

LES PHENOMENES KARSTIQUES DANS LES ROCHES PALEOZOIQUES DE LA BELGIQUE. PROCESSUS ACTUELS, PROBLEMES ACTUELS

par

Camille EK¹

(4 figures)

RESUME.- Les formations paléozoïques karstifiables de la Belgique sont essentiellement d'âges dévonien, carbonifère et permien. Les calcaires dévoniens et carbonifères sont souvent des calcaires purs; le Permien, lui, comporte un conglomérat à ciment calcaire. Toutes nos formations calcaires constituent des karsts barrés.

Parmi les processus actuels, la dissolution n'est pas seulement le plus typique, mais, dans le karst belge, c'est aussi le mode d'évolution quantitativement le plus important. Les équilibres de dissolution sont rarement réalisés dans les eaux de surface et dans les eaux souterraines peu profondes. Les fluctuations saisonnières de température sont de faible importance, dans les variations de la dissolution, devant les changements de débit induits par les précipitations et l'évaporation.

Les effondrements sont également un processus actuel, constaté dans les grottes. Ils se transmettent parfois jusqu'à la surface du sol ("puits naturels" du Tournaisis). La gélifraction est un autre mode d'évolution des entrées de grotte et des parois calcaires. Les pertes des ruisseaux, dans les vallées calcaires, reculent parfois rapidement (parfois de 400 m par siècle).

L'évolution actuelle du karst est mise en rapport avec les conditions climatiques.

Les problèmes humains, économiques et techniques des régions karstiques sont brièvement passés en revue : problèmes des puits naturels du Tournaisis, en voie d'évolution accélérée, partiellement en rapport avec le rabattement de la nappe aquifère; problèmes d'approvisionnement en eau, et surtout de qualité d'eau; problèmes liés au passage des frontières par les réserves d'eau karstiques; problèmes de génie civil.

ABSTRACT.- Karst landforms in the Palaeozoic of Belgium are limited essentially to rocks of Devonian, Carboniferous and Permian ages. Devonian and Carboniferous limestones are mainly pure; Permian formations, largely detrital, include a conglomerate with a calcareous cement. All karsted formations are karsts barrés i.e. topographically confined by insoluble strata.

Amongst current erosion processes operating on the Belgian karsts, solution is the most typical and quantitatively the most important. Solutions at equilibrium with dissolved species are rarely found amongst surface waters or those at shallow depth. Seasonal variations of solute concentration are explained primarily by precipitation-evaporation ratios; seasonal changes of temperature are much less important as a factor influencing CaCO₃ solubility.

Gravitational collapse of rock is also an active process, as witnessed in many caves. It sometimes extends to the surface e.g., the "natural pits" of the Tournai area. Frost shattering is still active at cave entrances and upon limestone cliffs. In limestone valleys swallowholes are receding rapidly, sometimes as much as 400 m per century.

The modern evolution of the karst is well related to modern climatic conditions.

Man's problems, economic and technical, in the karst areas are briefly reviewed : problems of the "natural pits" of the Tournai district, which may appear within seconds and extend to tens of metres in diameter, 12 metres in depth; their development is in part associated with the drawdown of the karst aquifer due to overpumping; problems of the distribution of water resources and, particularly, of the maintenance of water quality; problems of political boundaries intersecting karst water reserves; and problems of engineering.

¹ Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, Place du Vingt-Août, 7, B-4000 Liège.

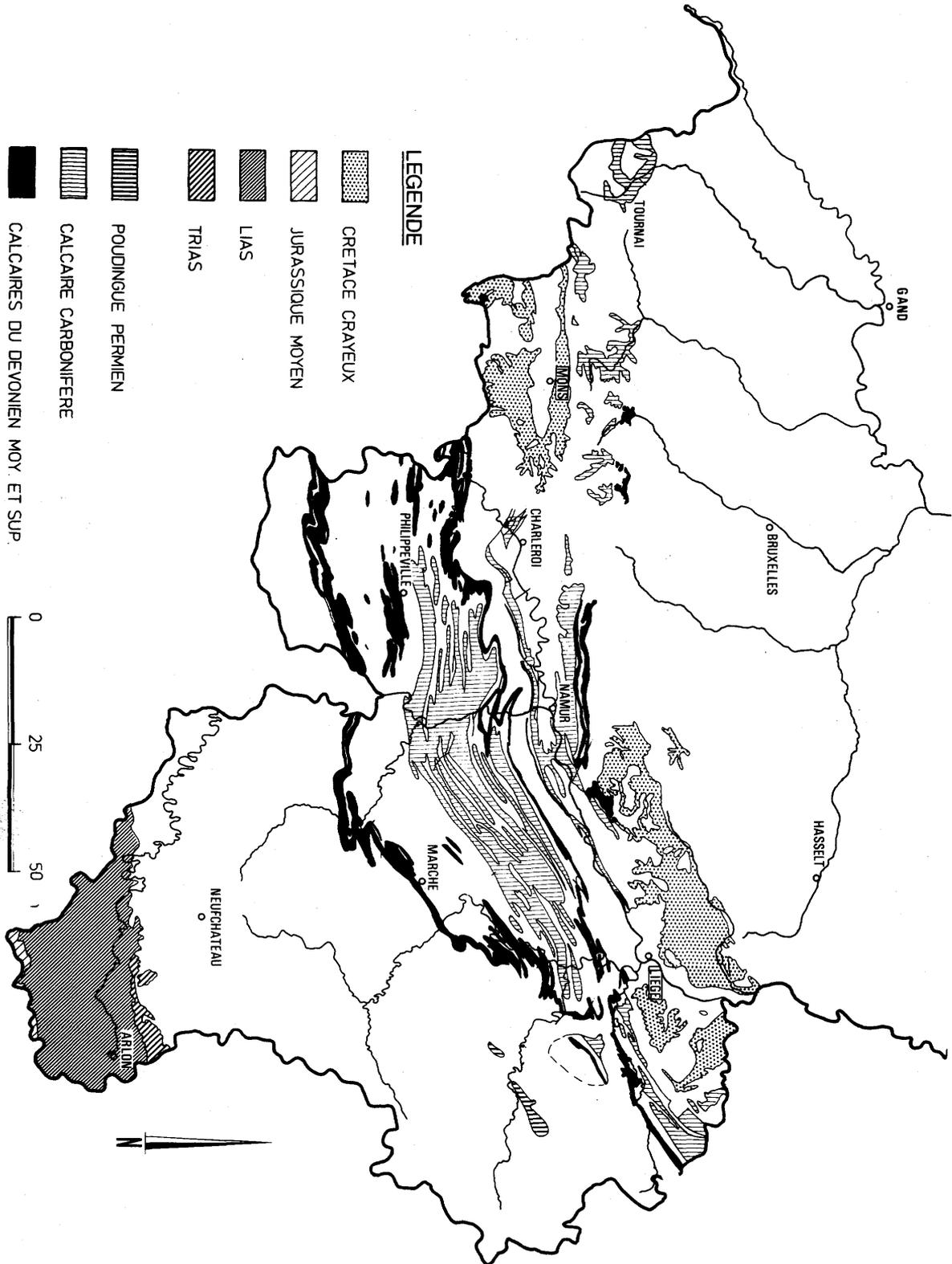


Figure 1.- Les formations carbonatées de la Belgique (C. EK, 1976)

I. LES FORMATIONS PALEOZOIQUES KARSTIFIABLES

Dans les formations géologiques qui affleurent en Belgique, les carbonates sont les seuls composés solubles présents en quantités suffisantes pour donner à certaines régions une hydrologie et une morphologie nettement influencées par des phénomènes de dissolution.

Tout récemment cependant, de l'anhydrite vient d'être signalée dans la région de Mons. Le sondage de St-Ghislain, implanté en 1972 par le Service géologique, a, en effet, recoupé, de 1900 à 2513 m, soit sur plus de 600 m, un dépôt où domine l'anhydrite et à la base duquel s'observent des circulations karstiques importantes. Cette découverte permet d'expliquer par la dissolution de l'anhydrite des structures déjà connues, mais jusqu'ici inexplicables, dans le Calcaire carbonifère dans lequel sont logées ces évaporites, là où ce calcaire affleure dans la région du sondage (A. DELMER, 1978).

Cette découverte importante concerne la région de Mons, et les carbonates gardent jusqu'ici, dans le reste du pays, le monopole des phénomènes karstiques notables.

Là où ils sont suffisamment prédominants dans les roches, les carbonates se présentent sous forme de craies, de calcaires ou de dolomies.

Les craies qui abondent dans notre Crétacé présentent, du fait notamment de leur peu de cohérence, des problèmes très différents. Quant aux calcaires mésozoïques et cénozoïques, sans être négligeables, ils constituent des formations beaucoup moins puissantes et dans l'ensemble beaucoup moins pures que les épaisses formations calcaires et dolomitiques du Paléozoïque.

Dans celui-ci, les calcaires et dolomies du Dévonien moyen et supérieur et du Dinantien constituent de très loin les deux ensembles les plus puissants et affleurant sur les surfaces les plus vastes. Leurs affleurements représentent en effet plus de 1600 km² de superficie. Le périmètre dans lequel on les observe, parmi d'autres formations, englobe une région de plus de 6000 km².

Nous ne considérerons pas ici les quelques bancs calcaires plus anciens, qui ne donnent pas lieu à une morphologie karstique, ni la mince formation carbonatée qui, sous la forme d'un conglomérat très calcaireux, occupe le milieu des dépôts permien du "Poudingue de Malmédy" (1).

La figure 1 montre la localisation d'ensemble des formations carbonatées de la Belgique.

Au point de vue structural, on peut situer comme suit les quatre unités où se localisent les principales séries calcaires et dolomitiques du Paléozoïque :

1. Immédiatement au bord de l'Ardenne, et appuyé sur elle, s'étend le **Synclinorium de Dinant**. C'est l'unité structurale dans laquelle toutes les formations carbonatées du Dévonien moyen et supérieur et du Dinantien atteignent leur maximum de puissance: c'est celle aussi où ces formations affleurent sur la plus grande superficie.
2. Au nord du Synclinorium de Dinant s'allonge le vaste **Synclinal de Namur**, séparé du précédent par une étroite bande de formations siluriennes et dévoniennes non calcaires. Dans le Synclinal de Namur, comme dans les deux unités suivantes, les épaisseurs des formations calcaires sont moindres que dans le Synclinorium de Dinant.
3. A l'est du Synclinal de Namur s'étend le **Massif de la Vesdre**, plus court et plus étroit.
4. Enfin, enclavée dans les terrains cambriens et dévoniens inférieurs de l'Ardenne, apparaît, au sud du Massif de la Vesdre, la **Fenêtre de Theux**.

Ces quatre unités structurales comportent la totalité des affleurements de calcaires mésodévoniens, néodévoniens et dinantiens de notre pays. Elles s'étendent cependant sur une petite partie du territoire français proche de la frontière (Synclinorium de Dinant) et sur quelques km² en territoire allemand (Massif de la Vesdre).

Les calcaires dinantiens affleurent le plus fréquemment dans des synclinaux entourés de roches arénacées du Famennien supérieur.

Plus des trois quarts de la superficie totale des affleurements de Calcaire carbonifère répondent au schéma ci-dessus. Chacun des synclinaux constitue donc un petit karst barré : isolé de toutes parts par des formations non karstiques (fig. 2).

D'une façon générale d'ailleurs, et sous des modalités structurales diverses, tous les calcaires paléozoïques constituent en Belgique des karsts barrés. C'est là un trait important de la région étudiée.

(1) Au sujet du "Poudingue de Malmédy" et des phénomènes karstiques qui s'y développent, on trouvera plus loin dans les présents comptes rendus une communication de A. OZER.

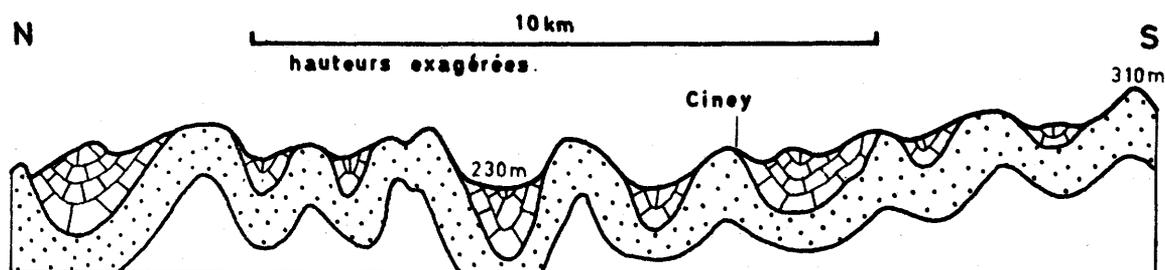


Figure 2.- Coupe nord-sud, passant par Ciney, dans le Synclinorium de Dinant. On voit que les synclinaux de Calcaire Carbonifère constituent des karsts barrés.

II. LES FACTEURS STRUCTURAUX DE LA KARSTIFICATION

Il est impossible de discuter des processus actuels et de la dynamique de la karstification sans passer brièvement en revue les données structurales. Comme celles-ci ne constituent pas l'objet propre de nos préoccupations dans le présent exposé, nous nous contenterons de résumer les résultats de nos observations et de nos expériences, successivement aux points de vue de la composition des roches et de leur disposition structurale.

1. COMPOSITION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE; LITHOLOGIE

La plus grande partie des calcaires du Dévonien moyen et supérieur et du Carbonifère sont des calcaires purs (plus de 90 % de CaCO_3). Dans cette catégorie de roches, les roches micritiques s'avèrent très généralement plus sensibles à la corrosion que les parties constituées de calcite grenue.

La dolomite est beaucoup moins attaquée que la calcite et, lorsque les deux minéraux sont en présence, le premier diminue la solubilité du second; mais lorsque, comme c'est fréquent, la dolomite est présente au taux de quelques pourcents seulement dans une roche calcaire, son importance est fortement diminuée dès que d'autres constituants - surtout les minéraux argileux - entrent en jeu.

Les minéraux argileux ont des effets opposés suivant qu'ils sont diffus dans la roche calcaire ou qu'ils forment un joint entre deux bancs. Dans le premier cas, ils ralentissent la dissolution en protégeant (plus ou moins, et souvent temporairement) les éléments solubles; dans le second cas, leur imperméabilité même donne un effet inverse: le joint force l'eau à cheminer le long de la discontinuité qu'il forme dans la structure et favorise la concentration de l'eau et l'accroissement de dissolution, soit à son toit, soit à son mur.

Après l'argile, qui constitue le résidu de dissolution le plus abondant, il faut signaler, spécialement dans le Tournaisien, les articles de crinoïdes: bien qu'ils ne soient pas un "résidu insoluble", ils constituent parfois un abondant résidu de dissolution, qui ralentit l'eau et favorise son contact avec le calcaire et par là l'augmentation de la dureté de l'eau.

L'hématite et la limonite freinent la dissolution, surtout quand elles sont en quantité suffisante pour former un enduit (même très mince) sur la surface de la roche attaquée.

Enfin, nos observations microscopiques ont montré que l'influence de la structure pétrographique de la roche n'est guère perceptible que dans des calcaires très purs, car la présence, même en quantités faibles, (10 % et moins), d'autres minéraux, efface rapidement, par exemple, la différence que nous avons signalée entre micrites d'une part et calcaires grenus d'autre part.

Des expériences en eau absolument calme, effectuées en collaboration avec H. ROQUES, nous ont confirmé que les micrites étudiées se dissolvent plus vite que les roches en calcite grenue (C. EK & H. ROQUES, 1972; H. ROQUES & C. EK, 1973).

Ces expériences ont montré aussi que, même en eau calme, la dissolution donne toujours lieu à des dépôts de corpuscules par gravité; dans la nature, *a fortiori*, il est donc illusoire de croire à un phénomène de pure dissolution: toujours une partie du matériel, non dissoute bien que soluble, tombe au fond de la cavité. On ne peut donc, dans les calcaires, calculer des bilans de matière à partir des produits de solubilité: ils donneront toujours des chiffres de départ de matière inférieurs à la réalité, même en eau calme (2).

(2) En eau absolument calme, les fragments peuvent tomber du plafond et des parois mais ne sont évidemment pas transportés; ils n'entrent alors pas en ligne de compte dans le bilan. Même dans ce cas, néanmoins, il y a une modification qui a son importance sur le plan morphologique, et création d'un sédiment meuble.

La vitesse de désagrégation granulaire s'est révélée, dans les mêmes expériences, beaucoup plus variable que la vitesse de dissolution. C'est donc la vitesse de désagrégation qui introduit la plus grande différenciation dans l'usure des calcaires paléozoïques étudiés.

Enfin, dans les calcaires impurs, et à facteurs extérieurs constants, la dissolution, quand elle agit seule, ralentit progressivement, par mise à nu et éventuellement accumulation des constituants insolubles ou moins vite solubles.

Mais le Dévonien et le Calcaire carbonifère belges comportent tous deux d'épaisses formations où les calcaires purs dominent très largement.

Aussi est-ce à juste titre qu'après avoir placé le karst des calcaires dévoniens et dinantiens dans les *mérokarsts*, J. CVIJIC (1960, p. 163) note qu'il se rapproche en fait des types de transition entre *mérokarst* et *holokarst* (3). C'est, en effet, dans les formations à calcaires purs que sont localisées la grande majorité des grottes de notre pays. Ceci montre l'importance que la dissolution a dans la genèse des grottes et conserve durant leur évolution.

Non seulement c'est dans les formations les plus solubles que s'observent le plus de grottes - fait attendu - mais notre travail nous a montré que presque toutes les grandes grottes y sont cantonnées : ce n'est donc pas seulement à l'origine que la solubilité importe, mais aussi lors du développement ultérieur, alors que des cours d'eau puissants parcourent la cavité. Il n'est pas question ici de sous-estimer les actions physiques, mais de constater une étroite corrélation entre les localisations des calcaires purs et des grandes cavités. Toutefois, dès qu'un calcaire comporte 90 à 95 o/o de carbonate, nous n'avons pas remarqué que les grottes se développent davantage dans les bancs les plus purs, comportant par exemple 98 ou 99 o/o de carbonates : quelques pourcents d'impuretés peuvent localement influencer les détails de la morphologie, mais n'entravent pas en général le développement du karst.

En ce qui concerne la dolomie, le Paléozoïque de Belgique ne vérifie guère l'idée de P. BIROT (1966) que "les dolomies se montrent très favorables à la création de cavités souterraines de dimensions moyennes" (p. 221). Au contraire, on n'y trouve guère en Belgique que des cavités modestes sinon très petites (à Marchelles-Dames, par exemple). L'altération de la dolomie en sable favorise la naissance de remplissages qui, sans arrêter l'eau, la ralentissent considérablement; et la perméabilité en petit des dolomies, bien que faible, est beaucoup plus élevée, dans notre Paléozoïque, que

celle des calcaires, ce qui ne favorise pas la concentration de l'eau.

2. LA STRUCTURE TECTONIQUE

Les calcaires paléozoïques de Belgique se caractérisent par une structure plissée qui les oppose aux grands karsts tabulaires classiques. Les plis imposent à l'eau en bien des endroits sa direction d'écoulement, parfois sa pente. Et la complexité de la tectonique fait que direction et pente se modifient rapidement d'un endroit à l'autre d'une même région. Mais la structure a une autre conséquence encore plus importante : les affleurements des calcaires sont séparés par des anticlinaux, et parfois par des synclinaux, de roches siliceuses ou silicatées qui interrompent la circulation karstique; ce caractère de *karst barré* se répercute directement sur la géochimie des eaux et par là sur l'évolution des cavités : les circulations qui ne suivent pas exactement la stratification des calcaires, mais qui traversent au contraire ceux-ci, obliquement ou perpendiculairement, quittent le calcaire après un parcours de peu de kilomètres, et parfois d'une ou de quelques centaines de mètres. Ces eaux n'ont dès lors pas le temps de se saturer. Il en découle que la **vitesse de dissolution** est alors plus importante que les conditions d'équilibre. C'est ce qui explique le développement que nous avons cru devoir donner dans nos recherches à la cinétique de la dissolution.

Nos analyses d'eau nous ont conduit, dans ce domaine, à trouver l'explication d'une importante différence entre la karstification des calcaires dévoniens et celle des calcaires dinantiens.

Il y a, en effet, nettement plus de grandes grottes dans le Dévonien (en particulier dans le Frasnien, mais aussi dans le Givetien supérieur) que dans le Dinantien (où elles sont surtout dans le Viséen).

Or, nous avons montré, dans la deuxième partie de notre thèse de doctorat, que les formations les plus pures du Dinantien, qui sont dans le Viséen, comportent globalement moins de produits insolubles que les formations les plus pures du Dévonien, qui sont surtout dans le Frasnien et à un moindre titre dans le Givetien.

(3) J. CVIJIC oppose l'*holokarst* "karst complet, dans lequel toutes les formes karstiques sont parfaitement développées..." au *mérokarst*, où "ne sont développés que certains traits du relief karstique"; c'est le cas pour notre région, mais il associe cela à des "roches impures" (op. cit., p. 155). Ce n'est pas le cas de nos calcaires, et cette définition trop complexe du *mérokarst* devrait être simplifiée pour être d'un emploi pratique.

Nous ne pouvons donc accepter sur cette question les vues de J. CVIJIC (1960, p. 165) qui lie la différence entre Dévonien et Dinantien au fait que les calcaires dévoniens "par leur pureté se prêtent le mieux à l'action dissolvante des eaux".

En fait, cette différence n'a jamais, à notre connaissance, été expliquée. La lithologie y joue un rôle, du fait de l'inégale répartition des niveaux de dolomie et de schistes.

La dolomie est présente dans les deux ensembles mais, dans le Dinantien, elle constitue généralement un niveau assez épais et, dans la situation la plus fréquente - celle où le Dinantien affleure sous forme d'un synclinal entouré et dominé par des reliefs psammitiques - cette dolomie forme une ceinture entourant les niveaux de calcaires purs qui forment le coeur du synclinal : les eaux allogènes qui pénètrent dans le synclinal traversent cette ceinture, y sont ralenties par le sable dolomitique qui encombre les conduits, et y acquièrent une certaine dureté, sans donner lieu à de grandes cavités; cette dureté diminue fortement leur agressivité avant que les eaux parviennent aux calcaires purs, qui sont ainsi moins attaqués. Les niveaux dolomitiques du Dévonien sont plus souvent constitués de calcaires dolomitiques, susceptibles de karstification, et les niveaux de dolomie proprement dite sont dans l'ensemble moins épais.

Par contre, le Givetien et le Frasnien calcaires comprennent plus de niveaux schisteux que le Viséen (4); mais ces niveaux ne sont pas un frein à la dissolution

car ils provoquent - soit au toit, soit au mur, suivant les situations hydrogéologiques - des concentrations d'eau et des cheminements d'eau le long des surfaces de stratification qui délimitent les schistes.

Mais, bien plus que la composition des assises, la structure géologique (avec les grands traits du relief qui en découlent) est le facteur primordial de différenciation des deux ensembles karstiques.

a) Nous avons montré dans la première partie de notre thèse (C. EK, 1969) l'effet de la structure sur la dureté des eaux : les trois quarts des affleurements du Calcaire carbonifère constituent des synclinaux entourés des "psammites du Condroz" qui sont eux-mêmes calcaireux et fournissent au Calcaire carbonifère une eau par avance très dure; la très grande majorité des affleurements de calcaires dévoniens jouxtent au contraire d'un côté des roches plus jeunes : des schistes, généralement en dépression par rapport à la bande calcaire, et de l'autre côté des roches plus anciennes : schistes et roches siliceuses, situées topographiquement en contre-haut de la bande calcaire; ce sont ces roches qui fournissent en eau, une eau très douce. Nous ne reviendrons pas ici sur les modalités de cette différence, mais il fallait rappeler que c'est une conséquence directe de la structure (comparer la fig. 2, pour le Carbonifère, à la fig. 3, pour le Dévonien).

(4) Nous envisageons ici les niveaux ayant au moins quelques mètres de puissance, car les lits de quelques décimètres n'ont guère d'influence hydrogéologique à l'échelle régionale.

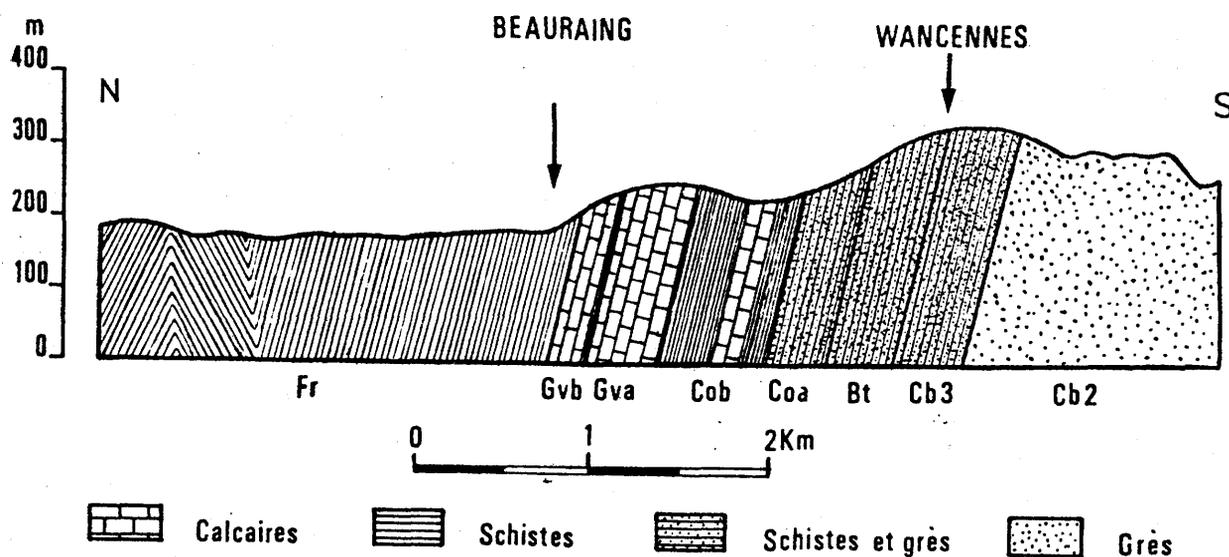


Figure 3.- Coupe nord-sud, près de Beauraing, dans la bande calcaire dévonienne et les formations qui l'entourent. On voit que les calcaires reçoivent les eaux des roches schisteuses et gréseuses de l'Ardenne (dessin par E. POTY, d'après la carte géologique à 1/40.000).

b) Le Dinantien est d'autre part couvert sur des surfaces assez importantes par des sédiments tertiaires, donc discordants sur la structure hercynienne du Paléozoïque, sédiments qui sont plus rares sur les calcaires dévoniens, surtout tout le long de la zone d'affleurement la plus importante de ces calcaires : la longue bande qui borde l'Ardenne au nord.

Les placages tertiaires ont sur le karst un effet inhibiteur, en empêchant l'écoulement des eaux météoriques sur le calcaire, en écartant la végétation du calcaire, en retenant une partie de l'eau.

Ce facteur joue donc également en faveur d'une plus grande action de l'eau sur les calcaires mésodévonien et néodévonien.

c) Par contre, le Dinantien peut présenter, dans les fonds de ses synclinaux, de grandes réserves d'eau. Mais les phénomènes karstiques qui pourraient s'y présenter sont pratiquement, dans leur ensemble, impossibles à explorer; d'autre part, il découle de nos études des eaux (C. EK, 1973) que celles-ci sont, dans la nature actuelle, saturées en carbonates bien avant d'atteindre ces profondeurs.

Ainsi, la structure, qui a imprimé au karst des calcaires paléozoïques de la Belgique son unité de caractère (influence des pendages forts et des failles), a aussi déterminé sa division en deux ensembles majeurs bien différenciés.

III. PROCESSUS ACTUELS. PROBLEMES ACTUELS

1. DISSOLUTION ET PRECIPITATION

Dans les calcaires de la Belgique, la dissolution est, sous terre surtout, le processus le plus typique; pour les eaux, c'est le processus le plus actif en général, dépassant de loin dans l'ensemble, le transport de matières solides (inhibé par les étroitures, les anastomoses et les siphons des réseaux souterrains).

Elle est loin cependant d'être également répartie : elle varie d'une formation à l'autre, elle varie fortement d'amont en aval, elle varie aussi dans le temps. Tout ceci justifie un examen attentif de ce processus. Les considérations qui suivent sont essentiellement basées sur les analyses faites pour notre thèse de doctorat (C. EK, 1969) et dont les résultats ont été publiés (C. EK, 1973 b).

a. Traits généraux de l'évolution des eaux à la traversée des formations calcaires

Les eaux qui arrivent douces ou peu dures sur le

calcaire acquièrent assez rapidement une teneur en calcaire nettement plus forte; ensuite l'augmentation de la dureté devient de plus en plus lente.

Les cas extrêmes, en ce qui concerne le gain de teneur calcaire, sont respectivement celui des eaux percolant à travers des fissures qui, pour des débits élémentaires généralement inférieurs à 1 ml/s, peuvent augmenter leur dureté de quelque 250 mg/l sur une cinquantaine de mètres et, à l'opposé, le gain des eaux de rivières, au débit supérieur à 1 m³/s, qui prennent 50 à 100 mg/l en traversant 10 à 20 km de formations calcaires.

Dans les rivières, l'eau cesse pratiquement d'évoluer à partir d'un moment où pourtant, d'après les courbes de saturation, l'équilibre n'est pas encore atteint : les réactions ralentissent très notablement au fur et à mesure que diminue le déséquilibre qu'elles tendent à supprimer et, au lieu d'une courbe d'équilibre de dissolution, il serait plus juste de considérer, dans les faits, une zone d'équilibre.

D'autre part, il arrive aussi dans nos régions qu'une eau traverse une zone calcaire si étroite qu'elle la quitte avant que l'équilibre de dissolution ait été atteint. Plus souvent encore, les conditions d'équilibre dans la zone calcaire même se modifient rapidement : l'eau, à sa source, sort d'un milieu confiné pour être mise en contact avec l'atmosphère libre, à basse teneur en CO₂; elle coule sur un trajet parfois court avant de s'engouffrer sous terre, éventuellement en conduite forcée donc sans aucun contact avec une phase gazeuse, donc sans possibilité d'acquisition ou d'évasion de CO₂; finalement, l'eau se retrouve à l'air libre : à chacun de ces changements de milieu, fréquents en Belgique sur de courtes distances, correspond une modification des conditions d'équilibre de la solution des bicarbonates. Celle-ci n'a souvent pas le temps d'atteindre les équilibres successivement imposés. D'où l'importance de la cinétique des réactions dans la considération des processus karstiques de nos régions.

Depuis nos travaux à ce sujet (C. EK, 1969; voir C. EK, 1973a), M. KUPPER a repris le problème par de nombreuses mesures (voir entre autres M. KUPPER, 1975 a et b) et montré, notamment, l'influence de la vitesse de l'eau sur la vitesse de dissolution. Ses mesures ont montré aussi que la vitesse de dissolution peut être très élevée, par exemple sur les pierres calcaires des barrages, où elle atteint 30 mm par siècle dans des rivières à pH à peu près neutre et 90 mm par siècle dans les eaux acides (pH 4) d'une rivière ardennaise (M. KUPPER, 1975a).

Souvent, au débouché des fissures dans des cavités

souterraines et, plus rarement, dans les rivières subaériennes, du calcaire précipite. Ce n'est pas dans l'eau même que réside la cause de ce phénomène, mais dans un changement des conditions de la phase gazeuse en présence; par exemple, changement de pression partielle de CO_2 dans l'air; ou passage de la solution d'un milieu sans phase gazeuse à un milieu aéré. Dans l'ensemble, le dépôt de carbonate dans la région étudiée ne représente qu'une fraction très minime du carbonate qui a été dissous.

Le mécanisme de la formation des travertins de fond de vallée en Belgique a été récemment étudié par M.-A. GEURTS. Celle-ci a distingué un faciès meuble détritique, s'accumulant dans les zones peu turbulentes des petits cours d'eau, et un faciès cohérent s'établissant dans les cascades et rapides. Ce dernier faciès est rubané, constitué d'une alternance de fines couches construites, essentiellement par des algues, et de minces lits poreux, formés par une précipitation essentiellement inorganique de la calcite. La couche construite par les algues s'édifie essentiellement au printemps, l'autre en été et en automne (M.-A. GEURTS, 1976 a et b).

b. Variations saisonnières

La dureté et la quantité totale de calcaire transporté par les cours d'eau, sont essentiellement dépendantes du régime des dits cours d'eau. La température elle-même, en tant que facteur physique influençant la solubilité du gaz carbonique et celle des sels étudiés a un rôle absolument effacé.

C'est ce à quoi nous ont conduit nos quelque sept cents analyses d'eaux des calcaires paléozoïques de Belgique (C. EK, 1973).

Une évolution saisonnière dans la teneur en bicarbonate, en calcium et en magnésium, n'apparaît nettement que dans le collecteur principal que constitue la Meuse. Encore cette évolution est-elle, à l'échelle de l'année, rigoureusement fonction du débit; et comme la dureté varie à peu près du simple au double en sens inverse du débit qui varie du simple au centuple, on voit que la dissolution est incomparablement plus forte en temps de crue qu'en temps normal (contrairement à l'opinion de J. TRICART, 1965).

Dans les cours d'eau moins importants, y compris les principales rivières affluentes de la Meuse, le cycle annuel est beaucoup moins visible, car les fortes variations de débit occasionnées par chaque période pluvieuse, ou même chaque orage, prennent le pas sur l'évolution saisonnière et la masquent.

La température n'a par elle-même aucune influence notable sur l'évolution de la teneur en sels

dissous. Or, c'est actuellement une des questions les plus importantes de la karstologie de savoir quels sont les climats les plus favorables à la dissolution des calcaires et ce problème est souvent posé sous la forme de l'alternative : chaud ou froid ? Les comparaisons de pays à pays sont en fait presque impossibles, du fait des disparités de la nature lithologique des bassins, de la couverture végétale, du relief, de l'écoulement, etc... C'est pourquoi nous avons voulu comparer dans une même région (la région où affluent en Belgique les calcaires paléozoïques) les mois d'hiver aux mois d'été; l'amplitude de quelque 18° entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud correspond à une variation du coefficient de dissolution du simple au double, et à une variation théorique de la vitesse de dissolution de l'ordre du simple au triple.

Les résultats des mesures nous permettent de conclure que ces facteurs sont tout à fait négligeables devant les effets directs des précipitations et du régime des cours d'eau. Par contre, la température a évidemment un certain effet indirect sur le régime en réglant l'évaporation.

c. Influence des types de temps

Les types de temps, et aussi la façon (progressive ou soudaine) dont se produisent les changements de temps ont des effets directs considérables sur la dureté et sur la quantité de calcaire dissous transporté par unité de temps. C'est un autre résultat de nos analyses.

Une sécheresse continue entraîne une augmentation progressive asymptotique de la dureté; l'affaiblissement du débit induit une diminution de la quantité totale de calcaire dissous transporté, mais cette diminution est plus lente que l'affaiblissement du débit.

La pluie, tout en diminuant la dureté, augmente la quantité de calcaire transporté; après un certain temps, le débordement de la nappe aquifère amène des eaux plus dures dans les artères de drainage et, pratiquement, stabilise ou tend à stabiliser la dureté.

Pourtant, c'est généralement au début des pluies que la teneur en CO_2 augmente dans les cours d'eau, mais cela n'a pas d'effet visible sur la mise en solution dans la région étudiée.

Les orages provoquent une augmentation parfois extraordinaire de la quantité de calcaire dissous; de plus, l'entraînement du CO_2 accumulé sub-superficiellement amène ce gaz dans des cavités où une partie doit probablement, du fait de sa très forte teneur dans l'eau, s'évader dans des poches d'air en fonction de la loi de Henry; c'est là une mise en réserve d'un gaz carbonique ultérieurement disponible, lorsque la même

loi jouera dans l'autre sens; enfin, les eaux d'orage poussent à un moment devant elles les eaux accumulées dans des cavités-réservoirs (nos analyses nous l'ont prouvé) et entraînent ainsi des matières dissoutes au cours d'un long séjour de l'eau dans ces réservoirs, eau remplacée par des apports frais susceptibles d'une plus grande agressivité.

Le gel concentre les solutions, le dégel les dilue; mais si une trop forte concentration provoque la précipitation, la réaction n'est pas immédiatement réversible (cf. C. EK, 1964, et C. EK & A. PISSART, 1965).

La neige n'a chez nous qu'une influence très modeste et variable.

d. Influences structurales sur la dissolution actuelle

Dans le chapitre consacré aux facteurs structuraux de la karstification, on a vu combien ces facteurs avaient marqué l'évolution géomorphologique des formations karstiques de la Belgique.

Ces facteurs se reflètent actuellement de façon très nette dans les analyses d'eaux.

Des différences lithologiques assez modestes ont un retentissement considérable sur le chimisme des eaux : quelques pourcents de carbonates dans les "Psammites du Condroz" suffisent à rendre très dures les eaux avant même qu'elles n'atteignent le Calcaire Carbonifère. L'abondance des crinoïdes dans le Tournaisien facilite la saturation des eaux qui le traversent. Ainsi s'individualisent deux types d'eaux alimentant les formations calcaires : eaux "ardennaises", eaux "condrusiennes" et deux types d'eaux karstiques : eaux des calcaires dévoniens, eaux des calcaires dinantiens.

A l'exception des grands cours d'eau (allogènes, et dont nous avons montré l'inertie vis-à-vis des carbonates), les cours d'eau qui traversent les calcaires paléozoïques viennent surtout d'Ardenne et du Condroz. Les formations ardennaises qui entourent et dominent la bande de calcaires dévoniens sont essentiellement arénacées et péliques; les formations de Calcaire Carbonifère sont, elles, très généralement entourées par des formations surtout arénacées. Or l'Ardenne fournit des eaux très douces tandis que des croupes condrusiennes viennent au contraire des eaux dures, généralement saturées en carbonates. La cause en est dans les carbonates qui contiennent les formations quartzitiques et psammitiques du Condroz.

Dans les couches dites "de Montfort", par exemple, la teneur en carbonates est comprise, en moyenne (d'après des mesures faites par nous dans le Condroz oriental), entre 10 et 20 pourcents pour l'ensemble de

la formation. Cela explique que les synclinaux de Calcaire Carbonifère reçoivent en général des eaux "condrusiennes" ayant une dureté de 80 à 240 mg/l, alors que l'Ardenne fournit à la bande de calcaires dévoniens une eau comportant environ 30 à 55 mg/l. Comme les eaux quittent en général les calcaires avec une dureté inférieure à 240 mg/l, on voit que la dissolution effectuée par les eaux "condrusiennes" dans les formations dinantiennes est souvent faible, parfois nulle.

C'est là une différence hydrogéologique fondamentale entre les formations calcaires du Dévonien et celles du Carbonifère.

Une autre opposition entre ces deux séries calcaires réside dans le fait que les eaux qui résurgent des formations dévoniennes sont sous-saturées, alors que des assises dinantiennes les eaux sortent saturées ou sursaturées. Ceci s'explique en partie par une certaine persistance de la faible dureté des eaux ardennaises dans les larges conduits des formations dévoniennes (cf. les cours souterrains de la Lesse à Han, du Rubicon à Remouchamps, de la Rivière de la Grotte de Rochefort, de la Chawresse à Tilff, etc...); dans le Dinantien, les chenaux sont généralement nombreux mais beaucoup moins vastes, souvent étroits. En outre, le filtre constitué par les débris crinoïdiques et autres du Tournaisien ralentit les courants dans les synclinaux carbonifères et, par là, favorise une dissolution "diffuse", largement répartie, mais donc peu favorable à la réalisation de chenaux importants.

Enfin, si l'on considère les petites rivières et les ruisseaux - car les grands cours d'eau sont de simples drains sans guère d'action chimique sur les calcaires traversés - il apparaît une nette différence entre les réseaux hydrographiques qui traversent les deux séries calcaires : les calcaires dévoniens sont traversés par des cours d'eau, venant surtout d'Ardenne, qui coulent généralement perpendiculairement à la direction des couches et les traversent donc assez rapidement; au contraire, la plupart des synclinaux dinantiens du Condroz, qui sont en dépression dans le relief, sont drainés par un cours d'eau suivant plus ou moins l'axe synclinal, et coulent donc sur une plus longue distance dans les formations dévoniennes (voir aussi à ce sujet Y. QUI-NIF, 1977).

2. TRANSPORTS SOLIDES ET EFFONDREMENTS

a. Argile et limon

Les cours d'eau des régions karstiques belges transportent évidemment des matériaux à l'état solide. Sous terre, toutefois, ce processus est, actuelle-

ment, le plus souvent restreint à des sédiments fins. Les siphons et les fortes variations de section des conduits souterrains font que, sauf dans des grottes courtes, il ne passe généralement guère que des argiles et des limons. Ceux-ci se retrouvent sous forme de dépôts de crue parfois très abondants. A la Grotte de Rochefort comme à celle de Remouchamps, par exemple, chaque crue et surtout chaque période hivernale de hautes eaux laissent d'énormes quantités d'argile et de limon dans la cavité.

b. Effondrements

Toutes les plus vastes salles des grottes de Belgique ont leur plancher jonché de blocs écroulés. A la Grotte du Père Noël (à Wavreille), par exemple, les éboulements occupent plus de 6.000 m² d'un seul tenant.

Les éboulements sont difficiles à dater et, pour beaucoup, nous n'avons aucun indice de leur âge.

Dans diverses grottes, nous avons pu relever l'action de processus divers, postérieurs aux effondrements observés : le plafond de la salle a subi, après effondrement, des actions importantes de dissolution, à la Grotte de la Fontaine de Rivire (Hamoir); à la Grotte du Père Noël (Wavreille), ce sont les blocs éboulés qui ont été attaqués par la dissolution; dans beaucoup de grottes, un concrétionnement important a recouvert des éboulis; un tassement sous-jacent à l'effondrement a secondairement modifié la disposition des blocs, à la Grotte du Père Noël, par exemple . . .

Les éboulements observés sont donc loin d'être tous récents. Toutefois, dans beaucoup de zones d'éboulements, nous avons reconnu au plafond des cassures rigoureusement fraîches et observé des chutes de blocs (parfois importants) actuelles, ou des signes certains d'un affaissement actuel de la voûte (Trou du Try aux Fosses, à Marche; Grottes de Remouchamps, de Rochefort, du Père Noël, . . .).

Le processus des effondrements bloc par bloc et l'affaissement des voûtes sont donc des phénomènes actuellement actifs.

c. Effondrements en surface

Le trait le plus apparent de l'évolution des dolines est le moment où elles naissent ou bien s'approfondissent soudainement à la suite d'un effondrement. Ce phénomène est actuellement assez fréquent dans les formations calcaires à travers toute la Belgique.

Il est cependant spécialement spectaculaire dans le Tournais où l'évolution des "puits naturels" a pris une grande ampleur : des affaissements d'une ou de plusieurs dizaines de mètres de diamètre et de dix mètres de profondeur sont courants. Ils sont là en relation étroite avec le rabattement de la nappe phréatique (actuellement d'origine anthropique), et avec divers autres facteurs humains (vibrations, . . .). On trouvera plus de renseignements à ce sujet dans l'exposé de M. F. DERYCKE, publié dans ce même volume à la suite du présent exposé.

3. CRYOCLASTIE

La gélifraction est active en Belgique. Dans son mémoire de licence, J. SCHROEDER (1968) avait montré que la cryoclastie modifie l'aspect de beaucoup d'abris sous roches et d'arches naturelles.

Nous avons noté l'action actuelle de la cryoclastie dans plusieurs entrées de grottes, et en particulier dans des puits ouverts à l'air libre et menant donc à des cavités où l'air froid peut s'accumuler. Dans le Trou du Try aux Fosses (Marche) par exemple, qui est un véritable piège à air froid, cavité en cul-de-sac s'ouvrant à son plafond par une lucarne de quelque 30 m², on n'observe pratiquement plus aucune forme de corrosion, mais uniquement une morphologie due à la désagrégation mécanique sous la forme d'un débitage du calcaire en menus fragments.

Sur les parois calcaires aussi, la gélifraction est importante. R. MICHEL (1978a) a vérifié que son action est le plus efficace lorsque les alternances de gels et dégels coïncident avec des périodes de forte humidité et, au cours de l'hiver 1970-1971, le volume de débris récolté au pied d'une paroi calcaire favorablement orientée (SW) a correspondu à un débitage de près de 40 cm³ par m² de paroi, soit à un recul moyen de celle-ci équivalent à près de 4 mm par siècle (ce chiffre donné pour permettre les comparaisons, car il est évident que nous ne désirons pas extrapoler ainsi les observations d'une seule année). Le même travail a montré que, lorsque les alternances de gels et dégels sont précédées ou accompagnées d'une période très pluvieuse, elles provoquent la naissance d'une quantité importante d'éboulis d'assez grande taille et peu aplatis. Une période d'alternances sans humidité, même lorsque le gel est intense, produit des débris plus menus et plus aplatis, mais en quantité beaucoup moindre (R. MICHEL, *op. cit.*).

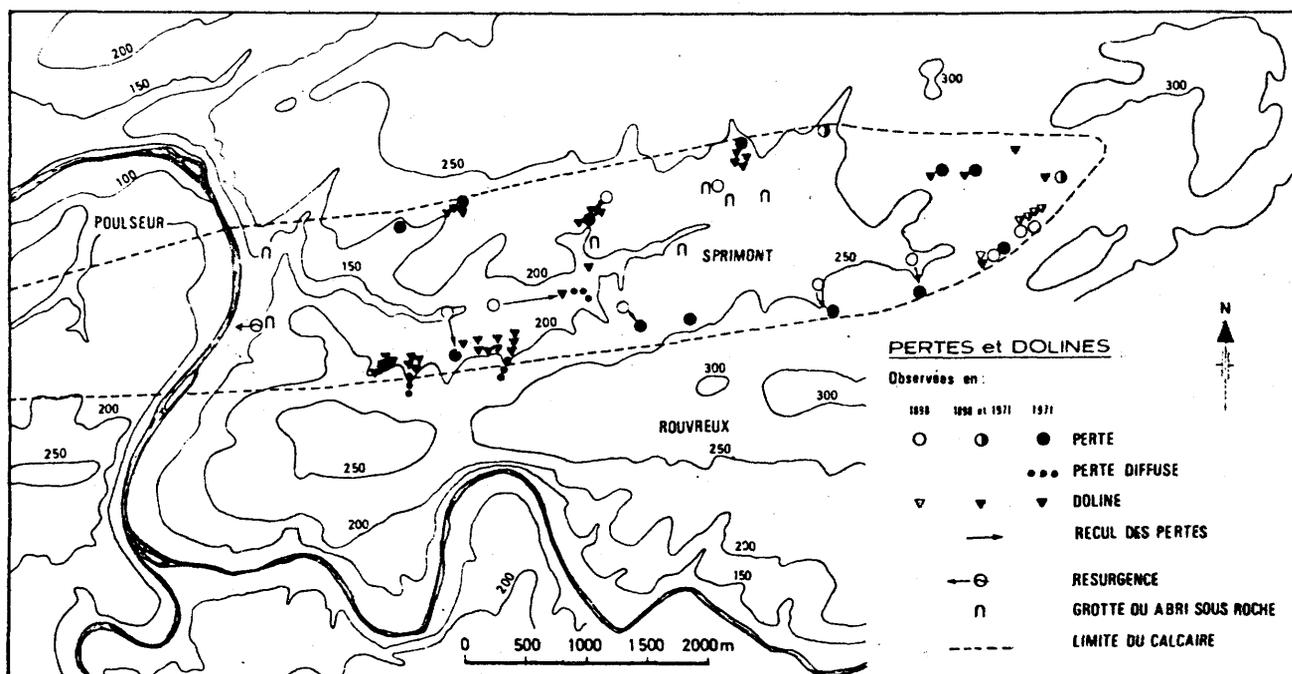


Figure 4.- La vallée sèche de Sprimont à Chanxhe.

L'évolution des phénomènes karstiques superficiels entre 1898 et 1971 (tiré de C. EK, 1976, d'après des observations de R. MICHEL, 1971).

4. RECU DES POINTS DE PERTE

Dans les vallons à drainage karstique, le recul des points de perte, c'est-à-dire leur migration vers l'amont, est un fait d'observation constante. Dans un vallon sur substratum calcaire carbonifère, la vitesse d'évolution a été mesurée par R. MICHEL (1971) qui a comparé ses observations à la situation connue en 1898 par un travail de E. VAN DEN BROECK, E. MARTEL et E. RAHIR (1910). Sur dix points de pertes connus en 1898, cinq ne se sont pas déplacés et les cinq autres ont subi un recul qui a été d'environ de 300 mètres en 73 ans en moyenne, soit à peu près 400 mètres par siècle. Des reculs variables mais tout aussi nets ont été observés dans plusieurs autres vallons calcaires de Belgique. Dans beaucoup, cependant, le nombre peu élevé de points d'enfouissement, ou le nombre peu élevé de localisations anciennes précises de ces points empêchent d'établir un recul moyen.

Enfin, il est un exemple clair d'un vallon où il ne s'observe pratiquement pas de recul des points de perte : c'est le cas du Vallon des Chantoirs à Remouchamps, bien connu pour le nombre et l'intensité de ses phénomènes karstiques. Dans ce vallon, presque tous les points de perte principaux sont déjà localisés à la bordure du calcaire où un recul plus rapide qu'en d'autres en-

droits du pays les a portés dès avant les premières observations géomorphologiques précises : il n'y a donc plus de recul parce que l'évolution est terminée à cet égard.

Dans le recul des "chantoirs" comme dans les effondrements de dolines, il ne faut évidemment pas perdre de vue que la dissolution actuelle n'est pas seule en cause. Il peut intervenir - et il intervient - un autre processus qui est celui du décolmatage de conduits déjà anciens mais obturés jusqu'ici. Ce processus est probablement le facteur principal de beaucoup d'effondrements de dolines. En ce qui concerne le recul des points de perte, nous pensons que la part de la dissolution actuelle est importante, mais les deux phénomènes ne peuvent, jusqu'ici, être départagés.

5. CONDITIONS ACTUELLES DE L'EROSION KARSTIQUE

Les processus karstiques sont, on le voit, importants dans l'évolution géomorphologique actuelle de la Belgique. La dissolution est active, le recul des points de perte important, les effondrements parfois spectaculaires.

Cette activité est étroitement liée aux conditions climatiques. C'est surtout la relative abondance de la pluviosité (de l'ordre d'un mètre par an) qui est favora-

ble au développement des phénomènes karstiques. L'humidité, jointe à des températures modérées (moyenne annuelle de l'ordre de 9°C), favorise la végétation et celle-ci fournit un CO₂ assez abondant.

Les variations saisonnières de la dissolution ne sont pas liées à la variation de la température elle-même, mais à la variation que celle-ci entraîne dans l'évaporation.

Dans l'ensemble, l'eau s'enfouit, et descend beaucoup plus vite que la surface du sol : c'est le propre d'un karst actif.

6. PROBLEMES D'AUJOURD'HUI

Si le karst belge est actuellement actif, il est aussi la source de beaucoup de problèmes qui ont des répercussions sociales et économiques directes et importantes. Plusieurs de ces problèmes, et des plus préoccupants, sont liés aux processus actuels.

Parmi les problèmes de l'heure, il faut en effet citer en premier lieu celui des puits du Tournaisis : ces effondrements, au rythme de plusieurs par année, n'ont jusqu'ici, par une très grande chance, fait aucune victime; comme ils sont statistiquement prévisibles et que leur zone d'extension est limitée, il serait judicieux d'essayer de les minimiser en stabilisant autant que possible le niveau de la nappe, en ne multipliant pas sans nécessité absolue les vibrations à leur proximité; il serait utile aussi d'empêcher à l'avenir de construire - sauf avec des précautions spéciales - dans l'aire de dispersion de ces puits.

D'autres problèmes, moins nouveaux, mais plus généraux, sont ceux de la qualité et de la quantité des réserves d'eau karstiques. Les calcaires sont en effet, et de loin, nos premiers fournisseurs en eaux souterraines. Ils sont par contre loin d'être les premiers quant à la qualité des eaux. Ceci est dû en partie à l'utilisation simultanée des réseaux karstiques comme adduction d'eau potable et comme drains naturels des eaux usées. Il est indispensable et urgent d'assigner à chaque tronçon des réseaux karstiques une seule de ces deux fonctions incompatibles.

Le karst vient de faire à la Belgique un nouveau cadeau appréciable dans le domaine hydrologique, sous la forme de la source thermale artésienne de St-Ghislain, qui peut débiter 100 m³/h d'eau à 70°C environ. Le problème est maintenant de savoir à quel usage il sera le plus judicieux d'affecter cette eau, et comment on pourra le faire sans provoquer de baisse du débit ni de la température.

Cette question nous ramène à un autre problème hydrologique général : celui de la traversée des

frontières par les aquifères karstiques. La Meuse elle-même est en connexion avec plusieurs aquifères karstiques et ceci n'est pas fait pour simplifier les problèmes entre la Belgique et la France au sujet de l'utilisation des eaux du bassin.

Enfin, la présence de formations karstiques est une donnée de première importance dans le domaine du génie civil. Quelques-uns des principaux problèmes dans ce domaine sont énumérés plus loin dans ce même volume dans des exposés de MM. L. CALEMBERT & A. MONJOIE et de MM. C. POPESCU & J. PEL. Quelques techniques appliquées à la détection et à l'analyse des problèmes karstiques seront décrites dans le même volume également par A. MONJOIE.

Nous avons voulu illustrer - et rencontrer - par là la nécessité de la collaboration entre chercheurs de disciplines différentes.

Nous croyons fermement d'autre part qu'au stade actuel des connaissances, les recherches fondamentales peuvent et doivent elles-mêmes déboucher sur des propositions d'actions fermes et précises, pour une meilleure utilisation et une meilleure conservation de nos ressources naturelles.

DISCUSSION

J. NICOD :

Vous avez parlé des conditions actuelles de l'érosion karstique. Mais qu'en est-il des conditions périglaciaires ?

C. EK :

Les périodes périglaciaires ont eu de nombreuses influences sur le karst : la congélifluxion a provoqué l'obstruction des ponors, la cryoclastie a modifié les orifices des cavités, des bouchons de glace ont aussi pu se former. Dans l'ensemble, les périodes froides ont dû aboutir à des blocages de la circulation karstique et probablement, dans bien des cas, au colmatage de larges parties des cavités.

A. PISSART :

Sur les formations calcaires paléozoïques de Belgique, le drainage est généralement désorganisé, les eaux disparaissent en profondeur en donnant naissance à des vallées aveugles qui se poursuivent vers l'aval par des tronçons de vallées sèches. Ces vallées sèches sont, de nos jours, lors de pluies violentes, souvent réoccupées par des écoulements temporaires. Ce

phénomène se produit parfois suite à l'engorgement de chantoirs plus ou moins obturés par des branches d'arbres ou d'autres apports divers. Ces débordements sont, le plus souvent, possibles parce que les chantoirs sont peu encaissés par rapport au fond de la vallée qui se poursuit vers l'aval. Cette situation résulte du fait que, dans un passé géologiquement fort proche, un écoulement généralisé se produisait à la surface du sol, la disparition des cours d'eau en profondeur ayant été bloquée suite à l'existence de conditions périglaciaires.

L'obturation des chantoirs lors des climats froids a pu se faire suite à deux causes différentes, à savoir 1) l'apparition d'un pergélisol, 2) le colmatage du fond de la vallée par des dépôts périglaciaires. Les preuves de l'existence d'un pergélisol au cours du Quaternaire abondent dans notre pays.

Des structures de fentes de gel à remplissage de glace ont été reconnues dans de nombreuses coupes de limon et ce à différents niveaux stratigraphiques distribués au cours de la dernière glaciation aussi bien avant qu'après l'interstade d'Arcy Stillfried B. Les Actes du colloque Périglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire qui s'est tenu en Belgique en 1978, rassembleront dans le prochain numéro du *Biuletyn Peryglacialny* de très nombreuses données à ce sujet. Les viviers des Hautes Fagnes, traces de buttes périglaciaires, qui viennent d'être datés du dernier Dryas, apportent la preuve de l'existence d'un pergélisol à cette époque. Il est aussi évident qu'un pergélisol a existé au cours de l'avant-dernière glaciation, pendant laquelle l'inlandis scandinave s'est avancé jusqu'à quelques dizaines de kilomètres de la Belgique . . .

Or, un pergélisol, pour autant qu'il soit continu, imperméabilise le sol sur lequel il apparaît. C'est ainsi que normalement on peut concevoir l'obturation des chantoirs, l'apparition et la persistance d'écoulement subaérien pendant les périodes les plus froides du Quaternaire. Dans l'état actuel des connaissances, il n'est cependant pas possible d'apporter des précisions à ce sujet. Il n'est d'ailleurs pas absolument certain, lorsque les chantoirs ont subi cette évolution, que tous ont été obturés. Ainsi, des accumulations de neige ont pu maintenir au fond de certaines dépressions des zones dégélées en protégeant ces endroits des gels les plus rigoureux de l'hiver. Mais, si l'existence prouvée d'un pergélisol permet raisonnablement d'avancer que c'est une cause de l'abandon des chantoirs, cette cause n'est toutefois pas indispensable pour expliquer l'obturation de ceux-ci.

La connaissance de l'évolution, en climat périglaciaire, des petites vallées permet, en effet, d'affir-

mer qu'indépendamment de tout bouchon de glace et même de l'existence d'un pergélisol, bien des chantoirs ont été colmatés. En effet, sous ce climat, les débits des cours d'eau, malgré les fortes crues de fonte des neiges, sont incapables d'emporter les apports considérables qu'amènent les agents de transport en masse. Des débris arrachés aux versants, mélangés avec des limons éoliens arrivaient alors, en effet, en très grandes quantités dans les talwegs. Dans la partie aval des vallées, les débits étaient généralement suffisants pour évacuer les matériaux qui arrivaient. A l'amont, par contre, les dépôts de solifluxion s'accumulaient dans le fond des vallées donnant des épaisseurs non négligeables de dépôts quaternaires. Cette évolution a été identique pour toutes les vallées, indépendamment du fait que les cours d'eau coulent ou non sur des roches calcaires. Lorsque les conditions climatiques se sont améliorées, les parties amont et aval ont, de ce fait, subi des évolutions très différentes. A l'aval, les cours d'eau, proches du substratum calcaire, ont presque immédiatement retrouvé les pertes et ont repris un écoulement souterrain. A l'amont, par contre, c'est sur des dépôts quaternaires épais que les eaux se sont écoulées. Le calcaire n'a été atteint de nouveau par le cours d'eau qu'après un temps plus ou moins long, après une érosion latérale et verticale plus ou moins importante. De nos jours, après 10.000 ans de climat tempéré, bien des ruisseaux coulent encore dans leur partie amont sur ces épais dépôts périglaciaires qui les isolent des roches calcaires sous-jacentes. Bien entendu, cette disposition est précaire et, au fur et à mesure des progrès de l'érosion fluviale, les pertes disparaissent de plus en plus loin vers l'amont, comme C. EK le montrait très bien dans le vallon de Sprimont.

L'obturation des chantoirs, qui s'est incontestablement produite chez nous en climat périglaciaire, résulte donc de deux actions différentes. D'une part, elle provient peut-être de la formation de glace à l'emplacement des pertes. D'autre part, même sans ce facteur, étant donné que le ruisseau était incapable de tout emporter, le remblaiement de la partie supérieure de la vallée a entraîné le colmatage des pertes. Si l'effet des bouchons de glace est hypothétique, le remblaiement périglaciaire, quant à lui, ne laisse aucun doute. Ces dépôts sont d'autant mieux visibles que les ruisseaux s'y sont encaissés au cours de l'Holocène. L'évolution des phénomènes karstiques paraît souvent chez nous extrêmement rapide. Fréquemment, cette rapidité n'est qu'apparente et les phénomènes qui se produisent sous nos yeux sont souvent plus le dégagement de conduits obturés que de véritables phénomènes de dissolution intense actuelle.

Y. QUINIF :

Dans certaines grottes, et particulièrement à la Grotte d'Arbre, d'importantes masses de sédiments se sont déposées sous climat périglaciaire; ces sédiments étaient parfois beaucoup plus grossiers que ce que transportent les rivières actuelles. A Arbre, il y a 3 ou 4 mètres de sédiments qui sont probablement d'âge würmien et qui témoignent d'une circulation plus importante que l'actuelle. Les infiltrations ont aussi amené des apports de loess remanié.

B. BASTIN :

Dans la même grotte, le spectre pollinique d'une stalagmite confère à celle-ci un âge pléni-glaciaire.

C. EK :

Certes, j'ai fait allusion au colmatage des cavités et au blocage des circulations souterraines. Mais ceci ne peut en effet se réaliser que par une circulation souterraine préalable, apportant le matériel colmatant. Cette circulation est peut-être en relation avec une phase de ruissellement intense, telle qu'on en connaît en climat périglaciaire.

BIBLIOGRAPHIE

- BIROT, P., 1966. Le relief calcaire. 238 p., Paris (C.D.U., photocopié).
- CVIJIC, J., 1960. La géographie des terrains calcaires. Monographies de l'Académie serbe des Sciences et des Arts, 341, 212 p., Belgrade.
- DELMER, A., 1978. Le Bassin du Hainaut et le sondage de St-Ghislain. Service géologique de Belgique, Professional Paper, n° 143, 12 p.
- EK, C., 1964. Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute Maurienne. Leur action sur les carbonates. Revue belge de Géographie, 1-2 : 127-156.
- EK, C., 1969. Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique. Thèse de doctorat, Université de Liège. Inédit. Déposé à l'Université de Liège.
- EK, C., 1973a. La dissolution du carbonate de calcium. Bull. Soc. Géogr. de Liège, 9 : 55-87.
- EK, C., 1973b. Analyses d'eaux des calcaires paléozoïques de la Belgique. Service géologique de Belgique. Professional Paper, 18 : 1-33, 58 tableaux.
- EK, C., 1976. Les phénomènes karstiques (pp. 137-157) in : Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. MACAR, ouvrage coordonné par A. PISSART, Liège, 224 p.
- EK, C. & PISSART, A., 1965. Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. C. R. Acad. Sc. Paris, 260 : 929-932.
- EK, C. & ROQUES, H., 1972. Dissolution expérimentale des calcaires dans une solution de gaz carbonique. Note préliminaire. Trans. Cave Res. Group of Great Britain, 4 : 67-82.
- GEURTS, M.A., 1976a. Formation des travertins de fond de vallée sous climat tempéré océanique. C. R. Ac. Sc. de Paris, 282 : 275-276.
- GEURTS, M.A., 1976b. Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique. Acta Geographica Lovaniensia, 16 : 1-66.
- KUPPER, M., 1975a. Recherches en Haute-Belgique sur les vitesses de dissolution des calcaires soumis à l'action de l'eau de rivière. Ann. de Spéléologie, 30 : 273-285.
- KUPPER, M., 1975b. Recherche dans la région liégeoise (Belgique) sur l'altération des pierres calcaires exposées à l'air libre. Ann. Soc. Géol. de Belgique, 98 : 165-176.
- MICHEL, R., 1971. Le vallon de Sprimont à Chanxhe. Etude géomorphologique d'un synclinal calcaire. Mémoire de licence en Sc. géographiques. Université de Liège, 172 p. Inédit. Déposé à l'Université de Liège.
- MICHEL, R., 1978. Etude cryoclastique d'une paroi calcaire à Sprimont (Belgique). Bull. Soc. belge d'Etudes géographiques, 47 : 191-200.
- QUINIF, Y., 1977. Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique. Revue belge de Géographie, 101 : 115-173.
- ROQUES, H. & EK, C., 1973. Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO₂. Ann. de Spéléologie, 28 : 549-563.
- SCHROEDER, J., 1968. Les parois calcaires de la Meuse. Mémoire de licence en Sc. géographiques. Université de Liège, 106 p. Inédit. Déposé à l'Université de Liège.
- TRICART, J., 1965. Principes et méthodes de la Géomorphologie. 496 p., Paris.
- VAN DEN BROECK, E., MARTEL, E. & RAHIR, E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique, 2 tomes, 1592 p., Bruxelles.