillers du massif de Belledonne (Isère) C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 58-60.

MORET L. (1945) - Les éboulements de terrain en montagne et spécialement dans la région alpine. 50 p., 9 fig., 9 pl. Revue Les Alpes, Grenoble, 2è édit.

MORET L. (1950) - Idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagne. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.28, p.1-57.

MORET L. (1954) - Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. Trav.Lab.Géol. Univ.Grenoble, t.31, p. 208-261.

MORET L. et DEBELMAS J. (1954) - Contribution à la connaissance du Permien des zones externes des Alpes françaises ; le Permien d'Entraigues et des Rouchoux (massif du Pelvoux). C.R. Acad.Sc., t. 239, p. 1015-1038.

MORET L. (1955-56) - Données nouvelles sur l'âge absolu et l'origine des argiles d'Eybens près Grenoble. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 32, p.11-14.

MORET L.et DEBELMAS J. (1959) - Structure géologique et hydrogéologique des bassins de Vif et de Pont-de-Claix au Sud de Grenoble (vallée du Drac). Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.35, p. 137-160.

MORET L., HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1962) - Contribution à la recherche de l'origine des dégâts de surface dans la région du dôme de la Mure (Isère). Rev.Ind.Min., vol.44, n° 9, p.1-14.

MORET L. (1967) - Précis de géologie, 5è éd., 1 vol. in 8°, 682 p. 322 fig., Masson, Paris.

MOUGIN P. (1927) - Variations historiques des glaciers des Grandes-Rousses. Etudes glaciologiques, Minist. de l'Agric., t.6, p.139-149, 1 pl.

MOUGIN P. (1932) - Les glaciers français de 1920 à1930. Annuaire du Club Alpin Français, p. 176.

MOUGIN P. (1934) - Etudes glaciologiques Sect. I : Savoie, sect.II : Pelvoux, sect. III : Provence.Minist. Agric.Direct.des Eaux et Forêts. Et.Glaciol., t.7, p.1-92, 51 pl. et dessins, 71 tabl., 61 phot.

MULLER H. (1925) - La préhistoire et la protohistoire des environs de Grenoble. Grenoble et sa région (1900-1925). Congr.Ass.Fr.Av.Sc., Grenoble, Allier 1925.

ONDE H. (1938) - La Maurienne et la Tarentaise ; étude de Géographie physique. Thèse Lettres, Grenoble, 623 p., 54 fig., 24 pl.

ONDE H. (1950) - Modelé glaciaire et relief alpin. Actes Soc.Helv. Sc.Nat., p.53-65.

ONDE H. (1951) - Classification des verrous. Pirénéos, t.7, p.5.

OULIANOFF N. (1935) - Morphologie glaciaire dans les régions à tectoniques superposées. Eclogae Geologicae Helvetia, vol. 28, n° 1.

OULIANOFF N. (1939) - Influence de la structure tectonique sur l'écoulement des glaciers. Les Etudes Rhodaniennes, vol. 15, p. 163-165.

OZOKAK R. (1965) - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse 3° cycle, Grenoble, 58 p., 20 fig., 7 pl., phot., cartes.

PARDE M. (1925) - Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Thèse Lettres, Grenoble, 1925. Université de Lyon, Inst.des Etudes Rhodaniennes, 2 vol., XIV + 887 et 440 p., 117 fig.

PARDE M. (1940) - Transport de matières solides et remblaiement dans la cluse de Grenoble. Rev.Géogr. Alpine, t.28, fasc.3, p. 445-453.

PEGUY C.P. (1942) - Une analyse morphométrique de la zone intra-alpine des Alpes méridionales. Bull. Ass.Géogr.Franc., n° 144-145, p. 22-24.

PEGUY C.P. (1942) - Principes de morphométrie alpine. Rev.Géogr.Alpine, t.30, p. 453-486.

PEGUY C.P. (1945) - Recherches sur les orientations directrices de l'hydrographie dans les chaînes plissées. Rev.Géogr.Alpine, t. 33, p. 215-237.

PEGUY C.P. (1947) - Haute-Durance et Ubaye. Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud. Thèse Lettres, Grenoble, Rev.Géogr.Alpine, t.35, 305 p., 74 fig., 6 tabl., 15 pl. phot.h.t.

PEGUY C.P. (1948) - Introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géographie physique. Rev.Géogr. Alpine, t.36, fasc.1, p. 5-102.

PEGUY C.P. (1958) - Quelques enseignements de l'analyse morphométrique du glacier de St-Sorlin. Rev. Géogr.Alpine, t.46, p. 405-413.

PEGUY C.P. (1961) - Précis de climatologie. 1 vol. in 8°, 347 p., 97 fig., 3 pl., Masson, Paris.

PENCK A., BRUCKNER E. et DU PASQUIER L. (1893-94) - Le système glaciaire des Alpes (Guide publié à l'occasion du Congr.Géol.Intern.) Bull.Soc.Hist.Nat.Neuchâtel,t.22, Neuchâtel, Wohlfahrt, 86 p.

PENCK A. et BRUCKNER E. (1901-1909) - Die Alpen im Eiszeitalter, 3 vol. de XVI + X + XII + 1199 p., 156 fig., 30 pl., 19 cartes, Leipzig. traduit par R.Schaudel : Les Alpes Françaises à l'époque glaciaire. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.8, 1907, p. 111-267, 8 fig., 2 cartes. et ARBOS R. Les glaciations des Alpes de Sud, Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.9; 1ère partie, 51 p., 1 fig., 1 carte.

PERRIAUX J. et USELLE J.P. (1968) - Quelques données sur la sédimentation des grès du Champsaur (Hautes-Alpes). Géologie Alpine, t.44, p. 329-332.

PERRIN G. (1968) - Evolution des versants dans la vallée du Vénéon. Mém.Maîtrise Géogr., Grenoble, 141 p., 9 fig.

PIRAUD V. (1924) - Le sous-sol de la vallée du Grésivaudan. Bull.Soc.Scient.Isère, t. 45 (sér.5, t.4), p. 405-406.

PIRAUD V. (1933) - Découverte d'un tronc de chêne près du pont du chemin de fer de Grenoble. Procès-verbaux de la Soc.Dauph.D'Et.Bio. (Bioclub) , n° 222.

PIRAUD V. (1936) - Arbres sub-fossiles trouvés dans le sous-sol grenoblois. Bull.Soc.Dauph.Ethnol., t.29.

PIRAUD V. (1936) - Présence d'une couche de tourbe dans le sous-sol de Grenoble. Soc.Dauph .D'Et.Biol., n° 277.

PIRAUD V. (1938) - Les cailloux du Drac et les argiles de l'Isère. Bull.Soc.Sc.Isère, t.58; sér.5, p.373-374.

POULAIN P.A. (1964) - Les grès du Champsaur. Rapport B.R.G.M., Inédit.

PORTHAULT B. (1966) - Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur du synclinal de Glandage-Creyers (Drôme). Répercussions paléogéographiques. Bull.Soc.Géol.France, 7° sér., t.8, p. 440-447.

PORTHAULT B. (1968) - Le problème du " Sénonien " du Vercors : données stratigraphiques nouvelles, conséquences paléogéographiques et paléo-tectoniques. Bull.Soc.Géol.France, t.10, n° 4, p. 419-427.

PRANDTL L. (1952) - Guide à travers la mécanique des fluides. 1 vol. in 8°, Dunod, Paris.

RABOT C. (1902) - Essai de chronologie des variations glaciaires. Arch.Sc.Phys.et Nat.Genève., sér.4, t.14, p. 133-150 ; Bull.Géogr.hist. et descriptive, t.17, 1902, p. 287-327.

RABOT C. (1911) - Le recul actuel des glaciers et les phénomènes pléistocènes. Hommage à Mr Louis Olivier. Paris, p. 289-296.

RABOT C. et MERCANTON P.L. (1912) - Variations périodiques des glaciers. Alpes Françaises, 18 ° rapport, 1912, Zeit.f.Gletscherkunde, t.8, 1913-1914, p. 50-53.

REBOUL J. (1962) - Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud-Pic d'Ornon, près Bourg-d'Oisans (Isère). Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.38, p. 121-146.

REFFAY A. (1959) - Le Valjouffrey. Etude de géographie régionale.D.E.S. Géographie, Grenoble, 221 p.

REVIL J. (1910) - Les glaciations des Alpes françaises. Analyse de l'ouvrage de Penck et Brückner : Die Alpen im Eiszeitalter. La Géographie ; t. 22, p. 173-182.

REVIL J. (1914) - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie.Thèse Grenoble, t.1, 8 + 629p.

REVIL J. et COMBAZ P. (1919) - Sur l'âge et les conditions de formation des lignites de Voglans, dans la région de Chambéry. C.R. Acad.Sc.t. 169, p. 658-660.

RICOUR J. (1962) - Révision du Trias français. Mém.Serv.Carte Géol.France, n° 54, 471 p., 122 fig., XXIV + 8 pl.

ROBEQUAIN C. (1922) - Le Trièves : étude géographique. Rev.Géogr.Alpine, t.10, p. 5-124, 12 fig., 5 pl.

ROTHE J.P. (1938-41) - La séismicité des Alpes occidentales. Ann.Instit.Phys.du Globe, Strasbourg, t.3, 3° part., 1938, Géophys.Clermont-Ferrand, 105 p., 16 fig. (1941)

ROTHE J.P. (1942) - La séismicité des Alpes occidentales. Bull.Soc.Géol.France, sér.5, t.12, p. 295.

SARROT-REYNAULD J. (1954) - Observations sur la nature physico-chimique des argiles d'Eybens (Isère). Trav.Lab.Géol.Univ. Grenoble, t.31, p. 243-246.

SARROT-REYNAULD J. et HAUDOUR J. (1956) - Le Houiller et les schistes carburés du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. Âge et extension. C.R. Acad.Sc., t. 242, p.2381-2384.

SARROT-REYNAULD J. (1957) - Précisions sur les déformations tectoniques dans le sud du dôme de la Mure (Isère) Bull.Soc.Géol.France, t.7, p. 475-487.

SARROT-REYNAULD J. (1960) - Le rôle des failles transverses dans la structure de la bordure est du massif du Vercors au sud de Grenoble. C.R. Somm.Soc.Géol.France, n° 7, p. 185-186.

SARROT-REYNAULD J. (1961) - Le glaciaire et le fluvio-glaciaire du Drac et de la Romanche à la périphérie du dôme de la Mure. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.37, p.15-17.

SARROT-REYNAULD J. (1961) - Tectonique du Tabor. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t.37, p. 93-96.

SARROT-REYNAULD J. (1961) - Etude géologique du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. t.1, Le socle cristallin et la couverture paléozoïque. Mém.Lab.Géol.Univ.Grenoble, n° 2, in 4°, 207 p., 85 fig., t.2, Etude géologique de la couverture mésozoïque et de la tectonique du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes, 165 p. ronéo.

SARROT-REYNAULD J. (1962) - Application de l'étude des photographies aériennes à la tectonique des zones externes des Alpes françaises. Photo-interprétation. Delft, p. 77-86.

SARROT-REYNAULD J. (1964) - Mise au point sur la géologie de la région située au SE de Prélenfrey(Isère) et THIEULOY J.P. C.R.Somm.Soc.Géol.France, p. 392-393.

SAUVAGE J. et SERRUYA C. (1966) - Stratigraphie tardi et post-glaciaire des sédiments du lac Léman. C.R. Acad.Sc., t. 262, p. 2397-2400.

SAUVAN S. (1942) - Le Haut-Bochaine (du col de la Croix-Haute au Pont-la-Dame). Etude géographique. Rev.Géogr.Alpine, t.30, p. 225-364, 4 fig.

SEREBRYANNY J.R. (1969) - L'apport de la radio-chronométrie à l'étude de l'histoire tardi-quaternaire des régions de glaciation ancienne de la plaine russe. Rev.Géogr.Phys. et Géol.Dyn.(2), vol. 11, fasc.3, p. 293-303.

SERRUYA C. (1965) - Note sur la diagénèse primaire dans les sédiments du lac Léman. Arch.Sc.Genève, vol.18, fasc.3, p. 672-676.

SERRUYA C. (1965) - L'influence des conditions thermiques sur la sédimentation lacustre : diagénèse primaire des différents types de sédiments. Rev.Géogr.Alpine, t.54, n° 1, p.113-129.

SERRUYA C. (1969) - Les dépôts de lac Léman. Arch.Sc.Genève, vol.22, fasc.1, p. 125-254.

SITZMANN P. (1961) - Les variations récentes des glaciers du bassin de la Romanche. Rev.Géogr.Alpine, t.49, fasc.1, p. 167-179.

SOUCHEZ R. (1966) - Réflexions sur l'évolution des versants sous climat froid. Rev.Géogr.Phys.et Géol. Dyn., VIII, n° 4, p. 317-334.

SURELL A.C. (1841) - Etude sur les torrents des Hautes-Alpes. 2 vol. in 4°, 386 + 322 p., 12 fig., 4 pl., 2 cartes, Carilian-Goewry et V.Dalmont éd., Paris.

TAILLEFER F. (1948) - L'altitude moyenne des régions naturelles des Pyrénées françaises (essai d'interprétation morphologique). Rev.Géogr.Alpine, t.36, fasc.1, p. 145-160.

TAILLEFER F. (1951) - Le piedmont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piedmont. 1 vol in 8°, 383 p., 49 fig., 5 pl., h.t., 7 cartes, Privat éd., Toulouse.

TAILLEFER F. (1957) - Glaciaire pyrénéen : versant nord et versant sud. Rev. Géogr. Pyr. S.O., t. 28, n° 2, p. 221-244.

TAILLEFER F. et DURAND M.C. (1959) - Les argiles à varves de Sibian près Foix (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 94, p. 253-261.

TAILLEFER F. (1960) - Les terrasses d'obturation glaciaire de la vallée de Saurat (Ariège). Rev. Géogr. Pyr. S.O. t. 31, n° 1, p. 45-61.

TAILLEFER F. (1961) - Recherches récentes sur le relief glaciaire de la vallée de l'Ariège. Fed. Soc. Acad. Sav. Languedoc-Pyrénées-Gascogne, XVI° Congrès, p. 211-224.

TAILLEFER F. (1964) - Le modelé post-würmien des hautes montagnes françaises. Rev. Géogr. Pyr. SO, t. 35, n°2, p. 129-138.

TAILLEFER F. (1968) - Le Néoglaciaire pyrénéen. Mélanges de Géographie O. Tulippe, t. 1, p. 134-148, Ed. Duculot, Gembloux.

TAUVERON A. (1963) - Accumulations de la haute-Romanche. D.E.S. Géographie, Grenoble, 74 p.

TERMIER P. (1894) - Le massif des Grandes-Rousses. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. 6, n° 40, p. 1-120, 11 fig., 5 pl., 1 carte géol.

TERMIER P. (1896) - Sur la tectonique du massif du Pelvoux. Bull. Soc. Géol. France, 3° sér., t. 24, p. 734-758, 1 carte.

TERMIER P. (1900) - Sur les trois séries cristallophyliennes des Alpes occidentales. C.R. Acad. Sc. t. 133, p. 964-966.

TERMIER P. (1901) - Nouvelles observations géologiques sur la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sc., t. 133, p. 897-899.

TRICART J. (1953) - Les séquences morainiques et l'hypothèse du défonçage péri-glaciaire d'après l'exemple de la Mure (Isère). Geologica Bavarica, n° 19, p. 195-200.

TRICART J. (1953) - Les actions périglaciaires du Quaternaire récent dans les Alpes du sud. Actes du 4° Congr. Assoc. intern. Et. Quaternaire, (1955).

TRICART J. (1953) - Accumulation glaciaire, fluvio-glaciaire et périglaciaire. L'exemple de la Durance. Id.

TRICART J. (1954) - Périglaciaire et fluvioglaciaire. Essai de corrélation du Quaternaire durancien. Mémoires et Documents, C.N.R.S., t. 4, p. 171-202, 7 fig.

TRICART J. (1956) - Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. Mém. Carte Géol. France, n° 51, 40 p., 3 cartes.

TRICART J. (1957) - Observations sur la genèse des nappes de cailloutis fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France, 6° sér., t. 7, p. 1189-1203.

TRICART J. (1958) - Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. Ecl. Géol. Helv., t. 51 , n° 2, p. 784-795.

TRICART J. (1960) - Manifestations périglaciaires du Quaternaire ancien en France. Biul. Pérygl. Lodz, n°9, p. 145-157.

TRICART J. (1963) - L'étude tectonique des formations détritiques grossières. Rev. Géol. Dyn., n° 6, p. 282-295.

TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) - Traité de Géomorphologie : t.1, introduction à la géomorphologie climatique, t.2, le modelé périglaciaire ; t.3, le modelé glaciaire et nival. S.E.D.E.S., Paris.

VATAN A. (1949) - La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire. C.R. Somm.Soc.Géol.France, p. 202-204.

VATAN A., ROUGE P.E. et BOYER F. (1957) - Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes. Rev.Inst.Fr.Pétrole, n°4, p.468-480.

VAUMAS E. de (1963) - Sur les caractéristiques morphologiques des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluxion laminaire (glacis d'érosion en roche tendre). C.R. Acad.Sc., t.256, p.3163-3166 et 3329-3332.

VAUMAS E. de (1964) - Sur les caractéristiques morphologiques des versants cryogéniques de nivellement par éboulis (versants de Richter). Id., t. 258, p. 1856-1859 et 2131-2134.

VAUMAS E. de (1965) - Observations et remarques sur les " glacis ". Rev.Géogr.Alpine, t.53, n° 2,p.205-244.

VERNET J. (1956) - Le plissement anté-nummulitique du Pelvoux. Bull.Soc.Géol.France, 6 sér., t.6 p. 319-322.

VERNET J. (1957) - Sur une propriété structurale du socle de l'arc des Alpes occidentales. C.R. Somm. Soc. Géol.France, p. 155-158.

VERNET J. (1962) - Sur la tectonique alpine du socle à la jonction Pelvoux-Grandes-Rousses. Bull.Serv.Carte Géol.France, t.59, n° 269, p. 173-185.

VERNET J. (1965) - La zone " Pelvoux-Argentera ". Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes au sud des Alpes occidentales. Bull.Serv.Carte Géol.France, t.40 n° 275, 294 p., 78 fig., 2 pl.

VEYRET P. (1936) - La vallée de l'Isère hors des Alpes. Rev.Géogr.Alpine; t.24, fasc.3, p. 579-644, 5 fig., 5 pl.

VEYRET P. (1945) - Les pays de la Moyenne Durance Alpestre (Bas-Embrunais, pays de Seyne, Gapençais, Bas-Bochaine). Etude géographique. Thèse Grenoble, Arthaud, éd., 595 p., 64 fig., 20 tabl., 16 pl. phot.

VEYRET P. (1945) - Le val du Bourget. Etude morphologique. Rev.Géogr.Alpine, t.33, fasc.1, p.1-28.

VEYRET P. (1952) - Le recul des glaciers dans les Alpes françaises. Bull.Sect.Géogr.Comité Trav.Hist. et Sc., p. 159-165, (1953).

VEYRET P. (1955) - Le lit glaciaire : contradiction apparente des formes et logique réelle des processus d'érosion. Rev.Géogr.Alpine, t.43, p. 495-509.

VEYRET P. (1955) - Les réseaux hydrographique de la Chartreuse et du Vercors (Préalpes du Nord) à la lumière des idées tectoniques nouvelles. Rev.Géogr.Alpine, t.43, fasc.4, p. 697.

VEYRET P. (1956) - La cluse de Grenoble : contribution à l'étude du relief plissé. Rev.Géogr.Alpine, t.44, p. 297-310.

VEYRET P. (1957) - Le problème des cluses préalpines : la cluse de Chambéry. Rev.Géogr.Alpine, t.45, p.9-29.

VEYRET P. (1959) - L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges).Rev.Géogr.Alpine, t.47, fasc.1, p.5-36.

VEYRET P. (1968) - L'épaulement de la vallée glaciaire. A partir de la vallée de Chamonix, une nouvelle conception du problème. Rev.Géogr.Alpine, t.56, fasc.1, p. 43-64.

VEYRET P. (1969) - Les cluses d'Annecy et de l'Arve. Rev.Géogr.Alpine, t.57, fasc 1, p. 25-31.

VEYRET P. (1969) - L'auge de Chamonix : une vallée glaciaire de type particulier. Rev.Géogr.Alpine, t.57, fasc.3, p. 559-570.

VEROLLET G. (1961) - Etude des schistes cristallins de la bordure orientale de Matheysine. D.E.S. Géologie, Grenoble, 51 p., 19 pl., cartes.

VIALON P. (1968) - Clivages schisteux et déformations : répartition et génèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné). Géologie Alpine, t.44, p. 353-366.

VIERS G. (1960) - Pays basque français et Barétous. Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. 1 vol. in 8°, 604 p., 85 fig., Privat, éd.Toulouse.

VIVIAN R. (1965) - Glaces mortes et morphologie glaciaire. Rev.Géogr.Alpine, t.53, p. 371-401.

VIVIAN R. et RICQ M. (1966) - La rencontre des glaciers du Rhône et de l'Isère dans la cluse de Chambéry et le val du Bourget. Id., t.54, fasc.3, p. 389-414.

VIVIAN R. (1967) - Fiches des glaciers français. Le glacier de Sarennes. Id., t. 55, fasc.1.

VIVIAN R. (1967) - Fiches des glaciers français. Le glacier de la Pilatte. Id., t.55, fasc.2; le glacier d'Arsine, Id.

VIVIAN R. et RICQ de BOUARD M. (1969) - Moraines de versants et confluences glaciaires : étude de morphologie glaciaire sur le plateau de Saint-Nizier. (Vercors N-E). Id., n° 3, p. 529-543.

VIVIAN R. (1959) - Fiches des glaciers français. Le glacier de Saint-Sorlin , Id., t.57, n° 3, p. 655-658.

VIVIAN R. (1970) - Fiches des glaciers français. Le glacier du Chardon. Id., t.58, fasc.1, p.233-236.

VIVIAN R. (1970) - Hydrologie et érosion sous-glaciaire. Id., fasc.2, p. 241-264.

VIVIAN R. (1970) - Fiches des glaciers français. Les glaciers de la Meije : Rateau, Meije et Tabuchet. Id., t.58; n° 3, p. 581-584. Le glacier de la Plate des Agneaux, Id., p. 585-588.

VIVIEN J. (1895) - Etude sur les dépôts quaternaires de la région de Chambéry. Bull.Soc.Hist.Nat.Savoie, sér.,2, t.1, p. 72-81.

VIVIEN J. (1896) - Description des gisements ligniteux de la vallée de Chambéry. Bull.Soc.Hist.Nat.Savoie, sér.2, t.3, p. 16-23.

VOLLE L. (1967) - Le versant Nord du massif des Ecrins. Etude de morphologie glaciaire.D.E.S. Géographie, Grenoble, 159 p.

VUAGNAT M. (1947) - Remarques sur les grès mouchetés du Champsaur. Arch.Sc.Phys.Nat.Genève, t.64 n° 2, p. 36.

VUAGNAT M. (1964) - A propos de la série cristallophylienne du Vieux-Chaillol(Hautes-Alpes). Bull.Suisse Min.Pétrol., 44/1, p. 10-12.

WALTHER R. (1936) - Note sur l'engravement et le dégravement d'un bassin d'accumulation ; histoire du lac du Motty. Rev.Géogr.Alpine, t.24, p. 315-338.

WOLDSTEDT P. (1958) - Das Eiszeitalter.t.2, Europa, Vorderasien und Nordafrika. Stuttgart, 438 p., 1 pl., 24 tabl., 125 fig.

ZAGWIJN W.H. (1961) - Vegetation, climate and radiocarbon dating in the late Pleistocène of the Netherlands. Mém. Géol.Found.Neth., n° 14, p.15-45.

ZUBAKOV V.A. (1969) - La chronologie des variations climatiques au cours du Pleistocène en Sibérie occidentale. Rev.Géogr.Phys.et Géol.Dyn., vol.11, fasc.3, p. 315-325.

TABLE DES FIGURES

1. Le bassin du Drac. Schéma de situation p.6
2. Coupe N-S Grésivaudan-Drac, de part et d'autre de Grenoble p.8
3. Les glaciers alpins lors de leur extension maximale, au Quaternaire p.10
4. Schéma paléogéographiques du Lias p.14
5. Grandes zones de faciès du Crétacé inférieur p.14
6. Extension de la mer turonienne p.14
7. Extension de la mer santonienne p.14
8. Les transgressions marines au Tertiaire p.16
9. Schéma géomorphologique du bassin du Drac p.20
10. Schéma paléogéographique du Lutétien p.22
11. Schéma paléogéographique du Priabonien p.22
12. Schéma péléogéographique de l'Oligocène p.24
13. Faciès du Miocène à Valensole et dans le Bas-Dauphiné p.25
14. Schéma paléogéographique du Miocène p.28
15. Schéma paléogéographique du Miocène terminal ("Pontien"). p.29
16. Profils longitudinaux actuels et anciens des alluvionnements quaternaires du Drac-Isère p.32
17. Schéma cartographique des bassins locaux de Gresse et Saint-Andéol p.34
18. Coupe transversale de l'anticlinal de Gresse..... p.34
19. Principales transfluences et diffluences dracquoises et leurs rapports avec la structure p.36
20. Coupe transversale de la " combe " de Malaval p.38
21. Schéma géomorphologique du Dévoluy p.38
22. Profils en long du Drac et de ses affluents p.43
23. Principales caractéristiques géométriques des talwegs du réseau du Drac p.44
24. Coupe transversale du Grésivaudan p.49
25. Coupe transversale Trièves-Beaumont p.49
26. Coupe transversale de la Basse-Romanche p.49
27. Coupe transversale de l'ombilic de Bourg-d'Oisans p.51
28. Coupe transversale de la Sarenne p.51
29. Coupe transversale de la Romanche p.51
30. Coupe transversale de l'Eau-d'Olle p.51
31. Profils de vallées glaciaires dans un substrat homogène p.53
32. Profils de vallées glaciaires dans un substrat homogène p.55
33. Profils de la vallée glaciaire de la Séveraisse p.57
34. Profil de la transfluence de Matheysine p.57
35. Profil de la transfluence de l'Alpe-de-Venosc p.57
36. Profils longitudinaux des principales transfluences et diffluences p.61
37. Profils longitudinaux des principaux cols non diffluents p.67
38. Schéma structural du seuil Bayard et situation des quatre cols p.68
39. Profils des cols transfluents du seuil Bayard p.67
40. Principaux verrous et ombilic dauphinois p.73
41. Schéma du verrou de Grenoble p.75
42. Coupe transversale de la cluse de Grenoble p.75
43. Coupe N-S de l'ombilic de Grenoble p.77
44. Coupe transversale de la plaine du Drac p.77
45. Coupe transversale du verrou Conest-Combeloup p.77
46. Profils de vallées glaciaires de l'Oisans p.83
47. Profils longitudinaux de vallées glaciaires latérales du Vénéon p.87
48. Autres profils longitudinaux de vallées glaciaires latérales p.91
49. Gradin de confluence de la Romanche au-dessus de l'auge du Vénéon p.91

50. Coupe schématique des ombilics de Grenoble (Isère) et de Vizille (Romanche) . p.91
51. Profils de " cirques glaciaires " (vans) du Pelvoux..... p.96
52. Morphologie glaciaire de Belledonne-Sept-Laux p.99
53. Profils de véritables hémicycles en structure variée p.101
54. Profils de véritables hémicycles en structure variée p.103
55. Coupe longitudinale du bassin glaciaire de Chichilianne p.103
56. Morphologie glaciaire du Dévoluy p.107
57. Schéma théorique de la formation d'un couple ombilic-verrou p.125
58. Schéma des gradins de confluence des vallons glaciaires de la vallée du Vénéon.. p.127
59. Anciens cours du Drac sous le plateau de Sinard p.135
60. Coupe transverse du plateau de Sinard p.135
61. Anciens cours (fossiles) du Drac et de ses affluents p.139
62 a. Profil théorique d'un glacier en équilibre p.142
62 b. Représentation schématique des profils théoriques des glaciers quaternaires p.143
63. Profil théorique schématique du glacier würmien de l'Isère dans le bas-Drac..... p.146
64. Profil théorique du lobe diffluent du glacier würmien de la Romanche par le col d'Ornon p.148
65. Profils théoriques des glaciers du Pelvoux au maximum et au Würm p.148
66. Carte schématique des glaciers rissiens p.151
67. Profils théoriques de la diffluence de la Croix-Haute p.153
68. Courbes des altitudes moyennes des bassins du Drac, de la Durance et de l'Isère.. p.153
69. Id., origine commune au front des glaciers würmiens p.155
70. Carte schématique des glaciers actuels des Alpes dauphinoises p.159
71. Carte schématique des glaciers würmiens dans le bassin Drac-Durance p.161
72. Carte schématique de la morphologie glaciaire du plateau des Guillets (Vercors).. p.163
73. Dépôts d'obturation et cônes de déjection anciens du Lavanchon p.163
74. Confluence glaciaire Doménon-Isère p.165
75. Carte schématique des formations quaternaires de la diffluence d'Uriage..... p.166
76. Coupe E-W du plateau de Champagnier p.171
77. Coupe de la carrière d'Eybens-Bresson p.171
78 a. Coupe de la formation de Romage p.171
78 b. Coupe du ravin de Champaney p.171
79. Carte schématique de la région Eybens- Romage p.175
80. Coupe générale du plateau de Champagnier (synthétique) p.175
81. Carte schématique des formations quaternaires du plateau de Champagnier p.177
82. Coupe longitudinale Vizille-Grésivaudan. Position des divers gisements d'argiles litées connus p.187
83. Coupe longitudinale de la basse-Gresse p.187
84. Coupe longitudinale du plateau de Miribel-Lanchâtre..... p.187
85. Coupe transversale de la basse-Gresse p.193
86. Coupe du ravin du Fanjaret p.193
87. Coupe longitudinale du bassin de Saint-Paul-les-Monestier p.193
88. Coupe du monument aux morts de Saint-Georges-de-Commiers p.197
89. Superposition des formations quaternaires des Chabous p.197
90. Coupe longitudinale du bas-Drac p.197
91. Coupe transversale des plateaux du Drac à Sinard p.197
92. Coupe des formations du versant ouest du Sénépi p.203
93. Coupe longitudinale des plateaux du bas-Drac p.203
94. Coupe de l'entrée du défilé du Drac p.203
95. Carrière de Rochat. Cryoturbation p.207
96. Coupe transversale du défilé du Drac p.207
97. Coupe transversale des serres du Trièves p.207
98. Coupe longitudinale schématique du cône fluvio-glaciaire local de Chaffaud p.211
99. Carte schématique de la région de Clelles (Trièves) p.211
100. Coupe longitudinale du glacis de Vicaire p.213
101. Coupe transversale des glacis de la région de Saint-Michel p.213

102. Concrétion discoïde des argiles glacio-lacustres p.207
103. Coupe transversale des formations de l'Ebron à Prébois p.213
104. Profil du cône de déjection du Fau p.213
105. Coupe du cône de déjection de Saint-Maurice-en-Trièves p.217
106. Coupe longitudinale du glacis de Monestier-du-Percy p.217
107. Coupe du glacis de Lalley p.217
108. Coupe longitudinale des formations d'Avers p.217
109. Coupe transversale des formations élevées du Trièves p.219
110. Carrière du Thaud (moraine rissienne et formations de versant)..... p.219
111. Coupe transversale générale du Trièves p.219
112. Profils schématiques des glacis du Trièves p.220
113. Coupe transversale du bassin supérieur de la Vanne p.225
114. Coupe de la butte de Château-Méa (bassin de Tréminis)..... p.225
115. Coupe des Oches (bassin du Fau) p.225
116. Coupe générale schématique des formations quaternaires du Trièves p.225
117. Les extensions glaciaires dans la diffluence de Lus-la-Croix-Haute p.229
118. Carte schématique du val de Lus p.229
119. Coupe semi-cavalière du bassin de la Motte-d'Aveillans p.235
120. Coupe transversale de la vallée de Vaux p.235
121. Coupe schématique du versant dracquois du plateau matheysin p.235
122. Coupe N-S des formations de la Mure p.237
123. Carte schématique des formations quaternaires de Matheysine p.240
124. Sondages du Villaret (marais de la Mure)..... p.237
125. Coupe transversale des marais de la Mure p.237
126. Carte schématique de la diffluence de la Morte en Taillefer p.242
127. Formations lacustres de la Valette (Roizonne)..... p.242
128. Terrasses glacio-lacustres de la Roizonne p.242
129. Coupe longitudinale de la Matheysine p.245
130. Coupe du ravin des Garguettes p.245
131. Coupe transversale au niveau de la terrasse de Siévoz p.247
132. Coupe transversale de la Bonne à Siévoz (en amont de 144)..... p.247
133. Sédimentologie de quelques formations caractéristiques du Drac p.248
134. Coupe Drac-Bonne : superposition de deux ensembles glaciaires p.247
135. Coupe générale Drac-Bonne-Roizonne p.251
136. Coupe longitudinale la Mure-Plafin..... p.251
137. Coupe transversale du Beaumont à Cordéac p.253
138. Coupe transversale des terrasses de la Souloise à Pellafol p.253
139. Coupe de la Posterle (sortie du Dévoluy) p.253
140. Coupe transversale du Drac au Sautet p.255
141. Coupe longitudinale du cône glacio-lacustre des Pélissiers p.255
142. Coupe transversale du Drac à Bas-Beaumont p.255
143. Coupe du versant des vignes de la grange à Saint-Pierre-de-Méarotz..... p.257
144. Coupe longitudinale de la terrasse de Corps-le Coin..... p.257
145. Coupe transversale Drac-Sézia par le point 897..... p.257
146. Coupe transversale Corps-Pellafol p.259
147. Profil longitudinal des nappes alluviales du Beaumont..... p.259
148. Carte schématique des formations quaternaires du confluent Drac-Séveraisse.... p.264
149. Carte schématique des formations quaternaires du Champsaur p.267
150. Coupe longitudinale du seuil Bayard p.259
151. Diagramme des altitudes moyennes des bassins-versants du Drac, de la Durance et de l'Isère p.271
152. Coupe transversale du Drac en aval du seuil Bayard p.273
153. Profils longitudinaux des terrasses du Champsaur p.273
154. Coupe des formations d'Aspres-Beaufin p.273
155. Coupe transversale du plateau de Saint-Eusèbe p.275
156. Coupe longitudinale du plateau de Saint-Eusèbe p.275
157. Schéma de l'extension des glaciers Drac-Séveraisse au Würm p.277

158. Coupe transversale du plateau de Villeneuve p.275
159. Coupe longitudinale des terrasses du Champsaur (rive gauche)..... p.275
160. Coupe transversale du Drac à Pouillardenc p.279
161. Coupe de la terrasse de Saint-Bonnet p.279
162. Variations de faciès longitudinales dans la terrasse de Saint-Bonnet p.279
163. Coupe de Forest-Davin p.279
164. Coupe longitudinale semi-interprétative en amont de St-Bonnet p.281
165. Coupe transversale au Drac à Forest-Davin p.281
166. Coupe amont de la terrasse de Chauffayer-le Glaizil p.281
167. Coupe aval de la terasse de Chauffayer-le Glaizil p.283
168. Coupe générale semi-interprétative de l'ombilic de Chauffayer..... p.283
169. Coupe des cônes de déjection des Amars-Pouillardenc p.283
170. Coupe des cônes de Saint-Firmin-en-Valgaudemar p.285
171. Coupe des terrasses du Drac à Saint-Bonnet p.285
172. Coupe transversale de l'ensemble morainique latéral gauche de la Séveraisse... p.285
173. Coupe longitudinale du glacis de versant des Veyres (Infournas)..... p.291
174. Coupe longitudinale du cône de déjection des Héritières (Infournas) p.291
175. Coupe des formations de versant du Serre p.291
176. Coupe des grèzes du Noyer p.295
177. Coupe des glacis d'Ancelle p.295
178. Coupe de la formation de versant du Puy de Manse p.295
179. Profil longitudinal de la Gresse p.297
180. Carte schématique du bassin glaciaire de Gresse p.297
181. Carte schématique des bassins glaciaires de la Bâtie et Chichilianne p.301
182. Coupe longitudinale de la basse-Souloise p.307
183. Carte schématique du bassin glaciaire du Dévoluy p.307
184. Carte schématique du revers de la montagne de Féraud (Dévoluy)..... p.311
185. Coupe des formations de versant du revers de la montagne de Féraud (Dévoluy) p.311
186. Carte schématique des formations glaciaires du Lauvitel p.317
187. Coupe longitudinale de la transfluence de Vénosc p.317
188. Carte schématique de la transfluence de Vénosc p.317
189. Coupe de l'ombilic de Valbonnais p.319
190. Coupe de Valbonnais p.319
191. Profils longitudinaux des terrasses et cônes de déjection du Valgaudemar p.319
192. Schéma paléogéographique des glaciers Isère-Drac-Durance au Würm III p.329

DOCUMENTS UTILISES

CARTOGRAPHIE TOPOGRAPHIQUE (I.G.N.) :

- 1/1 000 000.	Coupures	: FRANCE, portion sud-est.
- 1/ 500 000	"	LYON.
- 1/ 250 000	"	LYON, ANNECY, VALENCE, GAP.
- 1/ 100 000	"	GRENOBLE, SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE, ROMANS, VIZILLE, DIE, GAP.
- 1/ 50 000 1/ 25 000 et 1/ 20 000	"	GRENOBLE, DOMENE, SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE, VIF, VIZILLE, LA GRAVE, LA-CHAPELLE-EN- VERCORS, LA MURE SAINT-CHRISTOPHE-EN-OISANS, MENS, SAINT-BONNET, ORCIERES, GAP, CHORGES.

CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE (Service de la Carte Géologique, B.R.G.M.).

- 1/1 000 000.	Coupures	: FRANCE, SUD.
- 1/ 320 000	"	GRENOBLE, AVIGNON.
- 1/ 80 000	"	GRENOBLE, SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE, VIZILLE, BRIANCON, DIE, GAP.
- 1/ 50 000	"	GRENOBLE, DOMENE, VIF, LA-CHAPELLE-EN-VERCORS, VIZILLE, MENS, GAP.

PHOTOGRAPHIES AERIENNES (I.G.N.) :

Missions : GRENOBLE-MENS, CHAMBERY-VIZILLE, BONNEVILLE-SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE, LA MURE-SAINT-CHRISTOPHE, LA GRAVE, SAINT-BONNET-ORCIERES, DIEULEFIT-GAP, CHORGES.

Sondages et Géophysique :

Houillères du Bassin du Dauphiné, la Mure (H.B.D.).

Electricité de France (E.D.F.).

Divers, collationnés au Service Géologique Régional du Bureau de Recherche Géologique et Minière (B.R.G.M.), Lyon.

Beaumont amont vu du Nord-Ouest. Barrage et retenue du Sautet (devant, le Drac, à droite, La Souloise). Au fond, massif du Pelvoux, à droite, extrémité nord de la montagne de Féraud (Dévoluy). Entre les deux, aval du Champsaur. De part et d'autre du lac, terrasses glacio-lacustres de Corps-Pellafol. Cliché M. GIDON.

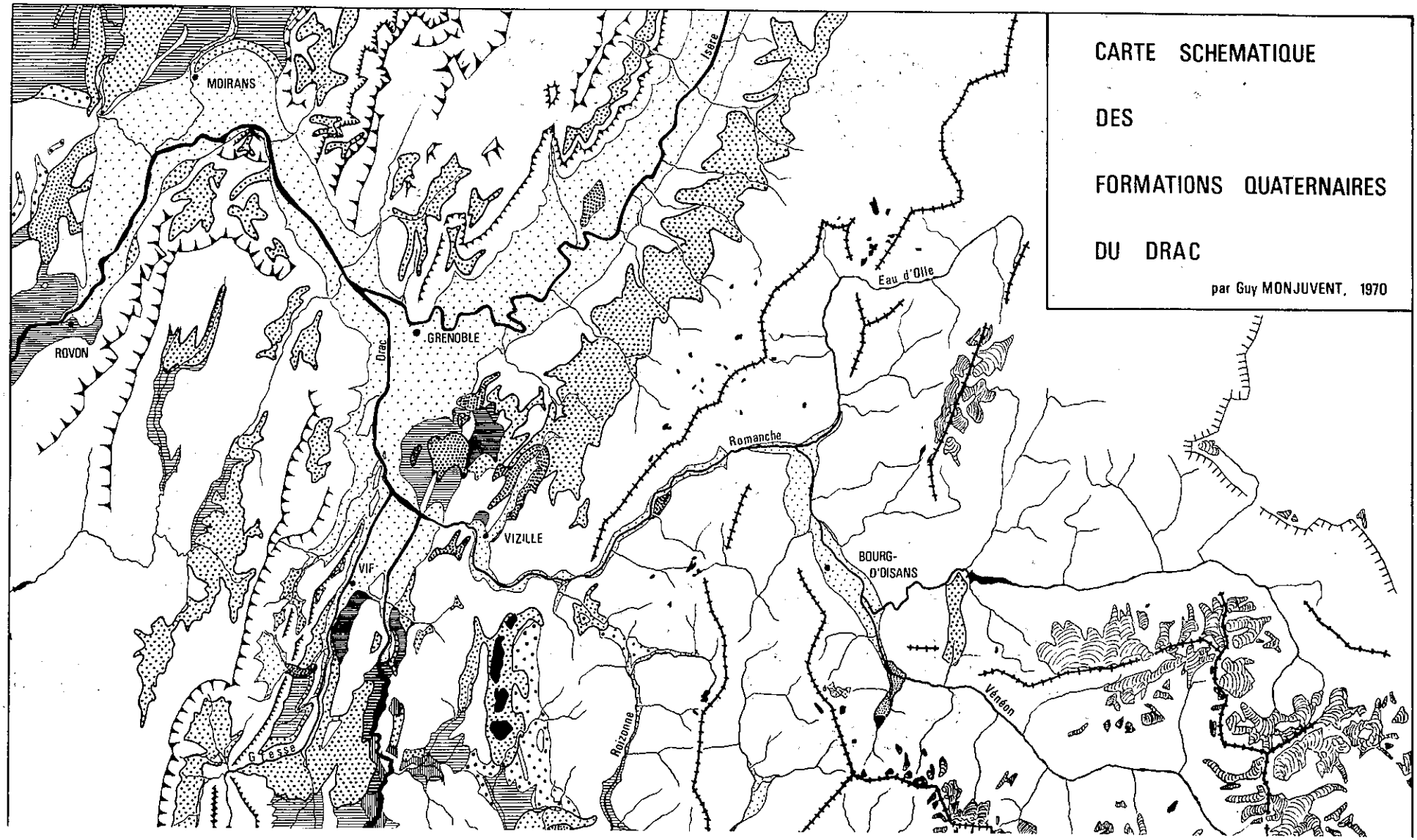
Champsaur médian vu du Sud-Est. Au centre, le Drac. De part et d'autre, terrasses glacio-lacustres bordées de nombreux tassements en escalier (soubassement argileux). Au fond le Dévoluy avec, au milieu, le col du Noyer (1664m). Cliché M. GIDON.

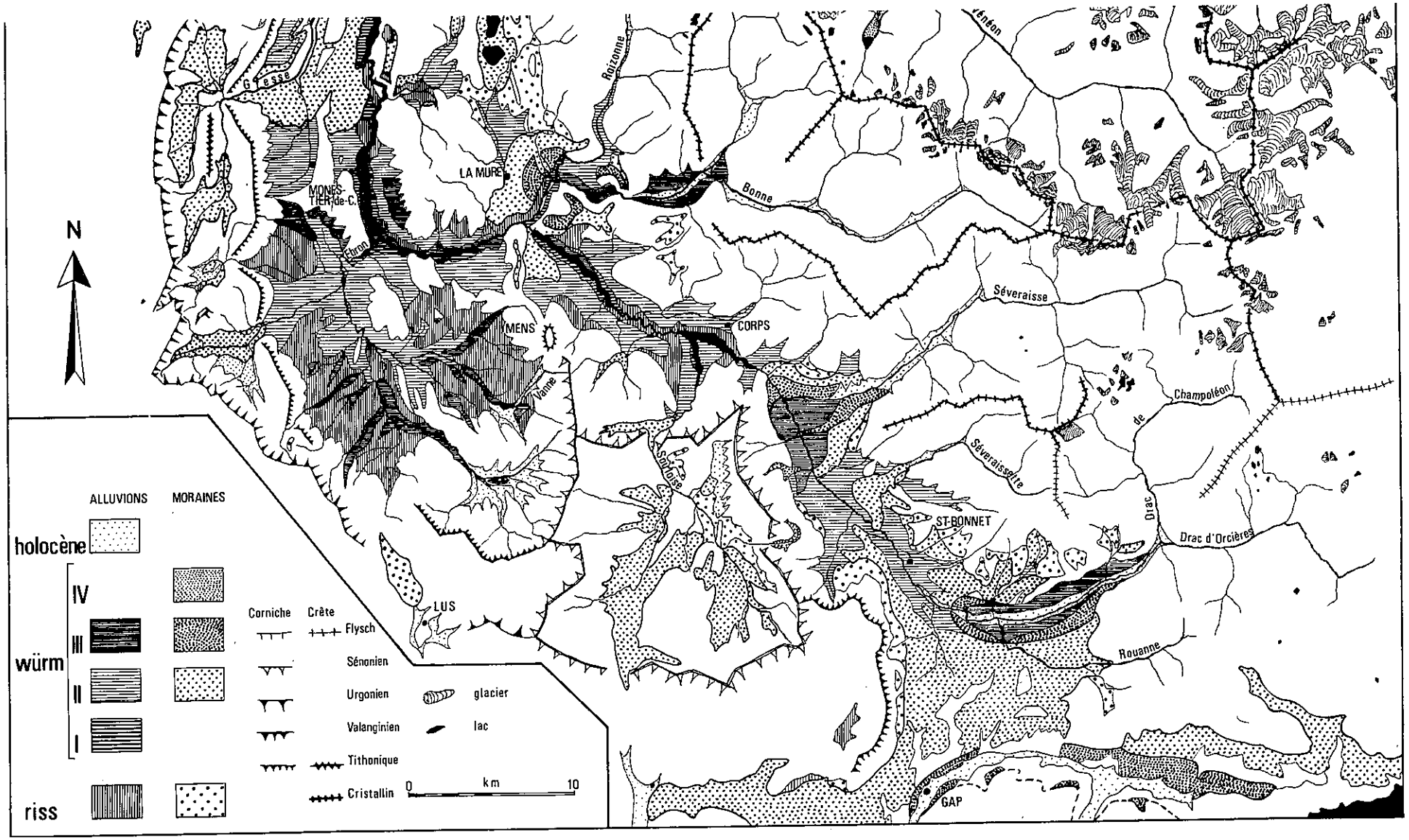
TABLEAU DES CORRESPONDANCES CHRONOLOGIQUES DES FORMATIONS QUATERNAIRES DU DRAC

par Guy MONJUVENT, 1970

CHRONOLOGIE B. P. — Glaciaire et fluvio-glaciaire — 0 Actuel	REGION AVAL — BIEVRE-VALLOIRE	BASSE-ISERE	DURANCE	LYONNAIS	OMBILIC DE GRENOBLE	GRESSE	BAS-DRAC
2 800 Historique, Subatlantique							
5 300 Subboréal					Alluvions de fond de vallée (plaine du DRAC, GRESIVAUDAN) et cônes de déjection associés (CLAIX)	Id plus	Id plus
8 200 Atlantique							
10 000 Boréal							
13 500 ? Alleröd						Grèzes du Vercors Cônes du LAVANCHON et de GIRARDIERE	Cône de SAINT-GEORGES-de-COMMIERS terrasse de SAVEL
15 500 Würm V ou Dryas (Tardiglaciaire)							
20 000 Interstade solutréen (Lascaux)							
Würm IV							
23 000 ?							
25 000 ? ex-Paudorf (?)							
28 000 ? Würm III b							
30 000 Interstade d'Arcy							
Würm III a (Récurrence)			ROMETTE LES BUMATS		Terrasse deltaïque du CREY (cataglaciaire) Moraines de CHAMPAGNIER, VAULNAVEYS (Romanche) POISAT (Isère)	Moraine locale de PRELENFREY	Alluvions des CHABOUS Terrasse d'HIBUELON Grèze III du SENEPY Grèze II du SENEPY
37 000							
45 000 ? Hengelo (ex-Laufen)			Tufs de MOULIN-du-PRE ?		Gisement moustérien alpin des GUILLETS (Vercors)	Bois dans la moraine de PRELENFREY	
Würm II b (maximum)		Complexe morainique du seuil de RIVES	Les MANES (a) Les MANES (b) CHAUVET COL BAYARD LES BRUNETS MONTMAUR LE POËT	Moraines internes	Plateau de CHAMPAGNIER (cataglaciaire), du CROSET Moraines latérales des GUILLETS (Isère) de BELLEDONNE - SEIGLIERES (Isère - Romanche - Doménon) de SAINT-MARTIN-d'URIAGE (Romanche)	Terrasses du CROSET, de St-BARTHELEMY, de MONESTIER-de-CLERMONT, du SERT, de MIRIBEL-LANCHATRE (cataglaciaire) Cônes locaux de SAINT-ANDEOL Glacis de PONSONNANCHE Moraine alpine de MIRIBEL-LANCHATRE, COGNELLE, BONNOTAIRE Glacis du COL DU FAU Dépôts d'obturation du Haut-LAVANCHON. Moraines locales de St-ANDEOL, CHATEAU-BERNARD. Argiles litées du FANJARET.	Moraine mixte de St-GEORGES-de-COMMIERS Terrasse de la CONDAMINE Moraine alpine de N-D-de-COMMIERS - SINARD Sables des SILVAINS Argiles glacio-lacustres de SINARD Grèze I du SENEPY
?							
Peyrards							
? Würm II a							
50 000 ? Brörup							
52 000 Würm I b							
? Amersfoort					Limons de ROMAGE		Alluvions du Drac de SINARD (III)
? Würm I a							
72 000 Riss-Würm (Rémien)					Argiles d'EYBENS Effondrement du PERIL-de-CLAIX		Tufs de SAINT-GEORGES-de-COMMIERS
100 000 ? Riss III	Loess jaune pâle (?)	Moraines externes			Dépôts glaciaires (moraines ou fluvio-glaciaire) sous argiles d'EYBENS (sondage)		Alluvions du Drac de CROS (II)
? Riss II - III							
? Riss II	Moraines de la COTE Saint-ANDRE (?)						
? Riss I - II							
? Riss I (maximum)	Moraines de FARAMANS BRAUFORT - THODURE						Alluvions de MONTEYNARD (I)
200 000 ? Mindel-Riss (Holsteln)							
250 000 ? Mindel et glaciations plus anciennes	Moraine inférieure de TOURDAN				Hauts témoins glaciaires (grotte VALLIER, blocs allogènes sur les crêtes etc.)		

TRIEVES	MATHEYSINE	BEAUMONT	CHAMPSAUR	DOMAINES LOCAUX	REGION AMONT	
					LEMAN	GRESIVAUDAN
Alluvions de fond de vallée et cônes associés Très basses terrasses de l'Ebron et de la Vanne, cônes associés, grèzes.	Marais de la MURE (tourbes, alluvions superficielles)		Alluvions de fond de vallée	Alluvions de fond de vallée		Alluvions de fond de vallée
			Basse terrasse du Drac (cataglaciaire ?)	Moraine de LAUVITEL ? (Vénéon)	Terrasse de THONON Moraine supérieure	
					Couche à mollusques et végétaux (23 000)	
					Moraine	
					Tourbe d'ARMOY	
Terrasse de PREBOIS, MENS et cônes (Vanne). Glacis (LE PERRIER). Basses terrasses des RIVES (Drac).	Terrasse inférieure de ROIZON, le PIVOL Moraine (partie supérieure) du ravin des DEMOISELLES.	Basses terrasses de la GRANGE, Les RIVES, des CHAMBONS, QUET. Terrasses glacio-lacustres de SIEVOZ (le Plan), PLAFIN. Terrasse inférieure de CORDEAC. Argiles lacustres de SIEVOZ Moraine supérieure des MIARDS, SIEVOZ-le-HAUT.	Stade 8 : moraine des EUSTACHES, cône de St-JULIEN Stade 7 : moraine du LAUZA, cône de BRUTINEL Stade 6 : moraine de St-LEGER, terrasse glacio-lacustre de CHAUFFAYER Stade 5 : moraine de SERRE-REPTON (Drac), LESDIGUIERES (Séveraise) Terrasse d'obturation de POUILLARDENC	Moraines des OUGIERS ? (Vénéon), de PRELENFREY (Vercors). Terrasses du Valbonnais	Moraine	Moraine des DROGEAUX
			Argiles lacustres de LESDIGUIERES		Lignite d'ARMOY	Lignites de la FLACHERE, CHAMBERY etc.
Terrasses lacustres de LAVARS, VILLARD-JULIEN, SAINT-JEAN-d'HERANS Argiles et sables lacustres de ces terrasses (VILLARNET), Alluvions deltaïques de la bordure du Vercors (CHAFFAUD, ST-MICHEL-les-PORTES) et moraine locales associées (CHICHILIANNE, LA BATIE, GRESSE, etc.)	Terrasses deltaïques de l'ombilic de la MURE, (Haut-Roizon, Ponsonnas) Terrasse d'obturation de la VALETTE (Roizonne) Fond de l'auge de VAUX, Argiles lacustres de la MURE (cuillerie), Remplissage glacio-lacustre du marais de la MURE (cataglaciaire), Terrasses deltaïques de la MOTTE-d'AVEILLANS, Moraines frontales de la MURE-PEYCHAUD (Bonne), des lacs matheysins (Romanche). Argiles litées du ravin des DEMOISELLES (anaglaciaire)	Terrasse lacustre supérieure (CORDEAC, CORPS, PELLAFOL). Argiles et sables glacio-lacustres (BAS-BEAUMONT, Les GARGUETTES (cataglaciaire) Moraines de SAINT-SEBASTIEN-PEYCHAUD - LA MURE - Les GARGUETTES (base). Argiles inférieures des GARGUETTES (anaglaciaire)	Terrasse glacio-lacustre de SAINT-BONNET (cataglaciaire) Stade 4 : Moraine de SAINT-LAURENT-du-CROS Stade 3 : moraines de la BROUE (Séveraise), des FORESTIER (Drac), de CHAUVET (Durance) Stade 2 : moraines de BAYARD (Durance), de la FARE-POLIGNY (Drac), d'ANCELLE (ROUANNE) Cônes d'ASPRES-BEAUFIN Glacis d'ANCELLE Stade 1 : moraines du VILLARDON (Drac), de la MOTTE (Séveraisette), d'AUBES-SAGNE (Séveraise), de MANSE et des BRUNETS (Durance). Transfluence BAYARD. Cônes d'obturation de l'ESPARCELET (Séveraise) et des COSTES (Drac).	Moraines des bassins locaux du Vercors et du Dévoluy	Moraine	Moraine latérale de BELLEDONNE Les GUILLETS
Alluvions locales et du Drac (III) Glacis inférieur (AVERS)	Alluvions de la NANTETTE (III)	Alluvions alpines (III) du SAUTET	Alluvions profondes du CHAMPSAUR (III) ?		Conglomérat des DRANSES (?)	
						Argiles d'EYBENS et du GRESIVAUDAN
Alluvions locales et du Drac (II) Glacis moyen (serres du TRIEVES)	Alluvions de COGNET, PONSONNAS, Le PIVOL (II)	Alluvions alpines (II) du SAUTET Moraine supérieure des PAYAS-MORAS.	Moraines latérales de RAFAM-Les FESTREAUX (Séveraise), du Bois de POLIGNY (Drac), de CHARANCE et MOISSIERE (Durance), Plateau glacio-lacustre de SAINT-EUSEBE (base, cataglaciaire), Glacis élevés d'ANCELLE.	Moraines externes du DEVOLUY		Complexe glacio-lacustre et morainique du fond de l'auge du GRESIVAUDAN
Alluvions locales (I) lambeaux de glacis supérieur (SAINT-MICHEL)	Alluvions de la Combe des sables (I).	Terrasse des PAYAS (Souloise) du SERRE de l'AIGLE (Drac), du SAUTET (I).				
Alluvions locales des cols (I) (TNAUD, CORNILLON, ACCARIAS) et alpins (COLLET, PIERRE-VULSON). Moraines alpines de SERRE-VULSON, CHATEAU-MEA, ESPARRON. D'Hiu[illegible] de la CROIX-HAUTE	Argiles lacustres de la MOTTE-d'AVEILLANS. Moraines du col diffluent de la FESTINIERE.	Alluvions alpines des SOUCHONS, St-PIERRE-de-MEAROTZ (I). Alluvions locales du DEVOLUY (I). Moraines du col de la CHAINELETTE et de St-MICHEL-en-BEAUMONT				


CARTE SCHEMATIQUE
DES
FORMATIONS QUATERNAIRES
DU DRAC
par Guy MONJUVENT, 1970
MOIRANS
ROVON
GRENOBLE
Drac
Isère
Eau d'Olle
Romanche
VIZILLE
VIF
BOURG-
D'OISANS
Vénéon
Gresse
Roizonne


N
Gresse
Ratzonne
Bonne
LA MURE
MONES-TIER-de-C.
Séveraisse
MENS
CORPS
Champoléon
Séveraissette
Drac
Drac d'Orcières
ST-BONNET
LUS
Rouanne
GAP
ALLUVIONS
MORAINES
holocène
würm
IV
III
II
I
riss
Corniche
Crête
Flysch
Sénonien
Urgonien
Valanginien
Tithonique
Cristallin
glacier
lac
0
km
10

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

La Barre des Ecrins (4102m) et le glacier de Bonnepierre vus de l'Ouest.

1. Haute vallée du Vénéon (Pelvoux). En arrière, sommet des Bans (3669m). Front du glacier de la Pilatte vers 2300 m (petit verrou). Cliché P. BELLAIR.

2. Versant occidental du synclinorium du Dévoluy (sommet culminant de l'Obiou, 2790 m, au Nord, à droite de la photo). Cirques et hauts vallons glaciaires (petites auges suspendues de glaciers locaux) dans la surface structurale des calcaires sénoniens. Exposition Est.

4. Escarpement oriental du Vercors (calcaires urgoniens). Niche d'arrachement sous le sommet des Deux-Soeurs (2056m) mimant un cirque glaciaire. Masse glissée en spatule au-dessous, mimant une moraine frontale avec sa dépression centrale.

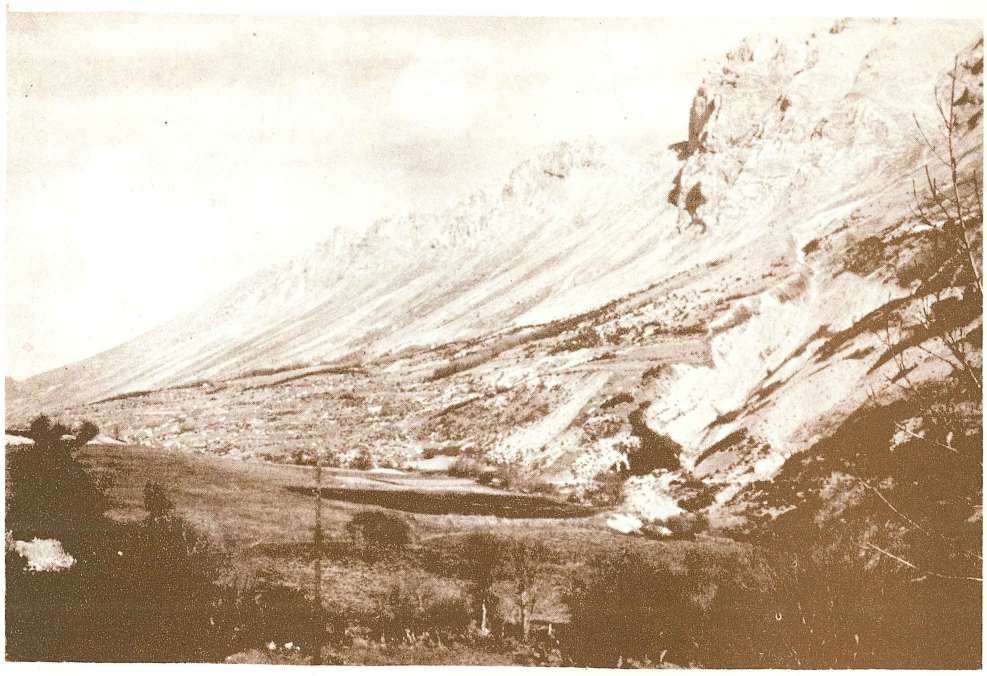
3. Niche de nivation, versant nord du col du Noyer (Dévoluy), sous la Tête de Claudel (2563 m). Moraine de névé, ou glacier rocheux, en contre-bas (1650m). Exposition Sud-Ouest.

5. Combe de Malaval (haute vallée de la Romanche), vue d'amont. Versants dans le socle cristallin du Pelvoux. Profil en V, non en auge.

6. Ombilic remblayé de Bourg-d'Oisans, vu d'amont (Vénéon). Profil en auge à parois taillées dans le socle cristallin du Pelvoux. Au fond (Nord), Grand Pic de Belledonne (2978m).

7. Transfluence de l'Alpe de Vénosc, entre Vénéon et Romanche (Pelvoux). Façonnée dans les schistes jurassiques du fossé d'effondrement Vénosc-Villar Loubière. Orientation Nord-Sud. Altitude 1650 m. Au fond, Grandes-Rousses (3327m).

8. Transfluence du col Bayard, entre Durance et Drac, vue du Sud. Très large ensellement d'altitude 1300 m environ. Au fond, montagnes du Champsaur (2743m).

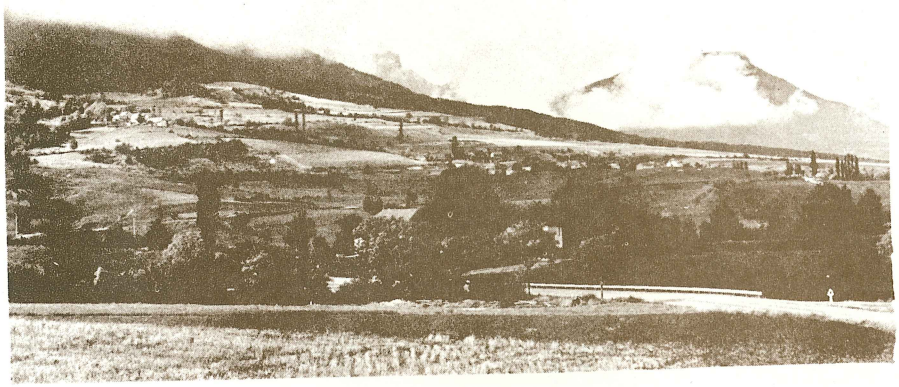


9. Versant ouest de la montagne de Féraud (Dévoluy, 2567 m, calcaires sénoniens). Tablier d'éboulis gravitaires repris vers la base par le ruissellement (explications dans le texte). En bas, moraines locales.

10. Versant ouest du Sénépy (Matheysine, 1769 m), entièrement régularisé par des éboulis gravitaires et des grèzes. En contre-bas, argiles glacio-lacustres recouvrant le complexe des alluvions de base du Drac (affleurements clairs).

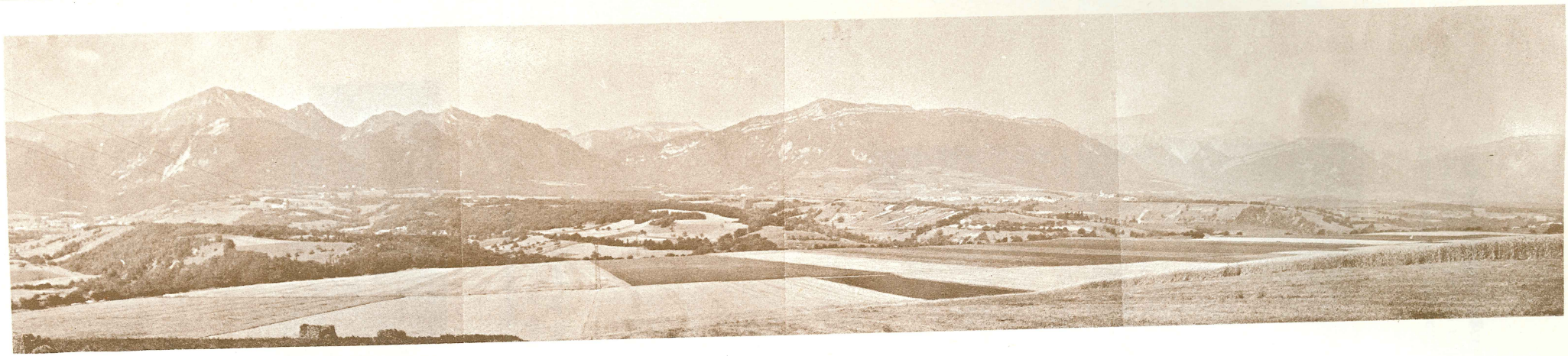
11. Cirque glaciaire d'Ancelle, dans les montagnes de Flysch du Champsaur (Grande Autane, 2782m). En bas, moraines latérales jointives du glacier local de la Rouanne (à droite) et du Drac (à gauche). Remarquer deux tassements en masse du versant Drac, avec leurs niches d'arrachement triangulaires. Cliché M. GIDON.

12. Coulées boueuses affectant le versant Drac du plateau de Saint-Eusèbe (Champsaur), remaniant des argiles glacio-lacustres interstratifiées dans les cailloutis du plateau.



13. Glacis d'accumulation au pied du Vercors, Trièves. Orientation Est. Riss.

14. Glacis d'accumulation au pied du Dévoluy, Trièves. Orientation Nord. Würm I.



15. Vue générale des grands glacis d'accumulation du Trièves, au pied du Vercors (Serres du Trièves, Riss). Au deuxième plan, corniche des calcaires tithoniques (1591 m.). Au fond, corniche des calcaires urgoniens (2341m).

16. Vue générale des grands glacis d'accumulation au pied du Dévoluy, en Trièves (Riss). Au fond à gauche, Bonnet de Calvin (Tithonique, 1937 m). Dans les nuages, l'Obiou (calcaires sénoniens, 2790m).

17. Grandes moraines latérales du glacier de la Séveraisse, barrant l'aval du Champsaur (Riss et Würm), au premier et au second plan. La vallée de la Séveraisse vient du centre du Pelvoux, à gauche, derrière la colline morainique (moraine latérale droite) du premier plan.

18. Vue de l'amont (Nord) de la Matheysine. Grand drumlin de Cholonge (1224m), dominant le lac de Laffrey (à gauche), séparé du lac de Petichet (à droite) par la moraine frontale de Petichet. Ces moraines ont été déposées par la langue diffluente du glacier würmien de la Romanche, venant du Nord (à gauche).

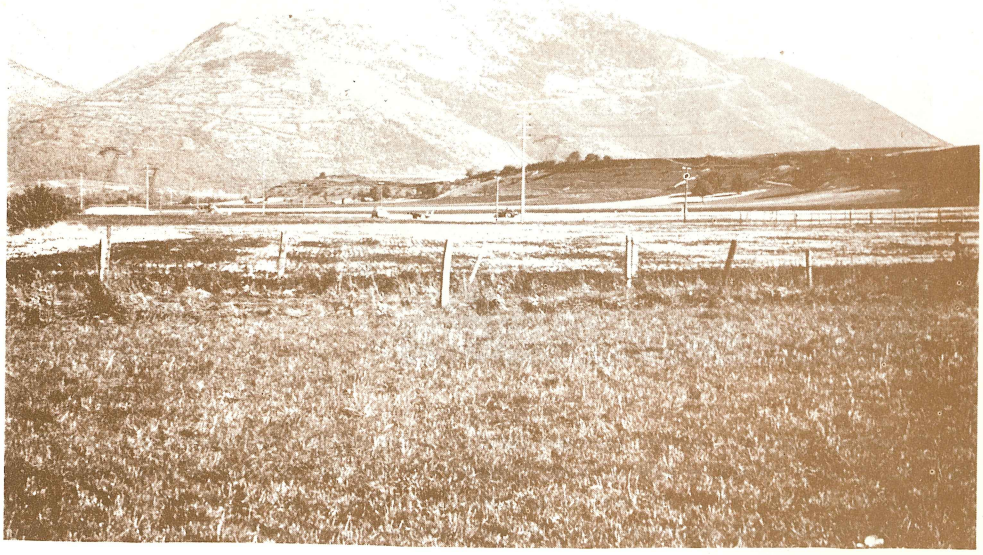
19. Versant Nord du massif de Combeynot (Pelvoux), dominant le col du Lautaret (2058m). Cirques glaciaires de l' ubac des Pics de Combeynot (3156 m). Glacier rocheux descendant à proximité du col.

20. Façade orientale du Dévoluy, dominant le Champsaur. Remarquer la faible discordance angulaire de la corniche des calcaires sénoniens sur leur substrat (à droite). A gauche, cirques glaciaires encore enneigés des Ailes et de Clapouse, sous le Pic de Féraud (2492m), avec moraines locales. En bas, terrasses würmiennes du Drac, alluvions caillouteuses superposées à des argiles lacustres (glissements). Cliché M. GIDON.

21. Le Plan du Lac et le Grand Clapier (Vénéon, Pelvoux). Ici, A. ALLIX situait le "verrou" du Plan du Lac et le stade glaciaire du même nom. En réalité le Plan du Lac est un lac de barrage comblé derrière l'écroulement rocheux du Grand Clapier de Bourg-d'Arud, qui barre complètement la vallée. Au fond, transfluence de l'Alpe de Vénosc.

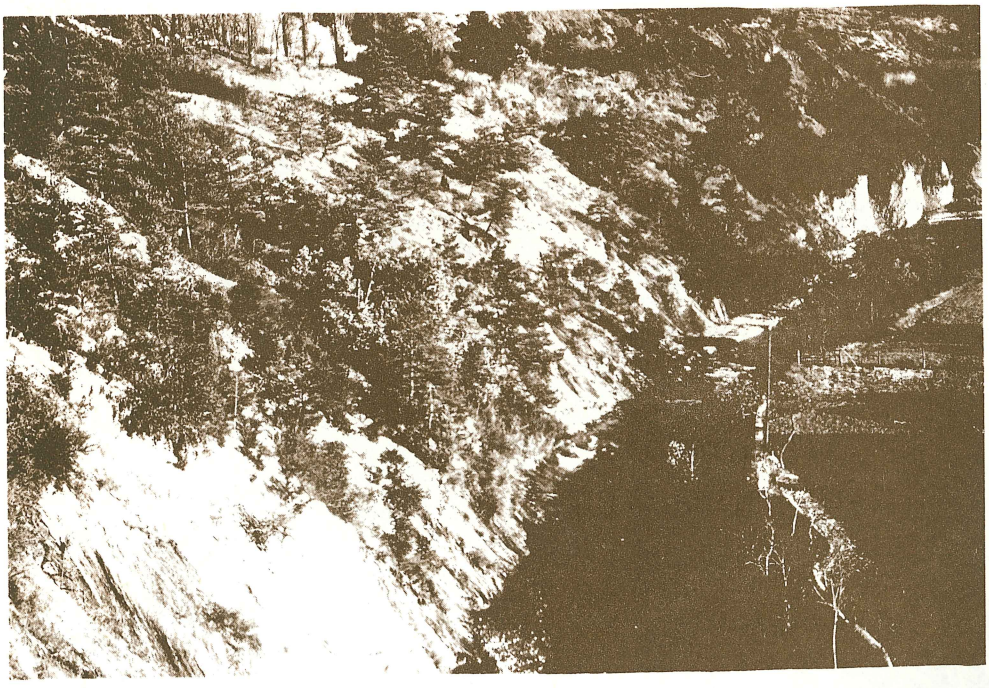
22. Versant Vercors du verrou de Grenoble, dans les calcaires sénoniens de Seyssinet. Remarquer les quatre encoches, canyons glacio-karstique (de gauche à droite Pariset, Désert de J.J. Rousseau, Désert de l'Ecureuil, Combe Vallière). A l'arrière-plan, plateau urgonien des Guillets (1113 m), recouvert de moraines würmiennes. Cliché collection de l'Institut de Géographie Alpine.

23. Le Beaumont, vu d'aval. Grands entablements des terrasses glacio- lacustres würmiennes (900m). Au fond, massif du Pelvoux.



24. Terrasse de la Souloise, dans l'amont du Beaumont. Au premier plan, surface de la terrasse glacio-lacustre würmienne. Au second plan, escarpement de la terrasse alluviale rissienne. Au fond, contreforts du Dévoluy.

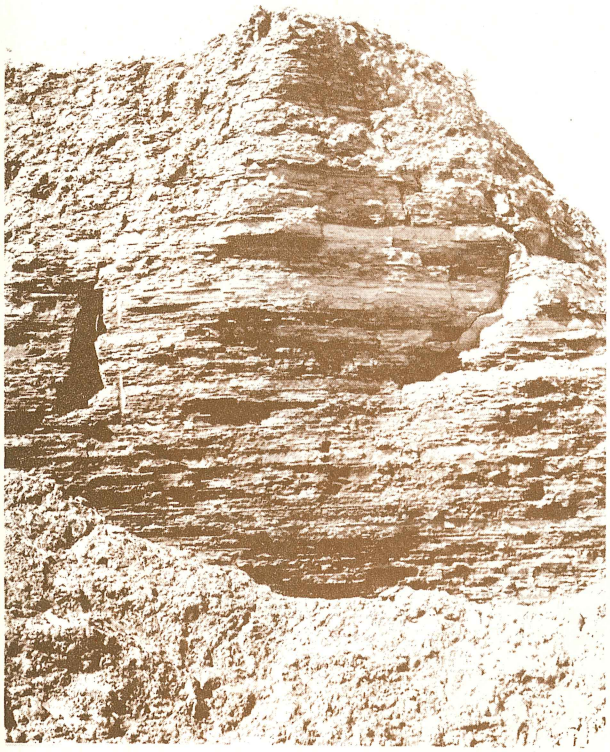
25. Epigénie du Drac à Quet (Beaumont), vue vers l'aval. On remarque le versant gauche de la vallée fossile du Drac, taillée dans les schistes jurassiques sous la terrasse du Quet. Le talweg fossile, comblé d'alluvions caillouteuses, est visible en bas à droite (affleurements clairs).



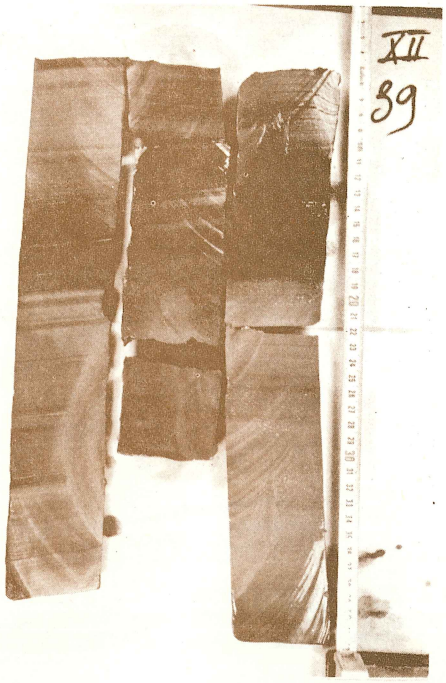
26. Epigénie de l'Ebron au pont de Rocourt (Trièves) vue vers l'amont. Versant gauche de la vallée fossile taillée dans les schistes jurassiques à pendage très redressé (coin gauche, en bas), remplie d'alluvions caillouteuses affleurant sur la rive droite de l'Ebron (affleurements clairs en haut à droite). Couverture d'argiles glacio-lacustres würmiennes affectées de glissements.

27. Glaci-tectonique de la Faurie (ombilic de la Mure, Matheysine). Assises sableuses glacio-lacustres (Würm II) déformées par la poussée du glacier Würm III de la Séveraisse, de droite à gauche, dont les moraines sont visibles en bas à droite de la photo. Couverture d'alluvions fluvio-glaciaires transgressives Würm III (terrasse de Roizon).

28. Glaci-tectonique de Lesdiguières (Champsaur). Argiles lacustres interstadiaires Würm II-III redressées par la poussée du glacier Würm III de la Séveraisse.

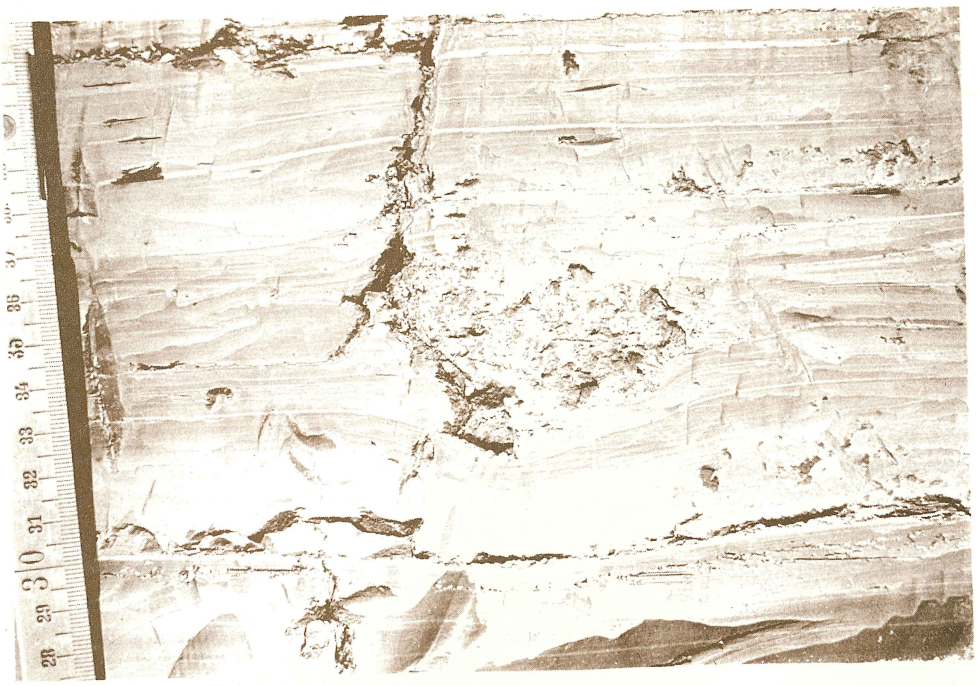


29. Argiles d'Eybens (Interglaciaire Riss-Würm, Sud de Grenoble). Vue générale en carrière (actuellement disparue).



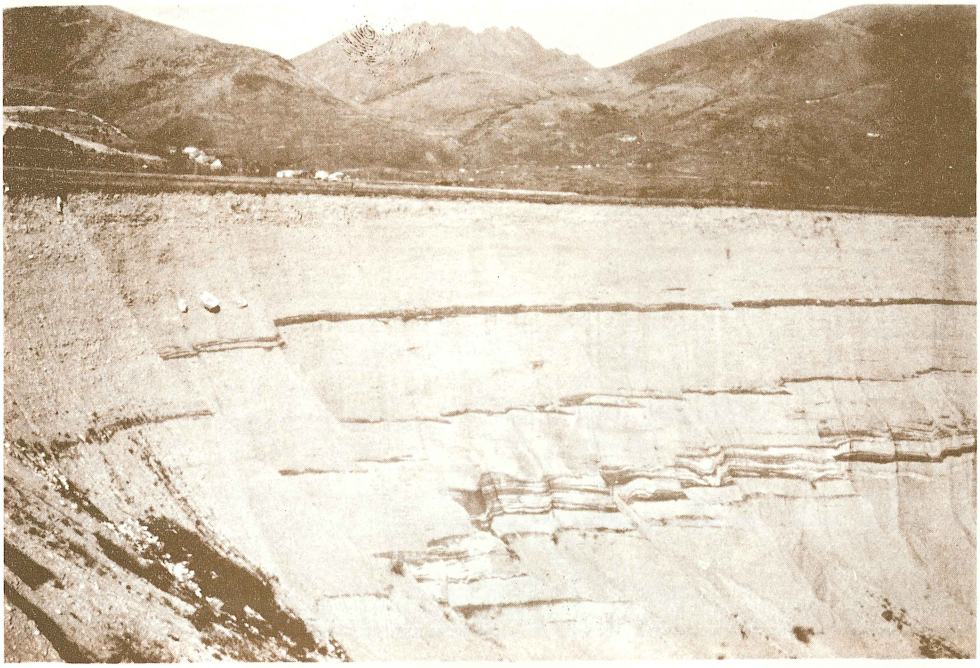
31. Id. Carottes du sondage INQUA 1969. On remarque bien les rythmes de 1° ordre (varves annuelles) et ceux de 2° ordre, couches alternativement claires et foncées, d'épaisseur moyenne 20-30 cm, et l'absence de ravinements.

30. Id. Détail en carrière. On remarque les couches claires et sombres (rythmes de 2° ordre) et les varves (rythmes de 1° ordre).

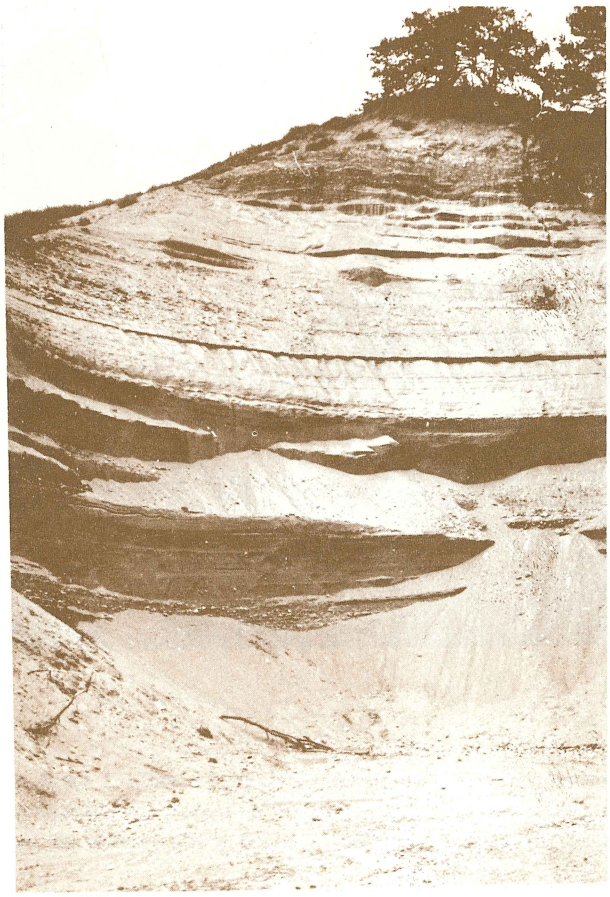


32. Argiles glacio-lacustres Würm II (plateau du Drac, carrière de Sinard). Remarquer les varves et les lits grossiers , très minces. Au milieu, bloc de moraine flotté (figures d'enfoncement). Cliché W.D. HUFF.

33. Id. Au milieu, bloc anguleux flotté et figures d'enfoncement. Cliché W.D. HUFF.



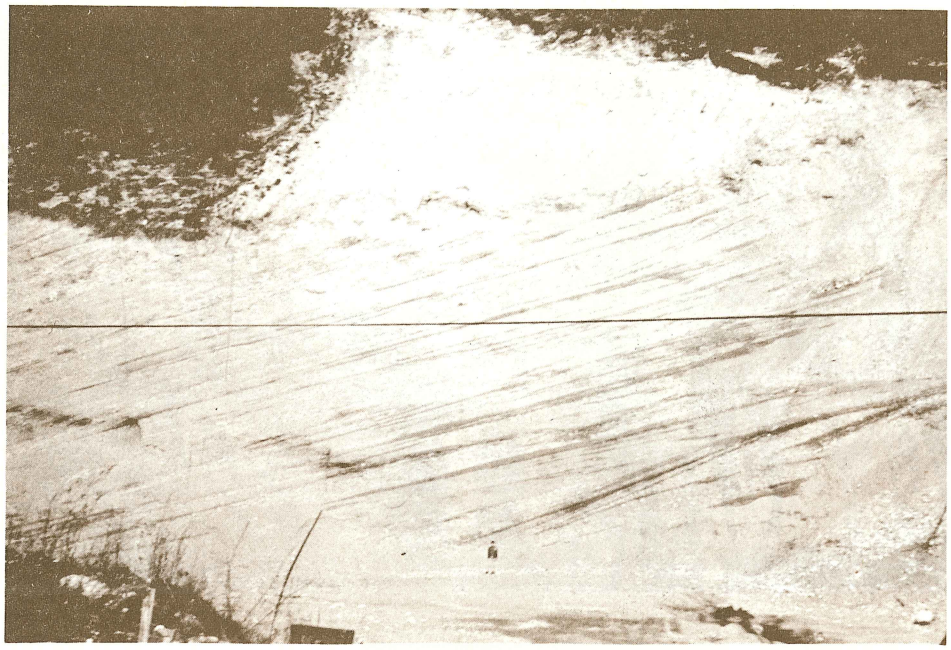
34. Alluvions glacio-lacustres et fluviatiles (au sommet) de la terrasse de Pellafol (Würm II, Beaumont). Remarquer la stratification très horizontale des bancs sableux, silteux et argileux dans la masse caillouteuse (cataglaciaire de la Souloise) . En haut à gauche, blocs calcaires.



35. Alluvions sablo-graveleuses glacio-lacustres de la terrasse de Saint-Jean-d'Hérans (Würm II, Beaumont). Litage horizontal, matériel fin.

36. Ripple-marks de Botte (Beaumont), à la surface de la terrasse alluviale fossile du Würm I, formant au début du Würm II le fond de la retenue glacio-lacustre du Beaumont. Les argiles et sables glacio-lacustres Würm II ont été déblayés naturellement par l'érosion.

37. Alluvions deltaïques (sables et graviers sommitaux) des Garguettes (Glacio-lacustre Würm II, Beaumont). Remarquer le litage oblique. Au sommet, mince couche de moraine Würm III du glacier de la Bonne (blocs, en haut à gauche).



38. Alluvions deltaïques de la base du plateau de Champagnier (glacio-lacustre cataglaciaire Würm II, ombilic de Grenoble). Remarquer le litage oblique à pendage nord. Matériel relativement fin (graviers et sables).

39. Alluvions deltaïques de la terrasse du Crey (glacio-lacustre cataglaciaire Würm III, ombilic de Grenoble, plaquées à la base du plateau de Champagnier). Litage oblique à pendage Ouest, lits horizontaux au sommet marquant le niveau du lac. Des bois fossiles inclus dans les lits obliques ont été datés par radiocarbone de 26500 BP (+2200-1800) et 29300 BP (+5000-3100) (CH.HANNSS, 1973). L'intervalle 34300 à24700 BP inclut les interstades würmiens d'Arcy et de Paudorf-Salpêtrière. Les glaciers récurrents du Würm pourraient ainsi dater du Würm III C (23000 à 20000 BP environ).

40. Ravin des Demoiselles de la Mure (ombilic de la Mure, Matheysine). Superposition de deux complexes glacio-lacustres würmiens.
- à la base, alluvions caillouteuses fluviatiles grossières du Würm I (au fond du ravin, dans la végétation).
- au-dessus, couche de moraine argileuse découpée en pyramides (demoiselles coiffées, Würm II).
- au milieu, argiles glacio-lacustres et lacustres cataglaciaires W II et interstadiaires WII-III, formant les parois verticales , à litage horizontal.
- au sommet, moraines argileuses Würm III, recouvertes (en haut à gauche, non visible sur la photo) par les terrasses d'alluvions glacio-lacustres cataglaciaires W III.

41. Coupe du ravin de Pompe-Chaude (Trièves) .
- à la base, alluvions torrentielles locales (calcaires) des Serres du Trièves, formant la pyramide (Riss).
- tronquant ces alluvions, versant gauche d'une vallée fossile, à pente de gauche à droite, au sommet de la pyramide (réseau hydrographique interglaciaire Riss-Würm).
- au-dessus et remplissant cette vallée fossile, argiles glacio-lacustres du Trièves, Würm II.