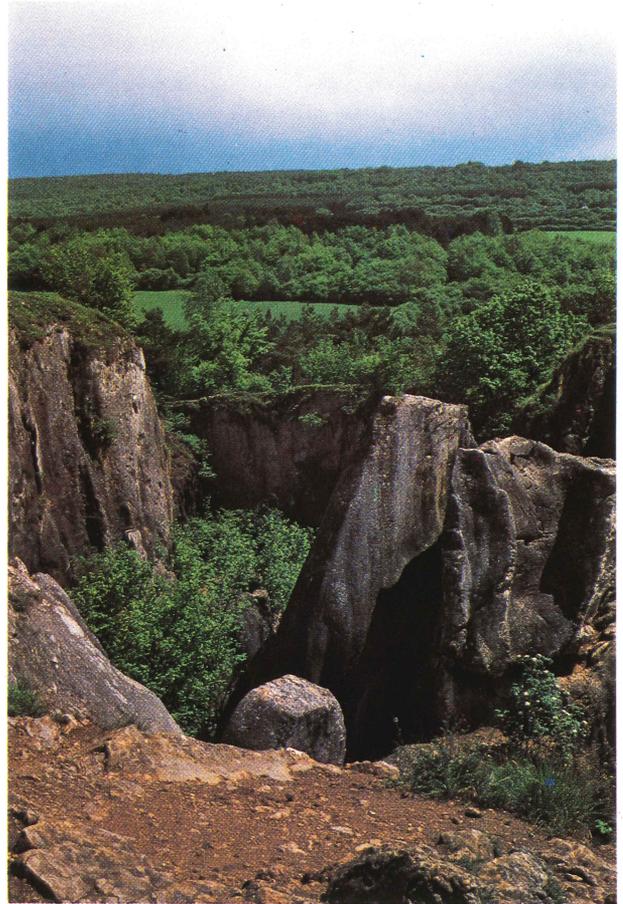
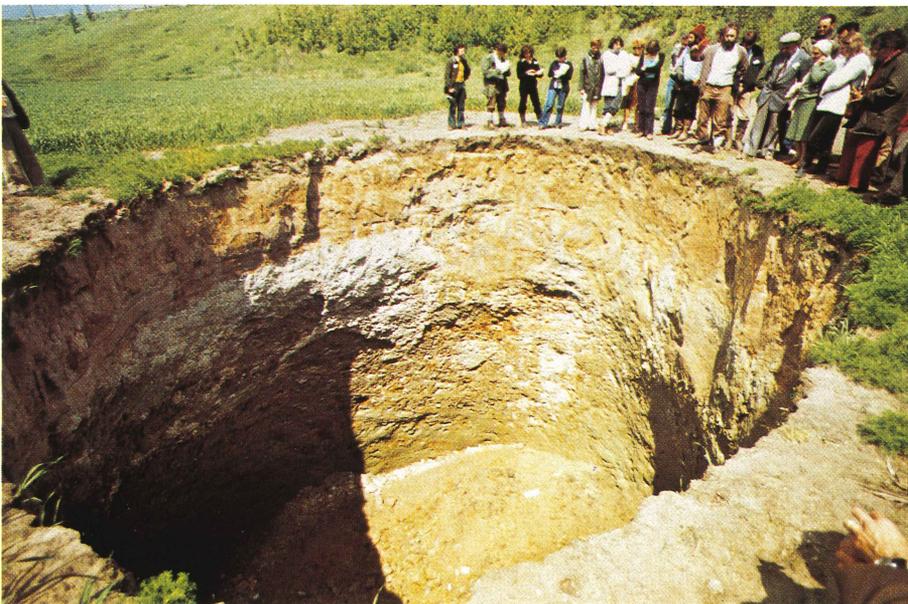


Un paléokarst belge :
le Fondry des Chiens,
un des «abannets» de
Nismes



Un «puits naturel» à
Kain (Tournai),
effondrement provoqué
par le rabattement
actuel de la nappe
aquifère dans le calcaire
sous-jacent.

Photos J. Grimbérieux.



COMPTE RENDU DES EXCURSIONS

Les trois journées d'excursion avaient pour but de donner une idée générale des phénomènes karstiques des roches paléozoïques de la Belgique, et plus particulièrement - mais non exclusivement - au double point de vue des processus actuels et des problèmes appliqués.

La première journée - le jeudi - a permis de parcourir la bordure septentrionale des régions concernées; elle s'est déroulée entre Mons, Tournai et Liège.

La deuxième journée de terrain - le samedi - a été consacrée à la région orientale du Synclinorium de Dinant, et plus particulièrement aux environs de Remouchamps.

Le dimanche, troisième jour d'excursion, s'est déroulé dans les régions méridionales et centrales du Synclinorium de Dinant et a donné un aperçu des régions de Han-Rochefort, d'Arbre et de Couvin.

Ainsi ont été parcourues, quoique très brièvement, les principales régions karstiques de la Belgique paléozoïque. (voir les principaux points d'arrêt, fig. 1).

JEUDI 24 MAI 1979

1. VENUE D'EAU KARSTIQUE ARTESIENNE A ST-GHISLAIN (PRES DE MONS)

(direction : M.A. DELMER)

Un premier arrêt au chantier en repli du sondage de St-Ghislain permet aux membres du Congrès de prendre connaissance de la coupe succincte de cette recherche (fig. 2). Trois choses retiennent l'attention : l'épaisseur inaccoutumée des formations, la présence de 700 mètres de dépôts évaporitiques au sommet du Dinantien et une circulation intense d'eau dans un karst en anhydrite s'étendant de 2410 à 2680 mètres. Ce dernier élément permet d'expliquer le chimisme des eaux de Baudour et de St Amand-les-Eaux, l'existence des puits naturels en terrain houiller et même la structure de la "Vallée crétacique de la Vallée de la Haine". La circulation des eaux fait l'objet encore d'hypothèses à tester. Néanmoins, entre le sondage et les tunnels de Baudour situés à environ 6 km au nord de St-Ghislain, on peut essayer de dresser une coupe vraisemblable (fig. 3).

L'ouverture de la vanne de forage libère un débit artésien de 96 m³/heure d'une eau dont la température

devrait atteindre les 70°C après un temps d'écoulement suffisamment long.

A. DELMER

Référence bibliographique

DELMER, A., 1978. Le Bassin du Hainaut et le sondage de St-Ghislain. Service géologique de Belgique, Professional Paper 143 : 12 p.

2. LES PUITTS NATURELS DU TOURNAISIS

(direction : M.F. DERYCKE)

a. Arrêt près d'un puits naturel à Kain (BREUZE)

Ce puits naturel, situé au sud immédiat de la branche sud de l'Autoroute de Wallonie, à moins de 500 m de la route Tournai-Roubaix, fut observé pour la première fois le 4 juin 1978.

Au moment de sa description, le 7 juin, le puits naturel était de forme cylindrique, à fond plat :

- profondeur : 9,50 m sous la surface du sol;
- diamètre : 8,50 m sur pratiquement toute la hauteur;
- volume de vide apparent : 500 m³, compte non tenu du foirage des terrains sous-jacents foisonnés jusqu'au calcaire;
- diamètre réduit à 6 m à la surface du sol, le sommet du puits se refermant en goulot dans le limon quaternaire.

La coupe des terrains est la suivante :

	Age	Base à
- terre limono-argileuse grise (terre arable)		0,25 m
- limon argilo-sableux brun	q3m	1,50 m
- sable fin argileux, bleu verdâtre	L1d	3,50 m
- tuffeau cohérent, à "clivage" brun rouille	L1c	fond à 9,50m

Il n'y avait pas d'eau au fond du puits. La cote du sol est à 21,50 m. D'après l'état piézométrique 1977 de la nappe du Calcaire carbonifère (toit du calcaire à la cote + 8), la nappe se trouvait aux environs de la cote + 3.

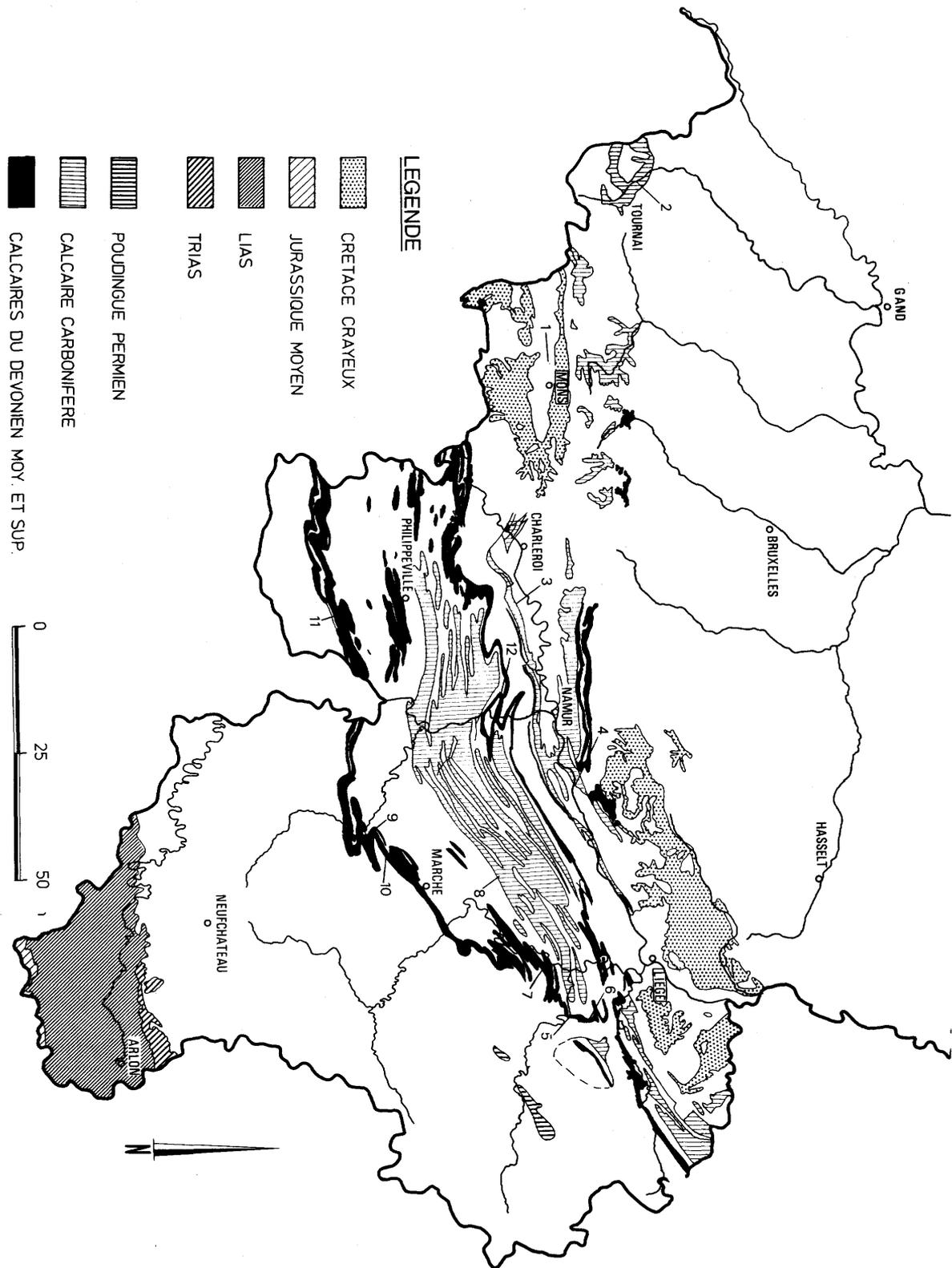
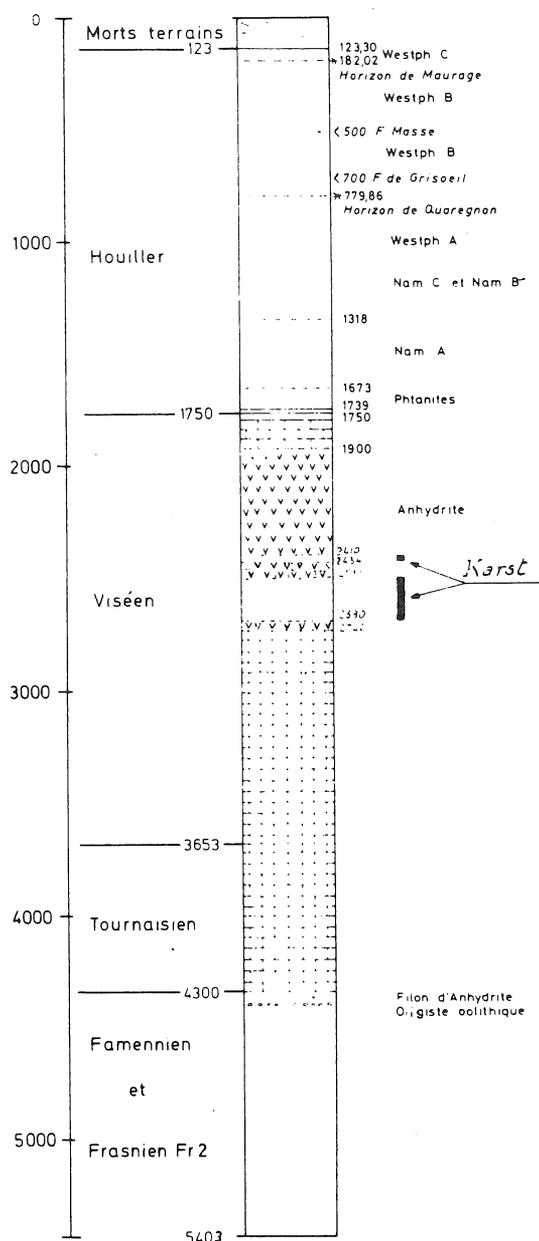


Figure 1.- Principaux points d'arrêt des excursions.



SONDAGE DE ST-GHISLAIN

Pl.150 E n° 387

y = + 16 366,20
 x = - 2.209,08
 z = + 22,78
 1972 - 1978

Ultérieurement, l'effondrement s'est élargi et approfondi à plus de 12 m, toujours sans eau.

Le creusement ultérieur d'un piézomètre à Kain-Breuze a permis d'éclairer les problèmes de la localisation et du mécanisme de l'effondrement.

Alors que le piézomètre du Service géologique de Belgique était en cours de creusement, la nappe superficielle du tuffeau landénien L1c fut rencontrée à 7,35 m de profondeur tandis que le puits naturel, situé à une trentaine de mètres du piézomètre, était à sec à plus de 12 mètres. Après percée par le sondage de l'argile landénienne L1b, l'eau a disparu. La nappe du calcaire viséen sous-jacent s'équilibrait le 30 novembre 1978 à 26,20 m de profondeur.

L'eau de la nappe phréatique s'écoule depuis les hauteurs de l'est sur l'argile imperméable de l'Yprésien Yc vers la plaine pléistocène à l'ouest où l'argile est totalement érodée. A la limite de la zone d'érosion, l'eau de la nappe superficielle s'infiltre dans le Landénien perméable (sables L1d et tuffeau L1c) et est contenue par l'argile imperméable L1b. Le sous-sol du piézomètre se trouve à la limite méridionale de l'extension du L1b qui s'effiloche en un rideau trop mince pour rester efficace. Au sud immédiat, le tuffeau perméable L1c repose directement sur le substratum calcaire, la marne turonienne Tur1 ayant été totalement érodée par la transgression du tuffeau L1c.

Du point de vue hydrogéologique, l'eau de la nappe superficielle, à la cote + 25 m, s'écoule verticalement dans la nappe du Landénien à la cote + 16 et s'échappe ensuite dans les fissures du Calcaire carbonifère pour finalement s'équilibrer à la cote - 3.

Un tel déséquilibre hydrogéologique et l'érosion des couches imperméables de la couverture du Calcaire carbonifère expliquent à l'évidence la localisation et le mode de formation du puits naturel.

b. Arrêt au bras mort de l'Escaut au pont de Pont-à-Chin.

1. Bras mort de l'Escaut

Le 1er mars 1978, le bras méridional de l'Escaut se vidait une nouvelle fois.

L'effondrement avait la forme d'un trèfle, obtenue par la coalescence de 2 anciens puits naturels (de janvier 1977) ayant rejoué; il développait 14 mètres suivant l'axe de l'Escaut et totalisait 23 m de largeur en travers dont 4 m mordaient la berge (arbres manquant le long de celle-ci).

Figure 2.- Le sondage de St-Ghislain

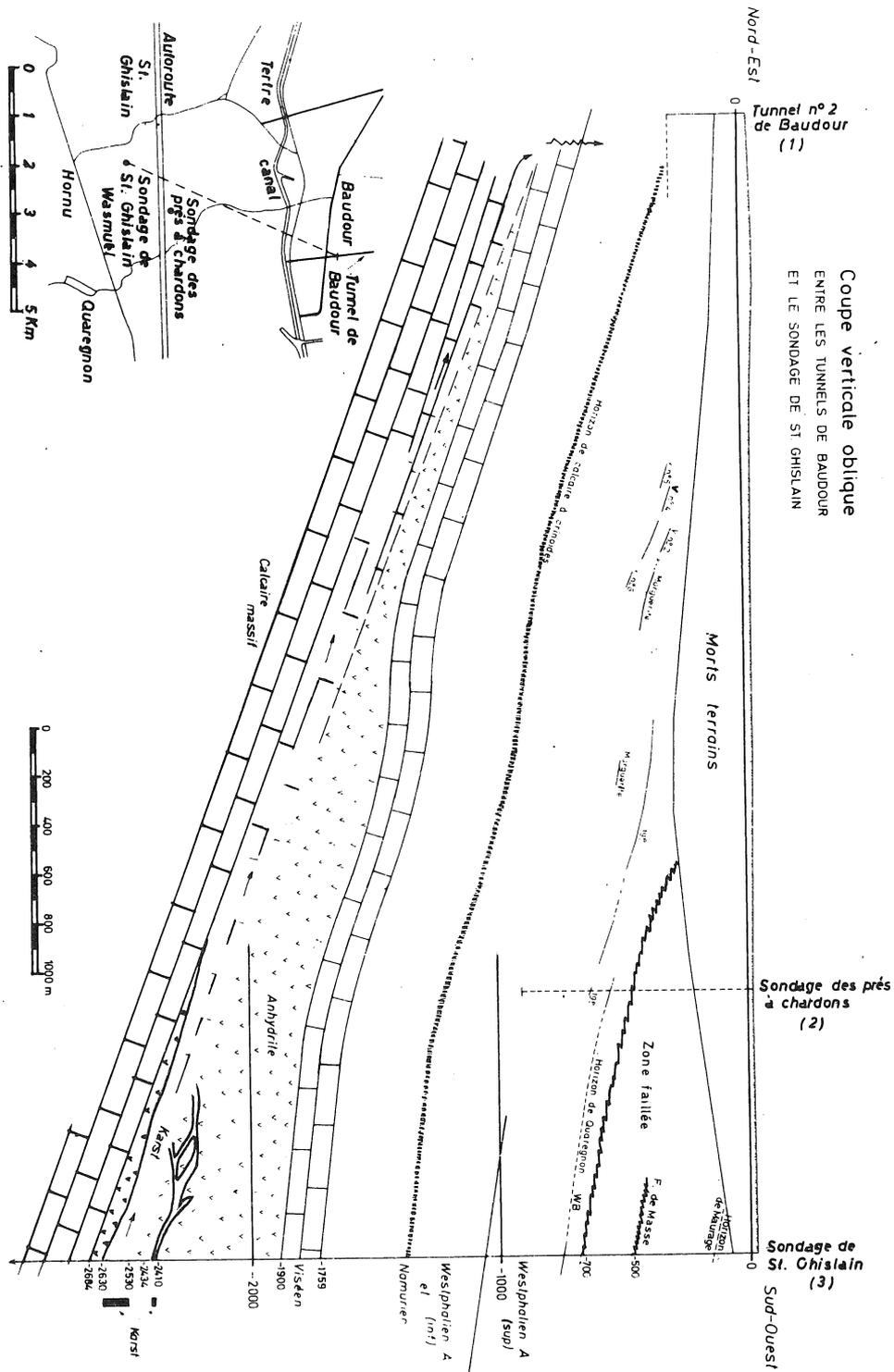


Figure 3.- Coupe verticale NE-SW entre les tunnels de Baudour et le sondage de St-Ghislain
 (1) Départ de la coupe à la base du début de la partie horizontale, $x : + 3400, y : + 7630, z : - 280$
 (2) en projection sur la coupe, $x : + 75, y : + 7648, z : + 25,50$
 (3) $x : - 842,50, y : + 8634, z : + 26,40$

Il avait atteint une profondeur de 11 m et on y voyait de la tourbe surmontant les sables pléistocènes et le cailloutis de base pléistocène visible sur 1 mètre. Le cailloutis, à cailloux de silex avec galets de chert et de craie silicifiée, a, dans cette zone, une épaisseur comprise entre 4 et 6 mètres. Le substratum, calcaire ou wealdien, n'a pas été visible.

Les Voies hydrauliques procédèrent immédiatement à l'édification d'une digue pour contenir les eaux fortement polluées du ruisseau "Rieu de Templeuve" qui se déversaient dans le bras mort et de là dans le Calcaire carbonifère par l'intermédiaire du puits naturel. L'évacuation des eaux s'effectue vers l'Escaut rectifié par une tranchée au travers du champ de tir.

2. Point de vue sur la zone sinistrée depuis le pont de Pont-à-Chin (fig. 4).

Jusqu'à la fin de l'année 1966, la formation d'un puits naturel dans le Tournaisis constituait toujours un phénomène isolé, sans lien de simultanéité avec les autres effondrements survenant dans l'une ou l'autre commune.

Après les inondations de l'Escaut, à la fin de leur retrait, du 28 au 31 décembre 1966, un groupe de 15 effondrements s'est produit à Kain, à l'est de l'Escaut, dans la plaine alluviale. La surface sinistrée avait 150 m de largeur suivant un axe ouest-est, tandis qu'en direction nord les cratères s'étaient formés le long d'un alignement de 400 mètres. Le volume total de terrain absorbé était de 2750 m³.

Le dimanche 1er janvier 1977, un nouvel essaim de puits naturels se formait à Kain, au sud du pont de Pont-à-Chin, de part et d'autre de l'Escaut : 18 puits naturels totalisant 3000 m³. L'un des puits naturels de 1966, comblé par des sacs d'immondices entassés sur un lit de madriers, a rejoué profondément sous la forme d'un ellipsoïde cisailant tout l'ancien remblai.

Un puits naturel fut soupçonné dans le lit de l'Escaut, en face de la station d'essai de réalimentation; des échos-sondages, réalisés par les Voies hydrauliques, ont montré par la suite l'ampleur de l'effondrement sous l'Escaut : un "ravin" de 25 mètres de profondeur sous le plan d'eau et de 10 mètres de largeur au sommet joignait les puits naturels ayant affecté les 2 berges de l'Escaut. En février, avril, juin, juillet et novembre 1977, d'autres effondrements affectèrent encore le site, soit dans la station d'infiltration, soit dans la prairie en berge occidentale, ou encore dans le bras mort de l'Escaut, provoquant la vidange de celui-ci.

Le point de vue depuis le pont donne une vue d'ensemble de toute la zone sinistrée et montre l'aligne-

ment des puits naturels depuis la station d'infiltration jusqu'au bras mort de l'Escaut, en passant par les deux berges de l'Escaut (arbres manquant dans l'alignement le long des berges).

F. DERYCKE

(d'après : E. de ROUBAIX, F. DERYCKE, M. GULINCK, R. LEGRAND et W. LOY, 1979. Tournaisis 77-78. Effondrements à Kain et évolution récente de la nappe aquifère profonde. Service géologique de Belgique, Professional Paper 157).

3. LA BASSE-MARLAGE CALCAIRE, DANS LA REGION DE CHARLEROI

(direction : M.R. FOURNEAU)

R. FOURNEAU a systématiquement relevé tous les phénomènes karstiques de la région calcaire qui s'étire d'ouest en est au sud de la Sambre et les a étudiés tant en surface qu'en profondeur. Ceux de la partie occidentale de la région envisagée sont d'un type de karst ancien, parfois fossile; ceux de la région orientale sont d'un type de karst plus récent, actif même. La raison semble en être la plus longue conservation à l'ouest qu'à l'est de la couverture tertiaire sur les terrains calcaires du socle primaire.

Parmi les phénomènes fossiles de la partie occidentale, il faut citer le grand lapié de Leernes-Landelies, atteignant et dépassant par endroit 10m de creux, rempli de sable et d'argile parfois rouge (comportant 40 à 90 0/0 de montmorillonite). Malheureusement, l'exploitation d'une carrière de calcaire, après avoir mis à jour ce lapié, est en train de le gruger.

Un peu plus à l'est, signalons les formes karstiques de la vallée du Ruisseau des Haies à Marcinelle-Loverval : toute une série de pertes et de résurgences de ruisseaux et de cavités à flanc de versant. Il apparaît que les vallons et les chantoirs, qui fonctionnent actuellement par intermittence, sont les restes de creux beaucoup plus grands, comblés au cours de la dernière période froide du Pléistocène, et que les résurgences se sont maintenues constamment au même endroit en descendant le long du versant au fur et à mesure de l'approfondissement et de l'élargissement de la vallée.

Plus à l'est encore se situe le karst du bois de Châtelet, comportant une série d'alignements structuraux de dolines, apparues par évidemment naturel et par l'enlèvement par l'homme de matériaux sableux et argileux issus de la couverture tertiaire, ainsi que les grottes de la vallée de la Biesme à Aiseau-Presles qui, elles aussi, furent réalisées avant le Pléistocène, colmatées de sédi-

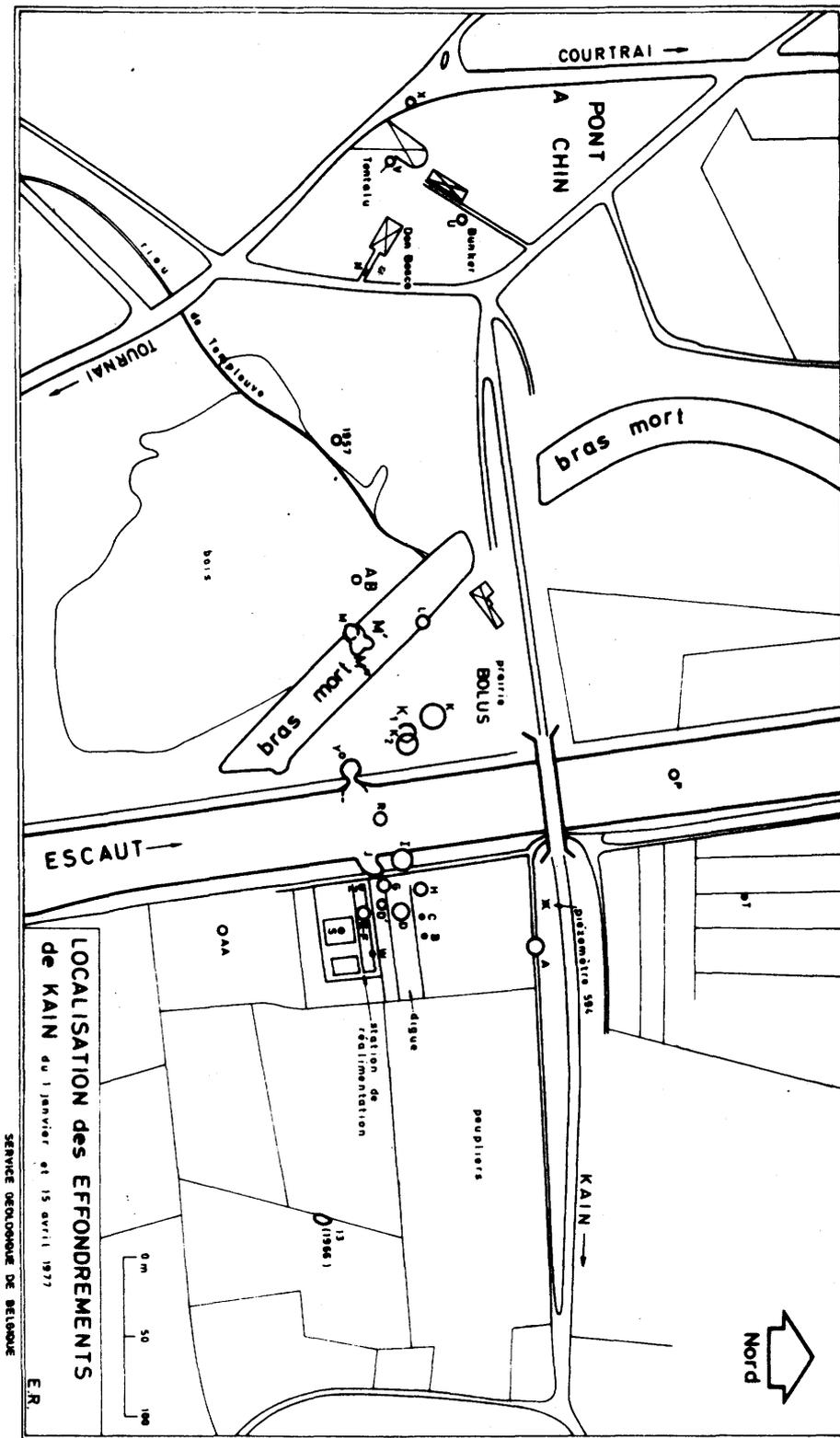


Figure 4.- Localisation détaillée des effondrements de Kain (extrait de : E. de ROUBAIX et al., 1979).

ments secondaires, tertiaires ou pléistocènes et réapparaues à flanc de versant par l'érosion de la vallée au Pléistocène. Tous ces phénomènes karstiques fossiles apparaissent dans une forme de relief général en gradin calcaire (la Basse-Marlagne occidentale) qui s'étire au pied d'une crête gréseuse éodévonienne allongée selon la même orientation, tandis que la bande calcaire de la région orientale est en forme générale de chavée (la Basse-Marlagne orientale) et ce sont des phénomènes karstiques actifs qui y dominent largement.

R. FOURNEAU

Discussion

M. J. NICOD demande si l'on a retrouvé dans les dépôts remplissant les cannelures du lapié de Leernes-Landelies des concrétions ou des dépôts ferrugineux.

M. R. FOURNEAU répond que dans la petite partie étudiée de ce grand lapié, il n'a pas retrouvé de concrétions, mais bien de très nombreuses concentrations de sables très ferrugineux et très manganésifères.

M. J. NICOD ajoute encore qu'il est heureux d'entendre parler d'un lapié de ce genre en Belgique et d'apprendre que l'hypothèse de formation qui en est proposée (lapié formé sous couverture meuble gorgée d'eau par intermittence) est la même que celle qu'il a envisagée pour l'étude de formes semblables dans la région d'Apt (Basses-Alpes de Provence). Il propose de les classer dans les **gigalapiés**.

Référence bibliographique

FOURNEAU, R., 1972. La Basse-Marlagne calcaire. Etude géomorphologique. Bulletin de la Société géographique de Liège, 8 : 23-67.

4. LE KARST DES DOLOMIES CARBONIFERES DE MARCHE-LES-DAMES

(direction : M.J. SCHROEDER)

Le massif de Marche-les-Dames, à 3 km à l'est de Namur, domine la rive droite de la Meuse. La paroi, d'une soixantaine de mètres de haut, est entaillée dans les dolomies viséennes. Elle est caractérisée par de nombreuses aiguilles, des secteurs ruiniformes, et entre ces reliefs, se développent des ravins (25), masqués par le couvert végétal. La paroi est exposée au sud et les ravins lui sont tous perpendiculaires. Ils ont une pente régulière oscillant entre 33° et 38° et une profondeur maximum de 30 m. Ces ravins, tous aujourd'hui inactifs, se divisent en deux groupes :

- 1) des ravins régulièrement étroits (environ 10 m de large) de la base au sommet du massif, à fond plat et flancs verticaux,
- 2) des ravins plus larges à fond en vallon surmontés ou non de versants verticaux, qui toujours débouchent à la paroi du massif par une étroiture de même gabarit que les premiers ravins.

Vu que la paroi du massif résulte de l'entaille transversale d'un large anticlinal par la Meuse quaternaire, il est probable que les ravins, formes majeures de ce karst, orientés vers le sud, sont apparus lors de périodes froides comme sites préférentiels de ruissellement sur pergélisol. Le processus de creusement a alors été contrôlé par les fractures radiales du pli se trouvant dans la même direction, ce qui explique que les ravins les moins "évolués" aient des versants verticaux.

Tous ces ravins hérités constituent donc un bel exemple d'influence passive de la tectonique sur le relief.

J. SCHROEDER

Discussion

M.P. OVERLAU :

La dolomie se situe dans les couches de passage du Tournaisien au Viséen. Ces couches font partie du vaste synclinal hercynien de Namur, déjeté vers le nord, formé de Dévonien moyen et supérieur, du Dinantien et du Silésien (Namurien et Westphalien). C'est le Silésien qui forme le Houiller exploité dans le bassin de Charle-roi à l'ouest (raccordé au bassin du Nord Pas-de-Calais) et le bassin de Liège à l'est.

Ce synclinal se relève ici par un anticlinal transverse de la vallée du Samson, vallée affluente de la Meuse à quelques kilomètres plus à l'est.

Les dolomies sont très pures puisqu'elles sont exploitées au voisinage et présentent des teneurs comprises entre 18 et 21 o/o MgO.

SAMEDI 26 MAI 1979

5. LA GROTTTE DE REMOUCHAMPS

(direction : M. C. EK)

L'Ambève traverse à Remouchamps la bande de calcaire frasnien qui longe le bord nord de l'Ardenne. C'est dans ce calcaire, à une cinquantaine de mètres de la

rivière, que s'ouvre la Grotte de Remouchamps.

C'est une vaste cavité : son développement (longueur cumulée de toutes les galeries connues) est de plus de 2800 m. Elle comprend un étage inférieur, actuellement parcouru par un cours d'eau permanent qui se jette dans l'Amblève (il débouche dans la vallée au niveau même de la plaine alluviale), un étage supérieur sec, grossièrement parallèle au premier, et divers autres passages, les uns reliant les deux étages, les autres se développant au-dessus de ces étages.

La rivière qui parcourt l'étage inférieur l'a sculpté elle-même : la pente régulière du conduit et son calibrage, bien que non parfaits, l'attestent, de même que la présence de niveaux d'érosion dans la roche, à d'anciens niveaux de l'eau.

L'étage supérieur a une morphologie beaucoup plus complexe. On y retrouve, sur un long parcours, les traces de l'action du cours d'eau souterrain qui le parcourait avant de gagner l'étage inférieur. Mais d'autres parties de cet étage n'offrent plus de traces nettes de l'action de la rivière; c'est le cas, par exemple, de la Grande Galerie, qui, avec son plafond haut d'une vingtaine de mètres offre plutôt l'aspect des longues salles de la grotte de Comblain-au-Pont, et qui, comme elles, est un ancien point d'arrivée d'eau.

Dans les deux étages, on observe aussi des conduites forcées, à section circulaire ou elliptique. Ces passages sont plus anciens que les morphologies "fluviales" ou "d'eau courante mais non fluviale". En effet, les "tubes" sont en plusieurs endroits recoupés par les deux autres morphologies; nous n'avons encore jamais observé l'inverse à Remouchamps ni ailleurs.

On trouve enfin d'anciens siphons. Le plus important est situé le plus en aval (au lieu-dit "le Précipice"). Il constitue en effet un passage surbaissé tel que, à l'époque où l'eau coulait dans la grotte au niveau de l'étage supérieur, la rivière souterraine a toujours dû, en ce lieu, descendre jusqu'à 9 m plus bas que le niveau régularisé de l'étage supérieur. Les autres siphons n'ont pas cette ampleur, et les deux principaux représentent une descente locale de l'eau de deux ou quatre mètres. Ils sont néanmoins plus que de simples accidents de parcours car ils ont joué un rôle dans l'évolution ultérieure de la grotte. Précisons d'abord que le siphon de "l'Entonnoir" et celui de la "Salle de la Vierge" sont tous deux de vrais siphons permanents et non des voûtes temporairement "mouillantes" : tous deux en effet ont leur plafond plus bas que le sol de la galerie de part et d'autre du siphon. Le fond de ces deux siphons est encombré de cailloux roulés, bloqués là par la contre-

pente de la branche aval du siphon. Tous deux ont eu un rôle privilégié dans la capture de l'eau du réseau supérieur par l'étage inférieur : au point le plus bas de chacun de ces siphons s'ouvrent des puits ou des galeries en pente très raide qui relient les deux étages. Creusés par l'eau comme l'atteste leur morphologie, ces puits ne se sont formés ni avant l'existence de tout passage inférieur (la circulation de l'eau y aurait été nulle ou très lente) ni après l'abandon total par les eaux de l'étage supérieur (il n'y aurait plus eu de débit d'eau suffisant pour les constituer). Ils représentent donc un stade intermédiaire entre les deux étages, plus précisément le passage d'un à l'autre, par des points de perte souterrains. Le passage aval (celui de "l'Entonnoir") a forcément dû se creuser le premier, puisque la réalisation de la "capture" amont a mis à sec la partie aval de l'étage supérieur, y compris la région de "l'Entonnoir".

Concernant la localisation des siphons, on notera que deux des principaux (le siphon du Précipice et celui de la Salle de la Vierge) sont situés en des points où la rivière suivait une direction parallèle à la direction du pendage des couches.

Peu de traces d'une action nettement "phréatique", due à une eau à peu près immobile, s'observent dans la grotte; quelques-unes sont à signaler dans le Réseau du Cinq-Février (partie E de la grotte); d'autres existent au-dessus du lit actuel de la rivière dans le secteur de la Cathédrale (partie N de la grotte).

Les secteurs de la grotte qui doivent leur morphologie actuelle aux éboulements sont somme toute peu abondants; le plus important est celui de la Cathédrale. Les éboulements coïncident soit avec des niveaux plus schisteux, ou comprenant des lits de schiste, soit - et surtout - avec les failles qui traversent la grotte.

Plusieurs des zones d'effondrement présentent des cassures très fraîches qui recoupent même des concrétions : ces zones d'éboulements sont donc encore susceptibles d'une certaine activité.

L'excursion aura aussi permis de remarquer l'opposition entre l'étage inférieur et le reste de la grotte. L'étage inférieur présente presque partout une morphologie monotone, due au creusement par un cours d'eau souterrain. Les parties supérieures, où la même morphologie n'est pas absente, comportent en outre une grande variété d'effets d'autres facteurs que le cours d'eau : action des eaux d'infiltration, des siphonnements, action des éboulements...

Certes, la relative uniformité de la morphologie de l'étage inférieur s'explique par sa jeunesse par rapport

aux autres passages. Il n'en est pas moins intéressant de constater ainsi combien un cours d'eau peut imprimer son empreinte à toute une longue galerie, et combien aussi des actions ultérieures peuvent altérer les formes ou même faire disparaître par endroits les traces d'un cours d'eau, même important.

Dans le domaine des processus actuels et des problèmes pratiques liés à la karstification, les points suivants sont mis en évidence.

Les eaux karstiques, actuellement, ne dissolvent plus guère que dans les entrées des ponors ("chantoirs") en ce qui concerne les cours d'eau, et dans les premiers mètres du calcaire en ce qui concerne les eaux d'infiltration. Le transport de matières non dissoutes est limité à ce qui voyage en suspension. Les effondrements et, dans les zones d'entrée, la gélifraction, sont dans l'ensemble peu abondants.

Les touristes induisent des hausses très modestes et passagères, mais nettes, dans les teneurs en CO₂.

L'attrait touristique de la rivière souterraine pourrait toutefois être mis en péril par deux dangers différents si des précautions adéquates ne sont pas prises : d'une part par une pollution physique et chimique due à l'arrivée dans la grotte des eaux de décharge de l'autoroute proche, dont il ne faudrait pas que les résidus d'hydrocarbures et autres souillent les parois de la grotte, et d'autre part par les eaux résiduaires d'un parc à animaux exotiques installé en amont de la grotte.

C. EK

Discussion

M. J. NICOD

En examinant le toit de la Cathédrale, on aperçoit une double fracturation subverticale : les deux fractures majeures et un système de diaclases qui les recoupe obliquement à 120° environ. La répartition des contraintes s'effectue comme dans une voûte à croisée d'ogives biaise : bel exemple d'équilibre mécanique réalisé naturellement (cf. la thèse de Ph. RENAULT, 1967, II, 3).

Références bibliographiques

- COEN, M., 1970. Stratigraphie du Frasnien de la Grotte de Remouchamps. Ann. Soc. géol. de Belgique, 93 : 73-79.
- COURTOIS, H., COURTOIS, J., DENOEL, R. & EK, C., 1969. Les explorations de la Grotte de Remouchamps. Notice historique. Parcs Nationaux, 24 : 19-29.

EK, C., 1970. Carte géologique de la Grotte de Remouchamps. Notice explicative. Ann. Soc. géol. de Belgique, 93 : 287-292.

EK, C., 1970. Les influences structurales sur la morphologie de la Grotte de Remouchamps. Ann. Soc. géol. de Belgique, 93 : 293-304.

VAN DEN BROECK, E., MARTEL, E. & RAHIR, E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique. Bruxelles, 2 tomes, 1592 p.

6. LE VALLON DES CHANTOIRS, A LOUVEIGNE ET REMOUCHAMPS

(direction : MM. C. EK et M. GEWELT)

Le Vallon des Chantoirs constitue le bassin d'alimentation de la rivière souterraine de la Grotte de Remouchamps. "Chantoirs" est un terme désignant, dans la région, les points d'enfouissement des eaux. L'axe du Vallon est constitué par un tronçon de la bande calcaire qui sépare l'Ardenne (à l'est) du Condroz et de la Famenne (à l'ouest). La structure géologique de la région est représentée à la figure 5.

La bande calcaire est ici en dépression, comme le montre la coupe schématique de la figure 6. On peut voir sur cette coupe la situation type des deux séries de pertes localisées respectivement près des bordures est et ouest de la bande calcaire.

L'excursion a visité un ponor de chaque côté; le Chantoir du Rouge-Thiers (R.-T. sur la figure), dit aussi Trou du Moulin, à l'est, et le Chantoir de Grandchamps (G. sur la figure), à l'ouest. Ces deux ponors doivent à leur position structurale respective leur différence morphologique : les eaux qui s'engouffrent dans le Chantoir du Rouge-Thiers continuent, une fois sous terre, leur chemin vers l'ouest : elles suivent à peu près une surface de stratification. Le cours d'eau a développé en surface une importante vallée aveugle (à droite de l'indication R.-T. sur la figure 5). Les eaux du Chantoir de Grandchamps, venant de l'ouest, font au contraire demi-tour pour s'écouler sous terre suivant le pendage des calcaires au début de leur parcours souterrain (fig. 5 : sous la lettre G). C'est dans une profonde et abrupte doline qu'elles s'enfouissent sous terre en amorçant par une cascade leur changement de direction.

La structure géologique a encore une autre influence sur la différenciation des deux versants du Vallon : les eaux issues de l'Ardenne sont douces et agressives, car les formations éodévoniennes sont très peu calcaires; au contraire, les eaux venant du Condroz sont issues de grès dont beaucoup sont à ciment calcaire, et ces eaux sont beaucoup plus dures. Actuellement,

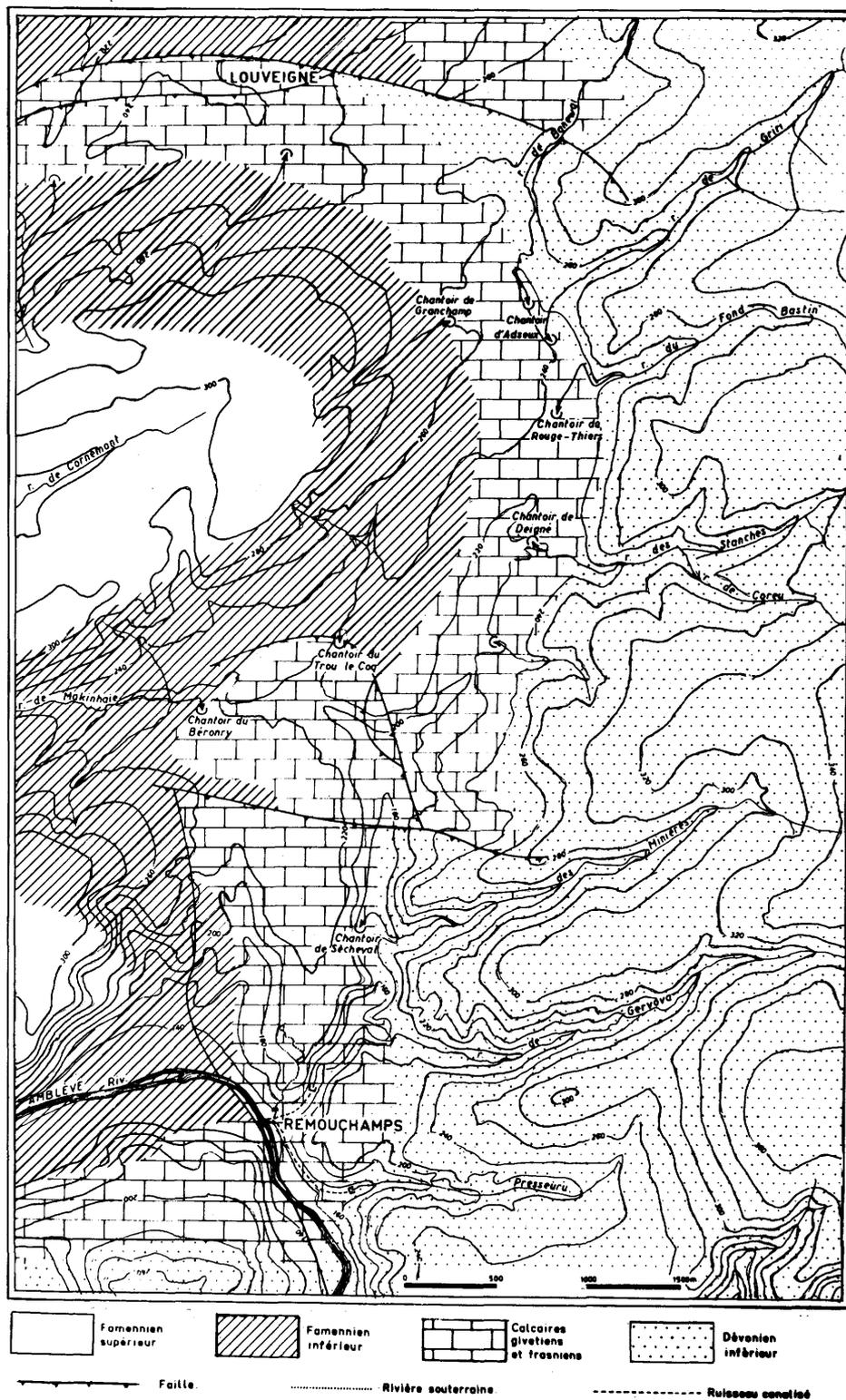


Figure 5.- Le Vallon des Chantoirs. Géologie et localisation des ponors principaux.
(Géologie d'après P. FOURMARIER, 1954).

ces eaux sont fréquemment saturées ou sursaturées et ne sont plus susceptibles du tout de dissoudre du calcaire. Tel n'a évidemment pas toujours été le cas puisque le Vallon présente sur ses deux versants des ponors bien développés attestant une dissolution vigoureuse.

Actuellement 75 0/0 des eaux que nous avons analysées en Ardenne ont une dureté comprise entre 30 et 55 mg CaCO₃/l. Du Condroz descendent des eaux beaucoup plus dures : 75 0/0 d'entre elles ont une dureté comprise entre 80 et 240 mg CaCO₃/l (C. EK, 1973, p. 26).

Les eaux condrosiennes ont une dureté non seulement plus élevée, mais aussi beaucoup plus variable que les eaux venant de l'Ardenne. Les pH sont, au contraire, plus divers dans les eaux moins tamponnées de l'Ardenne (généralement entre 6,3 et 8, mais parfois inférieurs à 6); au Condroz, les pH sont généralement compris entre 7,4 et 8.

Au Chantoir du Rouge-Thiers, M. GEWELT fait état de la découverte par lui de deux périodes de remblaiement nettement distinctes, se terminant chacune par la formation d'un plancher stalagmitique, et ayant ensuite chacune subi un déblaiement partiel (M. GEWELT, 1978).

M. GEWELT a observé deux périodes de remblaiement aussi dans un ponor voisin, celui d'Adseux, et dans certains ruisseaux de la région. Il en déduit que les dépôts observés dans les grottes-pertes sont en relation avec les phases de remblaiement de la surface, qui sont périglaciaires. C'est alors au colmatage par les sédiments qu'il attribue l'obstruction périodique des grottes durant le Quaternaire.

C. EK

Discussion

Une discussion animée s'est déroulée au Vallon des Chantoirs. Plusieurs participants ont bien voulu nous faire parvenir le résumé de leur intervention.

M. L. VOISIN

Au sujet de la paléotopographie des schistes et des calcaires mésodévoniens au Tertiaire et au Quaternaire.

Il ne fait guère de doute que les marges occidentales du Synclinorium de Dinant ont possédé, durant le Tertiaire chaud, une topographie de larges éminences schisteuses (Couvinien, Frasnien, Famennien) dont la

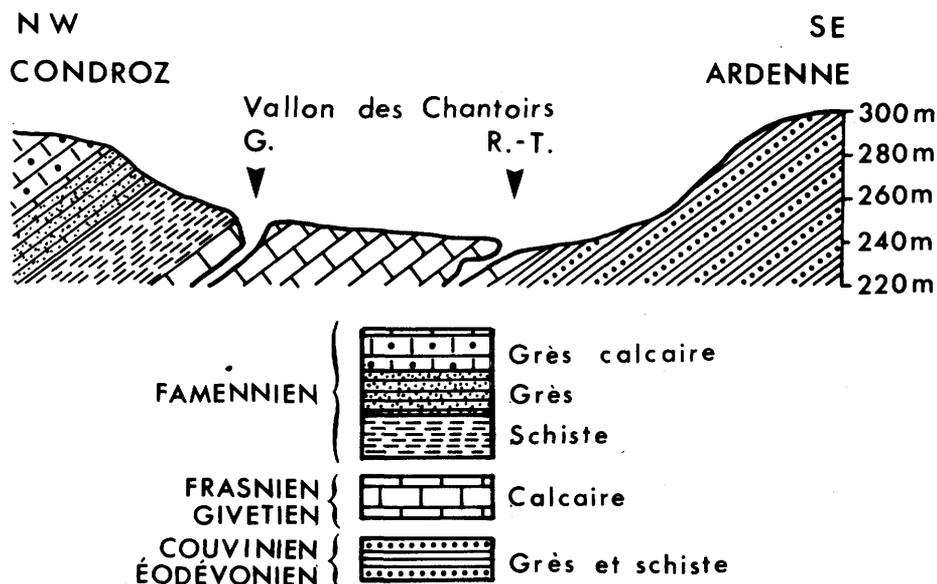


Figure 6.- Coupe schématique à travers le Vallon des Chantoirs
 G. chantoir de Grandchamps
 R.-T. chantoir du Rouge-Thiers

garniture sableuse estompait les irrégularités topographiques à l'échelle du kilomètre, sans interposition d'altérites profondes, et s'épaississait à l'aplomb des calcaires en dépression (Mésodévonien et Carbonifère).

Au Quaternaire, c'est sans doute à partir d'un tel dispositif, encore discernable dans l'Avesnois, que les "Fagnes" (Matagne, Aublain ou même Focant) se sont creusées, les sollicitations du gel et des ruissellements se faisant plus efficaces au niveau des schistes, soit en fonction de la proximité des vallées Sud-Nord (Lesse, Meuse), soit en fonction du moindre pourcentage des armatures gréseuses.

M. M. SOKOLOFF

A propos du remplissage du chantoir du "Rouge-Thiers" (fig. 7).

A. Pendant les périodes interglaciaires, nous assistons à un recul des chantoirs. Arrivé au contact des roches famenniennes schisteuses, le recul n'est plus possible et nous assistons à la formation d'une vallée aveugle.

B. On a trouvé dans le chantoir la présence d'un remplissage de solifluxion sur au moins 10 m. Des preuves de ce remplissage (GEWELT, 1978) ont été mises en évidence.

Nous savons également qu'un pergélisol continu a dû recouvrir notre pays aux époques les plus froides de la dernière glaciation et par conséquent nous pouvons admettre que le chantoir C3 était inactif et que les eaux continuaient leur chemin, allant se perdre dans des fissures superficielles dégelées pendant l'été.

C. Si nous admettons un interstade de faible ampleur, insuffisant pour éliminer le pergélisol complètement (simple oscillation), le chantoir C2, inclus dans la couche active, peut devenir actif.

Monsieur TONNARD, ayant souligné le fait qu'une végétation de type acide se développait pendant ces périodes, remarque que les eaux devaient donc être très agressives. Si nous comparons aux dépôts de limon de la grotte d'Arbre (Belgique), nous constatons que ces dépôts se sont essentiellement formés lors de périodes froides où le pin dominait (BASTIN, 1979).

Nous pouvons donc admettre comme hypothèse que les grottes se sont agrandies pendant les périodes où la température dépassait légèrement le zéro, grâce à une plus grande agressivité de l'eau et à un enfouisse-

ment beaucoup plus à l'aval que les points de disparition actuels.

D'autre part les coups d'eau liés au débit irrégulier des rivières périglaciaires provoquent un remaniement des galets provenant de la désagrégation mécanique des roches et donnent ainsi à la rivière souterraine un pouvoir mécanique important.

Enfin, au Chantoir de Grandchamps, devant le paysage général qui se présente ici aux participants, M. V. TONNARD fait remarquer combien la végétation naturelle et les aptitudes agricoles coïncident avec les variations lithologiques : Pins noirs sur les calcaires en affleurement, Epicéas sur les grès-quartzites, pâtures sur les calcaires en dépression (argiles d'altération), cultures sur les psammites.

Plusieurs fois, au cours de la journée, de telles observations ont été possibles, mettant en évidence les conditions calcicoles et thermophiles qui accompagnent le Karst.

L'excursion passe enfin par un dernier point du Vallon des Chantoirs : le ponor du Béron-Ry, dont on observe, de l'autoroute E9, l'ouvala qui l'entoure.

La construction de l'autoroute a entraîné pour l'hydrologie locale deux conséquences : la première est le tarissement de la source de l'affluent septentrional du Béron-Ry, par suite du recoupement par la tranchée de l'autoroute de la nappe aquifère qui alimentait cette source. La seconde conséquence qui s'observe ici est que les eaux qui s'engouffrent dans le ponor comprennent maintenant une partie des eaux de décharge de l'autoroute et que la rivière souterraine de la Grotte de Remouchamps devient dès lors un égout de l'autoroute, ce qui constitue un risque indubitable de pollution et également de crues soudaines.

Références bibliographiques

- EK, C., 1973. Analyses d'eaux des calcaires paléozoïques de la Belgique. Méthodes, techniques et résultats. Service géologique de Belgique, Professional Paper 18, 33 p. et 58 tabl.
- GEWELT, M. 1978. Géomorphologie et paléoclimatologie isotopique dans le Vallon des Chantoirs. Mémoire de licence en sc. géographiques, Liège, 213 p., photocopié.

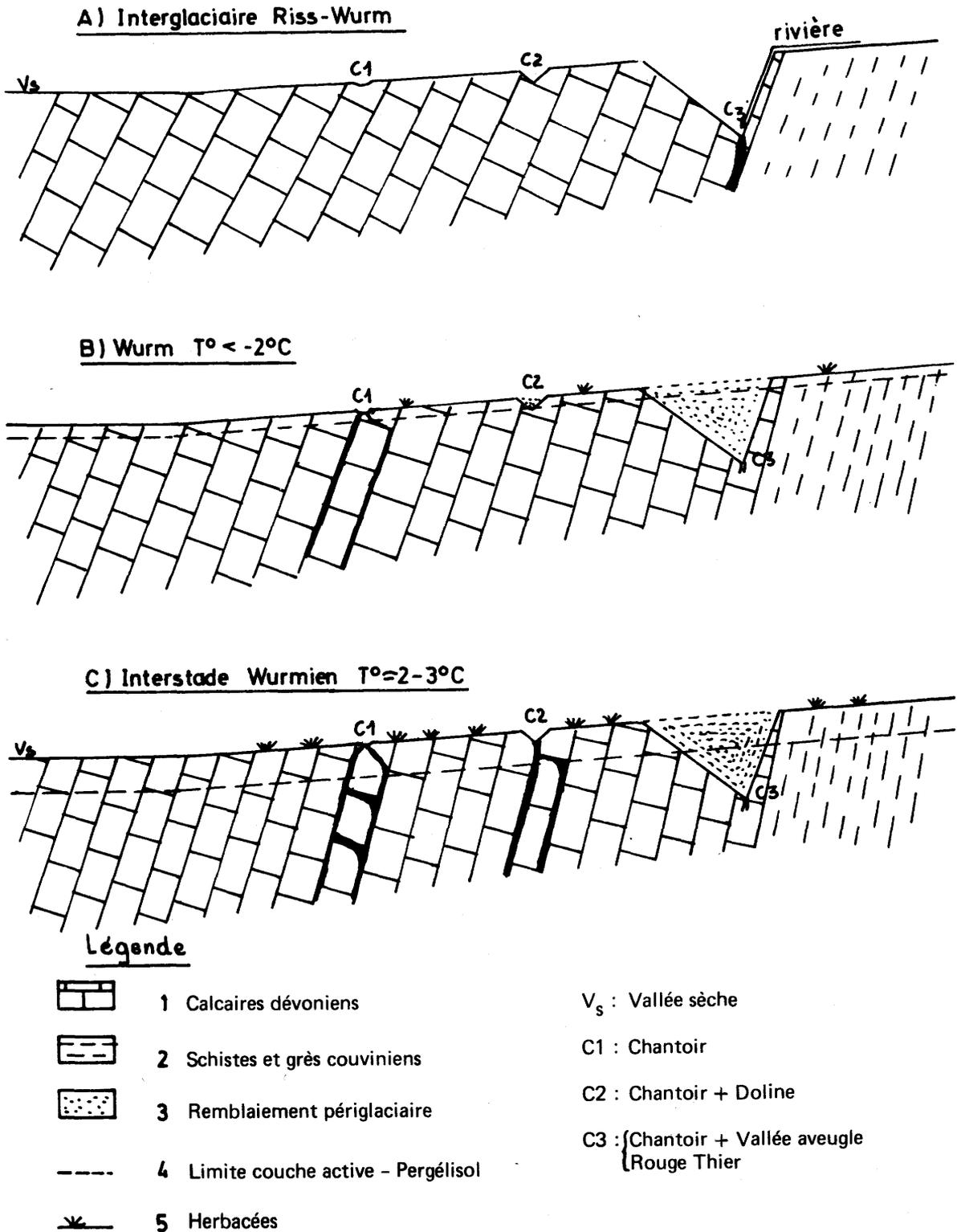


Figure 7.- Le remplissage du chantoir du "Rouge-Thiers" et sa relation avec l'évolution de la grotte de Remouchamps selon les vues de M. SOKOLOFF

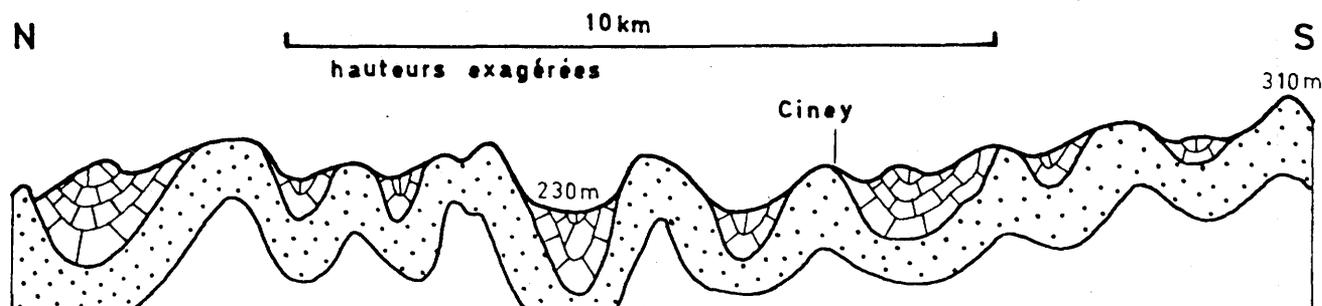


Figure 8.- Le Condroz, coupe géologique nord-sud passant par Ciney

7. LES "TARTINES" DE COMBLAIN-AU-PONT

(direction : M. C. EK)

Sur la rive droite de l'Ourthe se dressent à la verticale des bancs calcaires viséens. Cette position a été favorable à une érosion différentielle marquée et a permis la mise en relief des bancs les plus résistants.

8. LE POINT DE VUE DE MEAN

(direction : M. C. EK)

Méan est au Condroz, région naturelle constituée sur les grès du Famennien supérieur, qui affleurent en crêtes anticlinales, et les calcaires du Carbonifère, qui constituent de longues dépressions synclinales (fig. 8). Au sud du Condroz, le Famennien inférieur, schisteux, a donné naissance à une grande dépression à fond assez plat : la Famenne. Au-delà de cette dépression, le Frasnien et le Givetien comportent des calcaires qui forment une banquette plus élevée que le Famennien, mais moins que le Dévonien inférieur qui constitue l'Ardenne; c'est l'Ardenne (1) qui apparaît comme ligne d'horizon de notre panorama.

C. EK

DIMANCHE 27 MAI 1979

9. LA REGION D'EPRAVE ET DE HAN-SUR-LESSE

(direction : MM. P. OVERLAU et R. GOOSSENS)

A. INTRODUCTION

La journée du dimanche fut préparée par des exposés et par une exposition de documents graphiques, cartographiques et photographiques au Domaine des Mesures.

Les documents furent élaborés et l'exposition

montée en collaboration étroite entre les membres du Centre Belge d'Etudes Karstologiques et du Département de Géologie des Facultés Universitaires de Namur. Les auteurs ont pu disposer de renseignements inédits et de documents personnels.

Ils tiennent à remercier tout spécialement : la Société Spéléologique de Namur, la Commission Nationale de Protection des Sites Spéléologiques, l'Institut Géographique National par l'intermédiaire de son Directeur et de M. DEWINTER qui les ont aimablement autorisés à utiliser les photographies aériennes; ainsi que MM. J. CHAVEPEYER, M. COEN, J. DAGNELIE, R. DELBROUCK, N. MICHEL-DEWEZ, L. VAN DRIESSCHE.

La première partie des exposés fut consacrée à la présentation pour nos collègues français de la stratigraphie et de la situation tectonique du sous-sol belge. Ensuite une rapide description de l'évolution des climats et de la paléogéographie au Tertiaire a permis de mieux situer les principaux caractères du réseau hydrographique et du karst actuel.

Une attention particulière a été apportée à la sédimentation du Couvinien, du Givetien et du Frasnien pour préciser l'insertion des calcaires construits, Biohermes ou Biostromes, dans des calcaires organo-détritiques ou dans des argilites plus ou moins schisteuses.

La structure stratifiée ou massive des calcaires a directement influencé l'orientation ou l'anarchie du développement des cavités. De même la présence de niveaux argileux ou schisteux épais encadre les zones de développement des conduits souterrains sauf si la tectonique intervient.

Pour terminer les généralités, il fallait rappeler qu'au cours du Tertiaire la pénélaine post-hercynien-

(1) L'Ardenne, au sens strict, est constituée des roches du Dévonien inférieur, de l'Ordovicien et du Cambrien. Au sens large, on englobe parfois aussi dans l'Ardenne toutes les roches paléozoïques qui constituent ici le Condroz, la Famenne et la Bande calcaire.

ne fut progressivement décapée par l'érosion continentale en climat chaud. Il est fort probable qu'à ce moment les calcaires solubles faisaient dépression.

Au cours des phases climatiques froides du Quaternaire, ces mêmes calcaires se révèlent plus résistants que les schistes. Ceux-ci s'éliminent facilement par les effets conjugués de l'érosion et des transports en masse et forment dépression par rapport aux calcaires.

Cette évolution est particulièrement bien mise en évidence dans le site des paléokarsts des Abannets de Pétigny-Nismes.

1. Le karst de Han-sur-Lesse

Le massif de Boine qui domine le village de Han-sur-Lesse est célèbre par ses grottes. Le vaste méandre abandonné de la Chavée avec ses niveaux de terrasse présente toutes les caractéristiques des rivières surimposées.

Géologie et Structure

Au gouffre de Belvaux, la Lesse entre en perte totale dans le Gi (Gva) du flanc sud de l'anticlinal givetien de Boine qui se suit très clairement dans la topographie vers l'ouest où il s'envoie à Lavaux-Ste-Anne. On repère au passage des synclinaux transverses et de petites failles qui ne figurent malheureusement pas sur la carte géologique officielle (1900).

L'ensemble du réseau souterrain touristique complété par les découvertes des 20 dernières années démontre l'existence de 2 circuits parallèles localisés l'un dans le Gi et l'autre dans le F1b qui devraient être rendus pratiquement indépendants par l'existence d'un niveau de 30 m de schistes calcaires (F1a) bien visible en photo aérienne.

La sortie à Han se fait dans le F1b (Gvb).

L'étanchéité entre les 2 formations est donc rompue et deux explications apparaissent plausibles : soit l'existence de grandes salles d'effondrement dont les voûtes ont perforé la barrière de 30 m de schistes (comme on peut l'observer dans les salles de la Pentecôte et la salle du Dôme), soit l'interférence favorable des failles.

Caractéristiques de cette percée

Lors de certaines crues exceptionnelles de printemps, la capacité d'absorption du Gouffre de Belvaux peut être dépassée. Les eaux montent alors de quelque 7 m et le trop-plein reprend alors le cours aérien de la "Chavée". Celle-ci s'est creusée au cours des aléas

climatiques du Quaternaire, comme le démontre l'existence de niveaux de terrasse.

2. Le karst d'Eprave

La résurgence d'Eprave constitue l'exutoire normal d'un système complexe :

- Résurgence des eaux de la Wamme et de la Lomme qui toutes deux utilisent simultanément cours aérien et souterrain. Ce réseau appartient ainsi au type des rivières épigénétiques de Y. QUINIF.
- Exsurgence d'une partie sinon de la totalité des eaux collectées par le plateau du Gerni (au nord de Rochefort).

Contexte géologique et morphologique

L'anticlinal faillé d'Eprave s'allonge parallèlement au nord de celui de Boine dont il est séparé par le synclinal de Han-sur-Lesse. L'envoyage assez rapide de l'anticlinal d'Eprave permet d'observer le Frasnien, le Givetien et même le Couvinien grés-argileux qui isole complètement les 2 flancs. Son flanc nord se prolonge vers le nord-est et se raccorde par le synclinal de Rochefort-Jemelle au massif anticlinal complexe du Gerni. Ce dernier s'envoie un peu au nord de Rochefort et aucune rivière ne le draine mais on y trouve bon nombre de pertes de plateau. Les envoies de 3 anticlinaux décalés successivement vers le nord-est soulignent le changement d'orientation qui s'observe dans les axes tectoniques du Condroz. Tout comme à Nismes, ces 3 anticlinaux calcaires dominent la dépression schisteuse de la Famenne dégagée pendant les phases climatiques périglaciaires du Quaternaire.

Les rivières souterraines

Trois rivières drainent la région. La Lesse, la plus importante, et la Lomme présentent un tracé typiquement épigénétique traversant et recoupant alternativement crêtes calcaires et dépressions schisteuses.

La Wamme capturée par la Lomme de Jemelle présente les mêmes caractéristiques. Les cours de la Wamme, depuis On, et de la Lomme, depuis Jemelle, s'allongent dans l'axe du synclinal frasnien de Rochefort et sont affectés par plusieurs pertes importantes aussi bien dans le F1 (Gvb) que dans le Gi (Gva) : pertes de On, du Pré au Tonneau, du Nou Molin, etc... Pour des raisons de salubrité, les communes ont procédé à des endiguements pour préserver le cours aérien qui s'écoule ainsi bien souvent 6 ou 7 m au-dessus de la "nappe des calcaires".

Aucune découverte importante n'a permis actuellement de préciser ou de reconnaître les trajets hypogés exacts mais les colorations à la fluorescéine ont été démonstratives. En temps normal comme en temps de crue tout réapparaît à Eprave.

Le réseau du Gerni

Le plateau du Gerni n'est drainé par aucune rivière mais on y observe de nombreuses pertes de plateau parfois actives lors de fortes pluies.

L'utilisation de certaines d'entre elles pour l'élimination des eaux de lavage des concassés des grandes carrières de Jemelle a permis de démontrer que ces eaux exurgent à la résurgence d'Eprave. Lors des crues exceptionnelles et des déversements massifs d'eau souillée, la résurgence du Rond Tienne, à 200 m à l'est de celle d'Eprave, se souille à son tour, fonctionnant alors comme trop-plein. On notera que l'utilisation du réseau comme site de déversement des eaux de lavage a eu pour effet immédiat de remblayer plusieurs grottes d'une boue collante très difficile à éliminer. Cela a provoqué des modifications dans le régime des pertes et résurgences voisines.

P. OVERLAU et Y. QUINIF

Références bibliographiques

- COEN, M., 1971. Prospection gravimétrique du massif des grottes de Han, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 94 : 73-76.
- COEN, M., 1971. La Klippe du Bois Niau, *Académie royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences, 5è série*, 58 (12) : 41-44.
- COEN, M., Communications personnelles.
- DELBROUCK, R., Communications personnelles.
- QUINIF, Y., 1977. Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique, *Revue belge de Géographie*, 1 à 3 : 115-173.
- SOROTCHINSKY, C., 1939. Un accident tectonique éclairant la genèse de la salle du Dôme dans la grotte de Han. *Annales Soc. scientifique de Belgique*, 59, série II, Sc. naturelles et médicales, 3è et dernier fasc. : 97-106.
- SOUCHEZ, R., 1963. Le relief de la région de Couvin-Nismes en tant que paléokarst de climat chaud et humide. *Bull. Soc. belge d'Etudes géographiques*, 32 : 269-280.
- SWYSEN, L., 1971. Les Lapiés du "Fondry des Chiens" à Nismes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 94 : 165-171.

B. VISITES DU DIMANCHE

Premier Point : Le Panorama du Massif de Boine
(Han-sur-Lesse) (fig. 9)

Le point de vue du belvédère, à 100 m au sud de la route d'Hamerenne, domine la Chavée, vallée abandonnée par la Lesse sauf lors des crues exceptionnelles. Après avoir localisé l'axe anticlinal du Massif de Boine, notre guide, M. R. GOOSSENS, souligne les traits essentiels du paysage :

- Les hautes crêtes gréseuses de l'Ardenne puis, en contrebas, les crêtes calcaires qui séparent les dépressions schisteuses.
- L'incision de la Lesse qui traverse en cluse, à trois reprises, la massive barre que constituent les calcaires Gi (Gva) et F1 (Gvb) définissant ainsi, du sud au nord, le Synclinal de Belvaux, l'Anticlinal de Boine, le Synclinal de Han et le flanc sud de l'Anticlinal d'Eprave sur lequel nous nous trouvons.
- La présence de niveaux de terrasse montre que l'érosion des rivières a fortement marqué le paysage, tandis que sous terre il existe plusieurs niveaux étagés de cavernement. L'élargissement des vallées lors des climats froids a provoqué le colmatage des réseaux souterrains. Pendant les phases tempérées, l'érosion verticale a repris et réactivé les circulations hypogées.

P. OVERLAU

Deuxième point : Le Site de la Grotte d'Eprave

Le pli anticlinal d'Eprave s'ennoie vers l'ouest et met en évidence l'alternance des schistes et calcaires d'âge frasnien.

La coupe commencée à l'extrémité sud de "Sur le Mont" nous a permis de localiser le passage d'une faille assez importante mettant en contact les calcaires au nord avec les schistes au sud. Cette faille est bien visible dans la topographie. M. V. TONNARD des Facultés agronomiques de Gembloux a mis en évidence le changement de végétation particulièrement net qui permettrait un balisage de précision.

Du point de vue qui domine la Grotte d'Eprave, on a pu localiser le méandre abandonné de la Lomme encerclant le Rond Tienne, et sa résurgence.

Après un bref aperçu de l'entrée de la grotte, qui a fonctionné comme résurgence vauclusienne, le groupe s'est rendu à l'actuelle résurgence puis a traversé le méandre abandonné. La présence de galets de grès éodévonien refendus par le gel a permis d'attribuer l'âge de l'abandon du méandre à une époque précédant une (si pas la dernière) période froide. La présence d'un colluvionnement important confirme cette argumentation.

P. OVERLAU

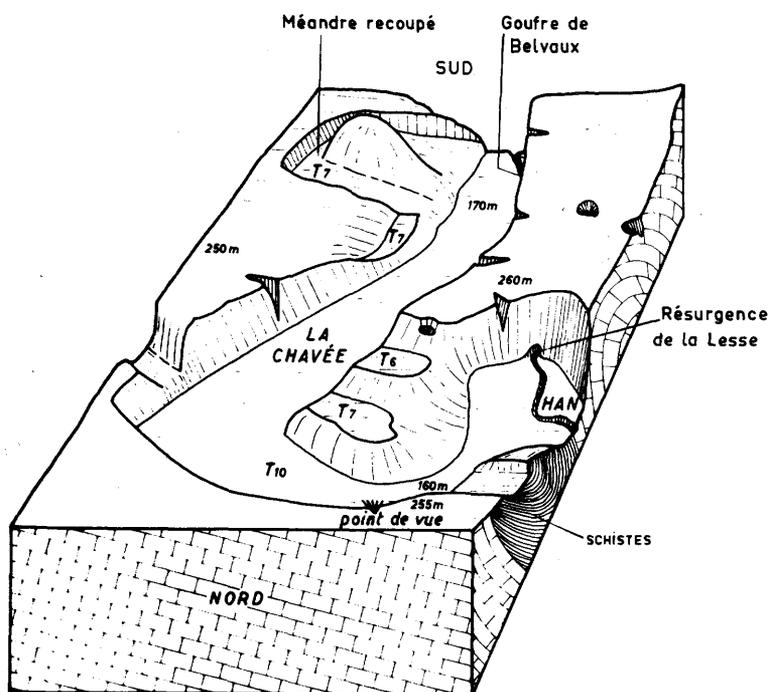


Figure 9 - La perte karstique de Belvaux et la Chavée (vallée sèche) de Han-sur-Lesse

Discussion

MM. AMBERT, NICOD et VOISIN sont intervenus dans la discussion qui a suivi la présentation des méandres de Han et d'Eprave. Ils ont bien voulu nous faire parvenir les résumés suivants de leurs interventions.

P. AMBERT et J. NICOD :

Observations sur les méandres recoupés de Han et d'Eprave.

Du belvédère, on observe bien le rôle de la structure dans le développement du méandre de Han, en particulier le versant de rive concave est confondu avec la surface structurale des calcaires frasniens de la bordure synclinale. Reste que le talweg remarquablement plat est très développé, et qu'il est difficile d'imaginer son creusement dans des conditions autres que périglaciaires. Cela pose le problème de la nature du remblaiement du méandre, abandonné depuis 9000 ans, du moins au mésolithique (2), sauf en très hautes eaux. On nous signale plus d'un mètre de remblaiement argileux, mais il peut s'agir des limons de débordement, etc ... Il serait bien curieux que du matériel périglaciaire ne soit pas conservé localement, et masqué sous ces limons.

Inversément, l'aspect du méandre recoupé d'Eprave témoigne d'un abandon vraisemblablement plus ancien. Le versant de rive concave est en partie oblitéré par un glacis d'accumulation.

L. VOISIN :

La limite entre Frasnien et Givétien

Certains géologues français (A. BONTE et J. RICOUR entre autres) ont attribué la partie inférieure du Frasnien des géologues belges, jusque et non comprise la zone des monstres, au Givétien (d4). Il s'agit, dans la terminologie française, de l'assise de Fromelles, séparée du Givétien moyen par les calcschistes à *Spirifer tentaculum* en dépression légère dans la topographie.

Cette façon de voir trouve une justification partielle et locale dans l'allure du relief aux environs de Givet. Aussi bien à Charlemont qu'au Mont d'Hairs, (Cf. la feuille de Givet au 1/50.000e), les dépressions dans les schistes couvinien et frasnien isolent et regroupent les trois assises calcaires : Trois-Fontaines, Mont

(2) DRICOT et al., 1969. Une industrie mésolithique à Han-sur-Lesse, Helinium, 1.

d'Hours, Fromelennes, en une seule "barre" appalachienne.

10. DOLINES ET PERTES A ROCHEFORT

(direction : M. R. GOOSSENS)

A Rochefort, la Lomme s'écarte des calcaires frasniens et givetiens par un vaste méandre dans des schistes, avant de revenir dans la bande calcaire en aval de la ville.

Ce détour de la rivière est court-circuité par des trajets souterrains schématisés à la figure 11.

L'excursion s'est arrêtée d'abord au Thier des Falizes, à l'endroit où la vallée de la Lomme rejoint la bande calcaire, à l'ouest de la ville, puis à l'endroit où la rivière s'écarte des calcaires, à la limite est de l'agglomération : au trou du Nou Molin, ponor qui engloutit parfois une partie des eaux de la Lomme.

Premier point : le Karst du Thier des Falizes

Au sud-ouest de la ville de Rochefort, le flanc nord de l'anticlinal de Ste-Odile forme un versant calcaire abrupt qui domine de plus de 100 m la vallée de la Lomme; c'est le Thier des Falizes (3).

A la sortie de la ville, au pied de l'Athénée, commence une dépression karstique qui entaille le Thier des Falizes. Son origine et sa formation sont complexes.

Elle comprend (fig. 10) :

1. Le Trou Challes, large doline en partie remblayée par les installations de l'Athénée. Dans celui-ci se déverse le trop-plein du ruisseau du fond de Trouvée. Il n'est actif qu'en périodes de fortes crues, particulièrement aux orages. A ces moments, le trou Challes absorbe d'appréciables quantités d'eau, ce qui constitue la preuve que cette doline est encore en pleine évolution.
2. La Fosse aux Ours, profonde dépression de forme irrégulière. Elle est encombrée d'éboulis de toutes tailles. La configuration de la dépression et la disposition des éboulis font penser à une salle de grotte effondrée. Cette impression est renforcée par la présence d'une corniche calcaire qui entoure la Fosse aux Ours au sud et à l'ouest. Il s'agit vraisemblablement de la trace demeurée relativement fraîche du décollement de l'ancien toit de la salle. Jusqu'à présent, aucune trace de concrétions n'a été

(3) Thier (terme dialectal) : versant escarpé.

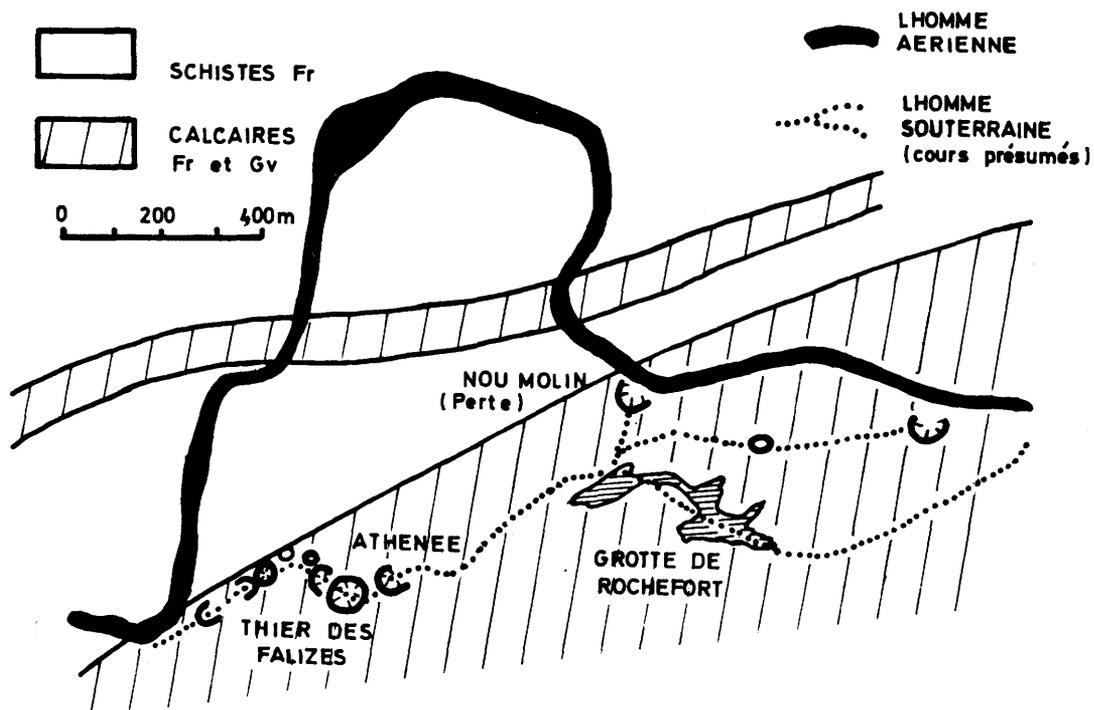


Figure 10.- Le karst du Thier des Falizes à Rochefort

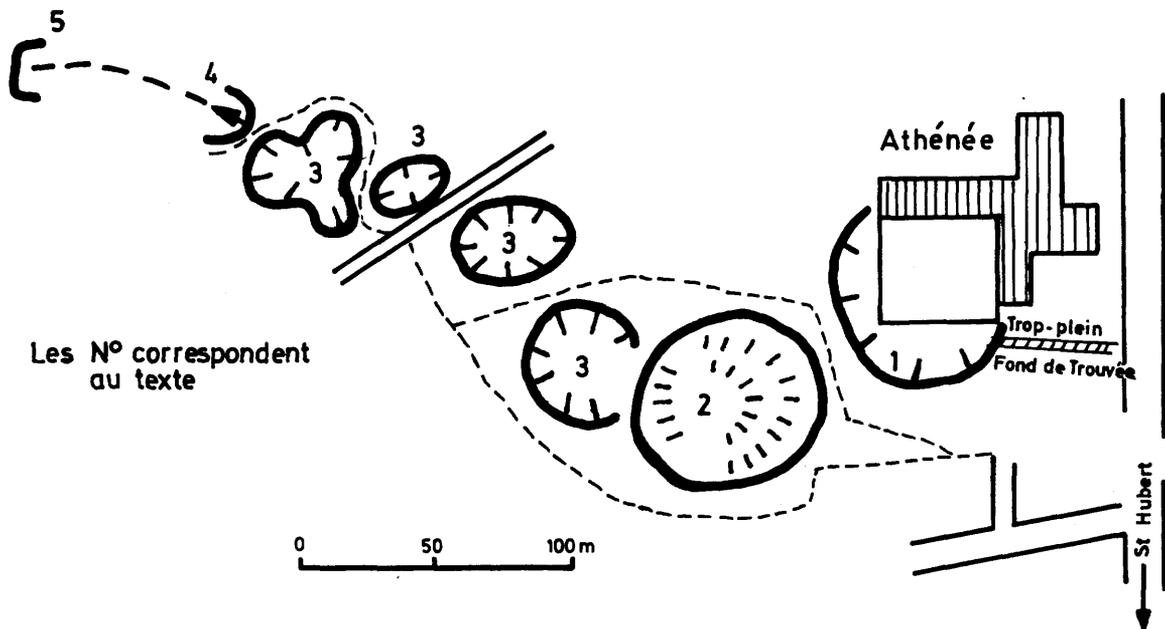


Figure 11.- Le cours subaérien et les cours souterrains de la Lomme à Rochefort

trouvée dans les éboulis. En hiver, de nombreuses échappées de vapeur des éboulis prouvent que la dépression est en relation avec une ou plusieurs salles de grotte.

3. Un complexe de cinq dolines en voie de recouplement. Elles évoluent vers un ouvala. Le phénomène est déjà perceptible à l'extrémité ouest de l'ensemble.
4. Une résurgence intermittente au pied du Thier des Falizes. Elle se situe sous le niveau de la plaine alluviale, approximativement au même niveau que la Lomme aérienne. La résurgence ne fonctionne qu'en période de crue lorsque les eaux de la rivière s'engouffrent dans le trou du Nou Molin (situé plus en amont à l'entrée est de la ville) et inondent la grotte de Rochefort (fig. 11).
5. La Grotte des Falizes est en réalité un aiguigeois intermittent en relation directe avec la résurgence précédente dont il n'est éloigné que d'une trentaine de mètres.

Le karst du Thier des Falizes constitue, on le voit, une trace tangible du passage d'une rivière souterraine.

Plusieurs éléments prouvent qu'il s'agit du passage de la Lomme souterraine (fig. 11) :

- a) l'orientation de la dépression visitée : elle se situe exactement dans l'alignement fait par le trou du Nou

Molin et la grotte de Rochefort.

Cet alignement montre que nous sommes en présence d'un recouplement souterrain du méandre de la Lomme. Celui-ci en effet, en encerclant la ville de Rochefort, s'est développé dans les schistes Fr abandonnant ainsi les formations calcaires Fr et Gv. En réalité, si l'homme n'était intervenu en barrant l'entrée du Nou Molin, le recouplement aurait agi pleinement et aurait depuis longtemps asséché le méandre.

- b) l'orientation de la stratification et le pendage des couches calcaires a incontestablement favorisé le phénomène de recouplement du méandre comme le montre la figure 11.
- c) l'étroite dépendance entre la mise en activité du trou du Nou Molin, l'inondation de la grotte de Rochefort, où les eaux montent de 9 mètres, et la réapparition des eaux à la résurgence du Thier des Falizes est indubitable (4).

Enfin, le karst du Thier des Falizes montre combien la présence d'un travail de dissolution et d'érosion souterraine peut activer les phénomènes de surface. Vu dans cette optique, l'alignement des composants

(4) Van Den Broeck, Martel et Rahir avaient émis l'hypothèse d'une relation possible entre le Trou du Nou Molin et la résurgence du Thier des Falizes.

de la dépression visitée n'est pas dû au hasard, mais au contraire constitue la trace aérienne d'un cours d'eau souterrain.

R. GOOSSENS

Référence bibliographique

VAN DEN BROECK, E., MARTEL, E. & RAHIR, E., 1910.
Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique, Bruxelles (voir p. 39 et suivantes).

Deuxième point : le Trou du Nou Molin

Ce ponor artificiellement abandonné de la Lomme s'ouvre un peu en amont de l'agglomération de Rochefort au pied des rochers F1 (Gvb) dans lesquels se situent les grottes touristiques de Rochefort et les dolines situées en amont du Thier des Falizes.

En plus de l'interférence stratification-diaclases, on a pu étudier ici quelques belles formes de micromorphologie karstique : coups de gouge, etc . . .

P. OVERLAU

Discussion

La discussion sur les coups de gouge a donné lieu à la note suivante de M. P. AMBERT :

P. AMBERT :

Les vagues d'érosion du Trou du Nou Molin (Rochefort). Comparaison morphologique avec les cupules éoliennes.

Les vagues d'érosion du porche de la perte du Trou du Nou Molin à Rochefort permettent une série d'observations intéressantes sur la genèse de ces formes.

Elles sont strictement localisées sur la paroi méridionale de la cavité qui épouse étroitement le fort pendage sud des strates calcaires givétiennes, ici très fossilifères. Elles sont particulièrement remarquables sur toute la section des galeries surbaissées qui donnent accès au réseau hypogé où l'on retrouve (Puits Oblique) des formes semblables (DELBROUCK, 1971). Vers la voûte, ces formes s'agrandissent, s'estompent, puis disparaissent. Elles sont totalement absentes de la paroi nord.

Le Trou du Nou Molin est un chanoir qui doit son assèchement récent (relatif d'ailleurs) à l'existence d'une digue qui canalise la Lomme, toute proche, dans son cours subaérien. Avant ces travaux une partie de la rivière se déversait naturellement dans le réseau souter-

rain, par le porche situé dans la portion amont, concave, d'un méandre bien marqué. De ce fait, la paroi méridionale, celle où se sont formées les vagues, apparaît comme un lieu privilégié pour l'érosion mécanique.

Ph. RENAULT (1961) a mis l'accent sur la difficulté de privilégier "une théorie hydrodynamique par rapport à une théorie sédimentologique" pour rendre compte du "façonnement des vagues d'érosion". Du plus récent de ses travaux nous isolerons quatre passages qui résument son point de vue (RENAULT, 1968).

1. "Elles ne peuvent avoir été façonnées que par un réseau en charge".
2. "Il est admis par presque tous les auteurs qu'il s'agit d'une forme bien définie, façonnée en régime noyé, par une eau courante agissant par corrosion, à l'exclusion de toute action mécanique (abrasive ou autre)".
3. "Nous avons établi l'existence d'un rapport entre les vagues d'érosion et la présence d'un remplissage de galets de quartz ou de granite".
4. "Nous avons proposé l'hypothèse suivante : - Le conduit étant partiellement ou totalement colmaté par un remplissage de galets dépourvu de matrice, les galets orientent les filets d'eau, favorisant la corrosion de la paroi à l'amont et la réduisant à l'aval".

La disparité flagrante entre les deux parois constatée au Trou du Nou Molin s'accorde mal avec cette hypothèse, bien qu'on puisse admettre (assez problématiquement d'ailleurs) qu'un remplissage de galets aujourd'hui disparu ait occupé la seule paroi méridionale du porche (dynamique due au méandre de la Lomme).

Il nous est apparu plus intéressant de comparer ces vagues d'érosion avec les cupules d'érosion éolienne sur calcaire des Corbières littorales (La Clape) ou de Catalogne Espagnole (Massif du Montgri). Elles sont comparables aux vagues des parois des cavernes, le caractère distinctif signalé par Ph. RENAULT d'après A. CAILLEUX (1939), à savoir l'extrémité pointue de la dépression située vers l'amont et non pas vers l'aval, étant somme toute exceptionnel. On peut également citer en faveur de ce parallélisme l'existence de vagues de grandes et de petites dimensions, alors que propres à la dynamique éolienne semblent être les fins réseaux de stries linéaires qui sillonnent parfois les formes précédentes. Le poli est un point commun à ne pas négliger, qui dans le cas de l'érosion éolienne, exclut la dissolution, a fortiori sous couverture. Mieux, le

verniss éolien forme une enveloppe protectrice à la surface du calcaire qui entrave la dissolution météorologique et réduit (rocher de Saint-Pierre) le développement des lapiés littoraux. Nous n'avons pas la même assurance en ce qui concerne les vagues d'érosion spéléologiques, mais il n'est pas interdit de leur attribuer un rôle protecteur à la surface des parois des cavités sous remplissage ou non. Cette dernière observation, si elle se confirmait, renverserait totalement les données du problème.

Quoi qu'il en soit, il nous a semblé fructueux de mettre en exergue la similitude de forme et la certitude où nous sommes quant à la dynamique érosive des cupules éoliennes. La nécessité dans le bassin versant amont, d'éléments granitiques ou quartzes invoquée par Ph. RENAULT pour rendre compte de la forme spéléologique (vérifiée au Trou du Nou-Molin), est également indispensable à l'érosion éolienne. Il faut reconnaître que la fréquence et la fraîcheur des vagues d'érosion, outre leur immunité possible, s'accorderait mieux avec le transport d'éléments de ce module, qu'avec celui d'une granulométrie plus grossière. Cela s'entend, bien sûr, dans le cadre d'une action mécanique turbulente que la comparaison suggère.

Enfin, toujours à la décharge de la corrosion sous couverture, les exemples qui nous ont été donné d'observer, s'accordent mal avec le poli des vagues d'érosion, mais offrent au contraire un aspect carié qui affecte parfois ces premières formes. Toutefois il ne s'agit pas de la corrosion dynamique invoquée par Ph. RENAULT.

Ces quelques observations ne voudraient pas apparaître trop péremptoires, voire définitives. La convergence morphologique invoquée a une valeur d'hypothèse visant, au mieux, à relancer l'étude des vagues d'érosion spéléologique, le problème de leur genèse, aux dires mêmes de Ph. RENAULT, restant posé.

(E.R.A. 282 du CNRS, Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Aix-en-Provence).

Références bibliographiques

CAILLEUX, A., 1939. Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. *Bull. Volcano*, 2, V : p. 53.
 DELBROUCK, R., 1971. Les phénomènes karstiques des régions Han-Rochefort. *L'Electron*, 55 p.
 RENAULT, Ph., 1961. Une microforme spéléologique : Les vagues d'érosion; *Spelunca*, 1 : 15-25.

RENAULT, Ph., 1968. Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Annales de Spéléologie*, 23 (3) : 563-566.

11. LES ABANNETS DE NISMES

(direction : MM. L. SWYSEN et P. OVERLAU)

Tout au long de la retombée septentrionale de l'Ardenne, et dominant la dépression schisteuse de la Fagne - Famenne, court une étroite banquette calcaire riche en manifestations karstiques. Dans les environs de Nismes (Viroinval), le plateau a été profondément dénudé et disséqué par l'Eau Noire et laisse apparaître un paléokarst très dense. L'excursion a pour but d'en illustrer la diversité et de présenter les principales formes de surface (fig. 12 et 13).

Les "abannets" (avens) eux-mêmes comportent parfois en leur fond de l'argile rouge, et du sable oligocène ou éocène. Mais la plus grande partie du remplissage sableux qui combla jadis ces gouffres a été vidé par des exploitations anciennes; dans le fond, certains des abîmes recourent des filons de pyrite altérée en sidérose (carbonate de fer).

Il y a des cavités analogues dans le Couvinien près de Couvin. De profonds creux du calcaire y sont remplis de sables marins, comprenant de la limonite, parfois en grande quantité. Ces dépôts sont sous-jacents à des sables et argiles oligocènes. Ils datent donc probablement de l'Oligocène inférieur ou de l'Eocène.

L. SWYSEN et C. EK

Discussion

M. J. NICOD :

Pour nous les formes géantes visibles au Fondry des Chiens : monolithes aux surfaces courbes, rentrants importants, très larges cannelures lisses, puits cylindriques, ne sont pas le fait d'une évolution subaérienne. Il s'agit donc de poches d'un crypto-karst (ou d'un paléokarst si on considère que l'essentiel de l'évolution est ancienne et peut remonter à la période même de sédimentation au fond d'un poljé par exemple).

Seules quelques cannelures de petite taille (Wandkarren) témoignent localement d'une dissolution subaérienne, depuis l'exploitation de la poche.

Il y aurait lieu d'étudier :

- la nature exacte du remblaiement : sables et limons d'origine marine ou fluviale.

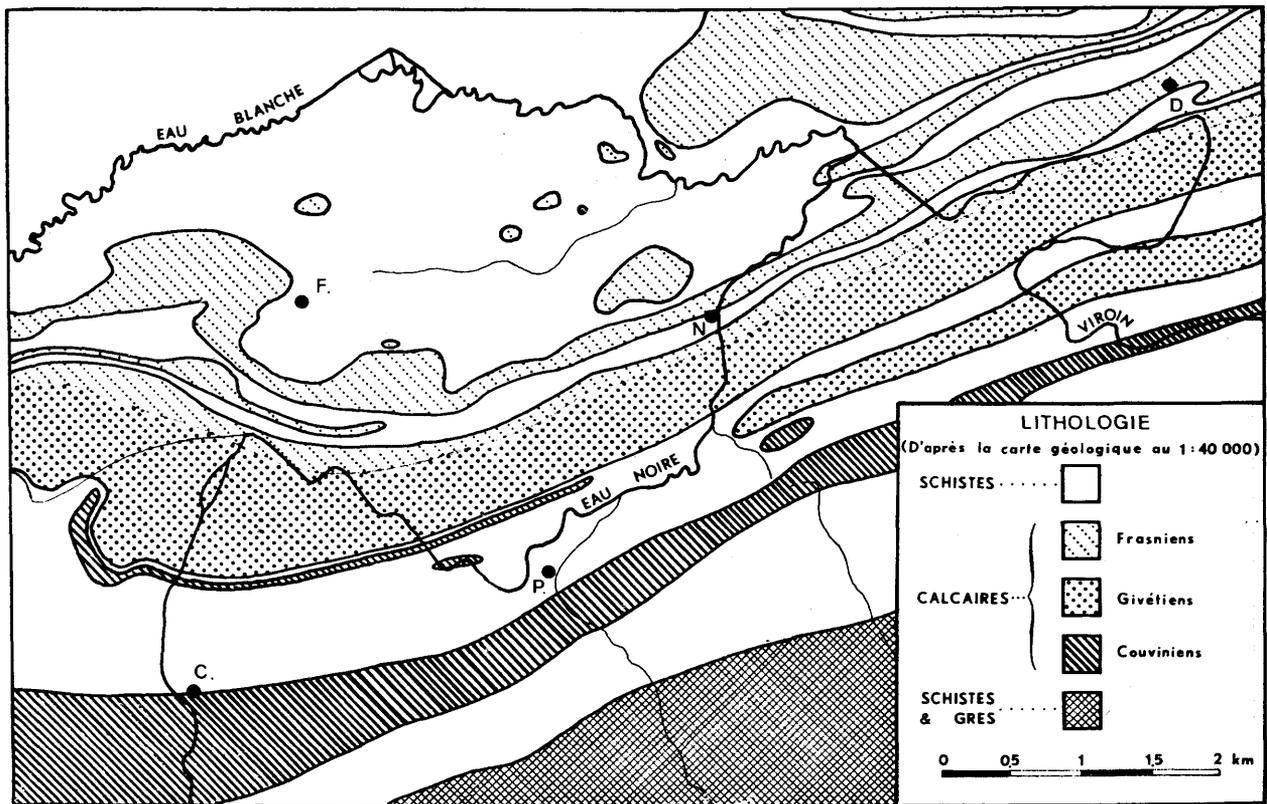


Figure 12.- La lithologie de la région des Abannets
C : Couvin; D : Dourbes; F : Frasnes; N : Nismes; P : Pétigny

- la provenance du fer (apports mécaniques, débris de cuirasse, glauconie) ou sous forme de solution.
- les conditions d'évolution des poches.

Localement le calcaire est altéré sous quelques cm, et les dolomies épigénisées par le fer.

On trouve aussi des restes de concrétionnement calcaire. Citons comme poches comparables celles de la Vallée de la Lahn, dans le Massif schisteux rhénan, celles du minerai de fer des Asturies, celles du dôme d'Apt, etc . . .

M. R. FOURNEAU

Je pense aussi qu'une formation partielle de nombreux abannets s'est faite sous une couverture meuble de terrains sablo-argileux de l'Eocène; en effet, d'une

part ces formes (notamment les chicots) ne sont pas sans rappeler celles qui ont été étudiées au SO et au SE de Charleroi et qui correspondent à des cryptolapiés, d'autre part certaines observations de la région située à l'est de Dourbes et en cours d'étude actuellement me semblent également le confirmer.

Références bibliographiques

- SOUCHEZ, R., 1963. Le relief de la région de Couvin-Nismes en tant que paléo-karst de climat chaud et humide. Bull. Soc. roy. belge d'Etudes géographiques, 32 : 269-280.
- SWYSEN, L., 1968. Réflexions sur le tracé de l'Eau Noire et du Viroin dans la région de Couvin-Nismes. Bull. Soc. roy. belge d'Etudes géographiques, 37 : 111-122.
- VAN DEN BROECK, E., MARTEL, E. & RAHIR, E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique, Bruxelles, 2 tomes, 1592 pp.

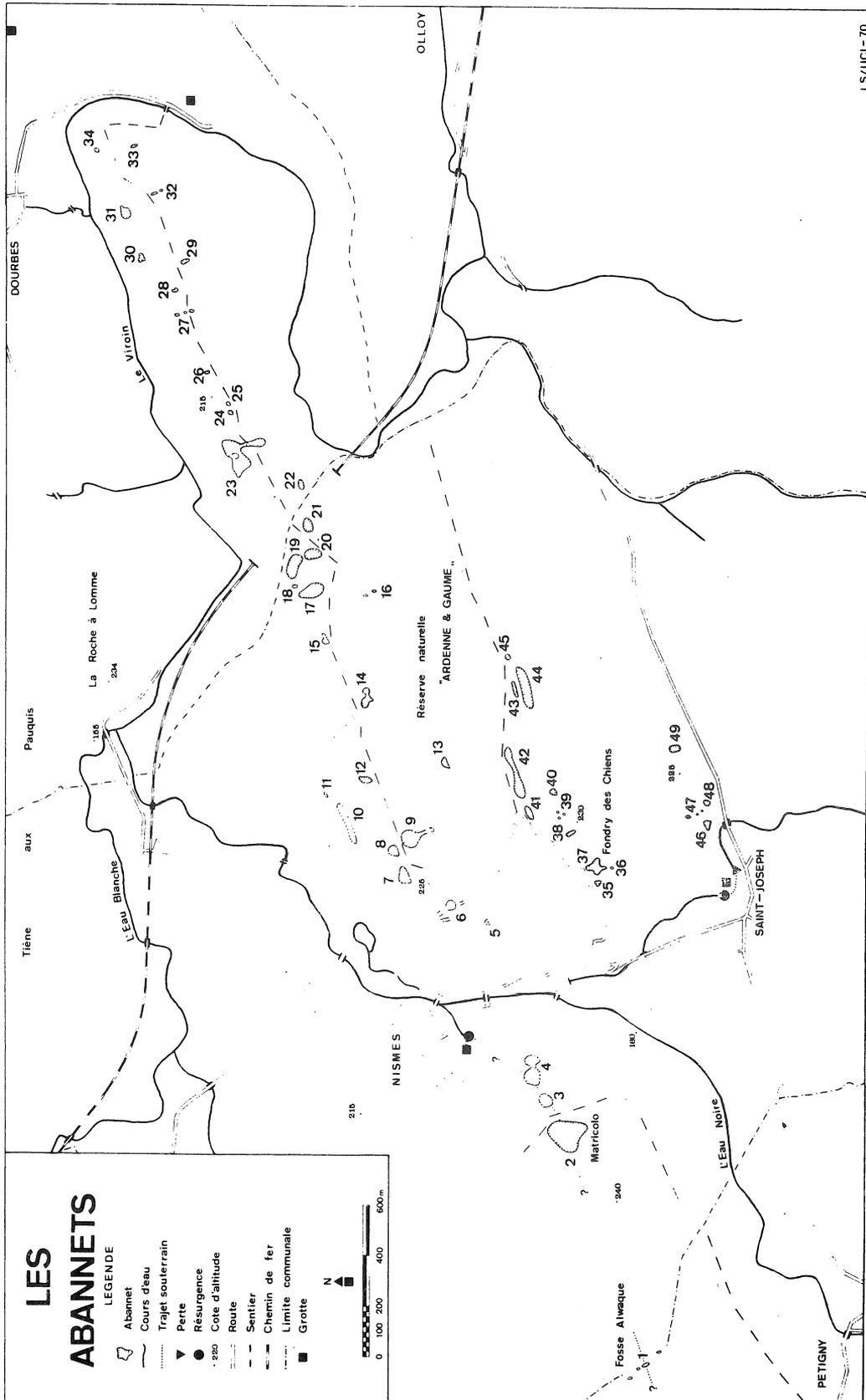


Figure 13.- Les Abannets de Nismes

12. LA GROTTTE DE LA VILAINE SOURCE A ARBRE

(direction : MM. B. BASTIN, C. DUPUIS et Y. QUINIF)

Cette grotte, récemment découverte par la Société Spéléologique de Namur, renferme des dépôts dans un état de conservation remarquable.

I. Le milieu morpho-structural

Le milieu géographique :

Tributaire du Burnot, petit affluent de la Meuse, le réseau de Lesves-Arbre s'organise principalement le long de la vallée sèche de Lesves. Prenant naissance sur le plateau dominant la vallée du Burnot, cette vallée sèche reçoit les ruisseaux descendant des collines qui la dominent. Dès qu'ils parviennent en son talweg, ils se perdent sous terre par des "chantoirs", parfois impénétrables, parfois prolongés par une cavité plus ou moins importante. La roche est rarement affleurante le long de la vallée sèche si ce n'est dans certains chantoirs. Partout, elle est recouverte d'un sol supportant prairies, champs cultivés et bois. Du point de vue altimétrique, le Burnot coule vers les 130 m d'altitude tandis que le plateau atteint 260 m.

L'environnement géologique :

La stratigraphie infragivétienne comprend des poudingues, grès, schistes de l'Emsien et du Couvinien. Vient ensuite la première assise du Givétien, presque exclusivement calcaire : le calcaire de Tailfer (75 m de puissance). Suit la "formation du Roux" (Gvb), peu karstifiable car formée de bas en haut d'une phase schisto-gréseuse, de dolomie fine et de quelques bancs calcaires. Le tout atteint une puissance d'une trentaine de mètres. Par-dessus, la base du Frasnien débute avec 6 à 10 m de schistes. Repose sur ces schistes, la formation calcaire, puissante de 100 à 125 m dans laquelle on distingue en gros deux niveaux : d'abord des calcaires construits, parfois massifs (marbre Ste-Anne et marbre de Cousolre) suivis d'une série lagunaire. Le Frasnien se termine par la "formation d'Aisemont", calcaire schisteuse, et par les schistes supérieurs. Le Famennien surmonte le Frasnien avec ses grès, arkoses et schistes.

Deux assises sont donc éminemment karstifiables : le calcaire de Tailfer et les calcaires frasniens, séparés par la formation du Roux et les schistes de base du Frasnien, ensemble peu karstifiable mais peu épais. Ces deux unités pourront évoluer en aquifères indépendants ou communiquer l'une avec l'autre par des fractures.

La structure géologique consiste essentiellement

en plis. L'axe du réseau est un synclinal frasnien, entouré d'un environnement famennien au sud et à l'ouest, couvinien et emsien au nord. Ces étages, imperméables et non karstifiables, constituent les impluviums.

II. La grotte

Structure de la cavité :

Essentiellement, il s'agit d'une galerie unique, d'une section moyenne de 2 à 4 m, rectiligne dans l'ensemble et grossièrement subhorizontale. Fait remarquable, la grotte se développe dans l'axe du synclinal frasnien dans le marbre de Cousolre (galeries de la Rivière et du CEK) et le niveau supérieur de la série lagunaire (galeries Franceschini et des Rhomboèdres). C'est l'axe du synclinal qui impose la direction générale des principaux tronçons (N 110° E). Il s'accidente de diaclases longitudinales, donc de même direction, au détriment desquelles se développent certains tronçons rectilignes.

Morphologie et remplissage :

Quatre tronçons sont à distinguer, qui sont, de l'entrée vers le fond :

1. Une zone complexe d'éboulis constitue la zone d'entrée. On peut rejoindre la rivière par deux regards.
2. La galerie des Rhomboèdres, caractérisée par l'abondance des accumulations stalagmitiques développées sur des sédiments détritiques, constitue le début du conduit principal. Le recreusement méandrant est une succession de gours actifs. Ce recreusement entaille, sur une profondeur de 2 à 3 m pour une largeur de 1 m environ, d'importantes accumulations de sédiments détritiques fluviaux (limons, sables, petits galets). Il est par endroits tout à fait déversé contre la paroi rocheuse avec la présence d'une niche dans cette paroi. Par place, l'incision atteint, sous les sédiments, des éboulis, parfois enfouis dans les sédiments et émergeant à peine, parfois dégagés.
3. La suite de cette galerie (galeries Franceschini et du CEK), en fait simplement son prolongement, se développe un mètre sous la portion précédente. Elle commence par une perte impénétrable avec parois déchiquetées et cupules irrégulières. Ensuite, les dimensions de la galerie deviennent plus importantes. Le recreusement est toujours très bien individualisé avec des talus de matériel détritique épais de plusieurs mètres. Des éboulis sont soit enfouis, soit complètement dégagés comme dans une courte portion de galerie. Là, on ne trouve plus de sédi-

ment fin et le plancher est un pavement d'éboulis très déchiquetés et surmontant des gours masquant le substrat. Par place, on voit sur les parois des coups de gouge de 5 à 10 cm de longueur, indiquant un courant du fond vers l'entrée. Notons qu'en deux endroits, le creusement est entaillé lui-même par une petite rigole décimétrique, active, alimentée par des concrétions ruisselantes.

4. Enfin, une dernière portion de galerie est parcourue par la rivière. Le siphon aval se trouve à quelques mètres en contrebas du sol détritique de la galerie du CEK. La rivière coule à nouveau dans un creusement atteignant ici plusieurs mètres, parfois encombré d'énormes éboulis ("l'Himalaya"). L'eau s'écoule la plupart du temps sur un lit de galets pugilaires cimentés par la calcite, parfois défoncés de cuves profondes de plusieurs mètres.

Plusieurs profils sont actuellement en cours d'étude dans les témoins du remplissage. Une coupe, dénommée "coupe I", dans la suite du rapport, a particulièrement retenu notre attention.

III. Evolution de la galerie déduite de l'étude de la coupe I.

La sédimentation débute sur un éboulis de gros blocs de calcaire givétien résultant d'un effondrement du toit, probablement consécutif à un déblaiement brutal de la galerie. Le chaos de blocs qui se retrouve de place en place dans le conduit, ponctue la fin d'une première partie de l'histoire de la cavité dont on ne connaît pas d'autres traces.

Une courte phase d'évolution en régime dénoyé se matérialise alors par la croissance de petites stalagmites sur certains des panneaux de calcaires effondrés (P1). Puis, deux décharges détritiques de provenance des pertes comblent ensuite à nouveau la cavité (P2). Elles sont séparées par un arrêt de sédimentation que souligne un semis de stalactites tombées. L'ensemble est alors incisé, sans doute rapidement.

La pente dégagée se recouvre par des limons poudreux interstratifiés de fins limets argileux (P3). La disposition des couches témoigne d'écoulements latéraux infiltrés à partir de la surface à la faveur de fissures ouvertes. Un niveau de stalactites effondrées signale une interruption de sédimentation au sommet des limons poudreux. Les derniers dépôts détritiques visibles dans la coupe 1 sont peu épais et comportent surtout une strate argileuse caractéristique. L'origine du matériel est encore latérale. De petites stalagmites scellent l'ensemble des dépôts (P4).

La dernière phase de l'évolution de la cavité est celle qui l'a rendue pénétrable. Une importante incision l'a en effet dégagée en épargnant par place des massifs de sédiments. Ce complexe morpho-sédimentaire se trouve actuellement recouvert par un dernier concrétionnement : stalagmites cierge, coulées, gros massifs (P5).

IV. Palynologie

L'étude palynologique de la coupe 1, présentée lors de cette réunion, a permis d'obtenir 24 spectres polliniques totalisant plus de 4000 pollens et spores. 18 de ces spectres ont été obtenus dans les sédiments détritiques, qui se sont révélés peu favorables à l'analyse pollinique, la moitié des échantillons prélevés s'étant avérés stériles, et les échantillons fertiles ne fournissant en moyenne que 155 pollens et spores par échantillon. Les 6 autres spectres polliniques proviennent de cinq concrétions stalagmitiques. 3 d'entre elles se trouvaient en place, respectivement à la base du remplissage détritique et à son sommet, et sur la paroi entaillée lors du creusement final des sédiments détritiques responsables de la vidange quasi-complète de la galerie faisant l'objet des études entreprises. Les 2 autres concrétions ont été retrouvées à l'état remanié, lors du dégagement de la base du remplissage détritique. Les concrétions stalagmitiques se sont révélées très favorables à l'analyse pollinique, fournissant en moyenne 200 pollens et spores par échantillon traité (200 grammes).

L'évolution du climat enregistrée par l'étude palynologique peut être synthétisée de la façon suivante :

- P 1. La concrétion stalagmitique située en place à la base de la coupe témoigne d'un climat interstadiaire humide, caractérisé par la dominance des Arbres (56,5 0/o), et parmi ceux-ci par la dominance d'*Alnus* (16 0/o). Le rôle important de *Corylus* (10 0/o) et la présence de *Quercus* (2 0/o) témoignent eux aussi d'un climat interstadiaire.
- P 2. Les sédiments détritiques mis en place par une circulation fluviale lente témoignent de conditions climatiques pléniglaciaires. Les Arbres (26 0/o) sont largement dominés par les Plantes herbacées (74 0/o), parmi lesquelles dominent les Cichoriées (composées de type Pissenlit) qui atteignent en moyenne 61 0/o. Cette dominance des Cichoriées confère à la végétation un caractère steppique. La rigueur du climat est en outre attesté par la présence régulière de spores de *Selaginella selaginoides* qui atteignent 1,3 0/o en moyenne. N'existant plus dans nos régions ac-

tuellement, *Selaginella selaginoides* est une plante pionnière dont l'aire de distribution actuelle est principalement arctique-alpine. Les deux concrétions stalagmitiques trouvées à l'état remanié à la base de la séquence détritique, ont fourni des spectres polliniques très proches de ceux qui viennent d'être décrits. L'une d'entre elles a même fourni le spectre le plus froid de toute la séquence étudiée, avec seulement 7 0/0 de pollens d'Arbres. Ce résultat démontre que des concrétionnements stalagmitiques peuvent se produire même sous climat pléni-glaciaire.

- P 3. Les sédiments détritiques mis en place par ruissellement diffus ont fourni d'une part des spectres polliniques proches de ceux qui viennent d'être décrits, et d'autre part deux spectres polliniques nettement plus tempérés, caractérisés par le rôle plus important des Arbres (45 0/0 et 51,5 0/0). Ils témoignent de deux phases interstadières, dont la dernière est la mieux marquée, à la fois par la dominance de *Corylus* (28,5 0/0) et par l'extension des Filicales (34 0/0).
- P 4. La concrétion stalagmitique scellant l'ensemble des dépôts détritiques témoigne d'une recrudescence du froid, marquée par le recul des Arbres (de 51,5 0/0 à 33,5 0/0), et parmi ceux-ci par le recul important de *Corylus* (de 28,5 à 9 0/0).
- P 5. La concrétion stalagmitique édiflée postérieurement au recreusement final de l'ensemble des dépôts détritiques est d'âge Subatlantique récent, car elle a enregistré à la fois l'extension des pollens de *Pinus* reflétant les premières plantations de Pins dans la région, et la brusque apparition de 10 0/0 de pollens de Céréales, traduisant

tations de Pins dans la région, et la brusque apparition de 10 0/0 de pollens de Céréales, traduisant la mise en culture du plateau dans lequel est creusée la Grotte de la Vilaine Source.

V. Conclusions

La minéralogie des loess remaniés des ensembles détritiques permet de rattacher tous les sédiments de la coupe 1 à la dernière glaciation. La palynologie a de plus mis en évidence plusieurs améliorations climatiques: l'une en P 1, deux dans l'ensemble P 3. De plus, le recreusement séparant P 3 de P 2 est aussi assimilable à une amélioration climatique à ruissellement important.

Remarquons que ces sédiments se sont mis en place dans une galerie très semblable, du point de vue morphologique, à celle que nous voyons actuellement. Nous n'avons donc touché là que la fin d'une longue évolution.

B. BASTIN, C. DUPUIS et Y. QUINIF

Références bibliographiques

- BASTIN, B., 1978. L'analyse pollinique des stalagmites : une nouvelle possibilité d'approche des fluctuations climatiques du Quaternaire. Ann. Soc. Géol. Belg., 191 : 13-19.
- BASTIN, B., DUPUIS, C., & QUINIF, Y., 1977. Preliminary results of the application of Quaternary geological method to speleogenetic studies of a Belgian cave. Proc. of the 7th Int. Speleol. Congr., Sheffield : 24-28.
- QUINIF, Y., 1977. Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique. Rev. Belg. Géogr., 101 (1 à 3) : 115-173.
- QUINIF, Y., 1978. La Grotte de l'Obstination ou de la "Vilaine Source" et le réseau de Lesves-Arbre (Belgique). Spelunca, 4 : 146-150.