

Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. *

Apports nouveaux du forage GMB1 (1999)
dans la région de Grenoble (France)

Gérard NICOUD ⁽¹⁾

Gilles ROYER ⁽²⁾

Jean-Christophe CORBIN ⁽²⁾

Francis LEMEILLE ⁽³⁾

André PAILLET ⁽¹⁾

*Glacial erosion and infilling of the Isère valley during the recent Quaternary.
New results from borehole GMB1 in the Grenoble area (France)*

Géologie de la France, 2002, n° 4, 39-49, 7 fig.

Mots clés : Coupe sondage, Sédiment lacustre, Wurm, Paléogéographie, Déglaciation, Isère, Vallée Isère.

Key-words: Borehole sections, Lake sediments, Wurm, Paleogeography, Deglaciation, Isère France, Isère Valley.

Résumé

Afin d'étalonner les caractéristiques géophysiques des sédiments comblant la vallée de l'Isère dans la région de Grenoble, IPSN a décidé de traverser la totalité de la série alluviale par forage destructif. Le choix du site GMB1 résulte d'un compromis entre le financement possible et la profondeur minimale du substratum proposée par le géophysicien M. Vallon (1999).

D'une longueur totale de 564 m, le forage a traversé 535 m de sédiments meubles comprenant 15 m d'alluvions fluviales sablo-graveleuses emboîtées dans 516 m d'une monotone série lacustre sablo-silto-argileuse reposant sur 4 m d'un till de base. De petits galets noyés dans la matrice sablo-argileuse des 80 m inférieurs traduisent un environnement glacio-lacustre. Le substratum, recoupé en carottage sur 29 m, correspond aux calcaires marneux, riches en filonnets de calcite, du Bajocien inférieur.

Une telle séquence hectométrique témoigne de l'importance des lacs

d'ombilics qui ont résulté de chacune des glaciations majeures, ici la dernière d'âge würmien, dans les vallées alpines.

Parallèlement, la monotonie de la sédimentation lacustre écarte toute idée de récurrence glaciaire notable dans la région de Grenoble après le maximum d'extension glaciaire würmienne.

Replacés dans le contexte régional, les résultats du forage GMB1 confirment :

- la profonde incision würmienne dans les sédiments de l'auge glaciaire rissienne et le substratum rocheux. La puissance du dernier glacier vers Grenoble a dépassé 1 000 m ;

- la dynamique lacustre qui a contrôlé le comblement de l'ombilic, avec ici exclusivement des apports distaux isérois ;

- une dynamique fluviale qui ne s'est exprimée que tardivement par une chenalisation installée dans le creusement lié au Bölling très chaud (12 000 BP).

Des bois dans une terrasse de kame, latérale au glacier, dans un petit lac d'altitude 245 m au Crey, à l'est immédiat de Grenoble, avaient fourni des âges autour de 26 500 ^{+ 2 650} _{- 1 800} BP.

Cet indice permet de considérer que la sédimentation de la vallée de Grenoble avait débuté antérieurement et que le maximum d'extension du glacier würmien de l'Isère est encore plus ancien.

Abstract

In order to determine the geophysical characteristics of the sedimentary fill of the Isère valley in the Grenoble area, IPSN decided to penetrate the complete alluvial sequence with a non-cored borehole. The choice of drilling site GMB1 was the result of a compromise between the available funding and the minimum depth to the Mesozoic basement, as determined by geophysical methods (Vallon, 1999).

This was the second time that the axial fill of an Alpine valley had been penetrated by a deep borehole.

* Manuscrit déposé le 10 janvier 2003, accepté le 24 février 2003, France.

(1) EDYTEM-CISM, Université de Savoie, 73376 Le Bourget-du-Lac Cedex, France.

(2) GEO-RS, 34 chemin de l'Echut, 31770 Colomiers, France.

(3) IPSN, BP 6, 92265 Fontenay-aux-Roses, France.

The 564-m-long borehole intersected 535 m of soft sediments, including 15 m of sandy-pebbly fluvial alluvium cutting into the top of a 516-m-thick monotonous, sandy-silty lacustrine clay formation, which in turn rests on 4 m of basal till with small pebbles. Fine gravel floating in the silty-clayey matrix of the lowermost 80 m indicates a glacio-lacustrine environment. The basement, which was cored for 29 m, is a marly limestone, rich in calcite-veins, of the Early Bajocian.

Such a thick sequence demonstrates the importance of the umbilical lakes that were created during each major glacial period, in this instance the last Würmian age, in Alpine valleys.

Similarly, the monotony of the lacustrine deposits excludes the possibility of any significant glacial recurrence in the Grenoble area after the maximum extent of the Würmian.

Placed in a regional context, the results of borehole GMB1 confirm:

- the deep Würmian incision into the sediments of the Rissian glacial valley and into the rocky basement; the last glacier in the Grenoble area was at least 1000 m thick;

- the lacustrine dynamics that controlled the infilling of the umbilical lake with, in this case, only distal deposits from the Isère region;

- a late fluvial dynamics that is expressed by channelling in a depression formed during the very warm Bölling period (12,000 bp).

Pieces of wood from a lateral kame terrace in a small lake 245 m a.s.l. at Crey (immediately east of Grenoble) have yielded ages in the region of $26,500 \pm 2,650$ to $1,800$ bp.

This evidence raises the possibility that sedimentation in the Grenoble valley may have begun before that time and that the maximum of extent of the Isère Würmian glacier may have occurred much earlier.

Le contexte géologique

Longue de 150 km entre Albertville au nord-est et Rovon au sud-ouest de

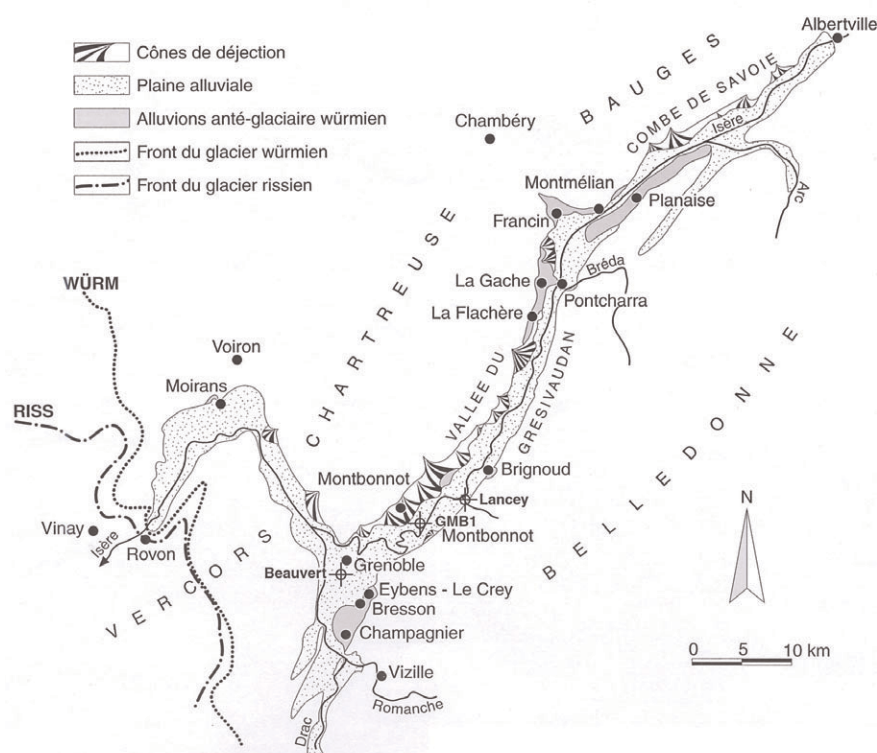


Fig. 1.- Cadre géographique de la vallée de l'Isère alpine.

Fig. 1.- Geographical settings in the Isère valley.

Grenoble, la vallée de l'Isère présente un fond plat, d'altitude voisine de 200 à 230 m vers Grenoble, dominé par des versants dissymétriques dépassant 2 000 m d'altitude (fig. 1).

Cette vallée a été façonnée par les glaciers isérois successifs, alimentés uniquement en rive gauche par les glaciers locaux de Belledonne et le glacier Drac-Romanche. Ces flux glaciaires ont emprunté une vallée fluviale de l'Isère établie dès la fin du Pliocène par captures successives de l'Arc, de l'Isère et du Drac consécutivement à la surrection des massifs bordiers (Darmendrail, 1994 ; Delmas, 1995).

Le seuil molassique de Rovon délimite, vers le sud, le surcreusement de la dernière glaciation, localement rétréci par la cluse de Grenoble. Toute cette vallée, à valeur de méga-ombilic globalement parallèle aux structures, est installée largement sur le « sillon subalpin », dans les marnes et les marno-calcaires du Jurassique moyen jusqu'à Grenoble et au contact molasse - massif subalpin au sud-ouest. Seule la cluse de Grenoble, entre Chartreuse et Vercors, est perpendiculaire au sillon subalpin et

impose un brusque coude à la vallée. La base de l'auge glaciaire n'avait jamais été atteinte par forage. Elle se situe à plusieurs centaines de mètres de profondeur tout au long de la vallée, pour dépasser 400 m à Grenoble, soit au-dessous de la cote -177 m NGF (Gignoux, 1944).

Les nombreux sondages hydrogéologiques et géotechniques montrent tous, sous des alluvions grossières décimétriques de surface, la présence de sédiments lacustres pluri-hectométriques postérieurs au retrait des glaciers de la dernière glaciation (Fourneau, 1976 ; Marghalan-Ferrat, 1975). La lithologie et la géométrie des corps sédimentaires témoignent du contrôle du comblement de la vallée de l'Isère par une dynamique lacustre (Nicoud G. *et al.*, 1987) avec :

- des argiles, des silts et des sables vers la base, des graviers et des galets vers le haut ;

- des matériaux fins distaux devenant grossiers près des zones d'apports longitudinaux ou latéraux.

L'évolution du niveau du lac a été précisée entre 240 m (lac de Moirans) et 190 m (lac terminal de la Rivière) [Hannss, 1984 ; Monjuvent *et al.*, 1987].

La plaine alluviale de l'Isère est, par ailleurs, encadrée par des banquettes, tapissées de tills de fond et s'élevant d'une centaine de mètres au-dessus de la vallée actuelle (La Gache - La Flachère, Champagnier). Elles sont constituées, elles aussi, de sédiments lacustres (argiles d'Eybens, sables de Bresson), palustres (lignite de la Flachère) et fluvio-glaciaires (cailloutis de Champagnier). Elles témoignent d'une ancienne plaine alluviale de l'Isère à l'arrivée des glaciers würmiens (Bourdier, 1962 ; Monjuvent, 1978 ; Nicoud, 1981).

En résumé, les spécialistes sont d'accord pour présenter la vallée actuelle de l'Isère emboîtée dans les sédiments d'une vallée plus ancienne, antérieure à la dernière glaciation würmienne. Elle est comblée d'alluvions lacustres plus ou moins épaisses, masquées par des alluvions fluviales chenalisées.

Mais de nombreuses incertitudes, voire des divergences, apparaissent chez les auteurs. Elles concernent :

- l'ampleur du surcreusement glaciaire würmien par rapport au surcreusement glaciaire rissien ;

- la présence éventuelle d'alluvions lacustres de l'ancienne vallée à la base du remplissage actuel ;

- le nombre de pulsations glaciaires würmiennes, et par là, de phases de surcreusement ;

- la nature même du remplissage alluvial avec d'éventuelles passées morainiques et des intercalations graveleuses ;

- la chronologie et l'âge des dépôts ;
- et même, une remise en cause du rôle érosif des glaciers, avec prédominance d'une subsidence d'origine tectonique.

C'est dans ce contexte que les quaternaristes ont longtemps attendu un forage profond. Le forage GMB1, en 1999 à Montbonnot près de Grenoble, répond à cette attente.

Les données du forage

Les observations réalisées dans le forage

Le lever des cuttings (déblais de forage), réalisé en temps réel au moment

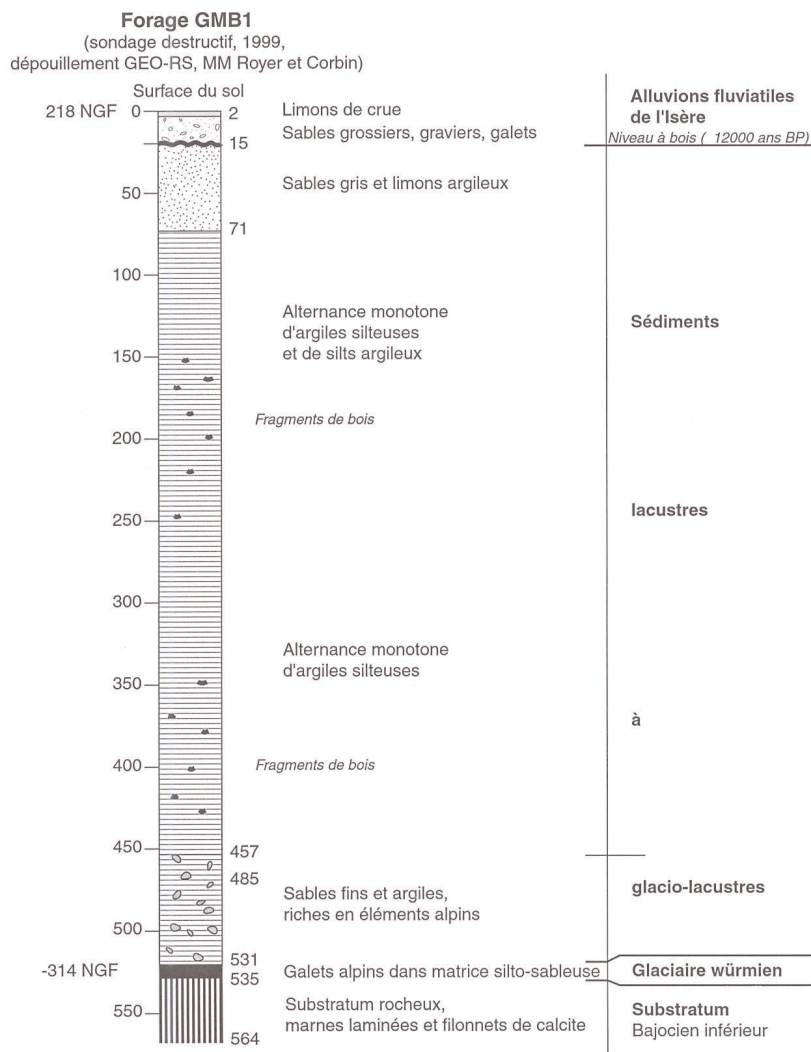


Fig. 2.- Lithologie simplifiée du forage GMB1 - Montbonnot

Fig. 2.- Simplified lithologie of GMB1 - Montbonnot log.

de la foration ("mud logging"), a ensuite été interprété en fonction des indications des diagraphies. Cette réponse diagraphique conforte les lithologies observées (argilosité, porosité, granulométrie,...), confirme les limites entre grandes unités et permet de préciser la lithologie de certaines zones, en l'absence de cuttings par corrélations avec les forages voisins (fig. 2).

Ainsi, le forage a traversé six unités majeures distinctes :

- 0-15 m : formations détritiques grossières de surface ;

- 15-71 m (épaisseur 56 m) : ensemble sableux ;

- 71-485 m (épaisseur 414 m) : ensemble monotone d'argiles carbonatées sableuses grises à passes sableuses bien exprimées ; cette unité a été subdivisée en plusieurs sous-ensembles ;

- 485-531 m (épaisseur 46 m) : unité « sableuse » développée à la base du remplissage ;

- 531-536 m (épaisseur 5 m) : unité basale constituée de blocs hétérogènes, de nature variée, noyés dans un ciment détritique argileux plus ou moins induré ;

- 536-564 m (épaisseur 28 m) : substratum jurassique (calcaires noirs du Bajocien inférieur) (Barfety *et al.*, 2000). Le forage a été stoppé dans cette formation.

Le niveau supérieur 0-15 m

La partie supérieure du forage (0-2,4 m) a été levée à partir de l'observation des parois de la fosse de tir creusée en vue de l'installation de l'air-gun destiné au profil sismique vertical (PSV).

Sous le sol cultivé, les deux premiers mètres du forage sont constitués d'un sol alluvial gris sombre sablo-graveleux renfermant des granules, des racines et de la matière organique. Ce sol repose sur des argiles silto-sableuses gris bleuâtre à brunâtre, très micacées, à lamines entrecroisées présentant des rubanements et auréoles d'oxydation.

Une datation ^{14}C a été réalisée dans des bois flottés trouvés dans cette formation à 2,4 m de profondeur. L'âge conventionnel est 270 ± 60 BP ce qui correspond à 1 470-1 680 AD (datation réalisée par C. Fléhoc, BRGM).

La surface de discontinuité entre les formations limoneuses et la séquence sous-jacente est franche, très oxydée et irrégulière.

De 2,4 à 15 m, la séquence est grano-classée. La lithologie évolue de termes grossiers en position basale à des termes plus fins mieux classés en position sommitale. La base de cette unité est constituée de gros éléments (jusqu'à 8 cm de long) provenant du socle de Belledonne (granite, gneiss, schistes) et ou de formations sédimentaires (calcaires, marnes). Le corps principal est formé d'une alternance de sables à granules et de galets gris sombre (jusqu'à 4 cm). La partie supérieure est composée d'une part, d'un sable gris sombre argileux assez bien classé à éléments anguleux à sphéricité médiocre et d'autre part, d'un ensemble classé à quartz dominant et à éléments métamorphiques abondants.

Par comparaison avec les données proches de la vallée, cet ensemble est continu, bien identifié et emboîté dans l'ensemble sous-jacent. Classiquement, il présente un granoclassement semblable avec des faciès basaux très grossiers riches en bois flottés d'âge égal ou plus récent que $11\,850 \pm 100$ BP (H14 493-3 766) [Hannss, 1984].

Le niveau 15-71 m (épaisseur 56 m)

Il s'agit d'une unité sableuse monotone constituée, lorsque l'observation est

possible (absence de cuttings au-delà de 42 m suite à des problèmes techniques), de sables moyens à grossiers argileux gris noirâtre. La sphéricité des grains est médiocre. Les micaschistes et les clastes altérés multicolores (rouille, verdâtres, noirâtres,...) sont abondants, en présence de gneiss, de lydiennes, d'éléments charbonneux, de quartz, de feldspaths et de nombreux micas.

La séquence est granocroissante du bas vers le haut au moins dans la partie observée de 43 à 15 m. L'argilosité augmente progressivement vers la base et la variation de taille se tient à l'intérieur de la classe granulométrique des sables.

L'unité 71-485 m (épaisseur 414 m)

Du point de vue lithologique, cette unité de sédiments fins peut se subdiviser en sous-unités :

- 71-198 m (épaisseur 127 m) : absence de cuttings jusqu'à 102 m ; alternance d'argiles silteuses plus ou moins carbonatées (CO_3Ca 12-15 % avec des pointes à 23 %), gris à gris sombre, micacées et de silts argileux gris. L'épaisseur des alternances se situe généralement autour de 5 m. Plusieurs passages sableux (152-163 m, 182-186 m et 188-192 m) interrompent la monotonie. Ces sables silteux sont fins à très fins à éléments anguleux (éléments de quartz, micaschistes, serpentine, gneiss, fragments de grès fins à ciments carbonatés et de carbonates, éléments charbonneux). De 152 à 163 m, les sables renferment de minuscules éléments de bois. La calcimétrie de ces niveaux sableux est très faible (CO_3Ca 8 %). La compaction de ces niveaux est importante et se traduit par une réduction importante du trou vers 160 m de profondeur, de 158,75 cm ($6\frac{1}{4}$) initial à 80 cm.

- 198-233 m (épaisseur 35 m) : argile silteuse gris sombre plus ou moins carbonatée (CO_3Ca 20-29 %), plastique ; localement plus silteuse avec de nombreux éléments de quartz, de micaschistes, de dolomite, de calcaire recristallisé et présence de petits éléments charbonneux (matière organique ?) ;

- 233 m-240 m (épaisseur 7 m) : sable silteux plus ou moins carbonaté (CO_3Ca 23 %) ;

- 240-354 m (épaisseur 114 m) : argile silteuse grise localement brun-ocre plus ou moins carbonatée (CO_3Ca 19-26 %) à rares éléments fins à moyens de quartz, micas et micaschistes. Présence locale de clastes carbonatés et de rares petits fragments de bois ;

- 354-423 m (épaisseur 69 m) : alternance de silts argilo-silteux localement argilo-sableux, gris à gris blanchâtre, à fragments grossiers et très grossiers de calcaires dolomitiques et d'argiles silteuses grises à brun-ocre, localement silto-sableuses plus ou moins carbonatées à éléments très grossiers quartzueux, calcaréo-dolomitiques, micas et rares fragments ligneux (CO_3Ca 24-26 %) ;

- 423-457 m (épaisseur 34 m) : argiles plus ou moins silteuses gris sombre à brun rouille carbonatées localement silteuses à éléments calcaires, quartz hyalin et rares fragments de bois (CO_3Ca 23-24 %) ;

- 457-460 m (épaisseur 3 m) : sable grossier mal classé à quartz hyalin, micas, gneiss et amphibolite (CO_3Ca 15 %) ;

- 460-485 m (épaisseur 25 m) : silts argileux gris à gris blanchâtre plus ou moins carbonatés, localement à éléments très grossiers de gneiss, de quartz et de micaschistes (CO_3Ca 15-30 %) ;

L'unité 485-531 m (épaisseur 46 m)

Elle est constituée de sables fins à très fins argileux gris à gris blanchâtre plus ou moins bien classés (quartz dominant, nombreux micas, gneiss, micaschistes, amphibolites fréquentes, éléments de calcaire et de dolomie). La présence d'un élément dominant (quartz) peut indiquer un tri très évolué. La calcimétrie est irrégulière (CO_3Ca 12-17 %). La granulométrie de cette unité est globalement décroissante vers le sommet de manière ténue. L'augmentation de la radioactivité naturelle (gamma ray) traduit un accroissement de l'argilosité vers le sommet. La pyrite est localement abondante.

À la base, entre 529 m et 531 m, une petite passée de silts argilo-sableux (CO_3Ca 15-30 %) gris blanchâtre à éléments grossiers à très grossiers de quartz, d'amphibolite et de calcaires complète l'unité.

L'unité basale 531-536 m (épaisseur 5 m)

Elle comprend des blocs hétérogènes, de nature variée, noyés dans un ciment détritique à argileux plus ou moins induré (CO_3Ca 23 %). Les éléments récupérés sont des esquilles fraîches éclatées de différente taille (quartz et quartzites dominant, gneiss, micaschistes, serpentine, amphibolites, calcaires et dolomie). Cette unité surconsolidée est interprétée comme un till basal en raison de l'identification de blocs polygéniques semblant être de grande taille et de la présence d'esquilles anguleuses fraîches de roche saine. La matrice est légèrement carbonatée. La valeur CO_3Ca observée dans la matrice (35-40 %) n'en fait pas une formation détritique carbonatée particulière, ni du substratum dont les valeurs de CO_3Ca sont plus élevées. L'interprétation en till est alors cohérente compte tenu de la nature des éléments et de la faible épaisseur de cette formation.

Une interprétation des observations

Ainsi, sur un substratum de calcaires noirs du Bajocien inférieur atteint à 536 m de profondeur et traversé sur 29 m, un épais comblement homogène fait suite au départ du glacier würmien. La surface d'érosion se tient à la cote -318 m NGF. Elle est tapissée d'un till basal surconsolidé et plurimétrique.

Une sédimentation glacio-lacustre lui succède sur près de 75 m. Les sédiments sont surtout constitués de sables fins et de silts argileux emballant des éléments de roches sédimentaires et métamorphiques, sans éléments organiques.

La sédimentation devient ensuite plus fine, franchement lacustre distale, avec des alternances d'horizons argileux et silteux, comprenant des fragments ligneux sur une épaisseur de plus de 385 m. La sédimentation lacustre devient légèrement plus grossière, plus proximale avec la diminution de la tranche d'eau. Le passage est progressif à des sables de plus en plus grossiers d'épaisseur voisine de 70 m.

La série lacustre s'interrompt ici brutalement. Elle fait place à des alluvions fluviales grossières épaisses de 12,5 m et recouvertes de limons de crues sur 2,5 m.

L'Isère a creusé son chenal dans les sédiments lacustres.

Une telle série, obtenue à partir de l'examen minutieux de cuttings, est à rapprocher des sondages carottés étudiés dans l'ombilic de Malville, en domaine glaciaire rhodanien, dans le Bas-Dauphiné (Monjuvent, 1988 ; Monjuvent, Nicoud, 1988 ; Mandier, 1988). Ce schéma se retrouve systématiquement dans les vallées alpines, en position distale par rapport aux apports latéraux ou longitudinaux.

Les implications sur la connaissance du Quaternaire

Bien que la technique de sondage mécanique (rotary à la boue non carotté) retenue ne permette pas un dépouillement géologique complet (sédimentologie, géochimie, minéralogie...), les données du forage GMB1 lèvent de nombreuses incertitudes, confirment des extrapolations plus ou moins récentes et écartent quelques hypothèses sur l'évolution quaternaire récente de la vallée de l'Isère.

L'ampleur du comblement quaternaire consécutif au retrait glaciaire würmien

Selon le forage Beauvert (indice BRGM 07964X0028 ou X = 865,42 ; Y = 323,66 ; Z = 223 m) sis au sud immédiat de Grenoble (Gignoux, 1944), le fond de la vallée se tenait au-delà de la cote -177 m NGF, à plus de 400 m de la surface topographique de la vallée. Cette donnée a été par la suite extrapolée. Sur la carte géologique Domène 1^{ère} édition (Debelmas *et al.*, 1969), les auteurs placent le substratum rocheux à 600 m de profondeur entre Crolles à l'ouest et Froges à l'est, sur un transect distant de 10 km à l'amont du forage GMB1. Ce résultat est parfaitement compatible avec les données du forage étudié et réalisé en 1999 (fig. 3).

Cette épaisseur pluri-hectométrique du comblement est tout à fait comparable avec celles reconnues par sondages mécaniques dans la vallée du Rhône : > 225 m dans l'ombilic de Malville (Nicoud *et al.*, 1987), > 328 m à l'amont de Martigny dans le Valais suisse (Finger et Weidmann, 1987) et par prospections

géophysiques dans les dépressions lacustres périalpines (Finckh *et al.*, 1984), en Suisse occidentale (Pugin, 1988) et dans la vallée de l'Isère (Vallon, 1999).

La lithologie du comblement alluvial

Les données du forage GMB1 confirment tout à fait la sédimentation lacustre décrite dans la vallée de l'Isère depuis très longtemps (Kilian, 1897) et détaillée par de nombreux auteurs avec, entre autres : Michel, Rothe (1959) ; Bourdier (1962) ; Fourneaux (1968 et 1976) ; Monjuvent (1978 et 1988), ... Cette sédimentation lacustre se retrouve systématiquement dans les vallées alpines du nord (Nicoud *et al.*, 1987) et dans les autres vallées circum alpines comme la vallée d'Aoste en Italie (Nicoud *et al.*, 1999).

Mais le relevé lithologique du forage GMB1 apporte une donnée fondamentale sur la continuité de la sédimentation lacustre depuis le décollement des glaces du fond rocheux jusqu'à la chenalisation de l'Isère dans les sédiments lacustres. L'évolution verticale des faciès présente une logique déjà observée sur le site de l'ombilic de Malville (Monjuvent, Nicoud, 1987) avec une sédimentation distale par rapport aux apports principaux longitudinaux et latéraux.

Ainsi, au-dessus d'un till basal surconsolidé, à éléments polygéniques riches en cristallins et cristallophylliens, une formation à dominante sableuse, à clastes très variés de même nature que le till basal représente une sédimentation glacio-lacustre. Son épaisseur est ici estimée à 75 m. Lui succède sur 385 m une épaisse alternance monotone d'argiles, de silts et de sables fins, à clastes généralement monogéniques dominés par des quartzites et des micaschistes et à fragments ligneux.

Par passage progressif, 70 m de sables de plus en plus grossiers terminent la série lacustre. Celle-ci reste relativement distale en l'absence d'éléments plus grossiers emballés.

Les apports latéraux des torrents proches du Domeynon ou de la Combe descendus de Belledonne, voire du Manival descendu de Chartreuse, ne sont

encaissé en chenalissant dans les sédiments lacustres. C'est ce que suggéraient déjà les observations de Fourneau J.C. (1976).

L'emboîtement de la vallée de l'Isère.

Le sondage GMB1 montre donc, sur 531 m de son profil, une série glacio-lacustre à lacustre, coiffée par un épisode fluvial. Cette série repose sur le plancher morainique de la dernière glaciation würmienne. L'érosion glaciaire a atteint la cote de -318 NGF, à l'aplomb du forage. Elle a affecté le substratum jurassique du Bajocien inférieur.

Le niveau de base de la vallée de l'Isère, à l'arrivée des glaces würmiennes, s'établissait autour de l'altitude 400 m comme le souligne le plateau de Champagnier (Monjuvent, 1978).

De ce fait, les glaciers würmiens isérois ont tranché, au droit de Montbonnot, de l'ordre de 720 m d'alluvions anciennes de l'Isère et de marno-calcaires bajociens (fig. 4). Les sédiments résiduels de la vallée ancienne de l'Isère antérieure à la glaciation würmienne, sont conservés en banquettes, latéralement à la vallée actuelle qu'ils dominent de près de 200 m vers Grenoble. Les banquettes les plus connues sont localisées dans la Combe de Savoie (Planaise), le nord Grésivaudan (Francin, La Gache-Pontcharra) et l'est de Grenoble (Eybens-Champagnier).

Les descriptions des formations du remplissage sont nombreuses, parfois contradictoires (Bourdier, 1936 et 1962 ; Fourneau, 1968 *et al.*, 1969 et 1976 ; Bellair *et al.*, 1970 ; Nicoud, 1981 ; Hannss, 1982 et 1984 ; Monjuvent, 1978). Elles montrent une série lacustre à fluvio-glaciaire, localement intercalée d'un horizon palustre à lignite, reposant sur un till basal de l'avant-dernière glaciation attribuée au Riss et recouverte d'un unique manteau morainique würmien. Cette série est en tout point analogue à celle traversée par le forage. Les sédiments sont par contre surconsolidés et présentent une bonne tenue en carrière.

Les sédiments lacustres, célèbres dès 1860 grâce à C. Lory et parfaitement étudiés depuis, sont les argiles d'Eybens traversées par un forage carotté en 1969 sur 86 m entre les cotes 275 et 184 m NGF où

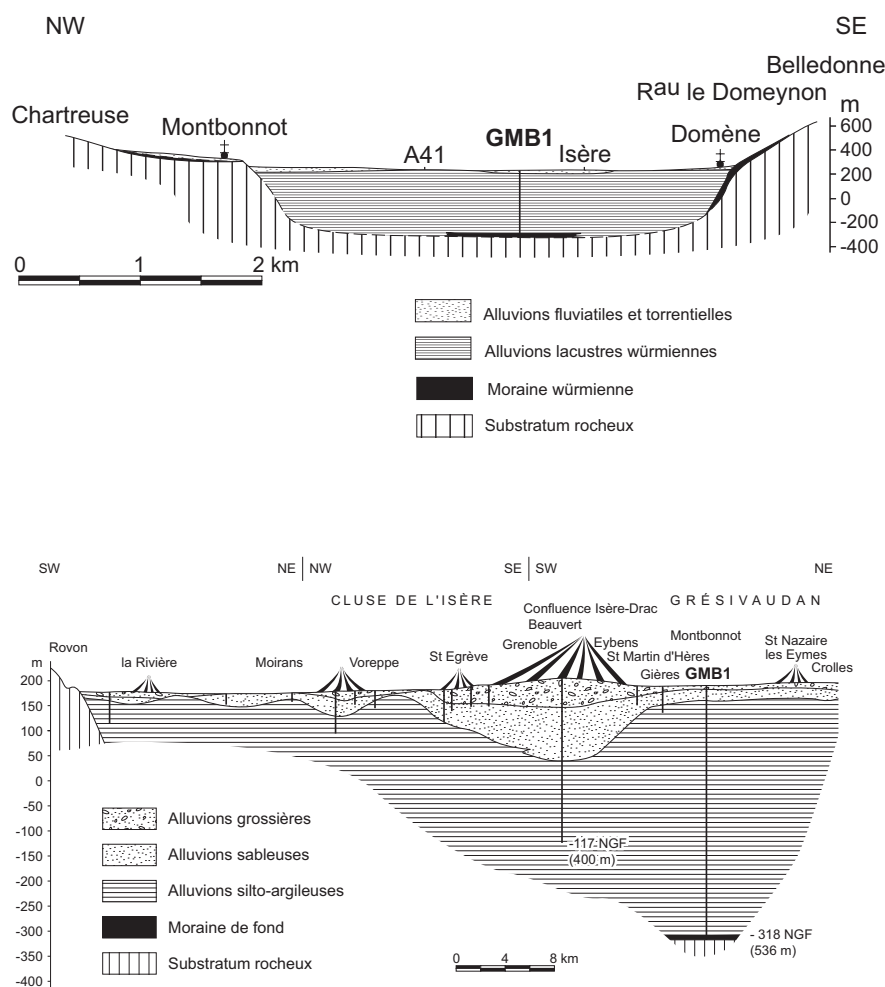


Fig. 3.- Le comblement alluvial dans la basse vallée de l'Isère.

Fig. 3.- Alluvial filling into the downstream area of the Isère valley.

pas perceptibles. Leur sédimentation fine distale est noyée dans celle apportée par l'Isère. Par contre, leur sédimentation grossière reste circonscrite en pied de versant dans le forage de Lancey (Piraud, 1924), avec des dépôts grossiers décimétriques en surface (matériaux torrentiels et deltaïques proximaux) progradant sur plus de 68 m de sédiments fins distaux. Cette disposition géométrique est relevée dans l'ensemble des vallées alpines occupé un temps par des lacs consécutifs à la dernière déglaciation (Baconnais *et al.*, 1981).

Aucune interruption de la sédimentation soit par un niveau d'érosion, soit par l'intercalation d'un till, ne témoigne de pulsations glaciaires lors du comblement lacustre.

Enfin, les vitesses d'avancement régulières tout au long de la foration n'ont pas été perturbées par la présence de formations surconsolidées avant 531 m de profondeur, dans le till basal. De ce fait, la présence de sédiments lacustres, de type « argiles d'Eybens », antérieurs à la dernière glaciation et surconsolidés par les glaciers, est à exclure, ce que Bourdier (1962) avait bien remarqué. Il n'y a pas non plus évidence de subsidence, où seraient conservés des sédiments détritiques anciens.

Quant à l'alluvionnement fluvial isérois, d'épaisseur générale variant de 10 à 20 m, à éléments grossiers hétérométriques et couverture limoneuse de débordement, il apparaît brutalement sur les sables lacustres. L'Isère s'est, à un instant donné,

elles reposent sur des galets et des blocs morainiques (Bellair *et al.*, 1970 ; Monjuvent et Uselle, 1973). Elles présentent des lamines à micro et macrorhythmes témoignant, d'après les auteurs, d'une vitesse de sédimentation de l'ordre de 0,5 cm/an. Elles se sont déposées dans un grand lac du Grésivaudan consécutif au retrait du dernier glacier rissien. La série étudiée à Eybens comporte un bois flotté plus ancien que 44 000 ans, datation réalisée au BRGM par Fléhoc (comm. orale, 2000). Elle conforte la date établie « plus ancien que » 37 000 ans par Moret en 1955 sur le même échantillon. Les auteurs attribuent aux argiles d'Eybens un âge interglaciaire Riss-Würm *s.l.*

Les argiles d'Eybens passent progressivement vers le haut aux sables de Bresson, d'épaisseur décamétrique. Ceux-ci font place ensuite aux cailloutis polygéniques stratifiés fluviaux à fluvio-glaciaires de Champagnier. Le contact est net, les cailloutis ravinant les sables.

Le forage d'Eybens ne montre pas, à la base, de séquence glacio-lacustre à galets démesurés polygéniques noyés comme cela a été rencontré dans les forages carottés dans l'axe de l'ombilic de Malville, du lac d'Annecy (Manalt, 1998), de la rade de Genève (Moscariello, 1996), du lac de Zurich (Lister, 1984) et extrapolé dans le forage GMB1. Ces sédiments glacio-lacustres occupaient vraisemblablement l'axe du grand lac du Grésivaudan de retrait glaciaire rissien, de niveau supérieur ou égal à 360 m (Fourneaux, 1976 ; Monjuvent et Nicoud, 1987) mais de base inconnue en dehors des versants aujourd'hui tranchés. Quoi qu'il en soit, la vallée actuelle de l'Isère est emboîtée très largement dans les sédiments de la vallée ancienne. Les limites basales reconnues pour les argiles d'Eybens, identifiées comme telles, se tiennent aux cotes 184 m NGF à Eybens et inférieures à 189 m à Saint-Jacques de Moirans (Fourneaux, 1976). Le niveau de recouvrement connu n'excède donc pas 30 m.

Une reconstitution de l'histoire quaternaire récente

Le forage GMB1 de 1999 a donc beaucoup apporté sur la connaissance de la nature et de la puissance des corps sédimentaires constituant le remplissage allu-

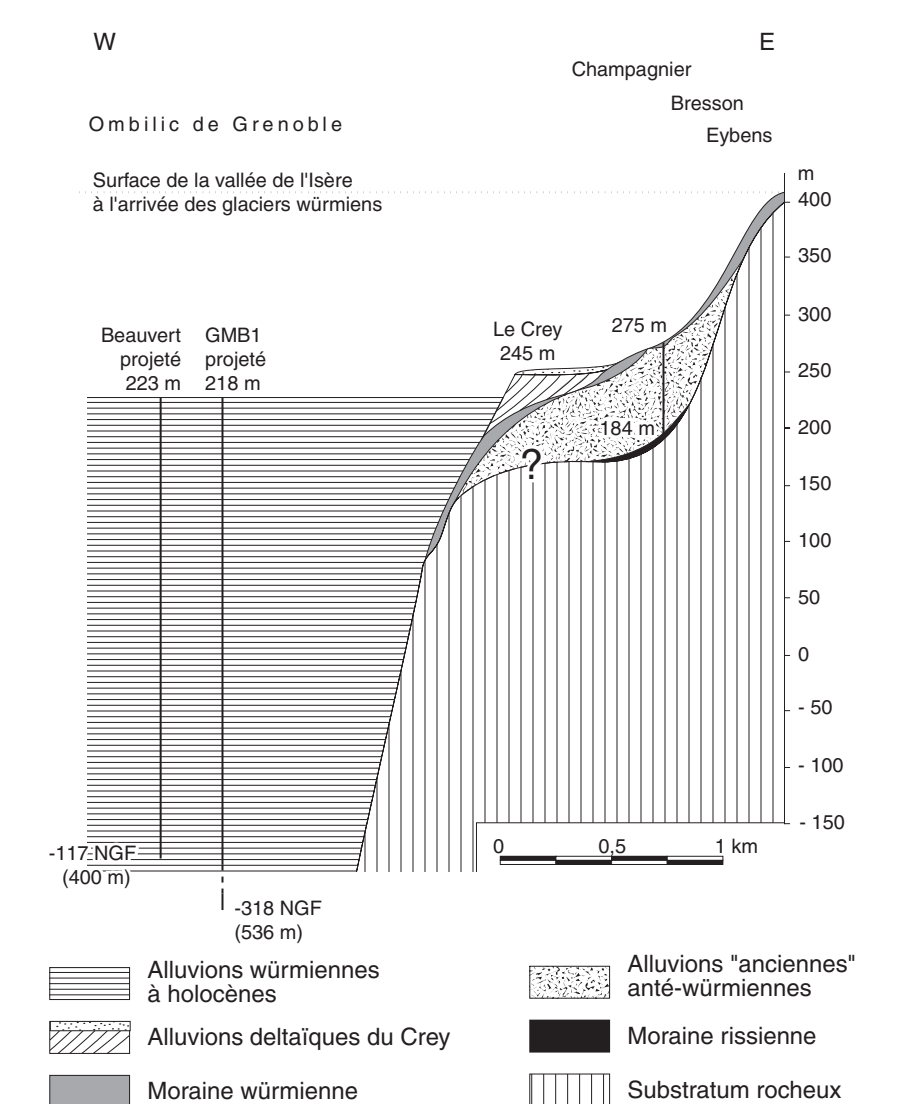


Fig. 4.- L'emboîtement de l'auge würmienne dans les alluvions de l'auge rissienne (coupe synthétique au niveau d'Eybens).

Fig. 4.- Cut-and-fill of the würmian glacial through into the rissian glacial through (synthetic cross section at the vicinity of Eybens).

vial de la vallée de l'Isère. Par contre, pour l'instant, aucun élément de datation dans la série lacustre n'a pu être extrait (bois, pollens...). L'approche chronologique des événements restera encore incertaine.

Une approche paléogéographique

Dans cette partie grenobloise de la vallée de l'Isère, deux grandes phases lacustres puis fluviales ont succédé à chacune des deux phases glaciaires majeures.

Au retrait des derniers glaciers de l'avant-dernière glaciation considérée comme rissienne, marquée par la présence de rares reliquats identifiés d'un till de fond (forage Eybens, La Gache-

Pontcharra plus à l'amont), un grand lac du Grésivaudan, de cote supérieure ou égale à 360 m s'est installé. Son remplissage distal est représenté par les argiles surconsolidées d'Eybens et les sables de Bresson. Le niveau du lac s'est progressivement abaissé. Il a été comblé totalement par l'amont. Un niveau continu de sédiments palustres à lignites s'étend de La Gache-Pontcharra jusqu'à La Flachère, 4 km à l'aval (Hannss, 1982 ; Nicoud, 1981). Il fixe une cote de lac de 327-330 m lors de l'établissement de cette plaine marécageuse. Des débris ligniteux semblables ont été retrouvés à Brignoud, 16 km à l'aval, en position latérale à la vallée de l'Isère, entre 327 et 350 m d'altitude.

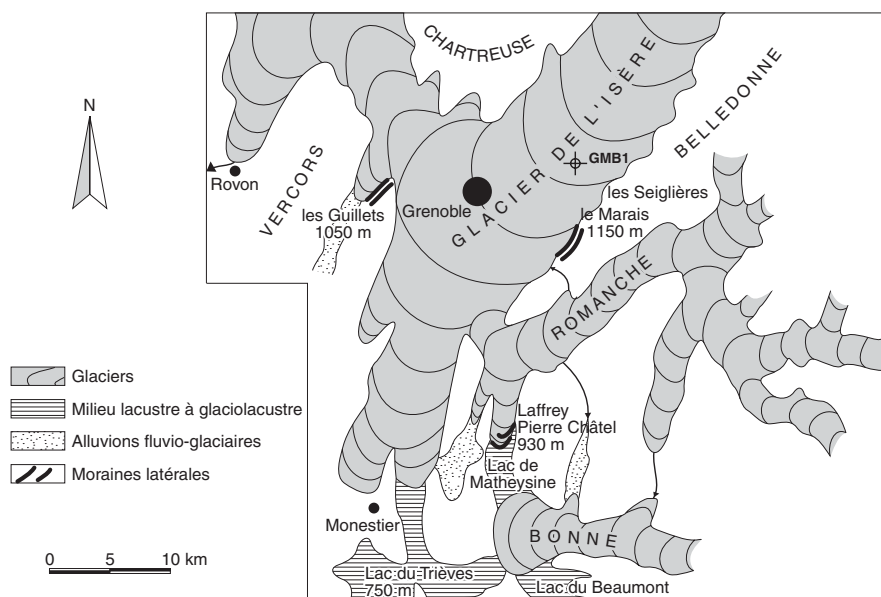


Fig. 5.- Le stade maximum de la glaciation würmienne autour de Grenoble (d'après Monjuvent *et al.*, 1987).

Fig. 5.- Maximum extension of the würmian glaciation surrounding Grenoble (from Monjuvent *et al.*, 1987).

C'est sur une plaine alluviale de niveau évoluant au-dessus de 370 m à La Flachère et autour de 400 m à Champagnier, que les glaciers würmiens sont arrivés. Ils ont creusé dans les matériaux grossiers puis dans les sédiments fins jusqu'à s'enfoncer dans le substratum marno-calcaire bajocien. L'entaille a été impressionnante puisqu'elle est de l'ordre de 720 m au droit du forage GMB1.

Une seule phase glaciaire apparaît au Würm, en l'absence de tills de fond superposés et attribuables au Würm. Le maximum d'extension est souligné par les arcs morainiques frontaux de la Bièvre orientale (moraine du Château de Cumane, Gidon *et al.*, 1969). L'altitude atteinte par les glaces était de l'ordre de 1050 m autour de Grenoble (moraines des Seiglières sur Belledonne, des Guillets en Vercors), ce qui explique la surconsolidation des sédiments lacustres et fluviaux de l'ombilic rissien (fig. 5). Puis les premières étapes de retrait sont soulignées par les arcs morainiques frontaux du seuil de Rives à Voiron, au nombre de 6 à l'arrière du stade du maximum.

La profonde incision würmienne est rapidement occupée par un lac principal dans l'axe de l'auge glaciaire, lac qui va s'agrandir vers l'amont au fur et à mesure du retrait du glacier et de son décollement du fond de l'auge. D'autres lacs juxtaglaciers, de plus petite taille et relativement éphémères, se sont installés. La présence de ces lacs et le niveau des plans d'eau sont attestés par des formations lacustres distales ou proximales localisées et aujourd'hui étagées au-dessus des sédiments des plaines alluviales du Drac et de l'Isère (fig. 6).

Le lac de Moirans, le premier constitué, précurseur du lac du Grésivaudan, est prouvé par les terrasses d'alluvions deltaïques de Saint-Jean de Moirans, d'altitude 225 m. Ce lac était barré à l'aval par la terrasse fluvio-glaciaire würmienne de Vinay-Rovon, d'altitude 240 m. D'un niveau initial maximum à 240 m environ, le niveau du lac s'est abaissé par érosion fluviale du barrage alluvial alors que, parallèlement, croissait son extension vers l'amont du Grésivaudan.

Le lac du Croset, au sud de Vif, a déterminé un petit plateau constitué de cailloutis deltaïques apportés par le Drac et des sables lités subhorizontaux, sans

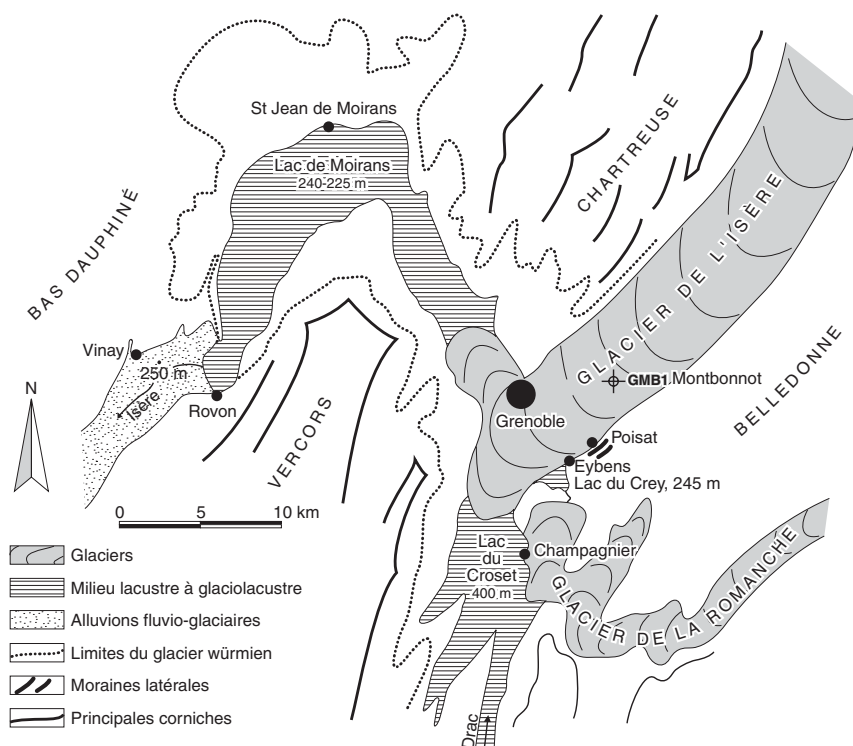


Fig. 6.- Les premiers lacs proglaciaires lors de la déglaciation würmienne (d'après Monjuvent *et al.*, 1987).

Fig. 6.- First proglacial lakes during the würmian deglaciation (from Monjuvent *et al.*, 1987).

Une sédimentation grossière fluviale puis fluvio-glaciaire a recouvert, en continuité, les niveaux palustres dans le Nord-Grésivaudan. Par contre, elle a raviné les sables dans la région grenobloise, témoignant de la disparition

rapide du lac avant son comblement dans ce secteur aval du Grésivaudan. Cette vidange lacustre a résulté de l'incision, par l'Isère, des terrasses fluvio-glaciaires rissiennes, à l'aval de l'ombilic et ce, durant l'interglaciaire Riss-Würm *s.l.*

couverture morainique (Monjuvent, 1978). Son niveau d'eau se tenait à 400 m, altitude des couches du topset. Son isolement en fait un lac d'obturation glaciaire par le glacier de l'Isère en retrait du seuil de Rives.

Le lac du Crey a été reconnu par une petite terrasse deltaïque de cote 245 m plaquée à la base du plateau de Champagnier, au débouché du ravin de Bresson, vers Eybens (Monjuvent, 1978). Cette terrasse de kame domine la vallée d'une vingtaine de mètres. Les cailloutis deltaïques ont livré des fragments de bois (Hannss, 1982) qui ont fourni des dates de $29\,300 \pm 5\,000/3\,100$ BP (H 3 642 - 2 888) et de $26\,500 \pm 2\,200/1\,800$ BP (H 3 636-2 882). Ce lac témoigne d'un stade de retrait du glacier de l'Isère, souligné vraisemblablement par les moraines latérales de Poisat, à proximité amont du Crey. Le front du glacier de l'Isère ne dépassait alors pas Grenoble.

Puis la fusion définitive des glaces du Grésivaudan fait apparaître désormais un seul lac, de la dépression de Moirans jusqu'au Nord-Grésivaudan. Son comblement a été recoupé par le forage GMB1. Une évolution du niveau du lac a été enregistrée (fig. 7) :

- avec les sables de la Balme de Glos, à Fontaine, à la cote 221 m (Bocquet, 1969) ;

- avec les argiles organiques de la terrasse de la Rivière, à la cote 190 m, attribuées au Tardi-glaciaire (Coûteaux, 1978) par l'analyse palynologique. Cette observation souligne que le lac du Grésivaudan s'est abaissé, dès la fin du Würm, à une cote égale ou inférieure à 190 m. De même, les nombreux sondages dans la cluse de Grenoble témoignent d'une succession deltaïque progradante, marquée par les apports grossiers du Drac, avec de très nombreux bois intercalés et datés (Bernath, 1988).

A la fin du Tardi-glaciaire, durant la période sèche du Bölling, la vidange du lac s'est accélérée et l'Isère s'est encaissée d'une quinzaine de mètres, en chenalissant, dans les alluvions sableuses lacustres. Ce niveau d'érosion est tapissé de bois reconnus dans tout le Grésivaudan. L'Isère se jetait vers l'aval dans le lac résiduel de la Rivière.

Toutes les dynamiques glaciaires, lacustres et fluviatiles, démontrées dans la

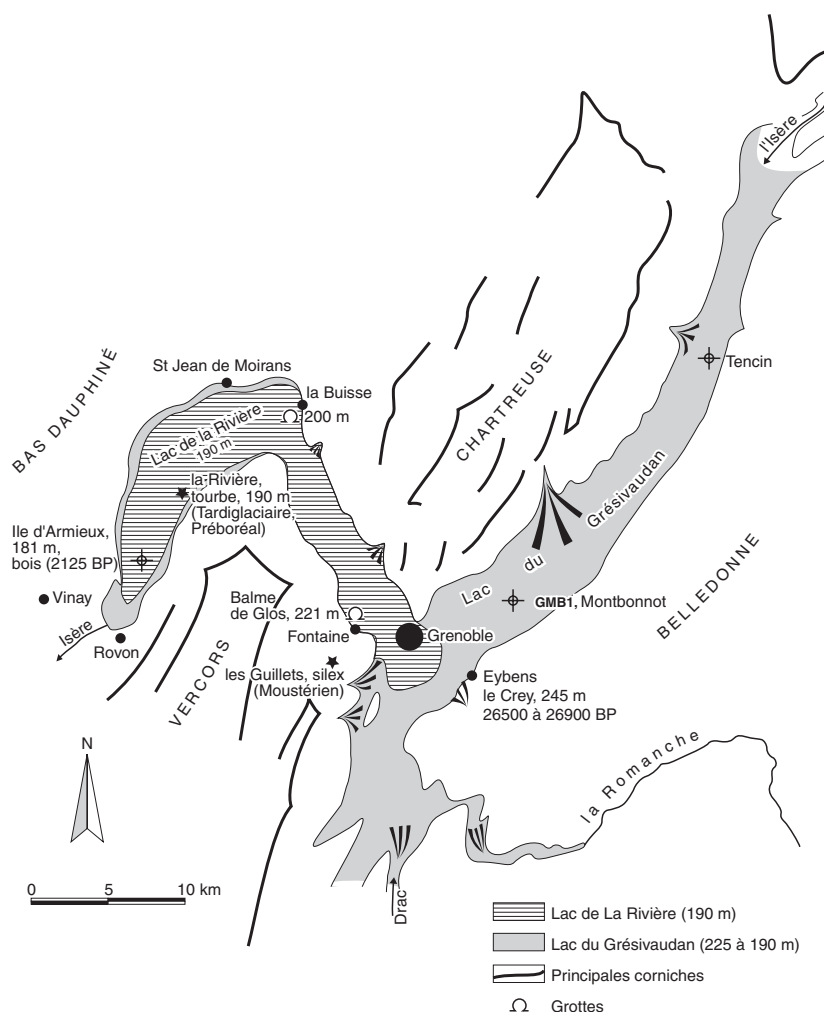


Fig. 7.- Les lacs de retrait glaciaire würmien (d'après Monjuvent *et al.*, 1987).

Fig. 7.- Würmian glacial retreat lakes (from Monjuvent *et al.*, 1987).

région grenobloise, intègrent cette reconstitution paléogéographique. Le lac würmien du Grésivaudan prend place dans la déglaciation würmienne finale. Aucune évidence ni suspicion d'oscillations glaciaires majeures n'ont été enregistrées une fois le glacier de l'Isère en retrait du seuil de Rives, son point d'extension maximum. L'évolution du plan d'eau, depuis la cote 240 m, est bien maîtrisée grâce aux nombreux sédiments résiduels (Monjuvent et Nicoud, 1987).

Une approche stratigraphique

L'évolution du grand lac du Grésivaudan, consécutif au retrait du dernier glacier rissien est connu par les sédiments lacustres, en particulier les argiles d'Eybens dont l'âge est antérieur à 44 000 BP (Fléhoc, comm. orale, 2000) à

partir d'un bois déjà daté en 1955 plus vieux que 37 000 ans (Moret, 1955). L'âge du comblement de ce lac au Nord Grésivaudan est rapporté au début du Würm grâce aux analyses palynologiques des lignites de la Flachère (Gremmen, 1982) et aux datations absolues (Hannss, 1982), antérieurement à 65 300 BP.

Le bois retrouvé dans les argiles d'Eybens pourrait être contemporain, ce qui apparaît logique si l'on considère que le lac subsistait encore à l'aval lorsque la limite du rivage se tenait une dizaine de kilomètres à l'amont, à La Flachère. Son niveau se tenait alors vers 330 m.

L'arrivée du glacier würmien n'est pas datée directement mais son installation définitive à son maximum serait attestée au Würm moyen, antérieurement à 40 000 ans, par la

découverte d'un gisement de silex taillés à caractéristiques du Moustérien sur la moraine latérale des Guillels, à l'altitude 1 050 m, sur le rebord septentrional du Vercors (Malenfant, 1969). Cependant, d'après Bintz (comm. orale), ces objets pourraient être en position remaniée par un glacier plus récent ; dans ce cas la preuve devient contestable.

La déglaciation est déjà bien engagée avant le dépôt de la terrasse de kame du Crey, près d'Eybens, à la cote 245 m, dans l'intervalle 34 300-24 700 BP en se basant sur les datations des bois qu'elle renferme. L'évolution du lac würmien du Grésivaudan, depuis le lac de Moirans à 240 m d'altitude, se serait achevée avec le lac terminal de la Rivière à 190 m d'altitude, postérieurement à 4 640 ± 140 BP (Ly 504) d'après un bois inclus dans le sommet des sables lacustres vers Moirans.

La récupération des fragments de bois contenus dans les cuttings du forage GMB1 et leur datation permettraient d'apprécier l'âge des sédiments de l'unité principale, entre 71 et 457 m de profondeur. À Annecy, des fragments de bois retrouvés dans une carotte lacustre ont fourni des âges de 25 400 ± 170 et 24 980 ± 230 (Manalt, 1998), en accord avec la chronologie que fournissent ici les bois de la terrasse deltaïque du Crey. Il en

est de même dans le würmien de l'ombilic de Malville (26 470 ± 920 BP - Ly 3814).

L'incision des sédiments lacustres sableux par l'Isère s'est effectuée dans le Grésivaudan, durant le Bölling, antérieurement à 11 850 ± 100 BP, âge des nombreux bois datés à la base de la série fluviale du Grésivaudan, de Francin à Lancey. Cette incision s'est poursuivie jusqu'à 2 125 ± 40 BP (H. 7 362-7 357), âge de l'un des bois livrés par la gravière de l'île d'Armieux, à l'extrémité méridionale de la plaine de l'Isère (Hannss, 1984).

Ainsi, les données chronologiques plaident pour une glaciation würmienne d'extension majeure antérieurement à 40 000 ans et pour une déglaciation en cours antérieurement à 34 300 ans. Au moins deux stades de stationnements du glacier lors du retrait à l'aval de Grenoble (stade de la terrasse glacio-lacustre du Croset et stade de la terrasse de kame du Crey jusqu'à 24 700 ans) et enfin, un retrait généralisé, ont été mis en évidence.

Ces attributions chronologiques vont dans le même sens que celles énoncées par Andrieu *et al.* (1988) sur la déglaciation des Pyrénées françaises, par Monjuvent et Nicoud (1988) sur la déglaciation rhodanienne au Würm et par Seret *et al.* (1990) sur la déglaciation des Vosges. Par contre, il s'oppose aux

travaux de Campy (1982), Campy et Richard (1988) sur le glaciaire würmien du Jura, de Jorda (1988) sur la déglaciation würmienne des Alpes françaises du Sud et, bien sûr, aux données chronologiques établies sur les glaces polaires et les sédiments marins de l'Atlantique nord.

Le comblement du lac würmien du Grésivaudan, au droit du forage GMB1, aurait ainsi débuté autour de 34 300 ans, lors du décollement du glacier du fond de l'auge et par l'extension vers l'amont du lac primitif de Moirans. Ce comblement s'est achevé vers 12 000 ans, âge de l'encaissement de l'Isère dans ses sédiments lacustres sableux. Les dépôts fluviaux sont plus récents, dès 11 800 ans. Ils restent pelliculaires (environ 15 m) par rapport aux sédiments glacio-lacustres et lacustres (environ 515 m au forage GMB1).

Un taux moyen de sédimentation, englobant les dépôts glacio-lacustres à lacustres, sur la base d'une tranche sédimentaire de 515 m et d'une durée de dépôt de l'ordre de 23 000 ans, s'établirait à 22,4 mm/an. Mais la valeur de ce taux n'est qu'indicative, faute de données directes sur la date de la formation du lac du Grésivaudan et du début de la sédimentation. Ce taux sera, par ailleurs, variable sur la hauteur du comblement.

Bibliographie

- Andrieu V., Hubschman J., Jalut G., Herail G. (1988) - Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bull. Assoc. fr. Etude Quaternaire*, **2/3**, 55-67.
- Bacconnais G., Doudoux B., Nicoud G. (1981) - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 292**, série II, 1313-1318.
- Barfèty J.C., Gidon M., Ménot R.P., Debar J.F. (2000) - Carte géologique Domène (773), 2^e édition 1/50 000. BRGM Orléans. Notice par J.C. Barfèty *et al.* (2000), 187 p.
- Bellair P., Monjuvent G., Sarrot J. (1970) - Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 270**, 7-10.
- Bernath V. (1988) - La sédimentation iséroise de la cluse de Grenoble. D.G. Univ. Grenoble, 104 p.
- Bocquet A. et J. (1969) - Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac würmien du Grésivaudan. *Rev. Géogr. Alp. Grenoble*, **59**, 3, 475-485.
- Bourdier F. (1936) - Stratigraphie des alluvions quaternaires anté-würmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 201**, 977-979.
- Bourdier F. (1962) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. Ed. du CNRS, Paris, 2 vol.
- Campy M., Richard H. (1988) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. Assoc. fr. Etude Quaternaire*, **2/3**, 81-90.
- Coûteaux M. (1978) - Analyses polliniques d'un sédiment tardi-glaciaire à la Rivière (Isère). Evolution paléo-écologique du lac de Voreppe-Rovon. *Bull. Ass. fr. Etude Quaternaire*, **57**, 171-178.
- Darmendrail X. (1994) - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des nivellements. Thèse de doctorat, Univ. Savoie, 174 p.
- Debelmas J., Barfèty J.C., Bordet P., Gidon M. (1969) - Carte géologique Domène 1/50 000. Ed. BRGM.

- Debelmas J. (1995) - Le creusement du Grésivaudan : état actuel du problème. *Géologie alpine*, **t. 71**, 169-173.
- Finckh P., Kelts K., Lambert A. (1984) - Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **95**, 1118-1128.
- Finger W., Weidmann M. (1987) - Quelques données géologiques nouvelles sur la vallée du Rhône entre Sierre et le Léman. *Bull. Murithienne*, **105**, 27-40.
- Fourneaux J.C. (1968) - Hydrogéologie du Grésivaudan. Thèse 3^e cycle, USM Grenoble, 98 p.
- Fourneaux J.C., Monjuvent G., Sarrot J. (1969) - Sur l'évolution des argiles d'Eybens (Isère) et leurs rapports avec les formations quaternaires voisines. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 269**, 1607-1610.
- Fourneaux J.C. (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie alpine*, **52**, 31-72.
- Gidon M., Monjuvent G., Steinfatt E. (1969) - Sur la coordination des dépôts glaciaires de la Basse Isère, de la Bièvre et du Rhône (environs de Voiron, Isère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 268**, 1464-1467.
- Gignoux M. (1944) - L'épaisseur des dépôts quaternaires dans la plaine de Grenoble. *Extrait C.R. Soc. géol. Fr.*, n° 8, 77-78.
- Gremmen W. (1982) - Palynological investigations of late pleistocene deposits in southeastern France. Groningen, 1 vol.
- Hannss C. (1982) - Spätpleistozäne bis postglaziale talverschüttungs und vergletscherungsphasen in Bereich der sillon alpin der französischen nordalpen. *Mitt. Komm. Quartär. Österreich. Akad. Wissen*, 4, Wien.
- Hannss C. (1984) - La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère, entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans. *Rev. Géogr. alp.*, Grenoble, **72**, 2/3/4, 439-456.
- Jorda M. (1988) - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). *Bull. Assoc. fr. Etude du Quaternaire*, **2/3**, 111-122.
- Kilian W. (1897) - Note sur les dépôts pléistocènes du Dauphiné. *Bull. Soc. Dauph. Ethn. et Anthr.*, **t. 3**, 172-173.
- Lister G.S. (1984) - Déglaciation of the lake Zurich area : a model based on the sedimentological record. *In Contributions to Sedimentology*, **13**, 177-186.
- Lory C. (1860) - Description géologique du Dauphiné. F. Savy éd., Paris, 748 p.
- Malenfant M. (1969) - Découverte d'une industrie moustérienne de surface sur le plateau des Guillels (massif du Vercors, Isère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 268**, 1380-1383.
- Manalt F. (1998) - Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales. Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie). Thèse de doctorat, Univ. Savoie, 227 p.
- Mandier P. (1988) - Les problèmes posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bull. Assoc. fr. Etude Quaternaire*, **2/3**, 69-79.
- Marghalan-Ferrat H. (1975) - Contribution à l'étude géologique hydrogéologique et géotechnique de la cluse de l'Isère. Thèse de spécialité, université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Michel R., Rothe J. (1959) - Sur la nature de l'épaisseur des alluvions quaternaires dans le bassin de Vizille (vallée de la Romanche, Isère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 246**, 1888-1890.
- Monjuvent G., Uselle J.P. (1973) - Interprétation des argiles d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA 1969. *Bull. Ass. fr. Etude Quaternaire*, **2**, 103-128.
- Monjuvent G. (1978) - Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. USTM, Grenoble, 430 p.
- Monjuvent G., Nicoud G. (1987) - Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy, France. Doc. du CERLAT. Mémoire 1, 213-231.
- Monjuvent G. (1988) - La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le Val du Bourget. *Géologie alpine*, **t. 64**, 61-104.
- Monjuvent G., Nicoud G. (1988) - Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines « internes » à la cuvette lémanique. *Bull. Ass. fr. Etude du Quaternaire*, **2/3**, 129-140.
- Moret L. (1955) - Données nouvelles sur l'âge absolu et l'origine des argiles d'Eybens près de Grenoble. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **t. 32**, 11-14.
- Moscariello A. (1996) - Quaternary geology of the Geneva bay (Lake Geneva, Switzerland): sedimentary record, paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction since the last glacial cycle. Thèse de doctorat, Univ. de Genève, **4**, 230 p.
- Nicoud G. (1981) - Les dépôts pléistocènes du bassin chambérien et du Nord Grésivaudan. Enseignements paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **t. 292**, 11, 101-104.
- Nicoud G., Monjuvent G., Maillat-Guy G. (1987) - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie alpine*, Mém. H.S. n° 19, 457-468.
- Nicoud G., De Los Cobos G., Fudral S., Dray M., Pollicini F., Novel J.P., Parriaux A., Zuppi G.M., Bonetto F., Paillet A., Olive P., Puig J.M. (1999) - Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie) : une dynamique lacustre complexe. *Eclogae geol. Helv.*, **92**, 139-147.
- Piraud V. (1924) - Le sous-sol de la vallée du Grésivaudan. *Bull. Soc. Sci. Isère*, **t. 45**, 405-406.
- Pugin A. (1988) - Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. *Rapp. Géol. Serv. Hydrol. et Géol. Nat.*, **3**, 20 p.
- Seret G., Dricot F., Wansard G. (1990) - Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature, G.B.*, vol. **346**, 453-456.
- Vallon M. (1999) - Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments quaternaires dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques. Contrat IPSN/CNRS. Document LGGE, université J. Fourier, Grenoble, Inédit, p. 33.