

Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes

Alfredo BINI, Paola TOGNINI, Luisa ZUCCOLI

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italia
Gruppo Grotte Milano SEM - CAI, via Foscolo 3, 20100 Milano, Italia

Dans les grandes vallées préalpines du Sud des Alpes italiennes, les grands réseaux karstiques sont antérieurs aux glaciations plio-quadernaires. La géométrie des aquifères intraglaciers n'a pas permis une absorption importante des eaux glaciaires dans le karst profond. Les eaux de fusion des glaciers, peu agressives, ont seulement engendré des colmatages ou des retouches morphologiques. La situation est différente dans les karsts de haute montagne où les eaux glaciaires ont joué un rôle morphogénique plus important.

ABSTRACT : KARST AND GLACIATIONS IN THE SOUTHERN PRE-ALPINE VALLEYS.

At least 13 glaciations occurred during the last 2.6 Ma in the Southern pre-alpine valleys. The glaciers scouring alpine and pre-alpine valleys had all the same feature, being valley tempered glaciers. Their tracks and feeding areas were always the same, just like the petrological contents of their deposits. Contrary to previous assumptions until a few years ago, the origin of these valleys and of the lakes occupying the floor of some of them (Orta, Maggiore, Como, Iseo, Garda Lakes) is due to fluvial erosion related to Messinian marine regression. The valley slopes modelling is Messinian in age, too, while most caves are older. As a general rule, glaciers worked on valley slopes just as a re-modelling agent, while their effects were greater on valley floors.

The karstic evolution began as soon as the area was lifted above sea level (upper Oligocene - lower Miocene), in a palaeogeographical environment quite different from the present one, although the main valley floors were already working as a base level. During Messinian age, the excavation of deep canyons along pre-existing valleys caused

a dramatic lowering of the base level, followed by a complete re-arrangement of the karstic networks, which got deeper and deeper. The Pliocene marine transgression caused a new re-arrangement, the karst network getting mostly drowned under sea level. During these periods, the climate was hot-wet tropical, characterized by a great amount of water circulating during the wet season. At the same time, tectonic upliftings were at work, causing breaking up of the karst networks and a continuous rearrangement of the underground drainage system. In any case, karstic networks were already well developed long before the beginning of Plio-Quaternary glaciations. During glaciations, karst systems in pre-alpine valleys could have been submitted to different drainage conditions, being : a) isolated, without any glacial water flowing ; b) flooded, connected to the glacier water-filled zone ; c) active, scoured by a stream sinking at glacier sides or in a sub-glacial position. The stream could flow to the flooded zone (b), or scour all the unflooded system long down to the resurgence zone, the latter being generally located in a sub-glacier position.

The glacier/karst system is a very dynamic one : it could get active, flooded or isolated depending on endo-and sub-glacial drainage variations. Furthermore, glaciers show different influences on karstic networks, thus working with a different effect during their advance, fluctuations, covering and recession phases. Many authors believe, or believed, the development of most surface and underground karst in the Alps is due to glaciations, with the last one held to be mostly responsible for this. Whatever the role of glaciers on karstic systems, in pre-alpine valleys caves, we do not have evidence either of development of new caves or of remarkable changes in their features during glaciations. It is of course possible some pits or galleries could have developed during Plio-Quaternary glaciations, but as a general rule glaciers do not seem to have affected karstic systems in the Southern pre-alpine valleys with any remarkable speleogenetic effects : the glaciers effects on them is generally restricted to the transport of great amounts of debris and sediments into caves. The spotting of boulders and pebbles trapped between roof stalactites shows

that several phases of in- and out-filling of galleries occurred with no remarkable changing in pre-dating features, including cave decorations. The presence of suspended karst systems does not prove a glacial origin of the valleys, since most of them pre-date any Plio-Quaternary glaciation, as shown by calcite cave deposits older than 1,5 Ma. The sediments driven into caves might have caused a partial or total occlusion of most galleries, with a remarkable re-arrangement of the underground

drainage system. In caves submitted to periglacial conditions all glaciations long, we can find deposits coming from weathered surface sediments, sharp-edged gelifraction debris and, more rarely, alluvial deposits whose origin is not related to the circulation of the glacial meltwater. In caves lower than or close to the glaciers limit we generally find large amounts of glacier-related deposits, often partly or totally occluding cave galleries. These sediments may be directly related to glaciers, i.e. carried

into caves by glacial meltwaters, resulting from surface glacial deposit erosion. They generally show 3 dominant facies : A) lacustrine deposits B) alluvial deposits and C) debris flow deposits facies. The only way of testing the soundness of the forementioned hypothesis is to study the main characters and spreading of cave sediments, since they are the only real data on connection of glaciers to endokarst networks. KEY-WORDS : glaciation, glacier, karst, hydrology, Alps.

INTRODUCTION

Toutes les grandes vallées préalpines du versant sud des Alpes (fig. 1) ont été occupées par des glaciers durant les périodes froides plio-quaternaires. Or, on rencontre dans ces vallées de nombreux et vastes systèmes karstiques. L'étude des rapports entre ces derniers et les glaciers est particulièrement importante pour comprendre l'évolution des systèmes karstiques et pour reconstituer l'histoire géologique de la zone préalpine. Ces rapports ont été et sont objet de nombreuses discussions. C'est autour de

ces problèmes que se sont créés la plupart des "mythes" de la karstologie alpine. Plus récemment, l'étude des sédiments endokarstiques, les datations radiométriques des concrétions et la prise en compte du Quaternaire avec de nouveaux critères, ont permis de mieux cerner le problème et de proposer une première synthèse des rapports entre karst et glaciations.

Les systèmes karstiques situés dans les vallées préalpines du Sud des Alpes sont des karsts de moyenne montagne compris entre 200 et 1 800 m d'altitude. On rencontre aussi dans ces vallées des karsts de haute

montagne (> 2000 m), mais ces derniers ne sont pas pris en considération ici car ils ont été en rapport direct avec des glaciers locaux et non pas avec les grands glaciers de vallée qui descendaient des Alpes. Ils constituent de ce fait un cas à part.

I. LES GLACIATIONS

Pour diviser le Quaternaire continental, on a toujours utilisé le "modèle classique" de Penk et Brückner [1909]. Aujourd'hui, non sans difficulté, ce modèle

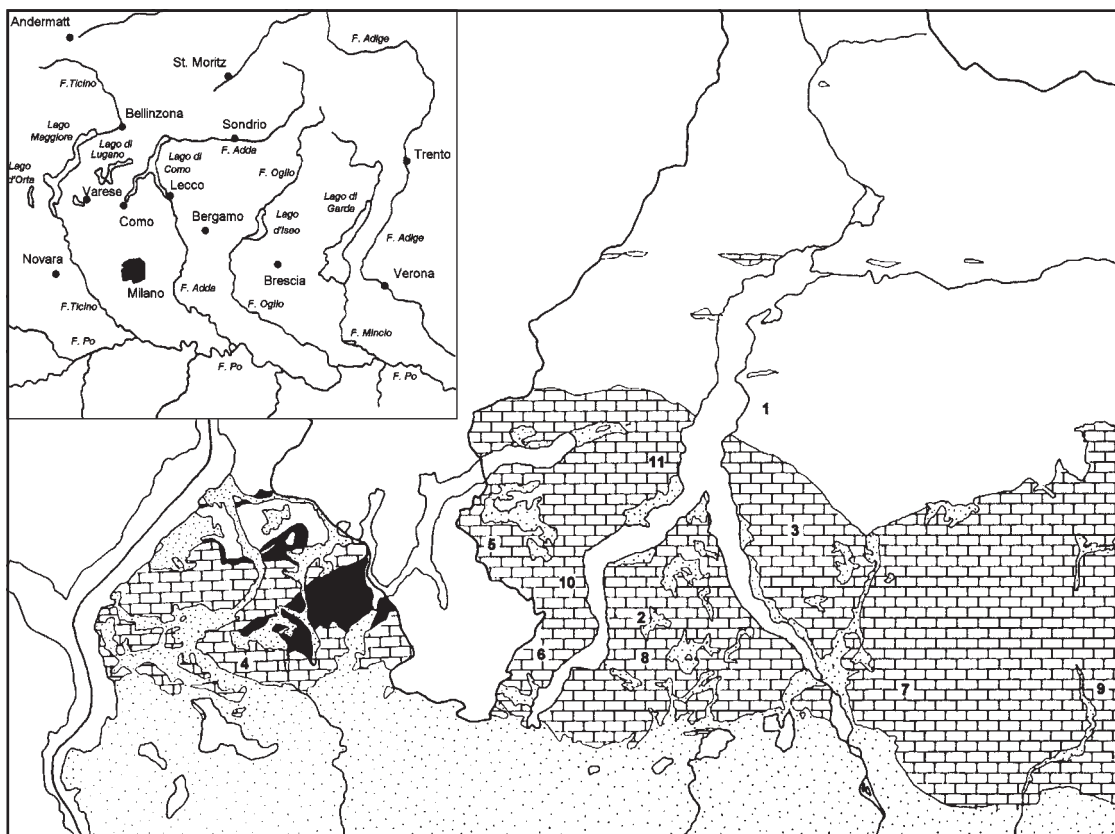


Figure 1 : Carte des grandes vallées du versant S des Alpes et géologie schématique du secteur occidental. Blanc = substrat cristallin. Quadrillé = formations carbonatées mésozoïques. Noir = vulcanites permienne. Petits points = dépôts quaternaires. 1 = M. Croce di Muggio. 2 = Piano del Tivano, Valle del Nosè and syst. karstique de la Valle del Nosè (Grotta Tacchi, G. Zelbio, G. presso la Capanna Stoppani, Bus de la Niccolina, Abisso del Cippei). 3 = Grigna Settentrionale, Passo del Cainallo (Abisso W le Donne). 4 = M. Campo dei Fiori (Grotta Marelli, G. Virginia Macchi, G. On the Road). 5 = M. Generoso (Grotta La Nevera). 6 = M. Bisbino (Grotta dell'Alpe Madrona, G. Zocca d'Ass, Buco della Volpe). 7 = Valle imagina (Grotta Il Forgnone). 8 = M. Palanzone, M. Bul (Grotta Guglielmo, Abisso di M. Bul). 9 = Val Brembana. 10 = Boeucc de la Tonsa. 11 = Tremezzina (Bucone di Tremezzo, B. delle Pecore). Geological setting and map of the largest valleys of the Western part of the South-Alpine domain. White : crystalline basement. Checks : carbonate Mesozoic formations. Black : Permian vulcanites. Dots : Quaternary deposits. 1 = M. Croce di Muggio. 2 = Piano del Tivano, Valle del Nosè and Valle del Nosè karstic system (Grotta Tacchi, G. Zelbio, G. presso la Capanna Stoppani, Bus de la Niccolina, Abisso del Cippei). 3 = Grigna Settentrionale, Passo del Cainallo (Abisso W le Donne). 4 = M. Campo dei Fiori (Grotta Marelli, G. Virginia Macchi, G. On the Road). 5 = M. Generoso (Grotta La Nevera). 6 = M. Bisbino (Grotta dell'Alpe Madrona, G. Zocca d'Ass, Buco della Volpe). 7 = Valle imagina (Grotta Il Forgnone). 8 = M. Palanzone, M. Bul (Grotta Guglielmo, Abisso di M. Bul). 9 = Val Brembana. 10 = Boeucc de la Tonsa. 11 = Tremezzina (Bucone di Tremezzo, B. delle Pecore).

di Muggio. 2 = Piano del Tivano, Valle del Nosè and Valle del Nosè karstic system (Grotta Tacchi, G. Zelbio, G. presso la Capanna Stoppani, Bus de la Niccolina, Abisso del Cippei). 3 = Grigna Settentrionale, Passo del Cainallo (Abisso W le Donne). 4 = M. Campo dei Fiori (Grotta Marelli, G. Virginia Macchi, G. On the Road). 5 = M. Generoso (Grotta La Nevera). 6 = M. Bisbino (Grotta dell'Alpe Madrona, G. Zocca d'Ass, Buco della Volpe). 7 = Valle imagina (Grotta Il Forgnone). 8 = M. Palanzone, M. Bul (Grotta Guglielmo, Abisso di M. Bul). 9 = Val Brembana. 10 = Boeucc de la Tonsa. 11 = Tremezzina (Bucone di Tremezzo, B. delle Pecore).

est progressivement abandonné car erroné et dépassé par les connaissances actuelles sur les paléoclimats. En conséquence, des termes comme "Würm", "Riss", "Mindel", "Gunz", "Donau", "Biber", etc., sont dénués de sens d'un point de vue géochronologique [Bowen, 1978; Sibrava *et al.*, 1986; Bini, 1987, 1997a, 1997b; Da Rold, 1990; Felber, 1993; Zuccoli, 1997].

Sur le terrain on ne reconnaît plus "des glaciations", mais des unités stratigraphiques obéissant à des définitions bien précises et aux principes de la géologie. De ce fait les données environnementales et climatiques ne sont pas une caractéristique du corps géologique, mais doivent être déduites par les analyses sédimentologiques et paléontologiques comme dans n'importe quel autre secteur de la géologie [Orombelli, 1971]. Les corps géologiques ainsi identifiés ne peuvent être classés d'un point de vue géochronologique en l'absence de datation géochronométrique. Ils peuvent uniquement être classés selon une échelle chronologique relative valide seulement au niveau local [Richmond et Fullerton, 1986].

Le terme glaciation qui a été utilisé jusqu'à présent de façon extrêmement ambiguë doit, lui aussi, être redéfini pour prendre une signification géologique. Une définition utilisable [Bini, 1997a] est celle fournie par Richmond [1986] : "*The term "glaciation" is applied here to a specific glacial advance and recession, the deposits of which are separable from those of other glaciations by evidence of extensive recession and downwasting of glaciers or by evidence of a warm climate as interpreted from pollen diagrams or weathering profiles. The terms "warm" and "cold" are used here in a very general sense to indicate broad differences in the climate of intervals separating glaciations*".

Grâce à cette définition, on peut identifier au sud des Alpes plusieurs glaciations, qui prennent le nom de l'unité géologique correspondante et qui ont une portée strictement locale. Au niveau actuel de la recherche, par exemple, il a été possible de reconnaître treize glaciations dans les vallées alimentant le Lago Maggiore et dans l'amphithéâtre morainique correspondant [Da Rold, 1990; Zuccoli, 1997; Bini, 1997b].

Les deux glaciations les plus anciennes sont d'âge pliocène, à peu près en correspondance avec les stades isotopiques 96 - 100 [Martinetto et Ravazzi, 1997; Uggeri *et al.*, 1994; Uggeri *et al.*, 1995; Uggeri *et al.*, 1997; Bini, 1997b].

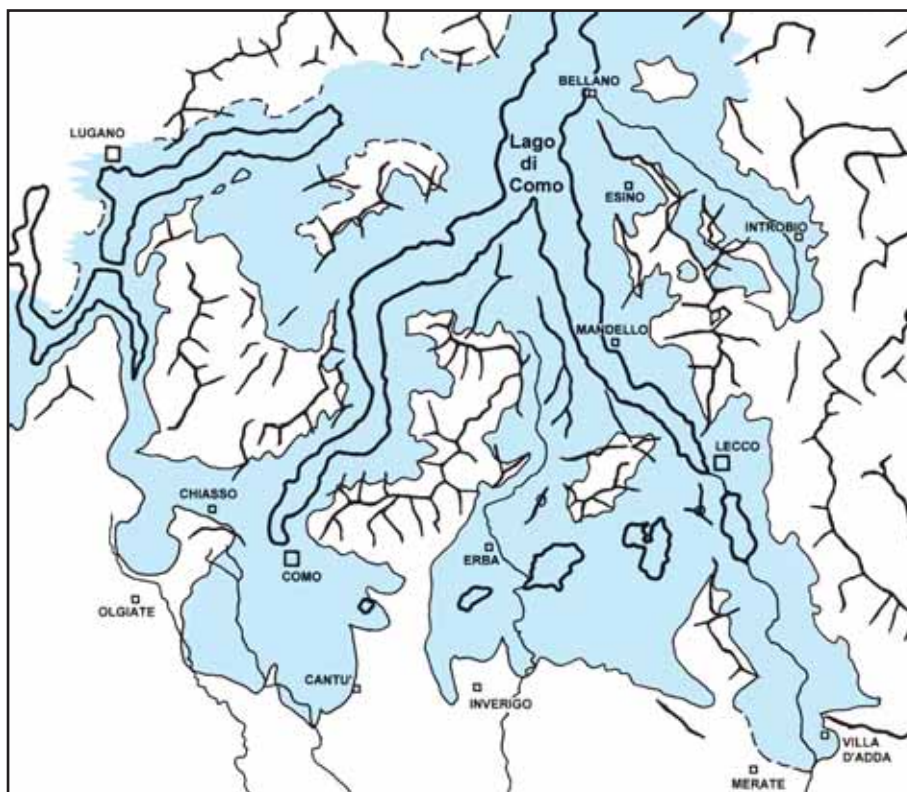


Figure 2 : Carte du maximum de l'expansion du LGM (dernière glaciation). On a indiqué l'extension du glacier uniquement dans les zones où le levé du Quaternaire au 1 / 10 000 a été fait. Map of the maximum expanse of LGM (Last Glacial Maximum). The glacier extent is shown only where a Quaternary survey at a 1 / 10.000 scale is available.

La plus récente correspond au stade isotopique 2 [Bini, 1987; Da Rold, 1990; Felber, 1993; Bini, 1997b]. Toutes les autres glaciations sont comprises entre ces deux extrêmes. Elles correspondent probablement au Pléistocène supérieur - moyen. Il n'est pas possible, en l'absence d'autres datations géochronométriques, de faire des hypothèses valides sur les correspondances entre les glaciations et les stades isotopiques [Fullerton et Richmond, 1986]. La dernière glaciation prend le nom de "Glaciazione Cantù" dans les amphithéâtres morainiques du Lago Maggiore et du Lago di Como. Dans les autres vallées, elle prend des noms différents. Pour cette raison et en vertu d'habitudes maintenant courantes pour les Alpes, la dernière glaciation sera mentionnée dans ce texte comme LGM (Last Glacial Maximum) (fig. 2).

II. LES GLACIATIONS ET VALLÉES PRÉALPINES

Au cours des derniers 2,6 Ma au moins treize glaciations ont intéressé les vallées préalpines du Sud des Alpes. L'existence même de ces vallées et des lacs qui occupent le fond de certaines d'entre elles (Lago d'Orta, Lago Maggiore, Lago di Como, Lago d'Iseo, Lago di Garda) a toujours été

expliquée comme une conséquence de l'érosion opérée par les glaciers au cours des glaciations.

Plus récemment, la formation des vallées a été reliée à la régression marine due à l'assèchement de la Méditerranée au cours du Messinien (Miocène supérieur) et serait donc due à l'érosion fluviale [Finckh, 1978; Finckh *et al.*, 1984; Bini *et al.*, 1978; Cita *et al.*, 1990; Cita et Corselli, 1990, 1993; Corselli *et al.*, 1985; Rizzini et Dondi, 1978; Bini, 1987, 1994]. A l'appui de cette théorie, on peut noter, comme considération unique et fondamentale, que les vallées se dirigent vers le sud sous la plaine du Pô en conservant le même profil longitudinal (même si celui-ci est déformé par la tectonique récente) bien au-delà des limites atteintes par les glaciers. De plus, lorsque l'érosion postérieure n'a pas été trop forte dans ces vallées, on observe des dépôts marins du Pliocène inférieur aussi bien en affleurement qu'en sondage.

En fait les glaciers ont seulement exercé sur les vallées une action de remodelage; ainsi, dans de nombreux lieux, les formes du relief et les paléosols typiques des climats chauds et humides du Tertiaire (qui dans certains cas ont été recouverts de sédiments marins du Pliocène) n'ont pas été complètement détruits [Corselli *et al.*, 1985; Bini *et al.*, 1994].

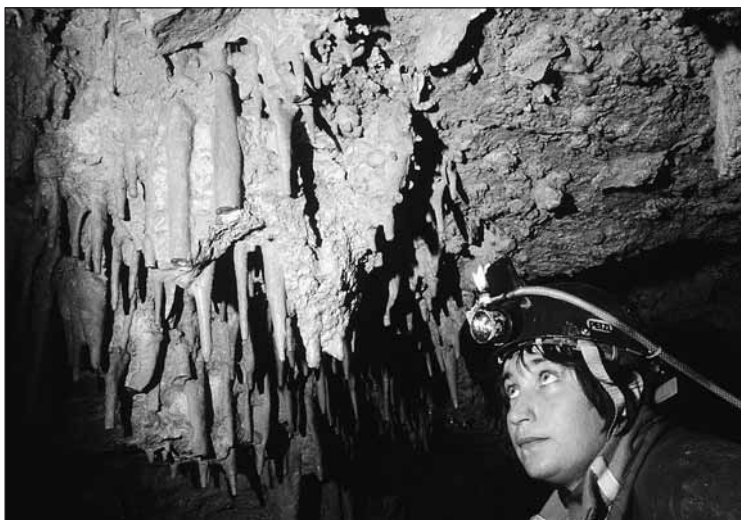


Photo 1 :
Remplissages et cailloux encastrés entre les stalactites de la voûte dans la Zocca d'Ass (cliché M. Inglese).
Sediment filling and cobbles trapped between stalactites on the roof in the Zocca d'Ass cave.

de base de l'érosion. Durant le Messinien, l'abaissement important du niveau de base faisant suite au creusement de canyons le long des vallées conduit à une réorganisation des systèmes karstiques qui s'approfondissent de façon considérable. La transgression marine du Pliocène provoque une nouvelle révolution dans les systèmes karstiques : une grande partie des cavités se retrouve en effet sous le niveau de la mer.

Toutes ces phases se déroulent alors que la région subit un climat tropical chaud et humide caractérisé, pour ce qui concerne le karst, par des débits importants des cours d'eaux durant la saison des pluies. Les grandes galeries du karst du Lago di Como et du Monte Campo dei Fiori se retrouvent dans ce contexte climatique (fig. 4). Des soulèvements tectoniques, responsables du démembrement des systèmes karstiques et de continues réorganisations du drainage souterrain, ont lieu en même temps que les variations du niveau de base décrites précédemment. En pratique, l'organisation des systèmes karstiques dépend de l'interaction de deux facteurs : les variations notables du niveau de base et l'important soulèvement tectonique. Quand débutent les glaciations, les systèmes karstiques sont donc déjà bien définis.

V. LES RAPPORTS ENTRE GLACIERS ET ENDOKARST

Les grandes vallées préalpines d'orientation principale N-S sont constituées sur la plus grande partie de leur parcours de calcaires et dolomies qui abritent un endokarst bien développé (fig. 1). Les systèmes karstiques s'ouvrent sur les versants et sont absents des fonds de vallées qui sont constitués de puissantes successions de sédiments

III. LES GLACIERS

Tous les glaciers qui ont occupé les principales vallées alpines et préalpines durant les glaciations avaient des caractéristiques identiques. C'étaient tous des glaciers de vallée tempérés, c'est-à-dire avec une base "chaude", à la température de fusion. Une calotte glaciaire, si elle existait, occupait seulement la partie centrale des Alpes. Comme les vallées existaient avant les glaciations, même si elles sont actuellement partiellement remplies de sédiments, la zone d'alimentation et le parcours des glaciers n'ont pas varié et, en conséquence, la composition pétrographique des débris transportés était en moyenne la même à chaque glaciation.

L'extension des glaciers sur les versants des vallées a peu varié. Sur les versants, les altitudes auxquelles on rencontre les dépôts glaciaires relatifs à différentes glaciations sont les mêmes alors que dans les amphithéâtres les glaciers correspondants aux différentes glaciations montrent des extensions bien différentes (plus de 15 km au sud des principaux lacs). Il n'est cependant pas possible de tracer la limite de l'extension des glaciers à cause de l'érosion non uniforme des dépôts et de la néotectonique qui concerne la zone sud-alpine à partir du Pliocène supérieur [Bini *et al.*, 1992, 1993, 1996; Zanchi *et al.*, 1995].

Dans la zone centrale du Lago di Como (Monte Croce di Muggio), la limite maximum atteinte par les glaciers (MEG) est à environ 1 630 m d'altitude alors que la limite du LGM est à 1 485 m. Quelques kilomètres plus au sud, en correspondance au système karstique du Pian del Tivano, la limite du MEG est à 1 150 m alors que la limite du LGM est à 1 000 m. Sur la Grigna, au Passo del Cainallo, le MEG est à 1 310 m et la limite du LGM à 1 240 m. Bien que ces données soient issues de relevés sur les restes

de dépôts que l'érosion a épargnés, on peut noter que la différence d'altitude n'excède pas 150 m (fig. 3). L'action des glaciers est donc restée la même sur les versants au cours de chaque glaciation et s'est manifestée à des altitudes relativement hautes.

IV. LE KARST

L'évolution du karst dans la zone préalpine a déjà été exposée dans d'autres travaux [Bini et Cappa, 1975, 1977; Bini *et al.*, 1977; Bini, 1986, 1990, 1994]. Pour cette étude il est suffisant de considérer que le modelé des versants date du Messinien [Bini, 1994], alors que la formation de la plus grande part des systèmes karstiques précède le façonnement des versants. La formation des grottes et des versants précède donc les glaciations.

Le premier système karstique se forme dès que la zone émerge de la mer au cours de l'Oligocène - Miocène inférieur dans un contexte paléogéographique bien différent de l'Actuel, mais dans lequel les vallées principales assuraient déjà la fonction de niveau

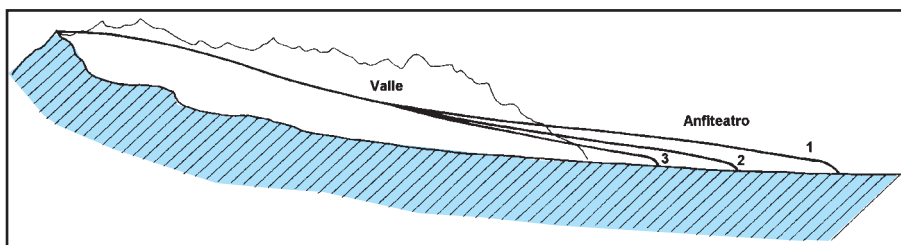


Figure 3 : Schéma montrant comment, à de grandes variations frontales dans l'amphithéâtre, correspondent de petites variations altitudinales dans les vallées. Dans les vallées des montagnes plus internes, on n'observe que les évidences du LGM. Les numéros représentent les extensions des glaciers au cours de trois glaciations différentes depuis la plus vieille (1) à la plus jeune (3). [d'après Bini *et al.*, 1996].

*Scheme showing how large frontal variations at the amphitheatre are related to small variations in ice height in the valleys. In the inner mountain valleys only evidences of LGM are observed. Numbers show the glacier expanse during three different glacial phases, from the oldest (1) to the latest (3) one (after Bini *et al.*, 1996).*

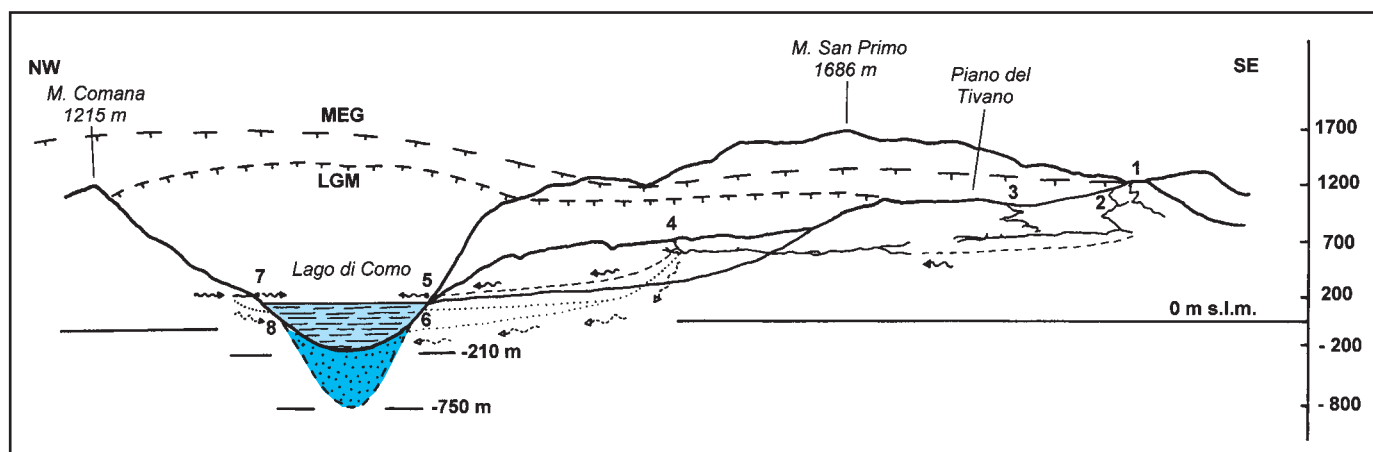


Figure 4 : Schéma montrant les rapports entre les altitudes des systèmes karstiques, le fond rocheux de la vallée et les glaciers dans la partie centrale de la branche du lac de Côme. Le niveau subhorizontal de grandes galeries, à environ 700 m d'altitude, est évident. 1 = Abisso del Cippei. 2 = Grotta presso la Capanna Stoppani. 3 = Bus de la Niccolina. 4 = Sistema Grotta Tacchi-Grotta Zelbio. 5 = Source de trop plein des Falchi della Rupe. 6 = Source pérenne sous-lacustre hypothétique du système karstique du Piano del Tivano. 7 = Système grotte-source du Bus di Pizzala. 8 = Source pérenne sous-lacustre hypothétique du système de Pizzala. Le lac de Côme est profond de 410 m, soit -211 m sous le niveau de la mer. Sur la base des données sismiques, le fond rocheux de la vallée occupé par le lac est sous des dépôts plio-quaternaires épais de 540 m, soit à -750 m sous le niveau de la mer [d'après Bini *et al.*, 1997].

*Scheme showing relations between karstic systems heights, the valley bedrock and glaciers in the central part of the Como Branch of the lake. The sub-horizontal large galleries level is evident at a height of about 700 m. 1 = Abisso del Cippei. 2 = Grotta presso la Capanna Stoppani. 3 = Bus de la Niccolina. 4 = Grotta Tacchi - Grotta Zelbio system. 5 = Falchi della Rupe overflow spring. 6 = Hypothetical perennial under lake level springs of the Piano del Tivano karstic system. 7 = Cave - spring system of Bus de la Pizzala. 8 = Hypothetical perennial under lake level springs of the Pizzala system. The Lake Como is 410 m deep, that is to say -211 m under sea level. On the basis of seismic data, the bedrock of the lake-filled valley is under a Plio-Quaternary cover 540 m thick, -750 m under sea level [after Bini *et al.*, 1997].*

plio-quaternaires. Au cours de chaque glaciation, ces systèmes karstiques ont été soumis à l'action ou seulement à l'influence d'un glacier.

Pour chaque système karstique et pour chaque glaciation, on peut distinguer plusieurs phases [Baker, 1968] (fig. 5) :

A) Phase d'avancement du glacier : par rapport à la position du système karstique dans la vallée, son altitude, son développement vertical, *etc.*, elle peut être divisée en : 1) phase d'avancée ou périglaciaire s.s. [*sensu* Washburn, 1979; Gurmell et Clarck, 1987]; 2) phase d'oscillation du glacier.

B) Phase de couverture par le glacier et phase d'avancée maximale du glacier.

C) Phase de retrait du glacier : par rapport à la position du système karstique dans la vallée, son altitude, son développement vertical, *etc.* elle peut être divisée en : 1) phase d'oscillation du glacier; 2) phase de retrait ou périglaciaire s.s. [*sensu* Washburn, 1979; Gurmell et Clarck, 1987].

D) Phase postglaciaire.

A. Évolution en phase A1 (phase périglaciaire s.s.)

Durant les premières phases les glaciers grandissent et avancent dans les Alpes, mais sont encore loin des systèmes karstiques préalpins qui ne sont pas influencés. C'est seulement lorsque le glacier commence à se rapprocher (phase A1) que les versants et systèmes karstiques commencent à subir des modifications. La forêt qui recouvrait les

massifs passe tout d'abord de caduque à persistante, puis se retire en laissant place à la toundra arbustive, puis à la toundra pour enfin laisser une surface privée de végétation.

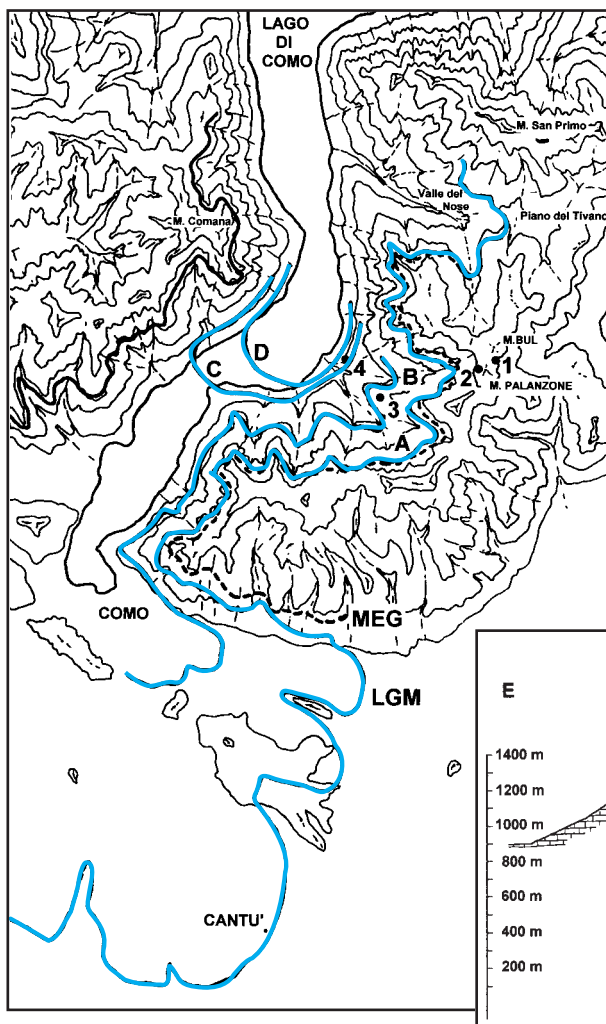
La disparition de la forêt conduit à une variation de la chimie des eaux qui circulent dans l'endokarst due en grande partie à la diminution du taux de CO₂ produit par le sol, associée à une diminution de la température des eaux [Ford, 1971]. Ceci implique une diminution de la corrosion karstique et par conséquent de la formation des concrétions dans l'endokarst [Maire, 1990; Audra, 1994]. Une fois la végétation disparue, si la superficie calcaire est recouverte d'un sol (altérites), on observe la formation de glace saisonnière dans le sol même et de coulées de solifluxion qui peuvent affecter l'ensemble de la couverture altéritique.

Les altérites ainsi mobilisées s'accumulent généralement dans les parties basses des versants ou aux endroits où la topographie permet leur conservation. Elles peuvent atteindre des épaisseurs de 10 m environ [Bini, 1987; Felber, 1993]. Ces altérites sont présentes au-dessous des limites du MEG, et sur certains versants jusqu'aux limites des moraines du LGM. Elles sont alors généralement en rapport hétéroproque avec les dépôts glaciaires [Bini, 1987]. Il s'agit, dans ce dernier cas, de dépôts altérés durant l'interglaciaire, ou les interglaciaires précédents et, transportés le long des versants durant le LGM à cause des conditions périglaciaires et de l'absence de végétation arbustive [fig. 6].

Les conditions qui ont conduit à l'altération des calcaires et à la mobilisation des altérites le long des versants se sont reproduites lors de chaque cycle glaciation - interglaciaire. Des épaisseurs considérables d'altérites, corrélables à des climats chauds et humides de type subtropical et formées entre le Miocène et le Pliocène moyen, existaient déjà sur les versants avant les glaciations plio-quaternaires [Corselli *et al.*, 1985; Felber, 1993; Bini, 1997b].

Lorsqu'il existe des cavités karstiques sur le versant où se mobilisent les altérites en milieu périglaciaire (solifluxion), les altérites sont transportées sous terre sous forme de coulées et peuvent conduire au remplissage complet des cavités. Des situations similaires sont indiquées dans la littérature pour des zones à permafrost [Muir et Ford, 1985; Ford et Williams, 1989] et les zones alpines en général [Gillieson et Spate, 1993 a, b; Jennings, 1985; Maire, 1990]. Pour le territoire préalpin lombard, ces situations ont été décrites à propos des régions de Varese [Bini et Uggeri, 1992; Uggeri *et al.*, 1991; Uggeri, 1992], de Côme [Bini, 1987; 1998] et de Bergamo [Bini *et al.*, 1991a] tant et si bien qu'elles sont désormais considérées comme une caractéristique commune de l'évolution des grottes préalpines.

Lorsque la superficie calcaire n'est pas recouverte d'un sol, la gélifraction avec formation de cailloutis, en général de dimension centimétrique et à angles vifs, est très active. Les débris s'accumulent au pied des versants. Dans certains cas ils peuvent se



Figures 5 : Rapports entre glaciers et systèmes karstiques.

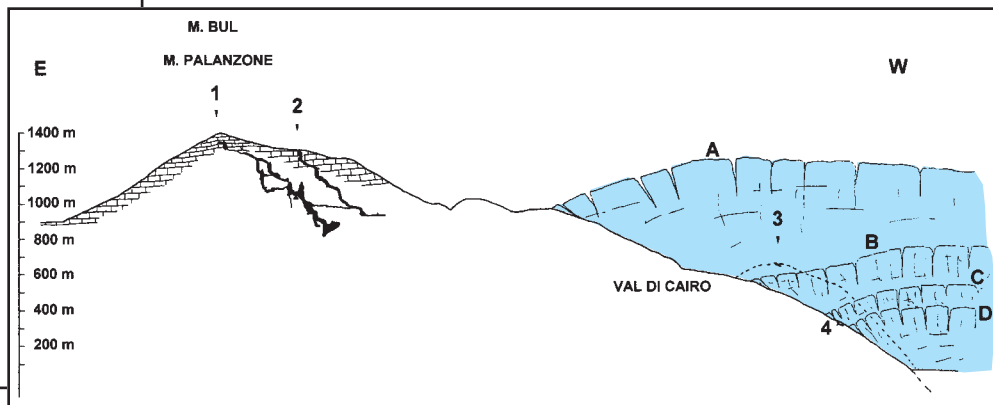
Figure 5a : Carte de la branche de Côme du lac.

Figure 5b : Coupe montrant les limites du MEG, du LGM (A) et de 3 phases de retrait (B, C et D) établies sur la base des dépôts. 1, 2, 3, 4 = grottes ayant eu des rapports différents avec les glaciers durant ces phases, 1 (A. di M. Bul) et 2 (G. Guglielmo) sont 2 cavités toujours restées au-dessus de la limite du LGM (phase périglaciaire). 3 (Boeucc de la Gulp) et 4 (B. del Fornel) sont 2 cavités recouvertes par le glacier du LGM et donc sont passées par les phases d'avancement, de couverture et de retrait du glacier. Durant les phases de retrait (B, C, D), ces cavités sont passées, l'une après l'autre, par les phases d'oscillation du glacier, de retrait ou périglaciaire, enfin postglaciaire. Durant ces événements, les grottes 1 et 2 sont toujours restées en phase périglaciaire.

Figure 5 : Relations between glaciers and karstic systems.

Figure 5a : map of the Como branch of the lake.

Figure 5b : section showing the limits of MEG, of LGM (A) and of the 3 retreat phases (B, C and D), on the basis of the related deposits. 1, 2, 3, 4 are caves which had different relations with glaciers during these phases. 1 (A. di M. Bul) and 2 (G. Guglielmo) are 2 caves which always remained higher than the LGM limit, and they were therefore always subjected to periglacial conditions. 3 (Boeucc de la Gulp) and 4 (B. del Fornel) are 2 caves which were covered with the LGM glacier and they were therefore subjected to glacial advance, glacial cover and glacial retreat phases. During the B, C, D phases they were subjected, one by one, to the fluctuation phases of the glacier, to the retreat or periglacial phase and finally to the post-glacial phase. During these phases caves 1 and 2 always experienced a periglacial condition.



mélanger aux dépôts altéritiques colluviaux [Bini, 1987; 1998]. Lorsqu'il existe au pied des versants ou sur les versants eux-mêmes des cavités karstiques, ces formations peuvent pénétrer dans l'endokarst. C'est le cas pour certaines grottes de la Valle del Nossè [Bini, 1983, 1987, 1998].

La variation des conditions climatiques peut conduire à la transformation de nombreuses cavités, ou du moins de la partie initiale de ces cavités, en glacières. Ces glacières sont dues à l'accumulation de neige (glacières dynamiques) ou au gel des eaux de percolation (glacières statodynamiques) [Maire, 1982, 1990]. Cette transformation provoque un changement de la circulation hydrique dans la cavité.

B. Évolution en phase A2 (phase d'oscillation du glacier)

Si l'avancement du glacier se poursuit, les systèmes karstiques passent progressivement en phase A2 durant laquelle le glacier arrive à proximité de l'entrée (ou des entrées) du système karstique. Compte tenu du fait que l'avancée du glacier n'est pas continue, on assiste à une oscillation de la langue glaciaire et des tills latéraux connexes.

Durant cette phase on peut assister à l'injection [Injection, Ford, 1989; Ford et Williams, 1989] de débris glaciaires dans les entrées et zones d'entrée des cavités [Bini et Pellegrini, 1983] et au remplissage [Infilling, Ford, 1989; Ford et Williams, 1989] des résurgences et des zones d'entrée des cavités. Si le glacier avance sur un plateau karstique, les dolines et les puits de surface se remplissent de dépôts glaciaires [Bini et al., 1986]. S'il existe des pertes ou des puits en communication directe avec les systèmes karstiques profonds, les débris glaciaires peuvent pénétrer en profondeur, transportés par les eaux de fusion du glacier. Dans cette phase les débris sont des tills d'ablation (*meltout till* et *flow till*). Ils sont donc peu limoneux, non consolidés et perméables à la circulation de l'eau. De nombreuses cavités sources, actuellement obstruées par ces débris, sont fonctionnelles comme dans le massif du Campo dei Fiori [Uggeri, 1992].

La quantité d'eau qui circule dans l'endokarst peut, dans certains cas, augmenter de façon considérable à cause du captage direct de torrents glaciaires, ce qui reste cependant rare sur les versants comme nous le verrons plus en détail ci-après. Les conséquences sont le transport de sédiments mais

aussi l'érosion des sédiments précédents, et le transport de sédiments d'une partie à une autre du système [Bini, 1998]; on observe aussi l'approfondissement vadose de certaines galeries bien que dans les systèmes karstiques préalpins la majeure partie des canyons hypogés soient préglaciaires.

A notre avis on ne peut avoir formation de nouvelles grottes "vadoses" [Invasion vadose caves, Ford et Williams, 1989]. L'action de l'eau de fusion, même lorsqu'elle est sous pression, se limite à la réalisation d'un éventuel élargissement de cavités préexistantes [Lauritzen, 1986; Audra 1994]. De tels élargissements, tout comme le creusement de nouvelles cavités n'ont cependant pas été mis en évidence dans les vallées préalpines du Sud des Alpes, même si quelques auteurs pensent que ce processus soit possible [Menichetti, 1993].

C. Évolution en phase B (phase de couverture par le glacier)

Si le glacier continue son avancée, le système karstique passe en phase B au cours de laquelle le glacier recouvre complètement le système karstique. Durant cette phase a lieu la plus grande partie de

l'érosion glaciaire. Dans les vallées alpines et préalpines, elle est prononcée sur le fond des vallées et limitée sur les bords et les versants [Finckh *et al.*, 1984]. Vis-à-vis du karst, la principale conséquence est l'effacement des formes superficielles peu développées [Erasure, Ford, 1989; Ford et Williams, 1989] bien que, comme le soulignait déjà Ford [1989], de nombreuses formes persistent après un ou plusieurs épisodes glaciaires. On observe dans les vallées préalpines des hauts plateaux karstiques avec des morphologies à cônes et dépressions préglaciaires; dans ce cas, ces morphologies d'âge fin Tertiaire, donc antérieures à toutes les glaciations [Ford, 1986], ont été recouvertes par des glaciers durant toutes les glaciations sans que la morphologie originale soit complètement effacée [Bini *et al.*, 1994].

Le glacier, érodant une épaisseur variable de roche, peut retailler les galeries d'entrée de certaines cavités [Bini et Pellegrini, 1983] ou provoquer l'ouverture à l'extérieur de galeries souterraines [Bini et Vanin, 1974; Bini, 1987]. Cette action, peu importante sur les versants, est beaucoup plus marquée dans les cirques de haute montagne car, comme il a déjà été vu, l'érosion sur les flancs du glacier de vallée est réduite. Dans tous les cas cette érosion est facilement identifiable par rapport aux éboulements normaux engendrés sans la

présence du glacier car elle est caractérisée par l'absence de dépôts de blocs.

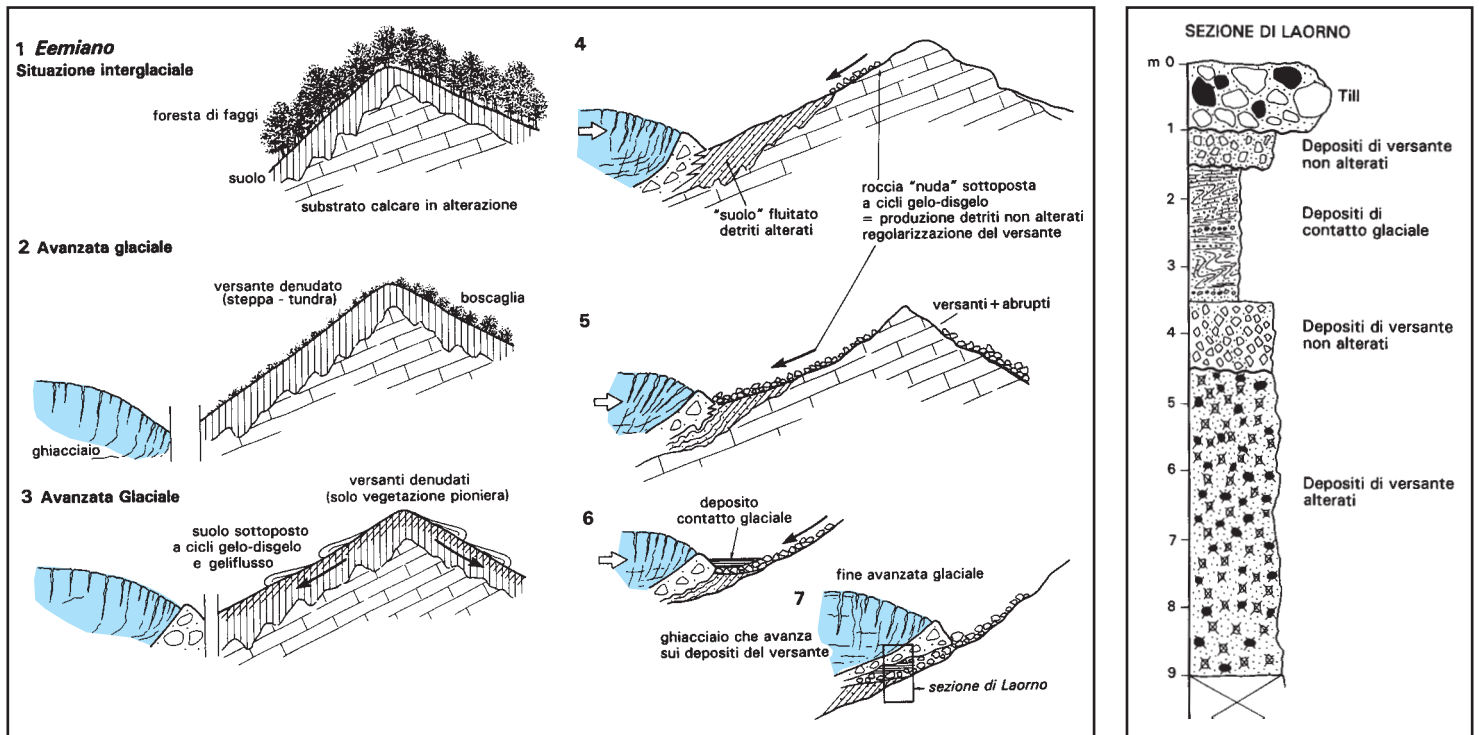
Dans les vallées préalpines du Sud des Alpes, les dépôts et l'érosion sont discontinus dans le temps et dans l'espace. Il existe des zones où le glacier n'érode rien et d'autres où l'érosion est intense. Ces zones peuvent changer dans le temps. On n'assiste pas au retaillage [Dissection, Ford, 1989; Ford et Williams, 1989] des aquifères karstiques suite à l'érosion et à l'approfondissement des vallées préalpines du Sud des Alpes ni même à l'approfondissement du niveau de base [lowering spring points, Ford, 1989; Ford et Williams, 1989] avec réactivation de la karstification profonde car les vallées existaient déjà avant les glaciations. L'action des glaciers s'est donc limitée à éroder les remplissages qui s'accumulaient au fond des vallées [Bini, 1994; Felber *et al.*, 1991a, 1991b, 1994, 1995].

L'action principale des glaciers dans les vallées préalpines durant cette phase n'est pas l'érosion, qui est réduite sur les versants, mais le dépôt discontinu de moraine de plaquage (*lodgment till*) qui imperméabilise les versants et peuvent boucher les entrées des grottes, des résurgences et des pertes en modifiant sensiblement la circulation des eaux dans l'endokarst.

Durant le retrait des glaciers, les systèmes karstiques passent par les phases (C1 et C2) vues précédemment à propos

de l'avancée du glacier mais dans le sens inverse. Quelques différences importantes sont toutefois à souligner. Tout d'abord la vitesse de retrait du glacier est supérieure à sa vitesse d'avancée. La durée des phases évolutives est donc plus courte. Durant la phase de retrait, on assiste aussi à des dépôts de loess qui étaient absents durant l'avancée du glacier [Cremaschi, 1990] et qui contribuent à l'obstruction des réseaux karstiques. En outre, durant la phase d'avancée maximum, tout au moins durant le LGM, la forêt qui s'était retirée jusqu'au centre de la plaine du Pô sans jamais l'abandonner [Cremaschi, 1987; Bertolani Marchetti, 1963-70; Bertoldi, 1968] recolonise rapidement les versants à tel point que durant les premières phases de retrait des amphithéâtres le front des glaciers devait déjà être entouré de forêts [Bini, 1987].

Pour finir, une des différences principales pour les systèmes karstiques est la présence de till en surface et de dépôts dérivant du transfert de débris glaciaires dans l'endokarst qui ont modifié l'organisation des circulations des eaux. En d'autres termes, il n'est pas évident que le système karstique reprenne exactement à la fin d'une glaciation son fonctionnement antérieur. De même, la circulation hydrique superficielle peut ne pas reprendre exactement la configuration qu'elle avait avant la glaciation. Certaines vallées peuvent se trouver



Figures 6 : Schéma (fig. 6a) montrant la mobilisation des altérites en milieu périglaciaire et la genèse de la séquence de sédiments dans la coupe de Laorno (Valle del Nosê) (fig. 6b) [d'après Bini, 1997]. Scheme (6a) showing the mobilisation of alterites in a periglacial environment and the genesis of the sedimentary sequence at the Laorno section (Valle del Nosê) (6b) [after Bini, 1997].



**Photo 2 : Moulin sur le Ghiacciaio dei Forni (Province de Sondrio) (cliché M. Inglese).
Moulin in the Ghiacciaio dei Forni (Province of Sondrio).**

se déroule selon ce scénario que pour les systèmes dont le développement et les entrées se trouvent en dessous de la limite atteinte par le glacier durant la glaciation considérée. Les cavités et les systèmes qui s'ouvrent et se développent complètement au-dessus de la limite atteinte par le glacier restent tout le temps de la glaciation en phase périglaciaire (phase A1) et ne sont ni intéressés par les dépôts de till et ni par la circulation des eaux de fusion [Bini et Uggeri, 1992; Bini, 1986; 1990; Uggeri *et al.*, 1991; Uggeri, 1992].

D'autres grottes et systèmes karstiques peuvent se trouver en correspondance avec la limite atteinte par le glacier et ne peuvent passer que par certaines des phases décrites (phases A1 et A2, C1 et C2) sans jamais être recouverts par le glacier. Dans ces cas, les entrées peuvent piéger des dépôts de tills d'ablation ou des dépôts de contact glaciaire. Il peut y avoir formation de bassins lacustres en relation avec des cavités (Grotta Virginia Macchi, Zocca d'As); plus rarement, des torrents glaciaires et fluvio-glaciaires pénètrent sous terre (fig. 7).

VI. LA GENÈSE DES FORMES ENDOKARSTIQUES

De nombreux auteurs attribuent ou attribuèrent aux glaciations la formation de pratiquement tout le karst superficiel et profond des Alpes. D'après ces auteurs, c'est à la dernière glaciation que l'on doit la plus grande part de la karstification quant ce n'est pas toute la karstification. Ceci à tel point que par exemple Delannoy *et al.* [1986], après avoir attribué la genèse du Gouffre Berger au Riss II et au Würm, se demandaient "pourquoi les glaciations du Riss I et du Mindel n'ont pas entraîné de creusements verticaux?" (Karstologia 7, p. 20). Question à laquelle nous pourrions ajouter "Et les autres glaciations à partir de 2,6 Ma?". Cependant, à partir de travaux complémentaires très détaillés, Delannoy [1998] a montré au contraire la complexité et l'ancienneté des karstifications profondes du Vercors depuis le Néogène.

Doit-on alors s'étonner de la présence de grands systèmes karstiques dans des régions où aucune glaciation n'a jamais eu lieu (Mexique, Papouasie Nouvelle-Guinée...). L'idée selon laquelle tout le karst est d'origine glaciaire dérive des théories de l'érosion normale et de la

morphologie climatique (pas complètement abandonnées dans le milieu de la géomorphologie) et des théories de Corbel [1957, 1959] sur l'agressivité des eaux froides.

Les connaissances actuelles démontrent que les eaux de fusion glaciaire ont une importance réduite dans le creusement de nouveaux réseaux [Ek, 1966; Maire, 1977; Maire, 1990; Ford et Williams, 1989; etc.]. Cependant, comme il est démontré que les eaux de fusion glaciaire sont peu agressives, certains auteurs attribuent les "grands creusements karstiques" à l'érosion mécanique et aux eaux sous pression [Chardon, 1989]. Par ailleurs, la démocratisation des voyages en avion associée à la levée des barrières politiques ont permis de connaître les karsts situés hors de l'Europe occidentale et de l'Amérique du Nord. Ces connaissances remettent complètement en cause ces théories.

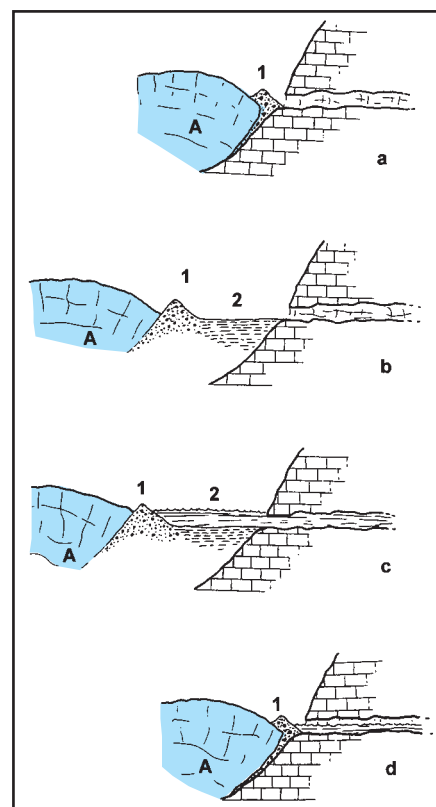
Dans les cavités des vallées préalpines du Sud des Alpes, nous ne rencontrons pas

obstruées par des tills ou des dépôts lacustres proglaciaires comme par exemple sur le Pian del Tivano [Bini, 1983; 1987]. Des fonds de vallées comme le torrent Nosé peuvent être parfaitement imperméabilisés par des moraines de fond ou *lodgement tills* [Bini, 1987]. Des tourbières peuvent se former sur les dépôts glaciaires; en pénétrant dans l'endokarst, leurs eaux acides augmentent la corrosion profonde. La couverture de till protège la surface calcaire en empêchant ou retardant la formation d'un nouveau karst superficiel [Shielding, Ford, 1989; Ford et Williams, 1989].

En aucun cas on n'assiste durant les phases de retrait des glaciers à la libération des énormes masses d'eaux de fusion dont certains auteurs font état. Un glacier peut se retirer sans que le débit du torrent glaciaire à son front varie sensiblement. Le retrait est dû à un bilan de masse négatif et non à la fusion immédiate du glacier en place.

D. Évolution en phase D (phases postglaciaires)

Durant les phases postglaciaires (phase D), les systèmes karstiques reprennent leur fonctionnement normal, parfois dans une configuration différente de celle antérieure à la période glaciaire. Les tills commencent à être érodés et les débris sont transportés sous terre. Un système karstique n'a pas le même comportement durant toutes les glaciations et l'influence du glacier peut varier d'une glaciation à l'autre. De plus la succession des phases décrites ci-dessus ne



**Figure 7 : Schéma montrant les rapports entre un système karstique et un glacier dont la marge est à la même altitude que l'entrée. A = glacier. 1 = moraine latérale. 2 = dépôts de contact glaciaire. "c" et "d" représentent les cas réels des grottes Virginia Macchi (c) et Zocca d'Ass (d).
Scheme showing relations of a karstic system with a glacier having its margin at the same height of the cave entrance. A = glacier. 1 = lateral moraine. 2 = glacial contact deposits. "c" and "d" show the real situation in the Virginia Macchi (c) and Zocca d'Ass (d) caves.**

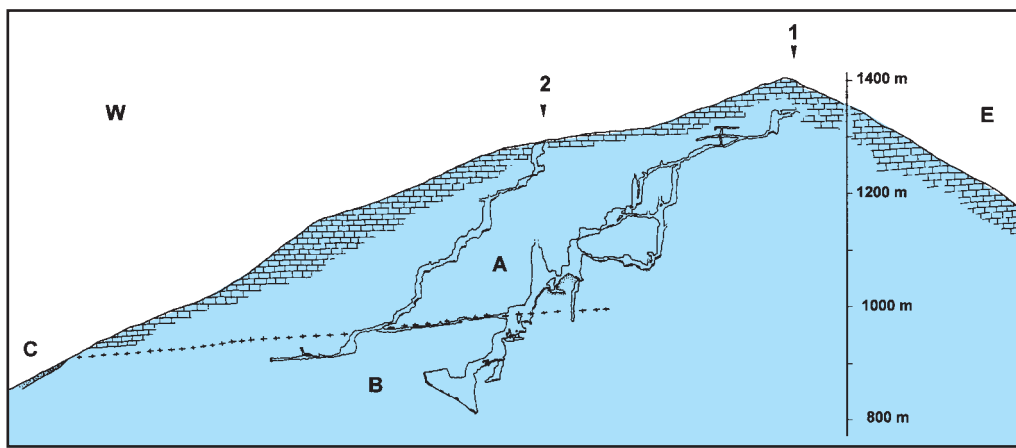


Figure 8 : Coupe de l'Abisso di M. Bul (1) et de la Grotta Guglielmo (2). Les parois des grottes sont altérées jusqu'à la limite atteinte par les glaciers et les eaux de fusion. A = zone altérée (fantôme de roche). B = zone avec roches saines. C = limite des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires à l'extérieur et en grotte. Section of the Abisso di M. Bul (1) and Grotta Guglielmo (2). The caves walls are weathered till the limit reached by glaciers and their melting waters. A = weathered rock zone ("fantôme de roche"). B = unweathered rock zone. C = limit of glacial and fluvioglacial deposits outside and inside the caves.

de traces de creusement de nouvelles grottes durant les glaciations, ni même de modifications importantes de la morphologie des cavités. Même les réseaux à "polypuits" dans les vallées préalpines du Sud des Alpes précèdent les glaciations. Certes, de nouvelles galeries et puits se sont peut-être créés suite à des modifications des conditions de circulation souterraine des eaux durant les glaciations mais pas à cause d'une supposée augmentation de l'agressivité des eaux. L'absence de grands canyons vadoses en relation avec d'hypothétiques rivières provenant des glaciers est à ce titre significative. Les canyons, quand ils existent, se trouvent dans des cavités situées au-dessus de la limite atteinte par les glaciers comme la Grotta Marelli [Uggeri, 1992] ou dans des cavités s'ouvrant dans des vallées n'ayant jamais été occupées par des glaciers, cas de la Grotta Forgnone [Bini et Quinif, 1996]. En outre, on n'observe pas de modifications de la structure pariétale des

cavités dues aux glaciers. La présence de galets encastrés entre les stalactites de la voûte (Grotta Zocca d'As, Grotta dell'Alpe Madrona, Grotta Tacchi) indique que les galeries ont été complètement remplies pour être ensuite vidées durant les glaciations sans que les formes préexistantes, y compris le concrétionnement, soient modifiées (photo 1).

Seules quelques formes génériques d'érosion visibles le long des rivières souterraines et l'élargissement de certains puits peuvent être attribués avec certitude à l'action des eaux provenant des glaciers. L'unique observation de variation de la morphologie pariétale que l'on peut imputer avec certitude aux eaux glaciaires a été faite dans la Grotta Guglielmo. La cavité, qui s'ouvre à 1320 m d'altitude et accuse une profondeur de 394 m (depuis l'ancienne entrée) présente jusqu'à - 335 m une morphologie pariétale caractérisée par la présence de strates de calcaire siliceux

presque horizontales qui semblent parfaitement compactes mais qui sont en réalité altérées sur une épaisseur de plusieurs dizaines de centimètres [fantôme de roche; Vergari, 1997]. Le calcaire est sain seulement là où court le torrent. A - 335 m se greffe une galerie subhorizontale qui présente des sédiments d'origine glaciaire. A partir de ce confluent la roche est saine. Les sédiments se rattachent à une ou plusieurs glaciations anciennes (à l'extérieur, la limite de la dernière glaciation est à 925 m d'altitude). L'eau qui les a transportés sous terre au travers de pertes et galeries inconnues a lessivé les parois précédemment altérées (fig. 8).

Une autre idée mythique liée aux glaciers et aux glaciations concerne les éboulements. Ces derniers seraient dus sous terre au relâchement de la pression du glacier lors de son retrait ou à son poids propre pour des systèmes karstiques se développant sur des hauts plateaux ou dans des zones planes. Déjà Warwick [1956] niait

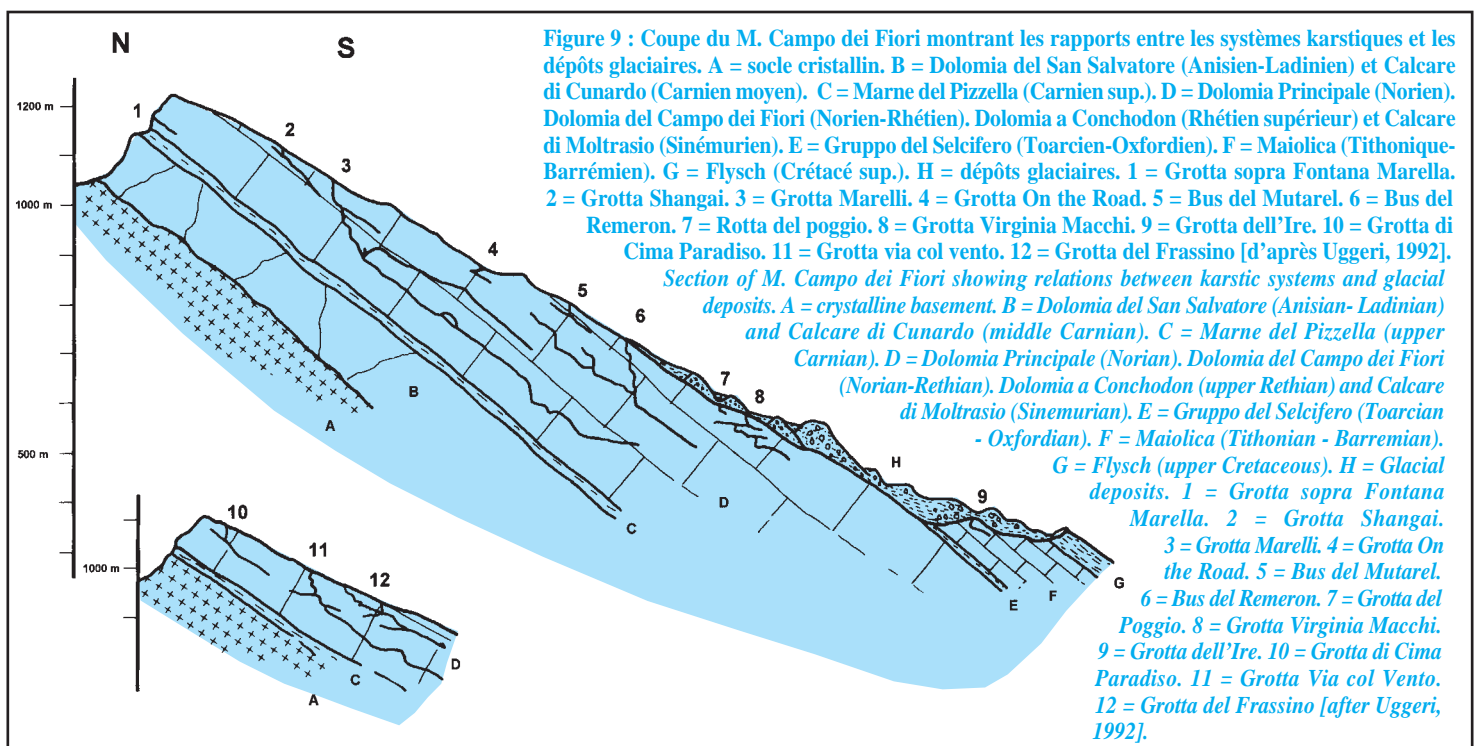


Figure 9 : Coupe du M. Campo dei Fiori montrant les rapports entre les systèmes karstiques et les dépôts glaciaires. A = socle cristallin. B = Dolomia del San Salvatore (Anisien-Ladinien) et Calcare di Cunardo (Carnien moyen). C = Marne del Pizzella (Carnien sup.). D = Dolomia Principale (Norien). Dolomia del Campo dei Fiori (Norien-Rhétien). Dolomia a Conchodon (Rhétien supérieur) et Calcare di Moltrasio (Sinémurien). E = Gruppo del Selcifero (Toarcien-Oxfordien). F = Maiolica (Tithonique-Barrémien). G = Flysch (Crétacé sup.). H = dépôts glaciaires. 1 = Grotta sopra Fontana Marella. 2 = Grotta Shanghai. 3 = Grotta Marelli. 4 = Grotta On the Road. 5 = Bus del Mutarel. 6 = Bus del Remeron. 7 = Rotta del poggio. 8 = Grotta Virginia Macchi. 9 = Grotta dell'Ire. 10 = Grotta di Cima Paradiso. 11 = Grotta via col vento. 12 = Grotta del Frassino [d'après Uggeri, 1992]. Section of M. Campo dei Fiori showing relations between karstic systems and glacial deposits. A = crystalline basement. B = Dolomia del San Salvatore (Anisian-Ladinian) and Calcare di Cunardo (middle Carnian). C = Marne del Pizzella (upper Carnian). D = Dolomia Principale (Norian). Dolomia del Campo dei Fiori (Norian-Rethian). Dolomia a Conchodon (upper Rethian) and Calcare di Moltrasio (Sinemurian). E = Gruppo del Selcifero (Toarcian - Oxfordian). F = Maiolica (Tithonian - Barremian). G = Flysch (upper Cretaceous). H = Glacial deposits. 1 = Grotta sopra Fontana Marella. 2 = Grotta Shanghai. 3 = Grotta Marelli. 4 = Grotta On the Road. 5 = Bus del Mutarel. 6 = Bus del Remeron. 7 = Grotta del Poggio. 8 = Grotta Virginia Macchi. 9 = Grotta dell'Ire. 10 = Grotta di Cima Paradiso. 11 = Grotta Via col Vento. 12 = Grotta del Frassino [after Uggeri, 1992].

Photo 3 : Grande conduite préglaciaire de la Grotta Tacchi (cliché M. Inglese).
Large pre-glacial gallery in the Grotta Tacchi.



l'importance du poids des glaciers dans la formation des éboulements. Les charges réelles à la base d'un glacier de vallée ont été évaluées, à partir d'essais géotechniques effectués sur des *lodgment tills* [Eyles, 1983] à 2 MPa alors que les modèles théoriques prévoient pour un glacier de 2 000 m d'épaisseur une charge verticale à la base de 17-20 MPa, trop peu pour fracturer une roche. Ils n'existent pas de modèles géotechniques pour la charge du glacier sur les versants, mais en tout cas elle devait être inférieure à celle à la base du glacier. Le simple relâchement de la pression au retrait du glacier, évoqué par de nombreux auteurs, ne peut provoquer des éboulements. Durant les phases C1 et C2 de retrait du glacier les cycles répétés de gel-dégel dans les fractures préexistantes ont pu par contre jouer un rôle important.

De nombreux auteurs [ex : Ford et Williams, 1989; Ford, 1977; Chardon, 1989], en régions différentes, attribuent la présence de systèmes karstiques suspendus sur les versants des vallées à l'action des eaux glaciaires durant les glaciations lorsque le glacier occupait toute la vallée. Cette interprétation découle de la conviction que les vallées ont été creusées par les glaciers, en conséquence, les systèmes suspendus seraient en relation avec les phases d'approfondissement des vallées ou avec les eaux glaciaires. En l'absence de preuves certaines, nous ne croyons pas pour notre part à une action spéléogénique des glaciers sur les versants des grandes vallées (la situation est différente pour les karsts de haute montagne). Nous avons, d'autre part, déjà traité de l'origine des vallées et de ses rapports avec le karst dans d'autres travaux [Bini, 1994].

Pour les grandes vallées préalpines du Sud des Alpes, il est important de rappeler

que les systèmes suspendus sont présents à toutes les altitudes, aussi bien au-dessous de la limite des glaciers qu'au-dessus. Dans ce cas, il s'agit de cavités non reliées aux versants, avec un développement vertical ou mixte et dont les caractéristiques morphologiques indiquent que leur fonction était de transporter les eaux en profondeur à partir d'une zone d'absorption actuellement disparue par érosion ou, encore, de cavités syngénétiques suspendues.

Sur le Mte Campo dei Fiori, on rencontre à des altitudes supérieures à celles atteintes par les glaciers de grands systèmes syngénétiques au développement subhorizontal dont les galeries ont été modifiées par d'évidents phénomènes tectoniques [Uggeri *et al.*, 1990, 1991; Uggeri, 1992; Bini *et al.*, 1992]. Ces systèmes renferment des concrétions antérieures et postérieures aux mouvements tectoniques datant de plus de 350 000 ans [Uggeri *et al.*, 1990, 1991; Uggeri, 1992]. Les systèmes syngénétiques sont retaillés par de grandes galeries vadoses qui ne sont pas en équilibre avec les versants et dont l'origine n'est pas imputable aux phases glaciaires du fait qu'elles sont situées à des altitudes plus élevées. Il existe de plus dans ces systèmes des concrétions très vieilles, d'âge supérieur à la limite de la méthode U/Th (400 000 ans) et au moins dans un cas (Grotta On The Road, Monte Campo dei Fiori) datant probablement de plus de 1,5 Ma d'après le déséquilibre des isotopes de la famille de l'uranium (fig. 9).

Ces systèmes karstiques précèdent ou sont contemporains du creusement des vallées et ils sont en tout état de cause plus vieux que les glaciations plio-quadernaires. L'existence de systèmes suspendus dans des vallées qui ont été occupées par des glaciers n'implique donc pas nécessairement que leur genèse soit due aux eaux glaciaires.

Des considérations similaires ont été formulées par divers auteurs au sujet d'autres zones des Alpes [Audra *et al.*, 1993, 1994; Maire, 1990]. Elles peuvent être étendues pour des dolines, puits et cavités s'ouvrant généralement sur des crêtes, au sommet de collines ou sur des zones de roches moutonnées que de nombreux auteurs attribuent à l'action des eaux sous-glaciaires [Ford et Williams, 1989; Ford, 1992].

VII. LA CIRCULATION DES EAUX DANS LES GLACIERS

La circulation des eaux épiglaciaires, endoglaciaires et sous-glaciaires (fig. 10) est encore aujourd'hui un sujet lié à controverses. La difficulté d'effectuer des observations directes et indirectes sur la structure de l'aquifère glaciaire ne facilite sûrement pas sa résolution. Un glacier tempéré ou subpolaire peut être divisé, en surface comme en profondeur, en plusieurs grandes zones ayant chacune des caractéristiques physiques et hydrogéologiques. En effet, il coexiste généralement dans le même glacier plusieurs aquifères différents, avec des paramètres hydrodynamiques et géométriques différents, et pas forcément interconnectés entre eux. De plus la structure de l'aquifère endoglaciaire tout comme la géométrie de l'éventuelle surface piézométrique ou la distribution des eaux sous-glaciaires sont des éléments dynamiques variables dans l'espace et dans le temps souvent selon des cycles saisonniers.

A. L'aquifère épiglaciaire

Dans les zones d'accumulation et d'équilibre d'un glacier [Eraso et Pulina, 1994; Paterson, 1994; Benson, 1961; Müller, 1962], la neige et le névé constituent un aquifère superficiel (épiglaciaire) avec une circulation hydrique typique d'un milieu poreux et isotrope vis-à-vis de la conductibilité hydraulique. Les eaux de fusion circulent dans les espaces intergranulaires des couches superficielles qui ont un indice de vide élevé et décroissant avec la profondeur en relation avec un meilleur compactage; le névé étant en général moins perméable que la neige [Eraso et Pulina, 1994]. L'épaisseur maximale de cet aquifère superficiel est en général de 12 à 25 m [Paterson, 1994; Schommer, 1976].

Il s'agit d'aquifères ayant les caractéristiques d'une nappe suspendue [Eraso et Pulina, 1994]. Du fait que le névé se trouve au-dessus du glacier compact et

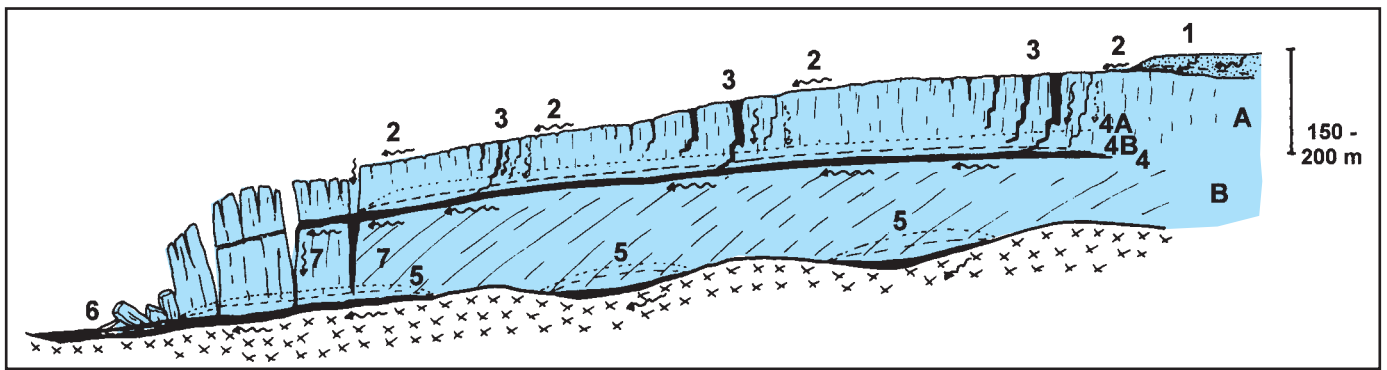


Figure 10 a : Schéma de la circulation des eaux épi- et endoglacières. A = couche fragile, avec fracturation causée par les tensions dans la masse du glacier. B = glace plastique à cause de la pression exercée par les couches supérieures. 1 = aquifère supraglacière dans la couverture de névé et vieille neige. 2 = écoulement superficiel alimenté par les eaux de fusion, capturé complètement ou en partie par les moulins et les crevasses. 3 = pertes du système superficiel (de la montagne vers la vallée : protomoulins actifs, partiellement fossiles, fossiles, en train de se rétrécir par "collapse" plastique). 4 = transition entre glace fragile (A) et glace plastique (B), ± graduelle sur laquelle se développe un système d'écoulement endoglacière subhorizontal. 4a = niveau de la "surface piézométrique" supposée en crue (été = fusion) ou en cas d'obstacle à l'écoulement sur le front (hiver). 4b = niveau de la "surface piézométrique" supposée en basses eaux et/ou d'écoulement libre sur le front. 5 = système d'écoulement sous-glaciaire au contact avec le substratum. La répartition de l'eau n'est pas continue et dépend de la topographie du substratum. 6 = exurgence des eaux sous-glaciaires sur le front ; des obstacles à l'écoulement peuvent causer des élévations temporaires de la "surface piézométrique" par exemple en hiver. 7 = capture de l'écoulement endoglacière par les crevasses sur le front et transfert vers le système sous-glaciaire.

Scheme of the epi- and endo-glacial water circulation. A = layer with a fragile behaviour, with fractures caused by stresses inside the ice mass. B = plastic ice due to the pressure of the overlying ice mass. 1 = over-glacier aquifer inside the firn and old snow cover. 2 = surface drainage fed by melting ice, partly or completely captured by moulins and crevasses. 3 = sinkholes in the surface system (down hill : active protomoulins, moulins partly fossilised, fossilised and on their way of tightening because of plastic collapse). 4 = gradual transition from fragile ice (A) to plastic ice (B), where an endoglacial sub-horizontal drainage system is developed : 4a = water table level during high water season (summer = melting) or in case of obstacle to the water flow at the glacier front (winter). 4b = water table level during low water and/or in case of free flow at the glacier front. 5 = sub-glacier drainage system at the contact with the bedrock. 6 = exurgence of sub-glacial waters at the glacier front, obstacles to the flow may cause a temporary rising of the water table, for instance during winter. 7 = capture of the endoglacial drainage by crevasses at the glacier front and transfer to the sub-glacial drainage system.

impermeable à cause de sa faible porosité intergranulaire, on assiste souvent à la création d'un réseau de conduits situés au contact névé - glacier [Mavlyudov, 1995]. Ce réseau alimente l'écoulement supra-glaciaire de la zone d'ablation. Les chenaux et les méandres de surface sont souvent englobés dans les réseaux de surface quand des couches de vieille neige ou de névé recouvrent les cours d'eaux superficiels en formant des ponts de neige [Eraso et Pulina, 1994].

L'écoulement superficiel s'organise, dans les zones d'ablation, en un réseau de canyons méandriformes, incisés plus ou moins profondément (bédières) qui peuvent rejoindre directement le front du glacier ou alimenter la circulation endo- et subglaciaire. Il y a en général au minimum trois systèmes de drainage superficiel indépendants, localisés respectivement aux limites du glacier, le long de la moraine latérale et dans la partie centrale du glacier. Un autre système se forme généralement parallèlement à la moraine médiane dans les zones de confluence de deux langues glaciaires.

B. Les aquifères endoglaciers

Les eaux superficielles ainsi que les eaux de l'aquifère épiglaciaire peuvent être capturées et transportées en profondeur par l'intermédiaire des discontinuités de la surface glaciaire : fractures, crevasses et surtout les moulins, véritables pertes à puits

formées par élargissement dû à la fusion frictionnelle des discontinuités mécaniques (photo 2). Des aquifères endoglaciers sont alimentés au travers de ces fractures. Les caractéristiques et modalités de fonctionnement de cet aquifère sont parfaitement assimilables à celles d'un aquifère karstique [Eraso et Pulina, 1994 ; Schroeder, 1991]. Par contre l'assimilation de sa structure à celle d'un karst fait encore l'objet de vives discussions.

En effet, ces aquifères présentent une circulation hydrique s'opérant dans des conduits développés aux dépens des discontinuités mécaniques (fractures) secondaires se trouvant en correspondance de zones glaciaires en tension à cause de la morphologie du substrat rocheux, de la topographie de sa surface ou encore de mouvements et efforts différentiels [Eraso et Pulina, 1994 ; Shreve, 1972 ; Rothliesberger, 1972]. La glace compacte est pour sa part virtuellement non perméable à la circulation intergranulaire [Liboutry, 1964 ; Rothliesberger, 1972, 1987 ; Paterson, 1994 ; Eraso et Pulina, 1994].

Il s'agit donc d'un aquifère compartimenté, perméable grâce à la fracturation, où, en analogie avec les systèmes karstiques, la circulation hydrique est complexe et dynamiquement variable en fonction de l'élargissement préférentiel de certaines discontinuités par fusion frictionnelle. La présence contemporaine de plusieurs aquifères indépendants

et pas nécessairement reliés entre eux est fréquente [Mavlyudov, 1995 ; Schroeder, 1995]. Généralement on retrouve, tout comme en surface, un système central et deux systèmes latéraux auxquels s'ajoute parfois un système développé le long de la moraine médiane à la confluence de deux langues glaciaires [Eraso et Pulina, 1994].

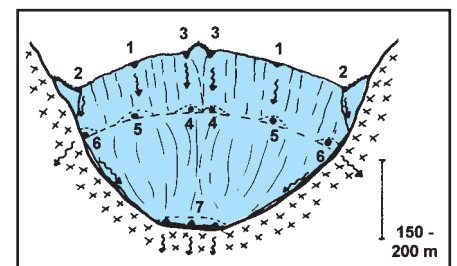
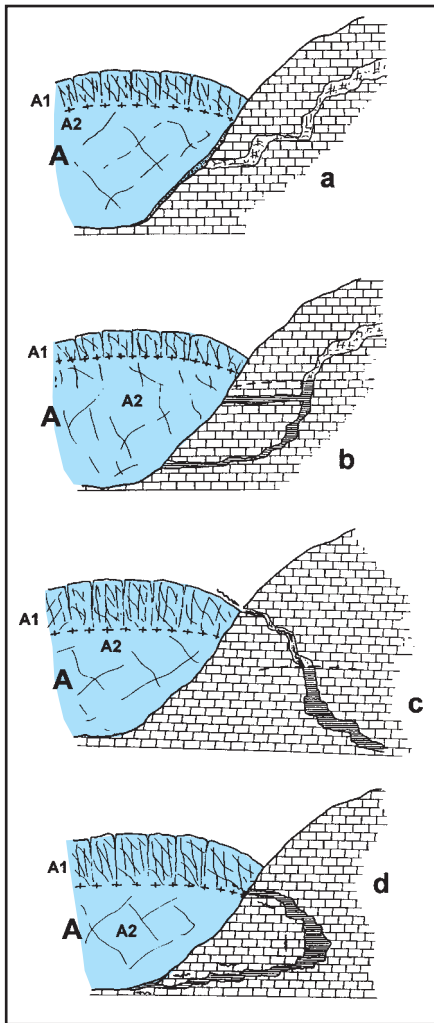


Figure 10 b : Schéma des différents systèmes de drainage des eaux glaciaires. 1 = système superficiel central. 2 = système superficiel latéral de la moraine latérale. 3 = système superficiel latéral de la moraine médiane. 4 = système endoglacière latéral de la moraine médiane. 5 = système endoglacière central. 6 = système endoglacière latéral de la moraine latérale. 7 = système sous-glaciaire au contact avec le substratum rocheux.

Scheme of the different glacial water drainage systems. 1 = surface central system. 2 = surface lateral system of the lateral moraine. 3 = surface lateral system of the medial moraine. 4 = endoglacial lateral system of the medial moraine. 5 = endoglacial central system. 6 = endoglacial lateral system of the lateral moraine. 7 = sub-glacier system at the contact with the bedrock.



▲ Figure 11 : Schéma montrant les modèles possibles de circulation dans un système karstique sur la marge d'un glacier. a = système isolé. b = système complètement noyé. c = système engloutissant les eaux par une entrée située sur la marge du glacier. d = système engloutissant les eaux par une entrée en position sous-glaciaire. A = glacier divisé en deux couches à comportement fragile (A1) et à comportement plastique (A2).
Scheme showing the possible models of water circulation in a karstic system at a glacier margin. a = isolated system. b = completely water-filled system. c = system sinking waters from a sinkhole located at the glacier margin. d = system sinking waters from a sinkhole located under the glacier. A = glacier divided into two layers with a fragile (A1) behaviour and a plastic (A2) behaviour.

► Figure 12 : Schéma montrant les dépôts de sédiments lacustres laminés dans la grotte Zocca d'Ass (voir aussi figure 7 d). A = glacier. B = absorption des eaux de fusion glaciaire. C = lac. 1 = dépôt de graviers. 2 = sédiments fins laminés. 3 = interface air-eau.
Scheme showing lacustrine laminated deposits in the Zocca d'Ass cave (see also figure 7d). A = glacier. B = sinking of the melting waters. C = lake. 1 = pebble deposits. 2 = fine grained laminated sediments. 3 = air-water interface.

L'élargissement préférentiel de certaines discontinuités aux dépens d'autres est à l'origine de la formation d'un réseau arborescent de conduits [Eraso et Pulina, 1994; Mavlyudov, 1995] qui drainent les eaux provenant des moulins de surface vers une zone saturée profonde. Des discussions existent encore sur la structure de cette zone profonde. Certains auteurs pensent que cette zone s'étend jusqu'au substrat rocheux [Eraso et Pulina, 1994], d'autres privilégient l'hypothèse de l'existence d'un horizon imperméable qui retient une zone saturée d'épaisseur relativement modeste [Schroeder, 1991; Badino, 1995; Tognini et Inglese, 1995].

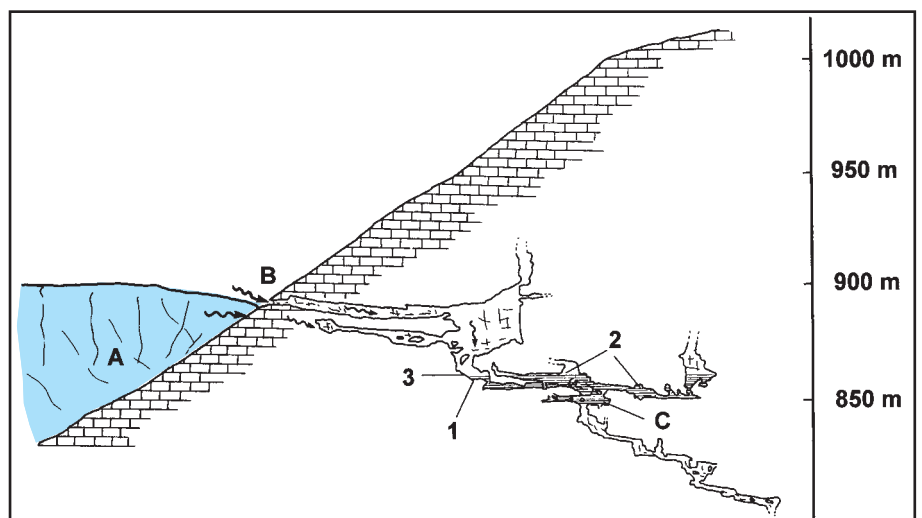
Une zone saturée a été observée à plusieurs reprises sur le fond de moulins et cavités endoglacières (photo 3). Elle semble se trouver, pour la majeure partie des glaciers tempérés et subpolaires, entre 50/70 et 170 m de profondeur. La profondeur maximale atteinte dans une cavité endoglacière est Isortoq (- 173 m) au Groenland [Schroeder, 1991; Reynaud et Moreau, 1995]. Les oscillations de la "surface piézométrique" au cours de l'année atteignent en certains lieux une centaine de mètres et peuvent être extrêmement rapides. Elles sont en relation avec les conditions d'alimentation des eaux de fusion et les mouvements du glacier qui peuvent induire des modifications quasi instantanées de la géométrie des drains endoglaciers [Schroeder, 1995; 1991; Eraso et Pulina, 1994; Badino et Piccini, 1995].

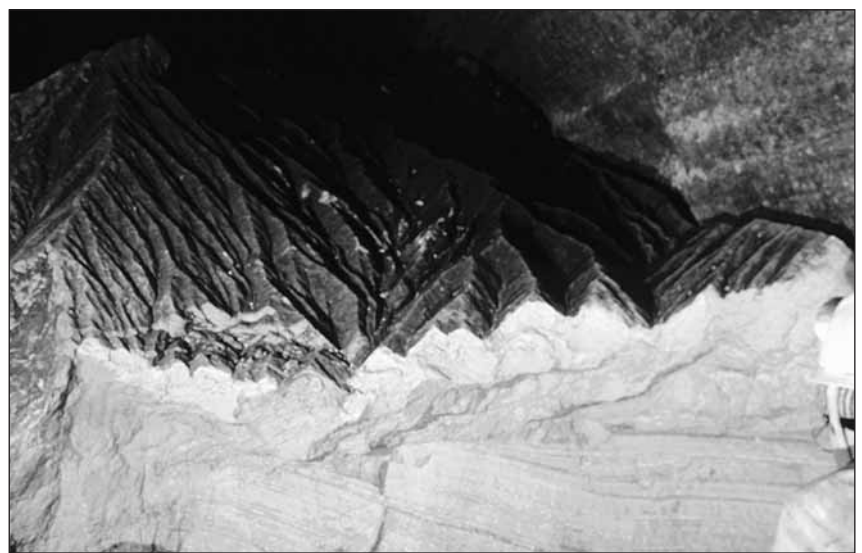
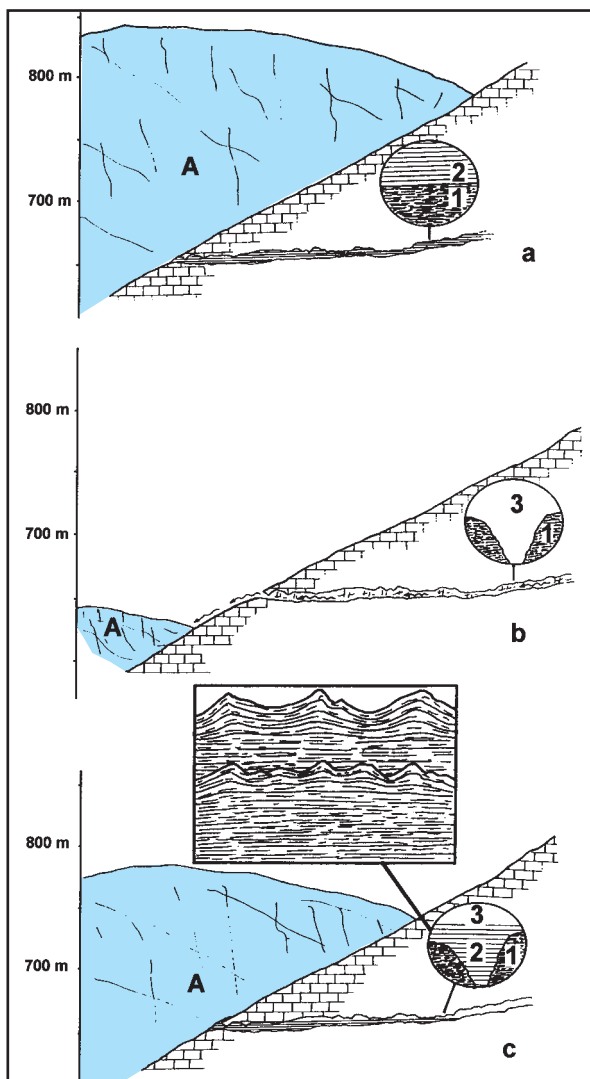
La profondeur du toit de la zone saturée tout comme la distribution des profondeurs des moulins sont remarquablement homogènes d'un glacier à l'autre, indépendamment de ses dimensions et de l'épaisseur de la masse glaciaire [Badino, 1995]. Ces constatations suggèrent l'existence d'un

étage superficiel de glacier perméable à cause de la fracturation, d'épaisseur constante, qui renferme un ou plusieurs aquifères glaciaires et qui est délimité en profondeur par un horizon imperméable.

L'augmentation de la pression, due à l'accroissement de l'épaisseur du glacier avec la profondeur, cause le passage graduel d'un comportement fragile, qui crée et entretient des fractures et discontinuités, à un comportement plastique, qui tend à effacer les discontinuités par recristallisation et par fluage [Paterson, 1994; Nye, 1952, 1953]. Cette limite de perméabilité correspond donc à un seuil physique. La plasticité de la glace provoque le fluage qui conduit à la suppression des discontinuités mécaniques à une profondeur variant de 20 à 50 m, voire plus pour certains auteurs [Mavlyudov, 1995; Paterson, 1994]. Des auteurs ont essayé de déterminer par le calcul la profondeur à partir de laquelle la plasticité de la glace est suffisante pour provoquer le serrage des discontinuités présentes [Nye, 1952, 1953]. Très complexes du fait de la présence de variables difficiles à déterminer, ces calculs donnent des résultats qui sont en général sous-estimés par rapport aux observations de terrain.

En effet, des cavités endoglacières verticales ont été explorées jusqu'à 150 à 170 m de profondeur à Svalbard [Eraso et Pulina, 1994; Schroeder, 1995], au Groenland et dans la Mer de Glace [Reynaud et Moreau, 1995], au Gornegletscher [Vianelli, 1988]. En outre, la découverte par sondages de cavités noyées situées vers 200 m de profondeur [Paterson, 1994] laisse à penser que la limite fragile - plastique se situerait vers cette profondeur, soit environ 100 m sous la limite théorique issue du calcul. Dans la réalité, les facteurs qui conditionnent le





▲ Photo 4 : Structure des *dendritic surge marks* dans le Buco della Volpe (cliché G. Cappa).
Structure of *dendritic surge marks* in the Buco della Volpe.

◀ Figure 13 : Schéma de la formation des *dendritic surge marks* dans le Buco della Volpe. A = glacier. 1 = sédiments fins laminés. 2 = eau. 3 = air. En "a" le glacier couvre complètement le système et la grotte est noyée, des sédiments fins laminés se déposent. En "b" le glacier en se retirant provoque la vidange soudaine de la grotte et l'érosion des dépôts précédents. En "c" le glacier avance à nouveau, la grotte est noyée. Des phases successives d'avances et de retraits comme en "c" et "b" provoquent la formation de *dendritic surge marks*. Dans le cadre, structure des *dendritic surge marks*.

Scheme of the formation of dendritic surge marks in the Buco della Volpe. A = glacier. 1 = fine grained laminated sediments. 2 = water. 3 = air. In "a" the glacier completely covers the system, and the cave is drowned, fine grained laminated sediments are laid down. In "b" the retreating glacier causes a sudden emptying of the cave and the erosion of the pre-existing deposits. In "c" the glacier advances again, and the cave is drowned. Following advance and retreat phases like in "c" and "b" cause the formation of dendritic surge marks. In the box the structure of the dendritic surge marks is shown.

développement et la présence de cavités endoglaciales sont multiples et ne peuvent être abordés dans cet article. On retiendra cependant que, bien que le comportement plastique de la glace ne soit pas linéaire, plus la température du glacier est basse, plus est importante la profondeur de la zone de transition fragile - plastique.

La présence de cavités endoglaciales et de l'aquifère lié, est conditionnée par l'équilibre dynamique qui existe entre la pression de l'eau, qui tend à élargir la cavité et les efforts du glacier qui tend à la refermer. La profondeur de l'hypothétique limite "imperméable" est due à l'obtention de cet équilibre qui, étant dynamique, varie dans le temps et dans l'espace. Certains auteurs soutiennent que la pression de l'eau à l'intérieur de fractures noyées peut provoquer leur développement en profondeur jusqu'au substrat rocheux [Eraso et Pulina, 1994 ; Robin, 1974 ; Weertmann, 1972 ; Rothliesberger, 1987]. Ce mécanisme existe sans aucun doute, mais le développement de cavités jusqu'au contact avec le substrat rocheux n'est possible que si l'épaisseur du glacier n'excède pas quelques centaines de mètres. Il est beaucoup plus difficile

d'imaginer une situation similaire pour des glaciers d'épaisseur supérieure à 1000 m comme les glaciers plio-quadernaires des vallées préalpines.

Si l'épaisseur du glacier ne dépasse pas les 200 m (ou à peine plus si l'on considère valables les hypothèses exprimées ci-dessus), il est fort probable que l'aquifère endoglaciale soit en relation directe avec les eaux sous-glaciaires, sans que, nécessairement, se forme une zone saturée endoglaciale. Si une zone saturée se forme, elle sera nécessairement au contact avec le substrat. En tout état de cause, son niveau piézométrique sera discontinu et variable dans le temps et dans l'espace.

Si l'épaisseur des glaciers est plus importante, comme c'était sûrement le cas pour les glaciers des vallées préalpines, l'aquifère endoglaciale est nécessairement un aquifère suspendu soutenu par le niveau de transition (graduelle) entre la glace ayant un comportement fragile et la glace ayant un comportement plastique. Il existe donc un "niveau de base" imperméable endoglaciale dont la profondeur est variable dans le temps et dans l'espace du fait qu'il découle de l'obtention d'un équilibre dynamique entre

les apports hydriques (débit et pression de l'eau) et la poussée du glacier.

La zone saturée de l'aquifère endoglaciale est très probablement d'épaisseur réduite et privée d'une surface piézométrique au sens strict, comme dans le cas des aquifères karstiques suspendus. La zone noyée est constituée seulement par des conduits, car la glace compacte, qui ne renferme pas de discontinuités, est virtuellement imperméable.

L'alimentation d'un aquifère karstique voisin (qui présente les mêmes caractéristiques physiques et hydrogéologiques) à partir d'un aquifère endoglaciale apparaît pour cela aléatoire et peu probable. La structure de chacun des deux aquifères fait que l'on ne peut pas avoir une véritable continuité entre les deux zones saturées. Il y aurait continuité que s'il existait une connexion directe entre une galerie noyée endoglaciale et une galerie karstique s'ouvrant le long du versant considéré. Sans être impossible, cette configuration reste très peu probable. La plus forte probabilité de réalisation de cette éventualité correspond à l'interception des aquifères latéraux, endoglaciales ou superficiels, par des cavités

karstiques s'ouvrant sur les versants. Il s'agira dans tous les cas de situations locales qui évolueront de façon extrêmement dynamique en relation avec les mouvements du glacier et les variations des "surfaces piézométriques" des deux aquifères.

C. L'aquifère sous-glaciaire

Le système de drainage endoglaciaire tend à être capturé par le système sous-glaciaire lorsque l'on se rapproche du front du glacier, là où l'épaisseur de glace est réduite et la densité de fracturation plus grande. Du fait de la concomitance de ces deux facteurs, les fractures mécaniques peuvent rejoindre le contact glacier - substrat rocheux en favorisant la capture des systèmes endoglaciaires par les écoulements sous-glaciaires [Tognini et Inglese, 1995].

Les eaux qui circulent au contact avec le substrat rocheux s'écoulent selon deux modalités différentes [Paterson, 1994] :

1) Circulation dans un système de galeries de grandes dimensions en structure arborescente ou anastomosée et creusées dans le glacier (conduites de type R, ou de Rothliesberger) ou dans le substrat s'il s'agit de till ou d'autres sédiments fins (conduites de type N, ou de Nye).

2) Circulation à travers un réseau de petites galeries interconnectées qui deviennent plus nombreuses immédiatement en aval d'obstacles ou d'irrégularités du substrat sous l'effet de l'augmentation de la pression qui provoque un accroissement de la fusion.

Il y a désaccord entre les auteurs sur l'existence d'une véritable zone saturée en contact avec le substrat. Il s'agit probablement d'une zone saturée discontinue, d'épaisseur et d'extension variable dans l'espace et dans le temps en relation avec ses conditions d'alimentation liées à la saison, au climat et aux mouvements du glacier. Si le substrat est composé de roches carbonatées, il est fort probable que les eaux de l'aquifère sous-glaciaire aillent alimenter directement le système karstique sous-jacent. La formation d'une zone saturée endokarstique en continuité avec la zone saturée sous-glaciaire reste par contre peu probable et possible que dans le cas d'une saturation complète du système karstique.

VIII. LA CIRCULATION DES EAUX DANS L'ENDOKARST

Le problème principal dans l'étude des rapports entre les glaciations et l'endokarst est celui de la reconstruction de l'hydrologie

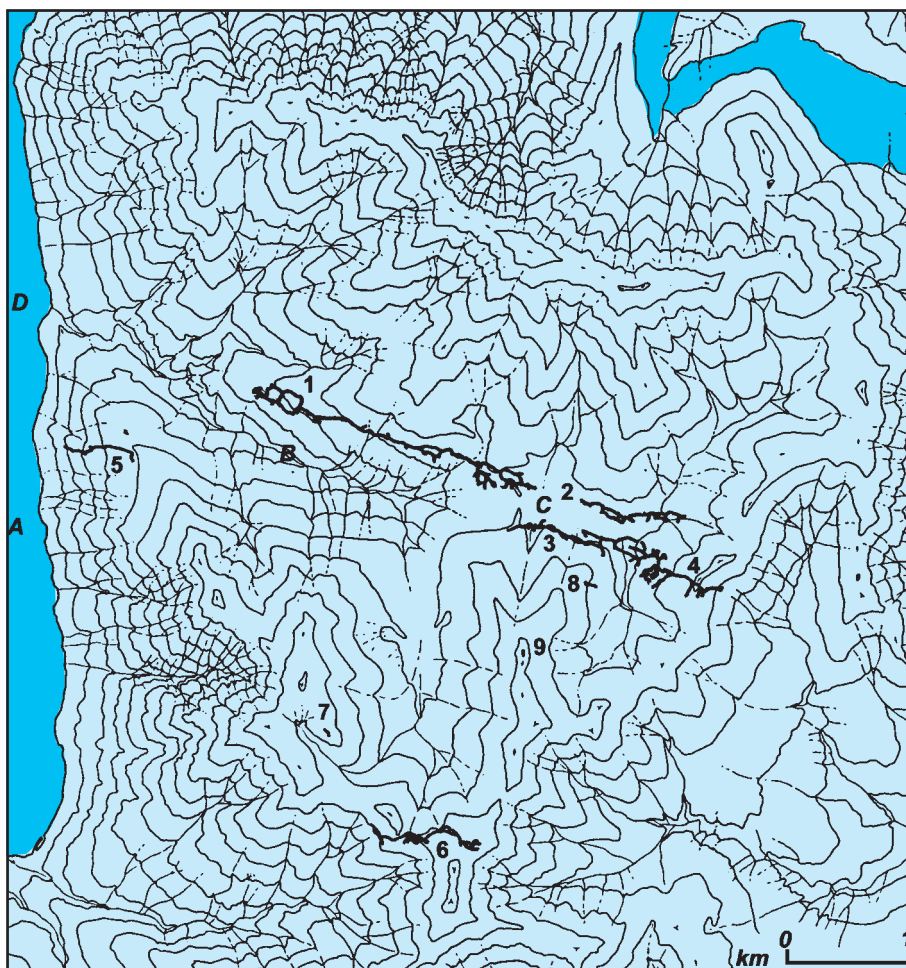


Figure 14 : Carte de la Valle del Nosè et du Piano del Tivano montrant le développement des différentes grottes. A = Lac de Côme. B = Valle del Nosè. C = Piano del Tivano. 1 = Grotta Tacchi et Grotta Zelbio. 2 = Bus de la Niccolina. 3 = Grotta presso la Capanna Stoppani. 4 = Abisso del Cippei. 5 = Grotta Masera. 6 = Grotta Guglielmo et Abisso di M. Bul. 7 = Grotta Como. 8 = Grotta Falsa Colma Squarada. 9 = Bus de la Colma Squarada.

Map of the Valle del Nosè and Piano del Tivano showing the development of their different caves. A = Lake Como. B = Valle del Nosè. C = Piano del Tivano. 1 = Grotta Tacchi and Grotta Zelbio. 2 = Bus de la Niccolina. 3 = Grotta presso la Capanna Stoppani. 4 = Abisso del Cippei. 5 = Grotta Masera. 6 = Grotta Guglielmo and Abisso di M. Bul. 7 = Grotta Como. 8 = Grotta Falsa Colma Squarada. 9 = Bus de la Colma Squarada.

interne aux systèmes karstiques. Comme nous avons pu le voir précédemment, dans un glacier tempéré de grandes dimensions (longueur supérieure à 200 km) comme ceux qui occupaient le versant sud des Alpes durant les glaciations, il n'existe pas de zone saturée continue même dans la partie superficielle du glacier. De même sa base n'est pas toujours à la température de fusion et l'eau n'est donc pas toujours présente. considérations impliquent que le comportement des systèmes karstiques sur les flancs des vallées soit variable dans le temps et dans l'espace.

Durant la phase d'expansion maximum (B) il existe, à notre avis, pour chaque système karstique et pour chaque partie du système, trois modèles possibles de circulation (fig. 11) :

- le système est isolé, donc exempt de circulation d'eau glaciaire ;
- le système est complètement noyé ;

- le système absorbe des eaux par une entrée haute située en bordure du glacier ou sous le glacier. Dans ce cas, soit le torrent rejoint très rapidement la zone noyée du système et l'on retrouve le cas précédent, soit le système n'est pas noyé et le torrent peut parcourir toute la cavité et résurger en position sous-glaciaire.

A. Système isolé

Le système peut être isolé par un bouchon de glace, comme c'est le cas actuellement à la grotte de Castelguard située sous le glacier de Columbia dans les Rocheuses de l'Alberta [Ford, 1983], ou par une couche de *lodgment till* (moraine de plaquage). Ou bien il n'y a tout simplement pas de présence d'eau en ce moment dans cette partie du glacier. Dans ce cas la cavité n'est pas soumise à des circulations d'eaux glaciaires.

B. Système noyé

Dans la partie superficielle des glaciers tempérés, il existe une zone saturée de type "karstique" comprenant des galeries qui peuvent être noyées ou exondées. Il peut surtout exister en même temps des galeries noyées voisines de galeries exondées. L'aquifère glaciaire est dans ce sens hétérogène et anisotrope. Une surface piézométrique limitée à la partie supérieure du glacier peut être présente mais elle sera discontinue. A la base du glacier, au-delà des canaux R ou N, il existe seulement un mince film d'eau discontinu car même dans un glacier tempéré il y a des zones "froides", donc sans eau et sans canaux, plus ou moins étendues. La structure de l'aquifère superficiel, la géométrie de l'éventuelle surface piézométrique superficielle et la distribution des zones "froides" à la base du glacier sont des paramètres dynamiques qui varient dans le temps et dans l'espace.

Les systèmes karstiques se développant sur les versants des vallées ne peuvent donc être en relation avec la zone saturée du glacier que si un canal endoglaciaire ou sous-glaciaire (en admettant que la topographie du substrat rocheux le permette) se trouve en coïncidence momentanée avec une entrée ou une zone d'absorption à lapiaz et dolines (limités aux hauts plateaux et banquettes rocheuses). Même dans ce cas il n'est pas forcé que le système soit noyé.

Le modèle développé par Ford [1979] dans lequel le système karstique noyé est en continuité de la zone saturée du glacier avec un gradient hydraulique nul, est plausible seulement si le glacier avance sur un haut plateau. Il n'est pas valable pour des vallées avec des versants raides (pentes de 30% à verticales). Les systèmes karstiques ne peuvent être noyés que si le glacier imperméabilise les versants et colmate les entrées avec des *lodgment till* ou de la glace. Dans ce cas l'eau des zones noyées du karst peut remonter en inondant le système. Le système peut aussi être noyé par des cours d'eau venant de zones non couvertes par le glacier (donc sans aucune action morphologique à cause de la basse température de l'eau et du manque de CO₂). Des sédiments fins se déposeront alors dans certaines zones bien déterminées du système.

Ford [1979] et Nicod [1972] citent l'exemple des Nakinu Caves remplies jusqu'à 120 m de profondeur par, tout d'abord des blocs et galets dans une matrice sableuse qui témoignent de vitesses d'écoulement élevées associées à un glacier avançant, puis par des graviers et sables et enfin par 12 m de laminites. Ces derniers dépôts se rattacheront selon Ford à un "sub-glacial lake" durant la phase d'avancée maximale. A Castelguard d'autres laminites sont attribuées à des conditions identiques. Aucun auteur ne s'avance par contre sur la position de ces grottes par rapport au glacier. Nous considérons que les

lacs sous-glaciaires ne peuvent pas se former au regard de systèmes karstiques situés aux flancs des vallées mais uniquement dans des zones de hauts plateaux. Ceci bien que des sédimentations similaires existent dans les grottes des vallées alpines, mais leurs origines sont différentes.

Williams [1996] propose un modèle pour Aurora Cave, s'ouvrant sur le versant d'une vallée glaciaire, qui pourrait s'appliquer aussi dans les Alpes. La cavité a une entrée supérieure (environ 400 m d'altitude), une entrée inférieure (environ 200 m d'altitude) et de nombreuses galeries intermédiaires situées à différentes altitudes qui relient la galerie principale avec l'extérieur. Durant les glaciations, l'entrée supérieure absorbait les eaux glaciaires d'un glacier latéral alors que l'entrée inférieure était bouchée par le glacier et des colmatages de *lodgment till*. La cavité était noyée jusqu'à la galerie intermédiaire, qui se trouvait à ce moment au niveau supérieur du glacier, et par laquelle ressortait le torrent. Toute la partie basse de la cavité, depuis la galerie intermédiaire active jusqu'à la résurgence colmatée, a été remplie complètement par des sédiments fluvio-glaciaires.

C. Système actif

Deux configurations principales sont possibles. Dans le premier cas le système engloutit des eaux glaciaires en bordure du glacier ou en zone subglaciaire. Après une

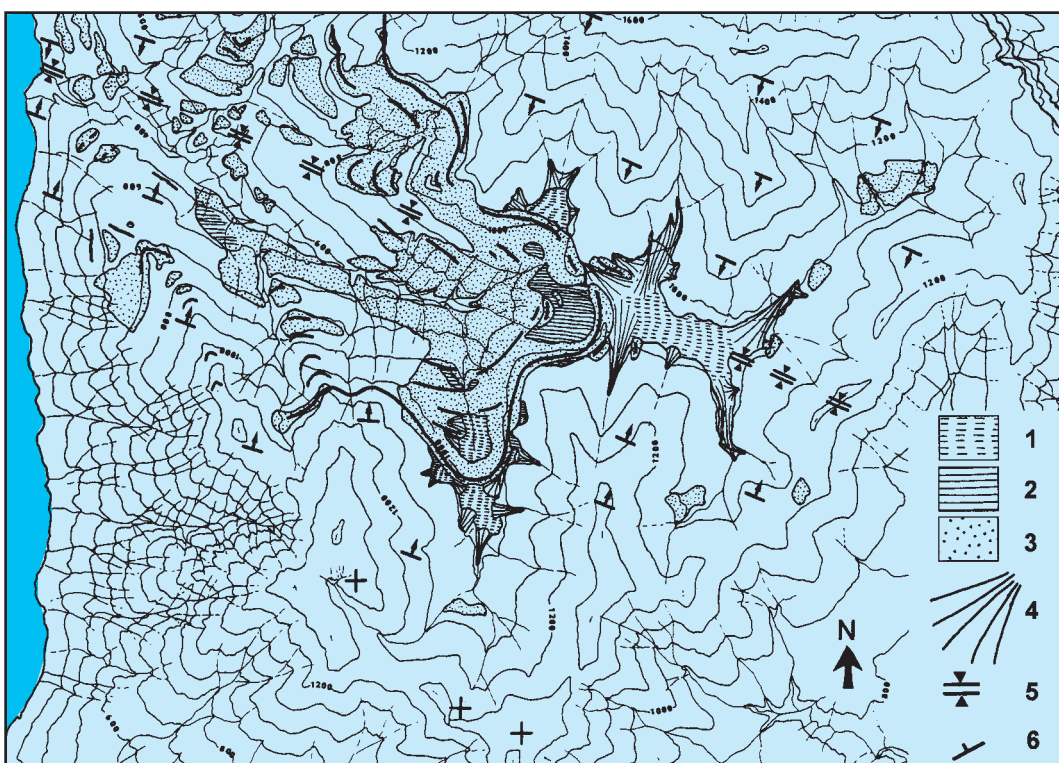


Figure 15 : Carte géologique du Piano del Tivano et de la Valle del Nosè.

- 1 = dépôts lacustres.
 - 2 = dépôts fluvio-glaciaires.
 - 3 = dépôts glaciaires.
 - 4 = cônes de dépôts de versant.
 - 5 = axe synclinal majeur.
 - 6 = disposition des couches.
- Geological map of Piano del Tivano and Valle del Nosè.
- 1 = lacustrine deposits.
 - 2 = fluvio-glacial deposits.
 - 3 = glacial deposits.
 - 4 = detrital fans.
 - 5 = main syncline axis.
 - 6 = bedding dip and strike.



Photo 5 : Piano del Tivano vu de l'entrée de la Grotta presso la Capanna Stoppani. On observe le fond plat et, en arrière-plan, la moraine du LGM qui enferme le Piano (cliché A. Bini).

Piano del Tivano seen from the entrance of the Grotta presso la Capanna Stoppani. Note the flat bottom and, in the background, the LGM moraine closing the Piano.



Photo 6 : Le fond du Piano del Tivano. Stagnation d'eau entre les dépôts lacustres terrassés : le Buco della Niccolina s'ouvre à la base du versant (sous l'auto) (cliché A. Bini).

The bottom of Piano del Tivano. Water stagnation between terraced lacustrine deposits : the Buco della Niccolina entrance is at the base of the slope (below the car).

dénivelée variable pour chaque système et dans le temps, le torrent souterrain rejoint la zone noyée du cas précédent. Dans cette configuration il existe un potentiel hydraulique, correspondant à la dénivelée entre le point d'absorption et la surface piézométrique karstique. Les dépôts de matériaux grossiers et une éventuelle érosion ne sont présents que dans la partie de la cavité où s'écoule le torrent. Des paquets de sédiments fins laminés se déposent dans les galeries subhorizontales voisines de la confluence du torrent et de la partie noyée, là où l'eau est tranquille. Dans le reste du système, une fine couche de sédiments fins de décantation se dépose sur les parois.

Dans le deuxième cas le système n'est pas noyé et peut être parcouru par un torrent absorbé, comme dans le cas précédent, en bordure du glacier ou en zone subglaciaire. Dans cette configuration le torrent peut parcourir tout le système et résurger en position sous-glaciaire. Un système karstique ne reste pas dans les mêmes conditions durant toute la durée d'une glaciation. La situation est extrêmement dynamique et un système karstique peut passer de conditions actives à un ennoïement complet ou à son isolation à cause des variations qui ont lieu continuellement dans le glacier et à sa base.

Le passage d'une situation hydrologique à une autre peut être très brutal. En effet lorsqu'un système karstique noyé passe dans une situation active ou d'isolement, la vidange du système peut intervenir en quelques heures ou quelques jours. On peut avoir dans ce cas des phénomènes d'érosion accélérée soit des dépôts précédents (§ IX), soit de la roche encaissante. Nous avons des traces indiquant que des phénomènes de ce type se sont déroulés à

plusieurs reprises dans certains systèmes karstiques (Buco delle Volpe, Zocca d'Ass).

Ford [1979] décrit un autre cas dans lequel le système karstique draine des eaux glaciaires et la résurgence est située en aval du glacier. Cette configuration qui pourrait induire une forte érosion du système est pratiquement inexistante dans les grandes vallées alpines du versant Sud des Alpes. Elle pourrait avoir existé uniquement dans certaines vallées latérales occupées durant les glaciations par des glaciers mineurs non continus avec les glaciers des vallées principales.

IX. LES SÉDIMENTS DANS L'ENDOKARST

Les sédiments endokarstiques sont les seules données objectives sur les rapports entre endokarst et glaciers. Ainsi l'étude de leur typologie et de leur distribution à l'intérieur des réseaux karstiques est la seule approche permettant de valider les modèles de circulation détaillés précédemment. Dans les cavités qui, durant les glaciations, sont toujours restées en conditions périglaciaires on observe, comme on l'a déjà évoqué précédemment, des dépôts constitués de coulées d'altérites provenant des versants (cavités du M. Campo dei Fiori, du M. Generoso, cavités de la Valle Imagna et de la moyenne Valle Brembana), des gélifrac (certaines cavités du complexe de la Valle del Nosè) ou plus rarement des dépôts alluvionnaires indépendants des circulations d'eaux glaciaires (cavités du M. Campo dei Fiori, du M. Generoso, de la Valle Imagna).

Dans les cavités qui se situaient au-dessous ou à proximité de la limite des glaciers du LGM ou des glaciations

précédentes, on retrouve d'abondants dépôts liés aux glaciers. Souvent ces dépôts bouchent complètement les galeries en empêchant la poursuite des explorations. Ces sédiments peuvent être en relation directe avec les glaciers, c'est-à-dire avoir seulement été transportés sous terre par les eaux glaciaires. Ils peuvent aussi avoir été transportés sous terre par des cours d'eau après le retrait du glacier et correspondre ainsi à la destruction de dépôts glaciaires de surface. On observe trois faciès prédominants : les dépôts lacustres, les dépôts alluvionnaires et les dépôts de coulée.

A. Les dépôts lacustres

Ils ne sont pas présents dans tous les systèmes karstiques et sont bien localisés dans certaines portions des réseaux. Ils peuvent avoir une épaisseur et une extension importante. Ils sont constitués de sédiments fins caractérisés par des limons, en général carbonatés, déposés en lames planes et parallèles. La présence de limons carbonatés ne peut s'expliquer que par le transit d'eaux très froides provenant directement des glaciers et donc non agressives. Dans toutes les autres configurations, on observerait une corrosion des particules carbonatées [Maire, 1982, 1990; Maire et Quinif, 1984, 1988]. On retrouve parfois, dans la succession lacustre, des dépôts alluvionnaires constitués de graviers riches en éléments exogènes (Grotta Stoppani, Buco della Niccolina).

Dans certains cas (Buco delle Volpe, Zocca d'Ass), on retrouve, au-dessus de ces dépôts, des morphologies de type *dentritic surge marks* qui témoignent de plusieurs phases d'ennoïement et de vidange de la cavité [Bull, 1976, 1977, 1978; Bini *et al.*, 1991b]. Dans les deux grottes citées,

les dépôts sont recouverts d'une fine couche de calcite (0,5 - 1 cm) qui suit les irrégularités des *dentritic surge marks* et scelle le dépôt. La calcite est à son tour recouverte d'un voile de sédiments fins de décantation. Compte tenu que les sédiments fins se rattachant sans ambiguïté au LGM (Grotta Tacchi, Grotta Stoppani, Buco della Niccolina, ect.) ne sont pas recouverts d'un voile de calcite ou de concrétions (Boeucc de la Tonsa), on peut en déduire que les dépôts recouverts de calcite sont vraisemblablement liés à des glaciations plus anciennes. En outre, l'absence de sédiments lacustres du LGM dans ces grottes (Buco delle Volpe, Zocca d'Ass) indique que le comportement des systèmes karstiques n'a pas toujours été le même durant toutes les glaciations.

Les dépôts lacustres ne se concentrent pas spécifiquement dans les parties les plus basses des systèmes karstiques mais se retrouvent dans des galeries subhorizontales et salles situées à des altitudes variables. En général, la cavité présente encore, au-dessous du niveau des dépôts lacustres, de nombreuses galeries où l'on ne rencontre que des dépôts alluvionnaires. La présence de dépôts lacustres implique nécessairement l'ennoiement de la cavité et donc de toute la partie du système située au-dessous du niveau de ces dépôts. Pour expliquer cette particularité, dans un premier temps on avait imaginé la présence de bouchons sédimentaires qui auraient permis l'ennoiement des parties supérieures du système en isolant les parties plus profondes. Cette configuration est cependant trop généralisée et homogène d'un système à l'autre pour être expliquée par des "bouchons aléatoires".

Si l'on considère un système karstique situé sur les flancs ou en bordure d'un glacier et noyé jusqu'à une altitude correspondant plus ou moins à celle de la limite du glacier, on aura une sédimentation de dépôts fins laminés limitée à la zone d'entrée des eaux glaciaires s'il existe à cette altitude un système de galeries horizontales ou salles où l'eau chargée de sédiments fins est dans des conditions de décantation. En d'autres termes, les sédiments fins sont localisés autour de la limite eau - air du système noyé et seulement dans des zones de galeries subhorizontales (fig. 12). On ne rencontrera des dépôts lacustres en système noyé que s'il existe dans la vallée un glacier qui aura imperméabilisé les parties inférieures des versants.

L'action d'imperméabilisation des versants, soit par le glacier soit par le *lodgment till*, est discontinue dans le temps et dans l'espace. Un système karstique ne reste

pas noyé durant toute une glaciation, mais peut être noyé durant une courte période, puis se vider brusquement ou lentement, puis être de nouveau noyé, etc... De même, deux systèmes voisins, mais non reliés, ne sont pas nécessairement dans les mêmes conditions. L'un peut être noyé et l'autre isolé; cette situation peut s'inverser plusieurs fois durant une même glaciation.

L'état des systèmes n'est donc pas statique mais extrêmement dynamique. Les phases de vidange brusque sont responsables d'une érosion importante des sédiments eux-mêmes alors qu'il est probable que les vidanges plus lentes sont responsables de la formation de cannelures dendritiques ou *dentritic surge marks* (fig. 13, photo 4). Comme ils sont localisés dans des galeries situées au niveau de la limite du glacier, les dépôts lacustres sont absents des systèmes de basse altitude. Durant les phases de retrait, les versants ne sont plus complètement imperméabilisés lorsque la limite du glacier coïncide avec les systèmes de basse altitude et ces derniers ne peuvent se noyer.

Le complexe karstique de la Valle del Nosé comprend plusieurs cavités séparées par des sédiments, éboulements ou siphons, mais constitue en réalité un réseau unique (Grotta Zelbio, Tacchi, Niccolina, Stoppani, Cippei, etc.) présentant un cas particulier de dépôts lacustres. Une grande partie du système se développe sous le Pian del Tivano (fig. 14, 15 et 16). Le Pian del Tivano fait partie d'une série de plateaux qui entourent la partie haute de la Valle del Nosé tributaire de la branche de Côme du lac du même nom. Durant les glaciations et en particulier durant le LGM, les parties hautes des vallées affluentes de la Valle del Nosé ont été barrées par des moraines avec formation de lacs proglaciaires. Le Pian del Tivano qui a son fond constitué de dépôts lacustres, est délimité vers l'aval par une grosse moraine latérale - terminale (photos 5 et 6).

Les lacs se sont formés malgré la présence de systèmes karstiques sous-jacents préexistants. Contrairement à ce qui a été publié dans le passé [Bini et Gori, 1977; Bini et Vanin, 1974], le système n'était pas obstrué par un "bouchon" qui maintenait le lac, mais il était complètement noyé. Les dépôts de sédiments fins sont localisés dans les galeries et les salles les plus proches de l'ancien lac externe. Dans le reste du complexe et à des altitudes inférieures à celles des galeries citées précédemment, on ne retrouve que des dépôts peu épais (centimétriques) et des voiles de sédiments fins de décantation en paroi. Une situation analogue s'observe aussi dans des cavités très profondes de haute montagne (W le Donne sur la Grigna; Ferrari, com. personnelle) où à - 950 m on rencontre un vaste niveau de galeries horizontales encombrées de dépôts limoneux carbonatés lacustres (fig. 17).

B. Les dépôts alluvionnaires

A la différence des dépôts lacustres, les dépôts alluvionnaires sont présents dans toutes les cavités qui comportent des galeries et puits situées à des altitudes inférieures à celles atteintes par les glaciers. Ils sont constitués de graviers fins à grossiers avec des éléments exogènes (granite, gneiss, micaschistes, etc.) et de sables. Les dépôts peuvent être à support matriciel, massifs et non stratifiés, ou à support clastique, sans matrice, souvent stratifiés et avec des structures sédimentaires comme les cailloux imbriqués. Les dépôts plus anciens sont souvent cimentés.

La distribution de ces dépôts dans les systèmes karstiques est aléatoire. On observe des restes de sédiments libres ou cimentés à différentes hauteurs sur les parois des galeries et sur les voûtes. On observe aussi souvent des dépôts ou des cailloux encastés

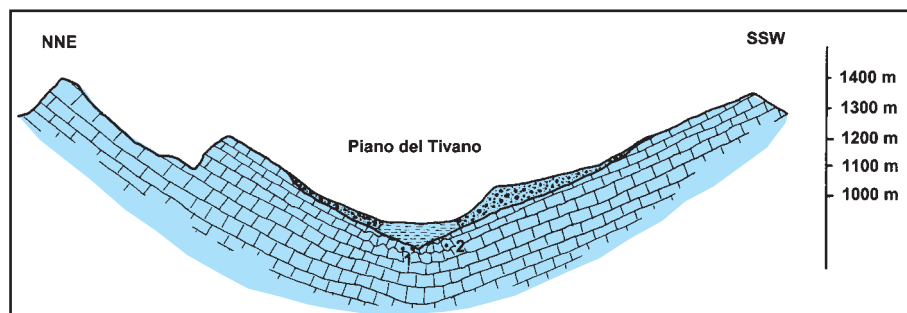


Figure 16 : Coupe géologique du Piano del Tivano. En hachures, les dépôts lacustres, et en pointillé, les dépôts glaciaires et de versant. 1 = galeries du Bus de la Niccolina. 2 = galeries de la Grotta presso la Capanna Stoppani.
Geological section of Piano del Tivano. Slash : lacustrine deposits. Dotted : glacial and slope deposits. 1 = Bus de la Niccolina galleries. 2 = Grotta presso la Capanna Stoppani galleries.

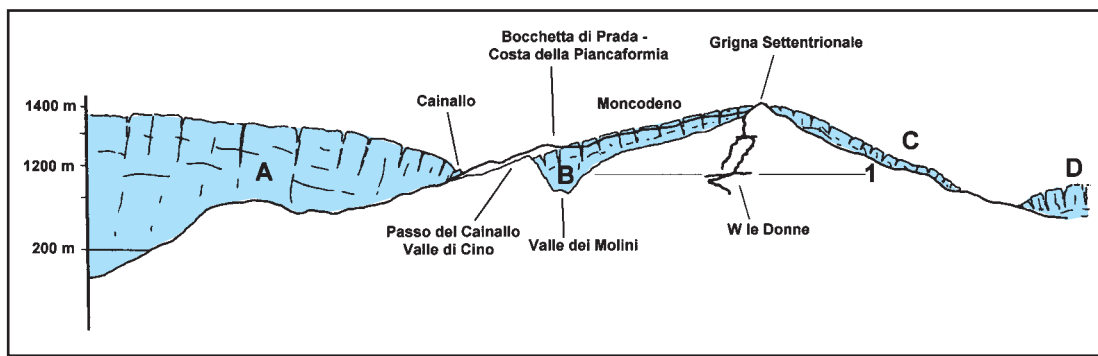


Figure 17 : Coupe du Massif de la Grigna Settentrionale montrant les rapports entre le gouffre W le Donne et les glaciers durant le LGM. A = glacier principal qui occupe la vallée du Lago di Como. B = glacier local du Moncodeno. C = langue du glacier du Moncodeno vers la Valsassina. D = langue

de la Valsassina issue du glacier principal. La surface piézométrique dans le massif durant la glaciation est indiquée par le n° 1 : on observe qu'une partie des galeries du gouffre étaient inondées. Section of the Grigna Settentrionale massif showing the relations between the W le Donne cave and the glacier during LGM. A = main glacier occupying the Lake Como valley. B = local glacier Moncodeno. C = tongue of the glacier Moncodeno toward Valsassina. D = tongue of the Valsassina coming from the main glacier. The water table in the massif during glaciation is marked with number 1, some of the galleries of the cave are water filled.

entre les stalactites de la voûte (Zocca d'As, Grotta dell'Alpe Madrona, Buco della Volpe, Grotta Tacchi). La distribution des restes des dépôts montre que pratiquement toutes les galeries des systèmes karstiques ont subi une ou plusieurs phases de remplissage complet et de vidanges successives.

Les dépôts alluvionnaires se retrouvent dans tous les systèmes karstiques, mais ne sont pas toujours à rattacher au LGM. Certains systèmes sont restés isolés, sans apports d'eau et de sédiments d'origine glaciaire, durant la dernière glaciation (Boeucc de la Tonsa) alors qu'ils ont été l'objet de circulations d'eaux glaciaires durant les glaciations précédentes. En effet, le comportement d'un système karstique n'est pas toujours resté identique durant toutes les glaciations. En raison de la situation des versants des grandes vallées sud-alpines, il fallait nécessairement que des cours d'eau supraglaciaires ou endoglaciaires soient accidentellement en coïncidence avec l'entrée d'un système karstique pour qu'il y ait des dépôts alluvionnaires d'origine glaciaire. Cette configuration particulière n'a dû se vérifier que rarement, même si la circulation d'eau sur les glaciers du versant sud des Alpes devait être importante.

La situation est certainement différente dans le cas de glaciers avançant sur un haut plateau karstique, mais ces derniers sont peu nombreux, très localisés et de petite dimension dans les grandes vallées sud-alpines (Bucone di Tremezzo, Buco delle Pecore). Enfin, même après une analyse détaillée des conditions aux limites, il n'est pas toujours possible de distinguer les dépôts alluvionnaires transportés directement sous terre par des cours d'eau glaciaires de ceux déposés dans des contextes différents et qui ont une composition pétrographique et une granulométrie similaires. Ces contextes comprennent :

- l'érosion souterraine de dépôts de coulée provenant des glaciers et leur résédimentation par des cours d'eaux lors de périodes parfois très postérieures à la glaciation ;
- l'érosion de dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires externes d'une quelconque

glaciation, puis leur transport et leur sédimentation en grotte.

Il est en effet fort probable que la majeure partie des dépôts alluvionnaires comprenant des éléments exogènes soit postérieure aux glaciations, compte tenu que ces éléments exogènes n'étaient que rarement transportés par les torrents glaciaires. Il est aussi probable que ces dépôts alluvionnaires et de coulées se soient déposés pour la plupart d'entre eux juste après les glaciations, lorsqu'une grande quantité de sédiments était disponible sur les versants et aux entrées des cavités et que la végétation n'avait pas encore recolonisé les versants. La présence de dépôts alluvionnaires constitués de débris glaciaires déposés parfois sur des kilomètres le long de l'axe du réseau [Bini, 1986, 1990] indique que de nombreuses cavités devaient aussi avoir d'autres entrées aujourd'hui complètement obstruées et situées à des altitudes supérieures à celles des entrées connues actuellement.

C. Les dépôts de coulée

Comme les dépôts alluvionnaires, les dépôts de coulée sont présents dans toutes les cavités ayant des galeries et puits situés au-dessous du niveau atteint par les glaciers. Ils sont constitués de diamicton, c'est-à-dire de sédiments mal triés, à support matriciel accompagné de clastes allochtones (granite, gneiss...) ou d'origine locale, non stratifiés et sans structures sédimentaires. Les clastes d'origine locale sont souvent anguleux et ont des dimensions très variables. Dans certains cas, ces éléments sont altérés et témoignent donc du transfert sous terre de dépôts externes déjà altérés et plus anciens que ceux du LGM.

Ces dépôts sont localisés majoritairement à proximité des entrées, mais se retrouvent souvent dans plusieurs parties des systèmes karstiques. Ils peuvent provenir directement des glaciers (*flowtill*) durant les phases (A2) au cours desquelles le glacier se trouve à l'altitude des cavités, ou de tills déposés durant la phase d'avancée maximale (B) et transportés durant les phases de

retrait (C) et la phase postglaciaire (D). Ils peuvent aussi provenir de dépôts de tills des glaciations précédentes ou d'altérites. La profondeur de pénétration de ces coulées est très variable et dépend de la topographie de la cavité et de la teneur en eau de ces coulées de débris (*débris flow*) et coulées de boue (*mud flow*).

Des phénomènes de déplacement massif de dépôts à l'intérieur d'une même cavité peuvent se vérifier partout et ils doivent être relativement fréquents [Bauer, 1988 ; Maire, 1990], surtout en conditions périglaciaires, lorsque le système est complètement noyé ou durant la vidange lente ou rapide du système. Tout comme les dépôts alluvionnaires, les dépôts de coulée remplissent souvent complètement les galeries. L'observation des remplissages ne permet pas toujours de faire une distinction claire entre les dépôts alluvionnaires et les dépôts de coulée et il n'est généralement pas possible de savoir lequel des deux processus sédimentaires a été prédominant. Nous pensons que le déplacement massif de dépôts saturés d'eau (coulées) est le processus dominant.

Durant les glaciations, dans les cavités qui sont toujours restées en conditions périglaciaires, les processus de coulée sont dominants. Ils intéressent des dépôts glaciaires plus anciens, des altérites, loess et dépôts de versant [Bini et Uggeri, 1992].

CONCLUSIONS

Les cavités des vallées préalpines du Sud des Alpes ne se sont pas formées durant les glaciations à cause des eaux de fusion glaciaire. Tous les systèmes karstiques et le modelé principal des versants sont bien antérieurs au début des glaciations. L'unique action exercée par les glaciers sur la morphologie des systèmes karstiques se retrouve dans le recoupement de galeries situées à proximité de la surface topographique des versants.

Par contre, on ne peut pas dire la même chose à propos de la circulation des eaux et de la sédimentation à l'intérieur des systèmes karstiques. Cependant, il n'existe pas de modèle rigide et standard auquel on pourrait se référer. En effet, en analysant les données, on constate l'extrême variété et dynamique des situations. Chaque système

karstique et chaque partie des systèmes karstiques complexes a eu, vis-à-vis des glaciers (eaux de fusion et dépôts d'origine glaciaire), des rapports différents qui ont évolué continuellement dans le temps, souvent d'un jour à l'autre, durant une même glaciation et à plus forte raison d'une glaciation à l'autre.

A la fin de chaque glaciation, cette diversité de rapports se traduit souvent par un changement dans le fonctionnement du système karstique. A chaque cycle glaciation/interglaciaire, les systèmes karstiques se réorganisent de façon différente mais gardent une "mémoire" de leurs états précédents, essentiellement au travers des sédiments observés dans les réseaux explorés.

Ainsi, chaque système karstique doit être étudié unitairement en sachant que ce dernier, interconnecté avec le système de surface, est un système chaotique dans

lequel une petite variation dans une partie peut induire une variation substantielle dans une autre partie du système ou même de tout le système. De plus, on peut avoir, pour une même variation, plusieurs réponses différentes. Pour cela, il n'est pas possible de reconstruire avec précision l'évolution et les rapports d'une cavité karstique vieille et complexe avec les anciens glaciers. Par conséquent, un système karstique doit être étudié dans le contexte de l'évolution générale du territoire dont il fait partie.

Remerciements : Nous remercions particulièrement Marc Faverjon pour l'énorme travail de traduction du texte en français! Nous remerciant aussi tous ceux qui nous ont aidés sur le terrain ou avec des idées : Mauro Inglese, Graziano Ferrari, Alberto Pellegrini, Andrea Strini, Nicoletta Pomicino et tous les autres membres du club.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDRA P., DELANNOY J.-J. et HOBLÉA F., 1993 - Signification paléogéographique des réseaux perchés des Préalpes françaises du Nord : exemples en Chartreuse et Vercors. *Travaux U.R.A. 903 C.N.R.S.*, n° 22, p. 3-17.
- AUDRA P., 1994 - Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. *Karstologia Mémoires*, n° 5, 279 p.
- BADINO G. et PICCINI L., 1995 - Aspetti morfologici e evolutivi delle cavità endoglaciales di origine criocarsica. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, n° 18, p. 225-228.
- BADINO G., 1995 - Lièstrema thule : penultimo o ultimo limite della speleologia? *Speleologia*, n° 32, p. 27-32.
- BAKER V. R., 1968 - Limestone caves in glaciated areas. *Nat. Speleol. Soc. Bull.*, vol.30, n° 2, p. 36-37.
- BAUER J., 1988 - L'accident de Frédéric Hammel (Saint-Engrâce, Pyrénées-Atlantiques). *Spelunca*, 32, XIV - XVI.
- BENSON C.S., 1961 - Stratigraphic studies in the snow and firm of the Greenland Ice Sheet. *Folia Geographica Danica*, n° 9, p. 13-37.
- BERTOLANI MARCHETTI D., 1963 - 1970 - Clima e Paleoclima della pianura Padana Veneta. *Memorie di Biogeografia Adriatica*, n° 8, p. 63-77.
- BERTOLDI R., 1968 - Ricerche palinologiche sullo sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del Lago di Garda. *Stud. Trent. Sc. Nat.*, B, 1, p. 87-162.
- BINI A. et VANIN A., 1974 - Il carsismo profondo della Valle del Nésé (Como). In : *Atti XI Congr. Naz. Speleol., Genova 1972. Rass. Spel. It. Mem.*, XI, vol. I, p. 153-169.
- BINI A. et CAPPÀ G., 1975 - Appunti sull'evoluzione e distribuzione del Carsismo nel territorio del Monte Generoso (Cantone Ticino) in rapporto al vicino territorio Comasco. In : *Act. 5^e Congr. Nat. Spéléol., Interlaken 1974. Stalactite suppl.*, n°9, p. 61-67.
- BINI A. et CAPPÀ G., 1977 - The development of Bisbino Mt. Hypogean Karstic system in correlation with paleogeographical evolution of the region. In : *Proc. 7th Int. Congr. Spel., Sheffield 1977*. p. 38-45.
- BINI A., CAPPÀ G. et PELLEGRINI A., 1977 - Ricerche sugli aspetti del fenomeno carsico profondo nel Gruppo delle Grigne (Lombardia) : V - Il carsismo nella zona Bregai - Val Laghetto (Circo di Moncodeno) parte II. *Le Grotte d'Italia*, vol. 4, n° 6, 1976, p. 20-22.
- BINI A. et GORIS S., 1977 - Patine di manganese in grotta : possibili origini e significato speleocronologico (osservazioni in grotte della Provincia di Como). *Atti e Mem. Comm. Gr. Boegan*, 16, p. 131-146.
- BINI A., CITA M.B. et GAETANI M., 1978 - Southern Alpine Lakes-Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Marine Geology*, n° 27, p. 271-288.
- BINI A., 1983 - I depositi glaciali della Valle del Nésé (Piano del Tivano). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, n° 6, p. 175-177.
- BINI A. et PELLEGRINI A., 1983 - Appunti sulla morfologia della Grotta Maserà 2213 Lo Co (Como). In : *Atti X Conv. Speleol. Lombarda, Brescia 1981. Natura Bresciana*, n° 18, p. 45-62.
- BINI A., 1986 - Considerazioni sulla distribuzione e l'evoluzione del carsismo nel territorio comasco. In : *Atti XI Conv. Speleol. Lombarda, Bergamo 1984*. p. 83-90.
- BINI A., BALBIANO D'ARAMENGO C. et PEANO G., 1986 - I pozzi superficiali della zona Carsene-Pian Ambrogio nel Massiccio del Marguareis (Italia-Francia). In : *Atti Conv. Int. le Carso Alta Montagna, Imperia 1982*. vol. 2, p. 34-42.
- BINI A., 1987 - L'apparato glaciale würmiano di Como. Università degli studi di Milano, anno 1986/87, 569 p. (Tesi di Dottorato di ricerca).
- BINI A., 1990 - Carsismo. In : CITA M.B., GELATI R. et GREGNANIN A.-Alpi e Prealpi Lombarde. *Guide geologiche regionali*. BE-MA editrice, p. 56-58.
- BINI A., ROSSI S. et FERRARI G., 1991 - Osservazioni sulla geomorfologia e la sedimentologia di La Caerna (Spino al Brembo; Bergamo). *Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Bergamo*, 1989, n°14, p. 57-72.
- BINI A., CAPPÀ G. et PELLEGRINI A., 1991 - Osservazioni sui "plastici" argillo-limosi presenti in alcune grotte comasche. In : *Atti XII Conv. Speleol. Lombarda, Brescia 1986. Natura Bresciana, Monografie*, n° 12, p. 87-95.
- BINI A. et UGGERI A., 1992 - Sédimentation en milieu périglaciaire : l'exemple de la Grotte Shangai (Monte Campo dei Fiori, Varese, Lombardia, Italie). In : *Actes des Journées Pierre Chevalier, Grenoble 1991*. p. 118-137.
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. et UGGERI A., 1992 - Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori (Lombardia, Italie). *Karstologia*, n° 19, p. 23-30.
- BINI A., RIGAMONTI I. et UGGERI A., 1993 - Evidenze di tettonica recente nell'area Monte Campo dei Fiori-Lago di Varese. *Il Quaternario*, vol. 6, n° 1, p. 3-14.
- BINI A., 1994 - Rapports entre la karstification péri méditerranéenne et la crise de salinité du Messinien : l'exemple du karst lombard. *Karstologia*, n° 23, p. 33-53.
- BINI A., BREVIOLIERI P., FELBER M., FERLIGA C., GHEZZI E., TABACCO I. et UGGERI A., 1994 - Il problema dell'origine delle valli. In : *Riunione autunnale del gruppo nazionale geografia fisica e geomorfologia. CNR. Escursione sul tema : I depositi plio-quaternari e l'evoluzione del territorio varesino*. Varese, p. 98-149.
- BINI A. et QUINIF Y., 1996 - Datation de croûtes calciques dans la grotte ill Forgnonei (Italie) : Évolution et neotectonique. *Spéléochronos*, n° 7, p. 3-9.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N. et ZUCCOLI L., 1996 - La massima estensione dei ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. *Geol. Insubr.*, vol. 1, n° 1/2, p. 65-77.
- BINI A., 1997a - Problems and methodologies in the study of the quaternary deposits of the Southern side of the Alps. *Geol. Insubr.*, vol. 2, n° 2, p. 11-20.
- BINI A., 1997b - Stratigraphy, chronology and palaeogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy-Switzerland). *Geol. Insubr.*, vol. 2, n° 2, p. 21-46.
- BINI A., 1998 - Rapporti tra evoluzione dei versanti e endocarso : studio dei sedimenti della grotta La Nevera (2693 LO CO) sul M. Generoso (Svizzera, Italia). *Il Quaternario*, en presse.
- BOWEN D.Q., 1978 - *Quaternary Geology*. Pergamon Press.
- BULL P.A., 1976 - Dentritic surge marks in caves. *Trans. Brit. Cave Res. Assoc.*, vol. 3, n° 1, p. 1-5.
- BULL P.A., 1977 - Surge marks in caves. In : *Proc. 7th Int. Spel. Congr., Sheffield 1977*. p. 89-92.
- BULL P.A., 1978 - Surge mark formation and morphology. *Sedimentology*, n° 25, p. 877-886.
- CHARDON M., 1989 - Les karsts de l'avant-pays alpin au Nord des Alpes occidentales françaises : le creusement glaciaire des réseaux souterrains. *Karstologia*, n° 13, p. 21-32.
- CITA M.B., BINI A. et CORSELLI C., 1990 - Superfici di erosione messiniane : una ipotesi sull'origine dei laghi sud-alpini. In : BARBANTI L., GIUSSANI G. et DE BERNARDI R., eds. *-Il Lago Maggiore dalla ricerca alla gestione. Simp. 50^o Anniv. Fondaz. Ist. It. Idrobiol., Pallanza 1988*. p. 33-54.
- CITA M.B. et CORSELLI C., 1990 - Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy : an overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n° 77, p. 67-82.
- CITA M.B. et CORSELLI C., 1993 - Messiniano : vent'anni dopo. *Mem. Soc. Geol. It.*, n° 49, p. 145-164.
- 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. *Revue de Géographie de Lyon*. (Public. Hors série).
- CORBEL J., 1959 - Erosion en terrain calcaire : vitesse d'érosion et morphologie. *Annales de Géographie*, n° 366, p. 97-120.

- CORSELLI C., CREMASCHI M. et VIOLANTI D., 1985** - Il canyon messiniano di Malnate (Varese); pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi. *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 91, n° 2, p. 259-286.
- CREMASCHI M., 1987**-Paleosols and vetusols in the Central Po Plain (Northern Italy). Unicipoli, 306 p.
- CREMASCHI M., 1990**-The loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions. In: CREMASCHI M., ed.-The loess in Northern and Central Italy. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, n° 1, p. 15-19.
- DA ROLD O., 1990**-L'apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale. Univ. degli Studi Milano, 190 p. (Tesi di Dottorato di ricerca).
- DELANNOY J.J., HOLLIGER P., AUBERT C., HAFFENER D., KRATZINGER T. et POMOT C., 1986** - Les apports du chronomètre 234 U-230 Th dans la karstogénèse de la Grande Moucherolle-Rochers de la Balme (Vercors). *Karstologia*, n° 7, p. 11-20.
- DELANNOY J.J., 1997** - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie), les apports morphogéniques du karst. Thèse de doctorat d'Etat, Géographie, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 678 p.
- EK C., 1966** - Faible agressivité des eaux de fonte des glaciers. *Ann. Geol. Soc. Belgium*, n° 89, p. 177-188.
- ERASO A. et PULINA M., 1994** - Cuevas en hielo y rios bajo los glaciares. Mc Graw-Hill
- EYLES N., 1983** - *Glacial geology*. Pergamon Press.
- FELBER M., FREI W. et HEITZMANN P., 1991a** - Seismic evidence of pre-pliocene valley formation and filling in the region of Novazzano (Southern Ticino, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 84, n° 3, p. 753-761.
- FELBER M., FREI W. et HEITZMANN P., 1991b** - Il canyon sepolto di etj messiniana nella regione di Novazzano (Ticino meridionale, Svizzera). *Boll. Soc. tic. sci. nat.*, vol. 79, n° 2, p. 11-23.
- FELBER M., 1993** - *La storia geologica del Tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Diss. ETH, 617 p.
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P. et FREI W., 1994** - Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, Svizzera). In: *Proc. Symp. "Crop-Alpi Centrali, Sondrio 1993. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria"*, n° 2: p. 103-133
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P. et FREI W., 1995** - Seismic evidence of pre-Pliocene buried valleys in the area Como-Varese (N-Italy)-Lugano (South of Ticino, Southern Switzerland) and in the Magadino plane (Central Ticino, Southern Switzerland). Abstracts XIV International Congress INQUA, Berlin 1995. *Terra Nostra*, n° 2/95, p. 81
- FINCKH P.G., 1978** - Are southern alpine lakes former Messinian canyons? -Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. *Marine Geology*, n°27, p. 289-302
- FINCKH P., KELTS K. et LAMBERT A., 1984** - Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, n° 95, p. 1118-1128.
- FORD D., 1971** - Characteristics of Limestone solution in the Southern Rocky Mountains and Selkirk Mountains, Alberta and British Columbia. *Canad. J. Earth Sci.*, vol. 8, n° 6, p. 585-609.
- FORD D., 1977** - Karst and glaciation in Canada. In: *Proc. 7th Intern. Speleol. Congr. Sheffield*. p. 183-185.
- FORD D., 1979** - A review of alpine karst in the southern rocky mountains of Canada. *NSS Bulletin*, n° 41, p. 53-65.
- FORD D., 1986**-A review of effects of glacial action upon karst processes and landforms in Canada. In: *9e Congr. Intern. Espeleol., Barcelona 1986*, vol. 1, p. 113-114.
- FORD D., 1989** - Relationships between karst landform and aquifer development and repeated glaciations in the mountain of Canada. In: *Proc. Intern. Symp. Speleol. "Problems of karst complex study of mountainous countries"*, Tbilisi, USSR 1987, p. 61-63.
- FORD D., 1992** - Karst et glaciation au Canada. In: SALOMON J.J. et MAIRE R., eds.-*Karst et Evolution climatique. Vol. Hommages à J. Nicod*, Presses Universitaires de Bordeaux, p. 249-266.
- FORD D., ed., 1983** - Castleguard Cave and Karst, Columbia Icefields area, Rocky Mountains of Canada: a Symposium. *Arctic and Alpine Research*, vol. 15, n° 4.
- FORD D. et WILLIAMS P., 1989** - *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman publ.
- FULLERTON D.S. et RICHMOND G.M., 1986** - Comparison of the marine oxygen isotope record, the eustatic sea level record, and the chronology of glaciation in the United States of America. In: SIBRAVA V., BOWEN D.Q. E RICHMOND G.M., eds.-*Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report IGCP n°24. Quaternary Science Reviews*, vol. 5, n° 1-4, p. 197-200.
- GILLIESON D.S. et SPATE A.P., 1993a** - Cold climate processes at Wombeyan Caves. In: *Proc. Wombeyan Karst Workshop, Australia. Helicite*, vol. 31, n° 2, p. 43.
- GILLIESON D.S. et SPATE A.P., 1993b** - Alluvial Stratigraphy at Wombeyan Caves. In: *Proc. Wombeyan Karst Workshop, Australia. Helicite*, vol. 31, n° 2, p. 44.
- GURNELL A. M. et CLARK M. J., eds., 1987** - *Glacio-fluvial sediment transfer. An Alpine perspective*. Wiley & Sons.
- JENNINGS J.N., 1985** - *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell Inc.
- LAURITZEN S. E., 1986** - CO2-content of glacial environments and the likelihood for subglacial karstification. In: *9e Congr. Intern. Espeleol., Barcelona, 1986*, vol. 1, p. 127-130.
- LLIBOUTRY L., 1964** - *Traité de Glaciologie*, vol. 1. Masson, p. 66-110
- MAIRE R., 1977** - Les karsts haut-alpins de Platé, du Haut-Giffre et de la Suisse Occidentale. *Revue de Géographie. Alpine*, p. 403-425.
- MAIRE R., 1982** - Les remplissages souterrains dans les karsts de haute montagne, types et méthodes d'études. In: *Actes 7e Congrès. Nat. Speleol. S.S.S., Schwyz 1982*, p. 133-156.
- MAIRE R., 1990** - La Haute Montagne Calcaire. *Karstologia Mémoires*, 3.
- MAIRE R. et QUINIF Y., 1984** - Un complexe sédimentaire karstique en milieu alpin: les dépôts de la Galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées Atlantiques). *C.R. Acad. Sc., Paris*, vol. 298, II, n° 5, p. 183-186.
- MAIRE R. et QUINIF Y., 1988**-Chronostratigraphie et évolution sédimentaire en milieu alpin dans la Galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées, France). *Ann. Soc. Geol. Belgique*, n° 111, p. 61-77.
- MARTINETTO E. et RAVAZZI C., 1997** - Paleobotany of the Valle della Fornace succession (Varese, N-Italy). *Geol. Insubr.*, vol. 2, n° 2, p. 81-98.
- MAVLYUDOV B., 1995** - Problems of en-and sub-glacial drainage origin. In: *Actes du 3e Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, 1994. Ann. Litt. Univ. Besançon*, n° 561, Section Géographie, n° 34, p. 77-82.
- MENICETTI M., 1993** - Attività di ricerca svolte durante l'operazione "Corno d'Aquilio" (O.C.A.). In: *Atti XVI Congr. Naz. Speleol., Udine 1990*, vol. 2. *Le Grotte d'Italia*, vol. 4a, n° 16, 1992-1993, p. 83-92.
- MULLER F., 1962** - Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T. *Canada. Journ. Glac.*, n° 4, p. 302-313.
- NYE J.F., 1952** - The mechanics of glacier flow. *Journ. Glac.*, n°2, p. 82-93.
- NYE J.F., 1953** - The flow law of ice. *Proceedings of the Royal Society, A*, n° 219, p. 1139.
- MUIR D. et FORD D., 1985** - *Castleguard*. Minister of Supply and Services, Canada.
- NICOD J., 1972** - *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France.
- PATERSON W.S.B., 1994** - *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press.
- PENCK A. et BRUCKNER E., 1909** - *Die Alpen im Eiszeitalter*, Vol. 3. Leipzig, p. 717-1199.
- OROMBELLI G., 1971** - Concetti stratigrafici utilizzabili nello studio dei depositi continentali quaternari. *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 77, n° 2, p. 265-291.
- REYNAUD L. et MOREAU L., 1995** - Moulins glaciaires des glaciers tempérés et froids de 1986 à 1994 (Mer de Glace et Groënland)-Morphologie et techniques de mesures de la déformation de la glace. In: *Actes du 3e Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, 1994. Ann. Litt. Univ. Besançon*, n° 561, Section Géographie, n° 34, p. 109-113.
- RICHMOND G.M., 1986** - Stratigraphy and chronology of glaciations in Yellowstone National Park. In: SIBRAVA V., BOWEN D.Q., RICHMOND G.M., eds.-*Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report IGCP n° 24. Quaternary Science reviews*, vol. 5, n° 1-4, p. 83-98.
- RICHMOND G.M. et FULLERTON D.S., 1986** - Introduction to Quaternary glaciations in the United States of America. In: SIBRAVA V., BOWEN D.Q., RICHMOND G.M., eds.-*Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report IGCP n° 24. Quaternary Science reviews*, vol. 5, n° 1-4, p. 3-10.
- RIZZINI A. E DONDI L., 1978** - Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy). *Marine Geology*, n° 27, p. 303-325.
- ROBIN G., 1974** - Depth of water-filled crevasses that are closely spaced. *Journ. Glac.*, n° 13, p. 543.
- ROTHLISBERGER H., 1972**-Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journ. Glac.*, n° 11, p. 177-203.
- ROTHLISBERGER H. et LANG H., 1987** - Glacial hydrology. In: GURNELL A.N. et CLARK N.J., eds.-*Glacio-fluvial sediment transfer*. Londres, John Wiley, p. 207-284.
- SCHROEDER J., 1991a** - Dossier: la spéléologie glaciaire. Une nouvelle spéléologie? *Spéleo*, n° 4, p. 3-6 (Spécial Spéleo glaciaire).
- SCHROEDER J., 1991b** - Comprendre le glacier. *Spéleo*, n° 4, p. 7-8 (Spécial Spéleo glaciaire).
- SCHROEDER J., 1995** - Les Moulins du glacier Hans de 1988 à 1992 In: *Actes du 3e Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, 1994. Ann. Litt. Univ. Besançon*, n° 561, Section Géographie, n° 34, p. 31-39.
- SCHOMMER P., 1976** - Wasserspiegelmessungen im Firn des Ewigsschneefeldes (Schweizer Alpen). *Zeit. Gletscherk. Glazialgeol.*, n° 12, p. 125-141.
- SHREVE L., 1972** - Movement of water in glacier. *Journ. Glac.*, n° 11, p. 205-214.
- SIBRAVA V., BOWEN D.Q. et RICHMOND G.M., eds., 1986** - Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report IGCP n° 24. *Quaternary Science reviews*, vol. 5, n° 1-4.
- TOGNINI P. et INGLESE M., 1995** - Speleologia glaciale: un piccolo contributo all' esplorazione dei ghiacciai alpini. *Il Grottesco*, n° 52, p. 30-46.
- UGGERI S., 1992** - *Analisi geologico ambientale di un massiccio carbonatico prealpino (M. Campo dei Fiori, Varese): geologia, geologia del Quaternario, idrogeologia*. Università di Milano, 153 p. (Tesi di Dottorato in Scienze della Terra).
- UGGERI S., BINI A. et QUINIF Y., 1990** - Datation des sédiments de la Grotte Marelli. *Speleochronos*, n° 2, p. 21-28.
- UGGERI S., BINI A. et QUINIF Y., 1991** - Contribution of isotope geochemistry to the study of the climatic and environmental evolution of Monte Campo dei Fiori Massif (Lombardy, Italy). *Speleochronos*, n° 3, p. 17-28.
- UGGERI A., FELBER M., BINI A., BINASCA C. et HELLER F., 1997**-The Valle della Fornace succession. *Geol. Insubr.*, vol. 2, n° 2, p. 69-80.
- UGGERI A., FELBER M., BINI A., BIGNASCA C. et RAVAZZI C., 1994** - La successione della Val Fornace. I depositi Plio-Quaternari e l'evoluzione del territorio varesino. Milano, p. 63-92.
- UGGERI A., FELBER M., BINI A., RAVAZZI C., BIGNASCA C. et HELLER F., 1995** - Pliocene-Pleistocene environmental evolution in the Varese region (NW Lombardia, Northern Italy): evidence of a Pliocene glaciation. Abstracts XIV International Congress INQUA, Berlin 1995. *Terra Nostra*, n° 2/95, p. 280.
- VERGARI A., 1997** - *Contraintes paléokarstiques dans l'exploitation du Calcaire carbonifère sur le bord Nord du Synclinorium de Namur en Hainaut occidental*. Faculté Polytechnique de Mons (Thèse).
- VIANELLI G., 1988** - Ancora sul Gomer. *Sottoterra*, n° 80, p. 9-11.
- WARWICH G.T., 1956** - Caves and glaciation. I: Central and Southern Pennines and adjacent areas. *Trans. Cave Res. Group, G. B.*, vol. 4, n° 2, p. 127-159.
- WASHBURN A.L., 1979** - *Geocryology*. Edward Arnold.
- WEERTMANN J., 1972** - Depth of water-filled crevasses that are closely spaced. *Journ. Glac.*, n° 13, p. 543.
- WILLIAMS P. W., 1996** - A 230 ka record of glacial and interglacial events from Aurora Cave, Fiordland, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, n° 39, p. 225-241.
- ZANCHI A., RIGAMONTI L., FELBER M. et BINI A., 1995** - Evidenze di tettonica recente e di glacioteettonica nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera). *Il Quaternario*, vol. 8, n° 2, p. 279-290.
- ZUCCOLI L., 1997** - *Geologia dell'Alta Pianura Lombarda tra i Pianalti di Castelseprio e Tradate-Appiano Gentile*. Dipartimento di scienze della Terra, Università di Milano. (Tesi di Dottorato in Scienze della Terra).