

UN PHENOMENE KARSTIQUE SOUTERRAIN MAJEUR
DANS LES CALCAIRES MARNEUX :
LA SOURCE DE CHAMPclos, A NAVES (ARDECHE)

par

Y. CALLOT¹

(3 figures et 2 planches)

RESUME.— Le réseau de Champclos, à Naves (Ardèche) se développe dans les calcaires marneux du Jurassique supérieur. La lithologie entraîne un modelé original : de grandes salles et galeries s'opposent à d'étroits conduits en "méandre". Les processus d'effondrement actuels dominent dans l'évolution et seule la plus grande salle possède des voûtes en équilibre. Ces effondrements expliquent la disposition du réseau, car ils obstruent les galeries, obligeant les eaux à forer de nouveaux conduits étroits, divergents des galeries primitives. La position de la grotte au contact du socle cristallin et les fortes précipitations de la région fournissent une eau abondante et agressive qui a compensé la tendance à l'obstruction due à une lithologie peu favorable.

ABSTRACT.— The cave network of Champclos at Naves in the Ardèche has developed in marly limestones of Upper Jurassic age. The lithology has given rise to an original model; large chambers and galleries alternate with narrow meandering conduits. Collapse processes dominate the evolution of the cave network today and explain its disposition, because such processes obstruct the cave galleries and force the waters to make other narrow conduits which diverge from the original passages. The position of the cave at the contact of the crystalline massif and the high precipitation of the region which gives abundant water compensate for any tendency to obstruction in an unfavourable lithology.

Il est généralement admis que les formes karstiques souterraines de grandes dimensions ont un développement limité aux calcaires presque purs, et résistants. Si cela est vérifié dans la plupart des cas, il existe cependant des "cas limites" de cavités formées dans des roches de lithologie moins favorable. Nous avons précédemment étudié les cavités formées dans les "grès" du Trias ardéchois (Y. CALLOT, 1979), et des grottes ont été décrites dans la craie, et dans les "tuffeaux" de Touraine.

On observe dans ces cavités des particularités morphologiques qui sont la conséquence directe de la lithologie. L'exemple de la source de Champclos est particulièrement remarquable par les importants évidements qu'on y observe, exceptionnels dans ces types de cavités.

La source de Champclos, faible exurgence presque pérenne, se trouve près de la petite ville des Vans, presque au contact des affleurements sédimentaires les plus occidentaux avec le socle cristallin du Massif central.

L'ensemble du réseau se développe dans le Rauracien J³ et l'Argovien J², constitués dans cette région par une alternance de calcaires gris-noir à grain fin, délitables, et de marnes compactes et dures au sommet, plus grumeleuses à la base, avec des passées ferrugineuses rouges. Les variations lithologiques, remarquablement régulières et resserrées, donnent une stratigraphie bien contrastée, très remarquable dans les coupes naturelles que sont les galeries de la grotte. L'étude se limitera à la partie centrale et méridionale du réseau, car le réseau septentrional des Alauzas, d'accès difficile, n'a pu être visité.

Sur le plan de la cavité (fig. 1), on observe quelques grandes galeries et salles, et d'étroits conduits. Toute la zone d'entrée de la grotte appartient au second type : le porche, en joint de strate, donne dans une galerie étroite, parcourue par un cours d'eau débitant quelques litres-secondes en moyenne. La partie

¹ Laboratoire de Géographie physique V.E.R. Lettres - Sciences humaines, 57, rue P. Taittinger, F-51100 Reims.

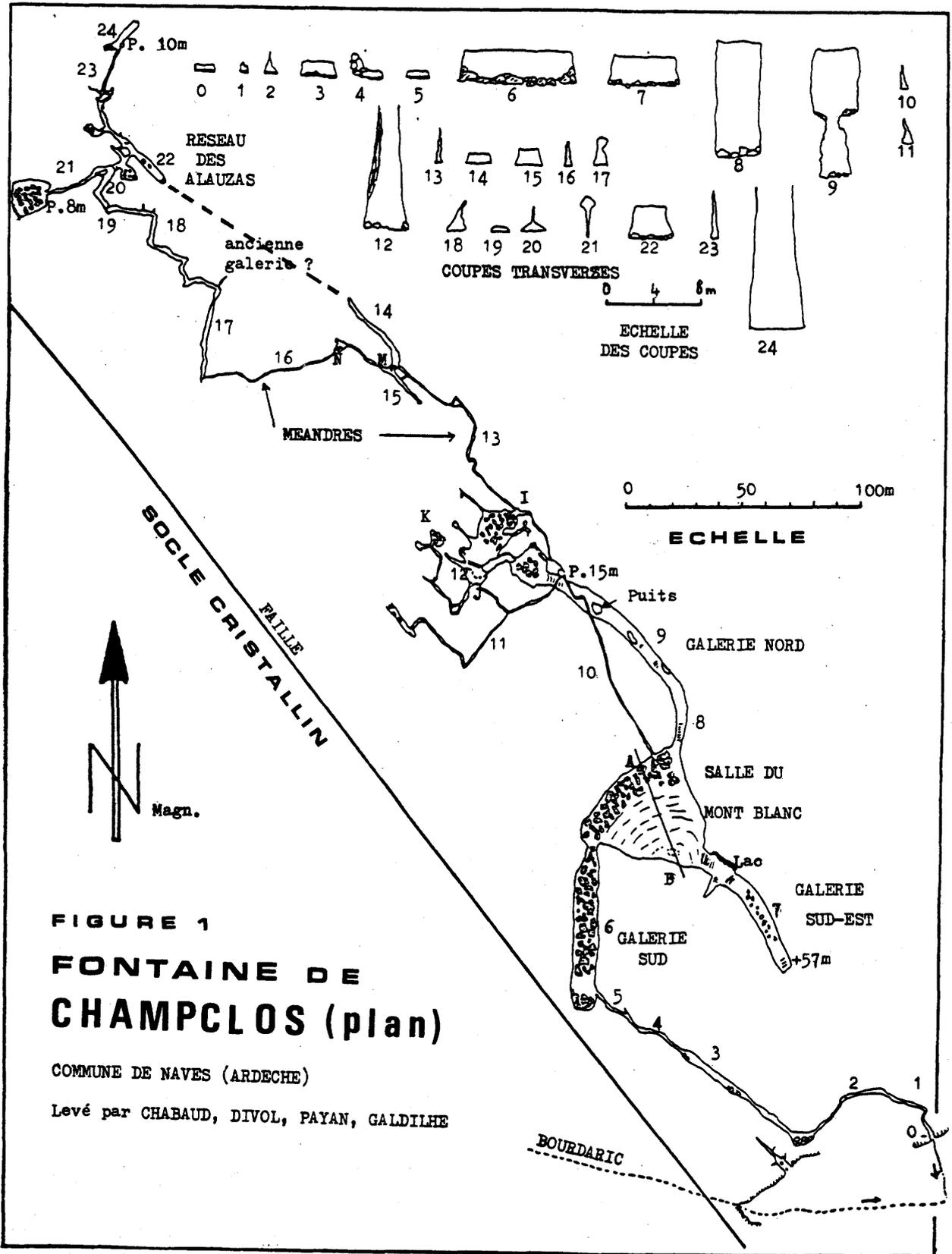


FIGURE 1
FONTAINE DE
CHAMPCLOS (plan)

COMMUNE DE NAVES (ARDECHE)
 Levé par CHABAUD, DIVOL, PAYAN, GALDILHE

amont de cette galerie se trouve dans des niveaux particulièrement peu résistants, qui provoquent une instabilité des voûtes : les blocs encombrant le conduit se déplacent constamment, et leur répartition varie d'une année à l'autre. De nos jours ce passage s'est totalement effondré et l'on accède à la cavité par une entrée artificielle.

Ce boyau débouche latéralement dans une galerie d'un tout autre ordre de dimension, large de dix mètres, longue de soixante-dix, orientée nord-sud et se terminant dans cette dernière direction par un élargissement en salle circulaire comblée par ses propres débris. La proximité d'une faille à grand rejet, puisqu'elle met en contact le Jurassique avec les terrains cristallins du socle, explique un tel passage brusque à une zone d'effondrement : la roche a subi de telles actions tectoniques qu'elle est fracturée au point de ne pas pouvoir tenir. Mais il y a cependant une incertitude dans cette affirmation : la zone effondrée est dominée par un plafond parfaitement plan, formé de la base d'un banc de marnes veinées presque schisteuses, qui indique que le comportement a été variable d'un banc à l'autre, certains s'étant, - au contraire de ceux qui ont donné les zones éboulées à débris de taille décimétrique - renforcés par migra-

tion de matière dans leurs discontinuités.

Cette galerie, au plafond parfaitement plan, mais correspondant à un autre banc que le banc de la salle d'effondrement, est encombrée de blocs de dimensions métriques. Elle voit sa hauteur diminuer pour finalement déboucher par d'étroits passages entre les blocs dans la partie la plus basse d'une vaste salle - dite du Mont Blanc -, d'un périmètre de 160 m.

Cette salle triangulaire est encombrée dans sa partie sud-est par un vaste cône d'éboulis haut d'une vingtaine de mètres et "soudé" par le concrétionnement. Une arrivée d'eau au sommet de l'éboulis fournit la calcite. Des blocs viennent se déposer sur cette coulée stalagmitique. Le rythme de leur chute n'est pas très rapide, puisqu'ils sont progressivement recouverts de calcite. Cependant des spéléologues y ont déjà observé des chutes de pierres, ce qui indique que c'est surtout l'importance du concrétionnement qui permet la suprématie de ce dernier sur l'accumulation de blocs.

Les parois de la salle ont une forme presque parfaite de dôme d'équilibre naturel, passant vers le haut à une fermeture concentrique des bancs jusqu'à un banc terminal donnant un petit sommet plat (fig. 2).

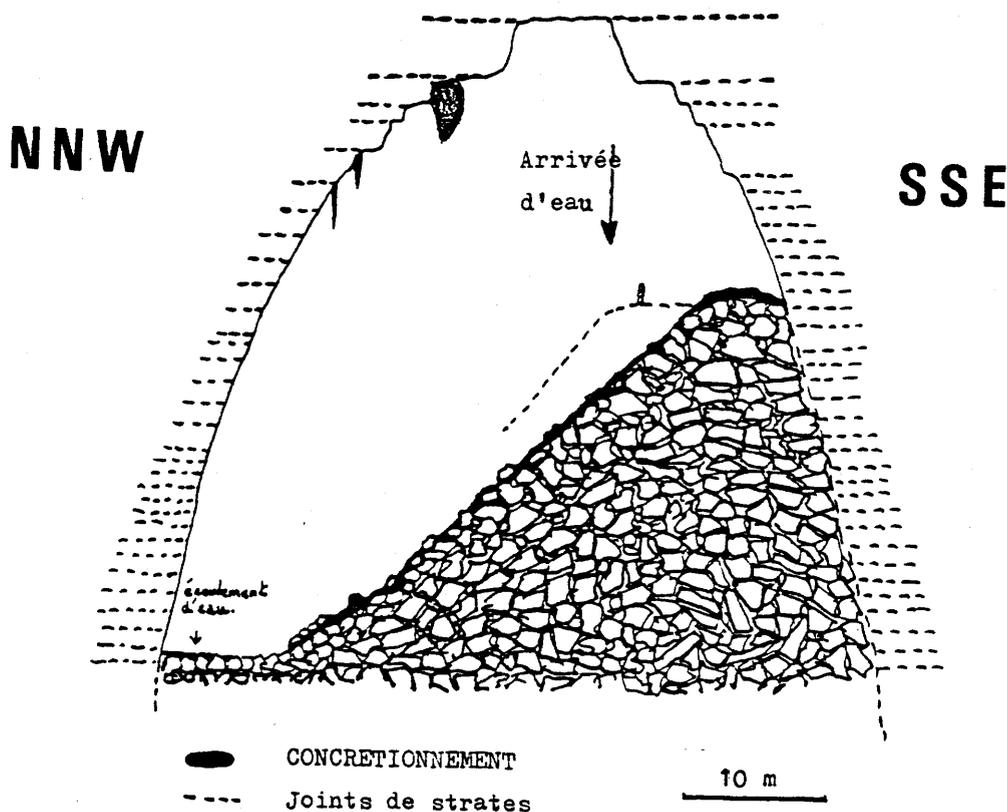


Figure 2.- Coupe de la salle du Mont Blanc selon A-B (croquis schématique).

Chaque joint de strate est favorable à la migration horizontale des eaux dans cette partie sommitale, car des coulées stalagmitiques apparaissent à hauteur des joints. La moindre perméabilité des bancs de marnes formant les joints explique cette localisation.

Il est par ailleurs possible que les bancs calcaires soient plus résistants dans la partie sommitale de la salle, expliquant ainsi son équilibre relatif.

L'éboulis est disposé latéralement dans l'angle sud-est de la salle, laissant libre tout le côté nord-ouest de cette dernière. Cette position est due à la présence d'un écoulement allant de la galerie nord à la galerie sud, qui, passant sur ce flanc nord-ouest de la salle a compensé par dissolution les apports des effondrements successifs; il a ainsi permis la formation d'un cône d'éboulis dont le sommet ne se trouve pas au-dessous du point le plus haut de la salle, mais à proximité de l'un des angles du triangle que forme la salle; aussi pensons-nous que la forte pente de l'éboulis est due à la chute de blocs du plafond roulant ensuite sur la pente, mais aussi au sapement latéral de l'éboulis par l'écoulement.

A chaque angle de la salle correspond un départ de vaste galerie. La galerie sud, déjà décrite, est la seule à rester à un niveau inférieur. La galerie sud-est a un niveau plus élevé : elle donne presque au sommet de l'éboulis de la salle du Mont-Blanc. Cela a permis des phénomènes de soutirage près de la salle, avec apparition d'un lac permanent, mais le plafond reste plan sur toute la longueur de la galerie.

La galerie nord (voir coupes) est beaucoup plus haute que les précédentes, mais dominée elle aussi par un plafond plan correspondant à la base d'un banc calcaire, avec d'inquiétantes fissures béantes sur des largeurs décimétriques au centre du plafond. La galerie monte rapidement vers son plafond à partir du niveau de la salle; il est possible de descendre entre les blocs formant le sol de la galerie jusqu'à une petite galerie inférieure parcourue par un faible courant d'eau, galerie qui donne par deux regards dans la galerie supérieure (coupe 9). Nous avons là l'exemple type d'une galerie qui est affectée d'une évolution ascendante, la dissolution à sa base étant incapable d'évacuer tous les débris que fournissent les effondrements.

On atteint alors la partie la plus complexe de la grotte, formée par deux grandes salles d'où partent de petits "diverticules" et galeries. On accède à la première salle par la grande galerie, puis, par un très étroit "méandre" (1), on peut gagner le sommet de la seconde salle (zone JK de la coupe B, fig. 3 et du plan fig. 2). Par contre, il faut emprunter la galerie inférieure et le "méandre" qui lui fait suite - divergent en plan des passages précédents - pour atteindre la partie inférieure de la seconde salle; le méandre donne en effet sous cette dernière, et il faut remonter entre les blocs qui en bouchent la base pour émerger dans le plancher de la

(1) "Méandre" est employé ici dans son sens spéléologique de galerie étroite et haute, parfois mais non nécessairement sinueuse.

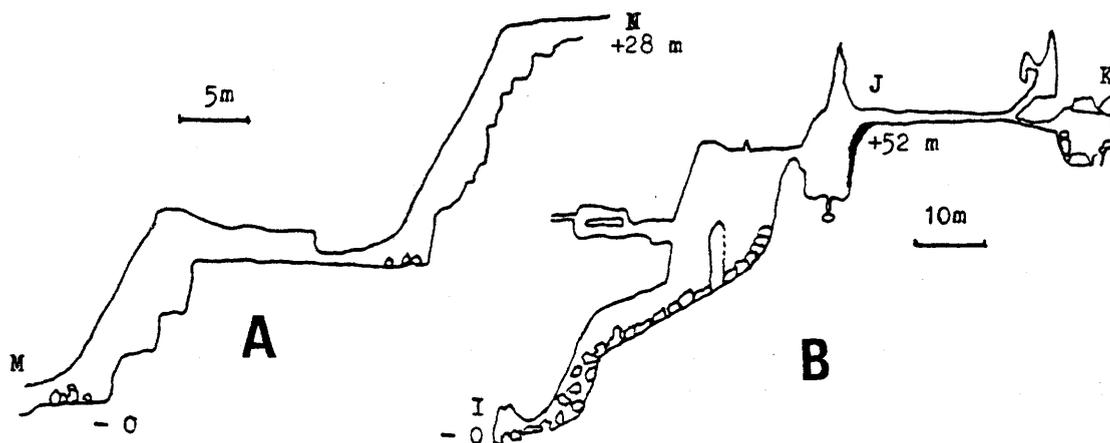


Figure 3.- Coupes longitudinales développées du méandre (A) et de la jonction du méandre avec la 3^{ème} salle (B). (localisation in fig. 1).

salle. Elle est extrêmement instable, avec un plafond fissuré pendant vers le centre. Certains petits conduits latéraux sont identiques, et c'est le seul lieu où nous ayons jamais entendu sous terre des effondrements importants, un peu plus loin que l'emplacement où nous nous trouvons dans une galerie latérale. Les processus morphologiques actuels y sont particulièrement actifs. Le "méandre" donnant dans la partie inférieure de la salle ne provient cependant pas de cette dernière. Il se poursuit vers l'amont, toujours parcouru par de faibles écoulements d'eau à l'étiage, recoupant une galerie inactive au point M, puis s'élevant d'une trentaine de mètres jusqu'au réseau des Alauzas.

La disposition de la grotte montre une opposition nette entre de vastes salles et conduits et d'étroites galeries, souvent en "méandres", les joignant. Si on considère les volumes de ces deux ensembles, l'opposition est encore plus nette : les grandes salles et galeries ont un évidement supérieur à 60.000 m³, alors que les autres conduits en représentent deux à trois mille au plus.

Que faut-il penser de cette opposition ? Elle peut résulter de différences d'âges entre les formes, les galeries en méandres étant récentes et en cours d'élargissement puisqu'actives, alors que les grands volumes représentent des formes inactives. De là à voir une reprise d'activité d'un réseau complètement figé, un nouveau "cycle" d'érosion souterraine si l'on veut, il n'y a qu'une faible progression dans le raisonnement à effectuer.

Mais nous ne pensons pas qu'il en soit ainsi. Le réseau de Champclos est lithologiquement particulier, et soumis de ce fait à des contraintes morphologiques différentes. Il apparaît notamment que les effondrements y sont beaucoup plus fréquents que dans les réseaux se développant dans les calcaires francs. Dans de telles conditions, il arrive fréquemment qu'une galerie s'obstrue sous les débris de ses voûtes et que les circulations d'eau se trouvent ainsi entravées. Dans un pareil cas, les eaux réempruntent rarement le même chemin : au lieu de déboucher la galerie initiale, elles passent par d'autres discontinuités. Il en existe un exemple particulièrement net dans le réseau de Chauveroches, dans le Doubs (Y. CALLOT, 1972).

Le réseau de Champclos est une application à l'ensemble d'un réseau d'une telle formation exacerbée par la lithologie, avec des formes de raccordement plus ou moins évoluées. L'actuel conduit d'évacuation des eaux représente une forme un peu plus ancienne de raccordement que les méandres allant du système des grandes salles au réseau des Alauzas. La galerie des

coupes 14 et 15 est un ancien conduit, qui donnait probablement dans la salle la plus septentrionale et venait de la galerie (22 sur le plan) du réseau des Alauzas. Ce conduit a été recoupé accidentellement, après son obstruction, par l'actuel méandre. En un sens, on peut dire que l'évolution du réseau se fait par compensation de tous les effondrements dans des réseaux parallèles et étroits appelés à s'élargir jusqu'à ce qu'ils s'effondrent à leur tour pour être remplacés par une nouvelle galerie. Cela donne une topographie confuse, sans ligne directrice, et une évolution où la notion de phase devient parfaitement arbitraire pour laisser place à une évolution qui est à la fois continue et hachée, jusqu'à un certain seuil de dimension, qu'à atteint la salle du Mont Blanc, où les effondrements locaux, s'il y en a, ne peuvent plus modifier suffisamment la morphologie pour entraîner des changements de cours. De plus, au-delà de ce seuil, les formes atteignent, même dans une roche peu résistante, un équilibre morphologique presque parfait qu'illustre bien l'éboulis de la salle du Mont Blanc, figé par le concrétionnement plus rapide que l'effondrement.

Il serait intéressant de voir quelles peuvent être les formes de surface d'un "Karst" développé dans une telle roche. Malheureusement l'affleurement est trop restreint, et en trop forte pente, pour montrer autre chose que des versants nappés de cailloutis périglaciaires. Au-dessus du réseau, les pentes du "Serre de Barre" se trouvent dans le cristallin, restreignant l'affleurement sédimentaire à une étroite bande. Mais, en définitive, n'est-ce pas justement cette position privilégiée de l'affleurement en contrebas d'un sommet élevé en roche imperméable qui a permis la formation de ce réseau dans une roche si peu favorable, par une suralimentation des conduits en eaux agressives qui ont pu compenser par leurs capacités de transport solide et en solution la tendance générale des conduits en roche peu résistante à se combler d'eux-même sous leurs effondrements ? La localisation du réseau le long de la faille mettant en contact roches sédimentaires et cristallines montre que cette position est un argument en faveur d'une telle formation dans une aire déjà bien arrosée, puisque la ville proche des Vans reçoit 1350 mm de précipitations par an.

Le réseau de Champclos, par sa position topographique et la faible résistance de la roche constituante, montre une accélération des phénomènes, permettant d'observer de nos jours des processus et des variations que l'on déduit dans les autres cavités. Cependant, l'observateur doit toujours garder à l'esprit cette faible résistance - qui peut exacerber certains phénomènes,

comme les effondrements - , sous peine de généraliser à tort la primauté de processus bien moins importants dans les cavités formées dans des calcaires plus francs. La vitesse d'évolution influe par ailleurs sur cette évolution, en empêchant certains équilibres de se produire, facteur supplémentaire pour ne pouvoir affirmer que les autres réseaux, en dehors des variations lithologiques, connaissent une évolution identique à un rythme plus lent. Comme tout cas limite, le réseau de Champclos doit être interprété avec encore plus de précautions que les autres cavités.

BIBLIOGRAPHIE

- BALAZUC, J., 1956. Spéléologie du département de l'Ardèche, *Rassegna Speleol. Ital.*, 158 LXII p., 111 fig., bibliogr.
- CALLOT, Y., 1972. Le karst du Plateau d'Amancey (Doubs), *Mém. maîtrise*, Paris X.
- CALLOT, Y., 1978. Géographie physique des cavités dans le Trias de la région des Vans (Ardèche). *Spelunca*, Sér. 4, 17 (4) : 151-155.
- CALLOT, Y., 1979. A propos des plateaux ardéchois : karst, rapports fond-surface et évolution des paysages calcaires. Thèse Reims.

PLANCHE 1

Le sommet de la salle du Mont-Blanc, vu de la galerie nord.

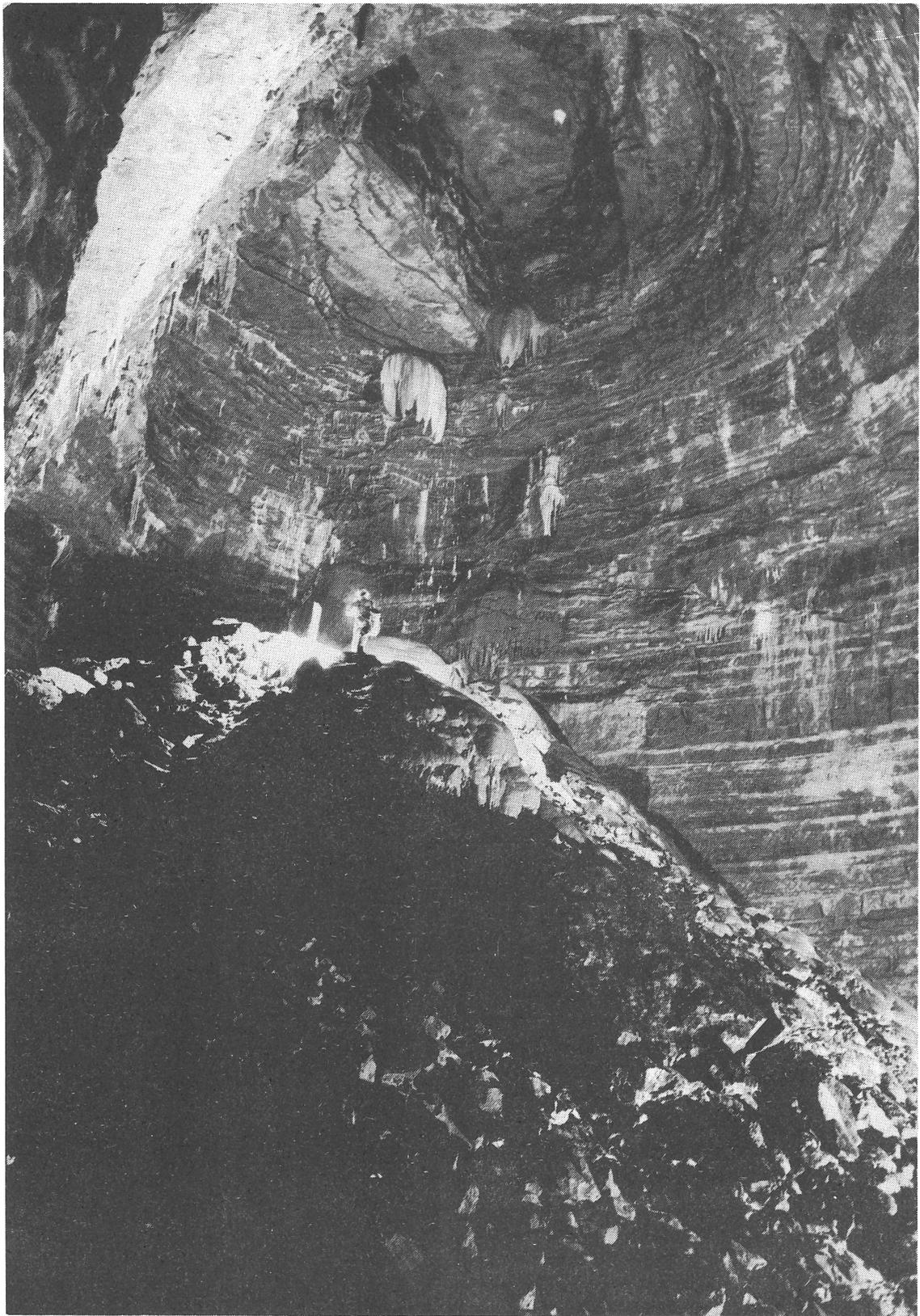


PLANCHE 2

La galerie nord, vue de la salle du Mont-Blanc.
Noter la fissuration aux voûtes et l'importance des éboulements.

