

Spéléogénèse dans les roches carbonatées

De Palmer

Traduit de l'Anglais par Marjolaine Vaucher

Résumé: Cet article développe l'actuel point de vue sur l'origine des cavités dans les roches carbonatées en associant les idées de diverses provenances. Le principe classique de dissolution se met en place en plusieurs étapes qui se classent aisément les unes après les autres. (1) Les ouvertures initiales sont lentement élargies par l'eau qui constitue une solution pratiquement en équilibre avec la roche encaissante. (2) Dès que les passages sont élargis, ceux qui ont le meilleur apport en eau évoluent plus vite. (3) Ces passages favorisés sont devenus finalement suffisamment vastes pour que l'eau souterraine y soit devenue capable de conserver la plupart des éléments agressifs tout au long de la distance qui la sépare de la résurgence. Cette phase de creusement demande habituellement des durées de l'ordre de 10 000 à 100 000 ans et se termine au commencement de la phase de spéléogénèse. (4) Le débit au sein de ces itinéraires choisis augmente rapidement, ce qui lui permet d'agrandir les galeries de manière uniforme sur l'ensemble de leur longueur. Les taux maximum de croissance sont approximativement de 0.001 à 0.1 cm/an, selon la chimie de l'eau et la lithologie locale. (5) La caverne acquiert un modèle distinct d'agencement des galeries qui dépend de la nature des apports en eau souterraine, de la structure géologique, et des processus locaux d'érosion. Les modèles ramifiés dominent dans la plupart des couches aquifères carbonatées. Des cavités en labyrinthe mettent en place suivant si le gradient hydraulique est fort (par exemple pendant les crues), si les conduits d'écoulement sont courts, si les apports en eau se font de manière uniforme suivant les diverses entrées, et s'il y a un mélange d'eaux chimiquement différentes. (6) Les diminutions de taux de croissance s'observent quand la zone devient vadose, ce phénomène est dû à la perte d'agressivité de l'eau quand le gaz carbonique s'échappe au contact de la surface. (7) La caverne évolue de manière typique par la capture de l'eau vers des itinéraires inférieurs suite par exemple à un abaissement du niveau de base. (8) la caverne est enfin détruite par l'effondrement des voûtes et par le recouplement des galeries par l'érosion de surface. À n'importe quel moment donné, les différentes parties d'une même cavité peuvent suivre différentes étapes de cette évolution.

Introduction : Les cavités sont présentes la plupart du temps dans des roches carbonatées qui dans leur cadre géologique et climatique ont un apport important en eau souterraine. Pour cette raison, il est clair que l'origine des cavités ne demande pas de mécanisme chimique spécial en dehors de la circulation d'eau souterraine d'origine pluviale. La formation des cavités peut être réalisée par d'autres processus de dissolution, mais c'est le mode de spéléogénèse commun dans la plupart des aquifères carbonatés qui est le principal sujet de cet article. La plupart des concepts présentés ici ne sont pas nouveaux mais lorsque cela sera possible, d'autres courants de pensée seront présentés dans l'espoir d'encourager de futures discussions.

L'origine des cavités : La spéléogénèse demande plusieurs éléments: l'eau souterraine doit dissoudre la roche encaissante suffisamment rapidement afin de créer des cavités avant que la roche ne soit rabotée par l'érosion de surface. Cela demande qu'il y ait un apport de grandes quantités d'eau agressive à travers un cheminement stable des écoulements.

Les premières étapes

A une grande profondeur sous la surface, les écoulements des eaux souterraines sont faibles car il y a peu de passages au sein de la roche, qu'ils sont étroits et que les gradients hydrauliques y sont faibles. Mais la surrection et l'érosion rapprochent ces roches de la surface et la quantité d'eau les traversant augmente. Au travers de n'importe quelle galerie, le taux de dissolution est commandé par un bilan simple de matière : la masse de calcaire retirée des parois est égale à la masse emportée en solution. L'augmentation du volume du conduit dépend donc du volume d'eau qui le traverse et de la rapidité dont l'eau va dissoudre la roche. En d'autres termes, les deux facteurs principaux de ce processus sont la cinétique chimique et le débit. Dès le début du développement d'un aquifère dans des roches carbonatées, toutes les eaux souterraines deviennent proches de la saturation à cause de la calcite et/ou la dolomie dissoutes avant qu'elles ne sortent de sous terre. La quantité totale de roche dissoute lors du cheminement de l'eau est presque indépendante de la cinétique chimique car l'eau a suffisamment de temps pour s'équilibrer avec la roche, indépendamment des taux de dissolution. La saturation de la solution dépend de la concentration en minéraux, en dioxyde de carbone, du type de système (ouvert ou fermé), de la température, des interactions avec d'autres composants dissous. Tous ces éléments montrent la variabilité considérable du phénomène tant spatialement que temporellement, mais il est peu probable qu'il y ait de grandes différences entre deux conduits voisins dans une couche aquifère donnée. En revanche, il y a de grandes variations de débit d'un conduit à un autre, c'est ce qui va permettre dans les toutes premières phases de favoriser certains conduits par rapport à d'autres.

La plupart de la dissolution a lieu en amont des conduits où l'eau agressive pénètre dans les roches carbonatées. (Amont et aval dans la suite de l'exposé se rapportent aux extrémités vers le haut gradient de vers le bas gradient du système, même où l'écoulement se fait seulement par infiltration laminaire.) Avec le temps et la distance, le rapport de saturation entre les minéraux dissous augmente (concentration réelle divisée par la concentration de saturation, C/C_s .) Au début, le taux de dissolution diminue de façon sublinéaire mais quand le rapport de saturation augmente aux alentours de 60 à 90 % (la valeur précise dépend de la température et de la quantité de dioxyde de carbone en solution), les taux de dissolution diminuent très rapidement. Finalement il en résulte que l'augmentation du taux de saturation devient très lente (voir Berner et Morse, 1974; Plummer et Wigley, 1976; Plummer et al., 1978; Dreybrodt, 1990; Palmer, 1991).

La dissolution est tellement rapide dans les sections amont que si le reste de la dissolution suivait la même tendance, l'eau perdrait pratiquement toute son agressivité après une distance très courte d'écoulement. La dissolution serait si lente dans le reste de la couche aquifère que le développement de cavités serait presque impossible (Palmer, 1984). Excepté dans les situations idéales (vaste, petites fractures avec un gradient hydraulique fort, par exemple le long d'escarpements), l'agrandissement des ouvertures initiales demanderait plusieurs millions d'années dans des roches carbonatées susceptibles d'être entièrement enlevées par l'érosion.

En effet, il est peu plausible que les cavités se forment avec une dissolution rapide et un faible taux de saturation ou avec une faible dissolution et de forts taux de saturation. Une lente dissolution dès le début de l'évolution et sur l'ensemble du conduit est nécessaire pour préparer l'étape suivante de dissolution rapide. Seule, la dissolution lente ne peut agir suffisamment

rapidement pour permettre la formation de cavité dans un temps géologique vraisemblable. La dissolution rapide à de faibles taux de saturation est nécessaire pour l'achever. Mais comme montré précédemment, la dissolution rapide seule dans la plupart des situations ne peut expliquer la formation de cavités.

Aspects géologiques de l'apparition de cavités.

La largeur initiale des fissures (par exemple des fractures ou des séparations) est peut-être ce qui est le plus incertain des paramètres influençant la mise en place originelle des cavités. Avant qu'une galerie ne devienne pénétrable, les indices ont depuis longtemps disparu. La largeur initiale de la fissure est un concept assez flou car même si les fissures ne sont pas dissoutes, les largeurs augmentent avec le temps simplement par l'effet de détente suite à l'érosion des couches supérieures. Il semble que la largeur minimale de la fissure soit de l'ordre de 0.01 mm pour permettre le développement de cavités (Bocker, 1969). Cependant cette valeur dépend du gradient hydraulique, de la distance parcourue, de la chimie de l'eau, de la quantité de temps disponible, ainsi la limite minimale pour la largeur de la fissure n'est pas fixe mais dépend des conditions locales.

Pour être plus clair, qu'importe la largeur de la fissure dans le calcaire, il est nécessaire de collecter des informations sur les roches peu solubles qui sont potentiellement aussi fragiles que celui-ci. Les roches plutoniques intrusives telles que le granit devraient donner une approche similaire. Les conduits verticaux noyés dans ces roches ont de faibles rendements, particulièrement à des profondeurs de plus de 50 m sous la surface (Freeze et Cherry, 1979, p. 158). Mais même avec des estimations modestes pour le gradient hydraulique et la fréquence des fissures, les meilleurs rendements observés demandent une largeur de fissure de l'ordre de 0.1 à 0.5 mm. Bien sur, seulement une petite partie du grand nombre de celles-ci ont ces dimensions mais ce sont elles qui dans les roches solubles vont donner naissance aux cavités.

Les horizons originels ont été définis au départ par Lowe (1992) comme lits ou interfaces stratifiés qui fournissent un environnement chimique favorisant le développement de cavités. La présence de pyrite au niveau de la zone de contact entre deux couches est citée comme un exemple typique, l'oxydation du sulfure en acide sulfurique pourrait entraîner une forte accélération du développement de la cavité. La difficulté avec cet exemple est le manque d'oxygène dans la plupart des eaux souterraines profondes. Les facteurs structuraux et hydrauliques sont également cruciaux car ils déterminent quelles ouvertures initiales peuvent se développer pour former des galeries.

La présence de sulfates intercalés entre des roches carbonatées favorise la formation de cavités. La dissolution des sulfates peut amplifier la porosité de la roche bien que ce processus entraîne la précipitation de la calcite par l'effet d'ion commun. En raison des différences en les volumes molaires, la précipitation de la calcite n'occupe pas habituellement toute la porosité produite par la dissolution du gypse ou de l'anhydrite. Ce processus est bien plus efficace quand le calcaire, la dolomie et le gypse interagissent dans le même système. Alors que la calcite est obligée de précipiter, la solubilité du gypse est multipliée par presque 1.5 et celle de la dolomie augmente de plusieurs fois sa valeur normale. Comme la dolomie se dissout très lentement, le processus se fait sur de longues distances et de longues durées ce qui donne un potentiel de grandes longueurs de conduits. Ces passages continus possédant une porosité accrue peuvent préparer le terrain pour un développement ultérieur de cavité. Le processus géochimique a été validé par des

mesures sur le terrain (par exemple Bischoff et al.), 1994) mais son impact sur le développement des cavités reste peu clair.

Percement : Par la suite le développement total d'une cavité naissante devient suffisant pour permettre à l'eau de passer tout en conservant son agressivité. A ce moment là, il y a une transition brutale (percement) vers la dissolution rapide dans l'ensemble des conduits. A partir de là la totalité des galeries s'élargit rapidement de manière très uniforme d'environ 0.001 à 0.01 cm par an selon la chimie de l'eau. Ce taux varie avec la turbulence de l'eau mais seulement à de faibles taux de saturation (Plummer et Wigley, 1976 ; White, 1984). L'effet sera négligeable sur le karst avec des eaux proches de la saturation. Dans des cavités dont le processus est bien entamé, l'abrasion par la charge de sédiment peut augmenter localement la vitesse de croissance de la galerie (Smith et Newson, 1974). Ces facteurs sont insignifiants comparés aux très grandes variations de croissance qui distinguent de véritables cavités avec de faibles taux de saturation et de petites fissures où l'eau est presque saturée en carbonates dissous.

La figure 1 montre le taux moyen de croissance dans le cas d'une fissure idéale en fonction du débit et de la longueur de l'écoulement. Les parties de la courbe qui augmentent le plus correspondent à des taux lents de dissolution régis par le bilan de matière et les parties subhorizontales représentent une dissolution rapide contrôlée principalement par la cinétique (Palmer, 1991). Puisque les taux de croissance ne sont pas uniformes dans toute la fissure, les taux montrés dans la figure 1 ne traduisent pas directement dans un temps donné la naissance d'une cavité pour atteindre le moment du percement. Pour cela, il est nécessaire de réaliser un modèle différentiel. Les résultats sont montrés en figure 2.

Le temps demandé pour un percement chimique peut être considéré comme le temps de gestation par lequel une cavité naissante doit passer afin de lui permettre de se développer en véritable caverne. Il est difficile d'indiquer précisément quand cette phase commence. Par certains aspects cela concerne l'âge total de l'aquifère karstique si on inclut tous les effets de diagenèse, d'enterrement et de surrection dans le but d'atteindre son état actuel (Klimchouk et Ford, 2000). Mais avant que la croissance de la cavité ne se mette en place, il est nécessaire qu'il y ait un gradient hydraulique substantiel. Ainsi, il est habituel de démarrer le décompte quand la roche carbonatée est exposée au-dessus du niveau de base, au moment où les zones d'alimentation et les zones d'écoulement sont bien définies. La modélisation informatique permet de dépister la croissance de fissures idéales suivant la largeur initiale indiquée, de la longueur, du gradient hydraulique et des caractéristiques chimiques. Cela montre que le temps de percement est approximativement proportionnel à $w^{-3}(i/L)^{-1.4} P^{-1}$ avec w = largeur initiale de la fissure, i = gradient hydraulique moyen, L = distance d'écoulement et P = PCO_2 initial (Palmer, 1988, 1991). Dreybrodt (1996) a proposé une dérivation analytique en arrivant presque aux mêmes rapports fonctionnels.

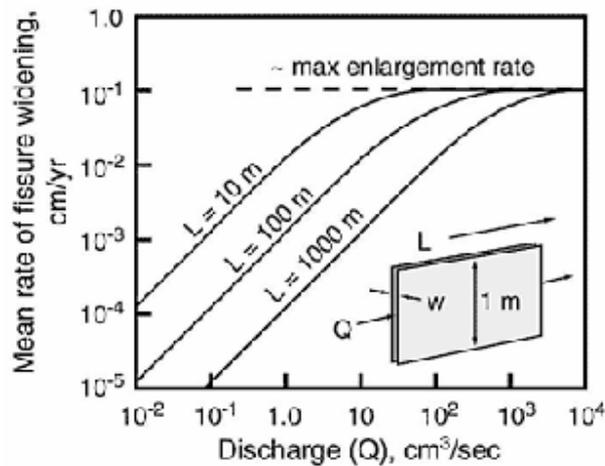


Figure 1 : Taux moyen d'agrandissement d'une fissure dans une roche calcaire, en fonction du débit (Q) et de la longueur des écoulements (L). Q = débit par mètre² de fissure (grandes dimensions de sections transversales de fissures). Ces suppositions incluent des conditions noyées, $T = 10^\circ\text{C}$, PCO_2 initial = 0.01 atm. (Voir Plamer, 1991.)

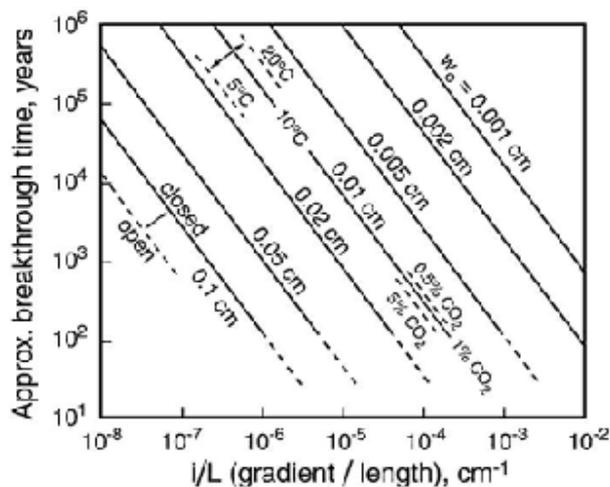


Figure 2 : Temps approximatifs de pour la création de galeries le long de fissures calcaires. La partie principale du graphique montre des conditions noyées à $T = 10^\circ\text{C}$ et PCO_2 initial = 1%. Nous indiquons ici la variation du temps de percement en fonction de la largeur initiale de la fissure, de la température, et du PCO_2 initial. l/L , variable combinée, représente le gradient hydraulique (h/L) divisé par la distance d'écoulement (L). Repris de Palmer (1991). Voir également le Dreybrodt (1996).

Le débit laminaire au travers de la fissure est proportionnel à W^3 , ce qui est essentiellement l'inverse de deux des variables les plus importantes qui déterminent le temps de percement. Ainsi les passages qui se développent le plus rapidement en galeries sont ceux qui ont un débit élevé et une faible longueur d'écoulement. Des grandes quantités de CO_2 sont également favorables, tant qu'il n'est pas perdu par le dégazage.

La température joue un rôle complexe en déterminant combien de temps il faudra pour que le percement se produise. Les températures plus élevées augmentent la vitesse des réactions chimiques, mais dans de longs systèmes d'écoulement elles peuvent repousser le moment de

percement en épuisant la majeure partie de la capacité de dissolution de l'eau dans les parties amont, la diminuant ainsi pour la zone aval. La température augmente la vitesse d'écoulement en réduisant la viscosité de l'eau, mais elle diminue également la quantité de calcaire ou de dolomie qui peut être dissoute. Il en résulte une augmentation du temps de percement suite à une hausse de la température. Cependant, il faut ajouter que dans des climats plus chauds où la production de CO₂ dans le sol est plus grande, les temps de percement sont moins importants.

Comme il a été montré dans la figure 2, les temps de percement peuvent être divisés par 5 si le CO₂ consommé par la dissolution du calcaire est rapidement remplacé, par exemple comme quand l'eau est en contact étroit avec une source de CO₂ tel que le sol mais c'est un phénomène rare. En général, la première phase de l'apparition des galeries a lieu dans un système plus ou moins noyé où le CO₂ est épuisé durant la dissolution. Dans des galeries vadoses, le CO₂ est susceptible d'être perdu par échange d'air avec la surface, ce qui compense très largement l'avantage apparent de ce système.

La figure 2 prouve que les fissures initiales de 0.01-0.1 centimètre de large n'exigeraient pas plus de quelques milliers ou des dizaines de milliers d'années pour atteindre leurs taux de croissance maximum, à partir du moment où les eaux souterraines agressives commencent à traverser la roche calcaire. Par exemple, dans une fissure de 1 kilomètre de long, avec une largeur initiale de 0.02 centimètre, un gradient hydraulique de 0.02 (20 m/km), une PCO₂ de 0.05 atmosphère, une température de 10° C, et en condition noyée favorable à une meilleure efficacité du CO₂, le taux maximum de croissance est atteint en environ 30 000 ans. Ces conditions sont particulières, peut-être même idéalisées. Le travail en laboratoire et la modélisation informatique réalisés par Dreybrodt (1990, 1996) suggèrent encore des temps plus courts de percement qui sont probablement plus réalistes. Des acides peuvent également être produits localement par oxydation de composés organiques par l'eau ou de sulfure de fer dans la roche en place, ce qui diminue d'autant les temps de percement. La chimie et l'écoulement d'eau varient avec les saisons, mais leurs effets sont pris en compte suivant une moyenne tout au long de l'année.

Temps requis pour qu'une fissure devienne pénétrable : Au-delà du temps de percement, le taux de croissance d'une cavité dépend principalement de la nature de son apport en eau. Au sein de calcaires denses et plutôt purs, le taux de dissolution des parois (S) peut être estimé avec l'équation $S = 11.7 k (1 - C/C_s)^n$ cm / an

Avec C/C_s qui est le rapport de saturation, k est un coefficient de réaction, et n est l'ordre de réaction (voir Palmer, 1991 pour les unités et approfondir les détails). Les valeurs pour k et n changent avec la PCO₂, et k est modifié également par la température. Pour des applications rapides, quelques moyennes représentatives peuvent être indiquées. À $C/C_s \ll 0.7$, k et n sont approximativement respectivement de 0.24 et 4. Puisque $(1 - C/C_s)$ est moins de 1, un exposant plus grand donne une plus petite valeur de S .

Par exemple, pour une eau qui se rassemble sur une roche insoluble et dont les écoulements concentrés se font directement dans une cavité calcaire, la PCO₂ est habituellement d'environ 0.001-0.005 atmosphère. Cette valeur est plus haute que celle de l'atmosphère extérieure (0.00036 atmosphère) parce que bien que les écoulements soient ouverts à l'atmosphère, ils récupèrent du CO₂ lors de leur infiltration dans le sol. Aux ponors, la plupart des écoulements descendants ont des taux de saturation d'environ de 0.1 à 0.5. Dans ces conditions, les surfaces calcaires dans les fissures se dissoudront avec des vitesses de l'ordre de 0.15 cm/an. Dans le

meilleur des cas, une cavité pleine d'eau peut augmenter son diamètre jusqu'à 2 ou 3 m en 1000 ans. (Le diamètre augmente à la fois le taux de recul des parois et S.) Des mesures au micromètre répétées sur plusieurs années ont vérifié ces taux dans des cavités alimentées par des écoulements descendants (High, 1970 ; Coward, 1975).

En revanche, beaucoup de cavités sont alimentées par de l'eau d'infiltration diffuse par le sol qui n'atteint les galeries qu'après avoir transité sur une distance considérable le long du contact sol/calcaire et par des fissures étroites au sein de l'épikarst. Cette eau a une forte PCO₂ (environ 0.01 à 0.05 atmosphère) mais à un taux de saturation élevé qui est habituellement de l'ordre 0.75 à 0.95 avant qu'elle n'atteigne les galeries. Dans ces conditions, le diamètre d'une galerie noyée ne s'accroît pas plus d'environ 20 centimètres en 1000 ans.

Organisation des conduits : Nous avons montré que les cavités dans une couche aquifère karstique typique ne peuvent se former que le long de conduits qui augmentent leur débit avec le temps. Ce qui peut se réaliser suivant l'une ou l'autre de ces deux manières :

- En augmentant l'efficacité des écoulements dans un système avec un niveau supérieur fixe différent. Un bon exemple est celui d'une fuite d'eau d'un flux ou de toute autre eau superficielle qui s'écoule vers une sortie inférieure. Pendant que les fissures initiales s'élargissent, le débit augmente nettement. La section amont commence à diminuer uniquement quand le conduit devient suffisamment grand pour transmettre l'écoulement total du flux. À ce moment-là le percement a déjà eu lieu.
- En augmentant le bassin d'alimentation d'une cavité en gestation. Au début, l'eau s'écoule dans les cavités naissantes en tant qu'infiltration diffuse. Les dolines sont formées par l'affaissement du sol dans les vides rapidement mis en place à l'interface sol/roche. À mesure que les dolines augmentent leur bassin d'alimentation, leur débit annuel augmentant influence jusqu'aux cavernes qu'elles alimentent. Le débit augmente d'une façon irrégulière dans les cavités, et beaucoup moins rapidement que dans des itinéraires alimentés par les pertes des rivières, les gradients hydrauliques diminuent avec le temps, même pendant les périodes les plus anciennes de la croissance.

La différence entre ces deux systèmes est importante car les passages alimentés par les écoulements de surface peuvent augmenter leur débit beaucoup plus rapidement, ce sont habituellement les premières parties d'une caverne à apparaître. Ceux qui sont alimentés par des dépressions dont l'apport en eau est limité (dolines) ont besoin de plus longues périodes pour se mettre en place et ils rassemblent habituellement les passages initiaux comme tributaires d'un système ramifié. Les premiers passages à être considérés comme « cavité » sont habituellement courts et directs, excepté là où des conduits courts ne peuvent être alimentés à cause du contexte géologique. Avec le temps, ces passages initiaux servent de points bas pour les passages ayant des sources d'alimentation plus éloignées (Ford et Ewers, 1978 ; Ford et al., 2000).

Ce processus prend moins de temps pour une cavité qui se développe en petites étapes (c'est à dire quand les passages amont relativement courts sont reliés à ceux plus jeunes situés à l'aval) que pour la formation simple d'un long conduit. C'est partiellement dû à la relation non linéaire entre le moment du percement et la distance d'écoulement. Bien que la croissance de n'importe quel passage simple se propage vers l'aval, le système global se développe vers l'amont, loin des résurgences, par l'addition de nouveaux conduits (Ewers, 1982 ; Ford et al., 2000).

Une organisation typique est montrée dans la figure 3. Il faut supposer pour des raisons de simplicité que les passages représentés par les segments BA et CB ont des longueurs et des gradients identiques. Le moment du percement pour un conduit simple de C à A serait $(LC-A/LB-A)$ 1.4 fois plus longs que le moment du percement pour l'un ou l'autre des deux segments – c'est à dire environ 2.6 fois plus longtemps. C'est 30% plus long que ce qu'il ne faudrait pour des segments BA et CB dont le percement se ferait séparément, un après l'autre. Obligatoirement, le gradient de CB serait inférieur à celui de BA jusqu'à ce que l'amont soit passé en BA (Ford et autres, 2000). Ceux qui sont tributaires de la doline (D) ont un plus petit bassin d'alimentation et mettent plus de temps à obtenir des dimensions pénétrables.

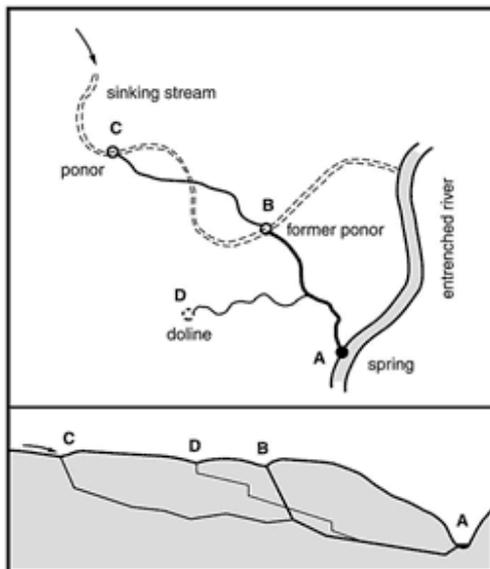


Figure 3 : Évolution d'une cavité de type ramifié par la capture successive des flux vers l'aval et du développement des sources d'apports en eau par les dolines. Les segments BA se forment en premier en raison de la faible longueur du cheminement et du fort gradient. Les segments CB se relient plus tard, ce processus est facilité par l'augmentation du gradient que BA développe. (Le segment CB ne se relie pas nécessairement avec le segment BA au point B.) Le passage depuis la doline D est le dernier à se mettre en place en raison de son bassin d'alimentation limité. Voir Ford et Ewers (1978) et Ford et al. (2000) pour des descriptions et des modélisations qui illustrent ce concept.

A partir du moment où les écoulements d'eau traversent l'aquifère carbonaté, l'évolution est commandée en partie par l'histoire de l'encaissement des rivières, l'agencement vertical des galeries de la cavité reflète également cette influence. Le point de vue habituel est que les plus grands passages sont formés quand le niveau de base est relativement statique (Sweeting, 1950 ; Davies, 1960). A ce moment là, les rivières développent des plaines d'écoulement et des sources sont maintenues à des altitudes assez constantes pendant de longues périodes en attendant que les passages qui les alimentent ne se développent plus. En revanche, les passages qui se forment durant l'encaissement rapide d'un cours d'eau sont habituellement petits. Les passages principaux forment les différents niveaux dont les plus profonds sont les plus récents. L'aggradation fluviale peut causer dans certains ou dans tous les écoulements souterrains voisins un remplissage de sédiments remontant verticalement à partir du niveau de base.

Ce modèle conceptuel a été validé dans Mammoth Cave, Kentucky (Palmer, 1989 ; Granger et al., 2001). Cependant, dans beaucoup de cavités il y a plusieurs complications qui perturbent cette interprétation simple. Les passages vadoses peuvent être perchés sur des strates insolubles et grandir de manière importante au-dessus du niveau de base. La plupart des passages phréatiques contiennent des changements verticaux de niveau qui descendent loin sous le niveau de base local. Quelques cavités phréatiques suivent des unités stratigraphiques favorables telles que des zones d'anciens sulfates. Même les niveaux idéaux de cavité sont contrôlés par des pauses dans l'encaissement des rivières. Pour cette raison, beaucoup de gens préfèrent les appeler des étages ou des rangées, chacun de ces termes sont employés pour des applications générales. Cependant, le terme niveau de cavité est toujours approprié là où il y a une relation évidente avec le niveau de base fluvial. En revanche une élévation critique n'est pas une élévation moyenne d'un passage phréatique, mais à la place il y a une transition claire de la situation vadoses à celle de la morphologie phréatique (par exemple, une transition du canyon au tube). Cette transition n'est pas évidente dans quelques passages.

La figure 4 est un profil idéalisé à travers plusieurs niveaux de la cavité, comme il est décrit par Ford (1971). Il montre trois étapes principales du développement d'une cavité, avec des amplitudes décroissantes de variations de niveau du plus haut niveau vers plus bas. Ce n'est pas une caractéristique pour toutes les cavités possédant plusieurs étages, mais c'est un idéal conceptuel. Ford (1971) a attribué la diminution de l'amplitude à la fréquence croissante des fissures dans la roche encaissante avec le temps. Au départ, les fissures sont clairsemées, et les conduits sont limités à seulement quelques variations de niveau qui descendent profondément. Pour que le débit et le développement par l'érosion puissent subsister, les fissures deviennent de plus en plus nombreuses jusqu'à ce que des passages puissent se former plus ou moins le long du niveau de base, avec un minimum de variation de niveau phréatiques. Dans quelques cavités, l'amplitude plus grande des variations de niveau dans les passages supérieurs est due aux crues, les conduits faisant une déviation en changeant de niveau autour des itinéraires ne pouvant accueillir qu'un faible débit et qui ont des gradients plus uniformes (Palmer, 1972). Dans le même esprit, sur la base des études menées dans les Alpes, Audra (1994) et Hauselmann et al. (2001) on peut attribuer une origine épiphréatique aux passages réalisant changement de niveau.

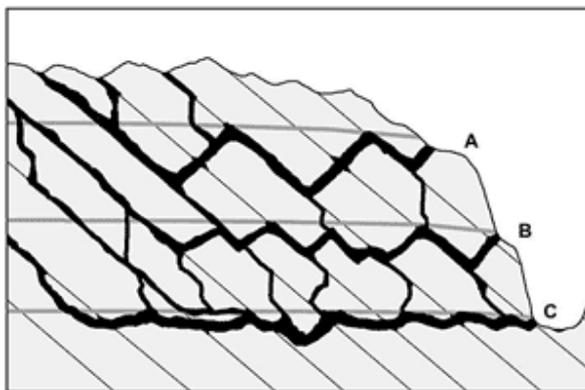


Figure 4 : Coupe d'une cavité montrant l'amplitude décroissante des variations de niveaux phréatiques avec la profondeur. Cette tendance a été interprétée par Ford (1971) et Ford et Ewers (1978) pour être le résultat d'une augmentation de la fréquence des fissures avec le temps. Les positions successives de la nappe d'eau sont montrées par les lignes grises. Quelques chercheurs

considèrent que ces lignes représentent l'amplitude supérieure de l'écoulement épiphréatique (voir le texte).

Les passages originels dans un réseau souterrain (habituellement alimentés par des écoulements descendants) peuvent ne pas montrer de distinction claire entre un développement vadose et un développement phréatique car leur débit varie beaucoup et car la surface potentiométrique initiale est relativement grande. En conséquence, la plupart de ces passages sont soumis à une grande variété de conditions d'écoulements : phréatiques au début puis vadoses et épiphréatiques par la suite. Pourtant, bon nombre d'entre eux montrent une transition assez marquée à partir de canyons vadoses (avec une tendance à diminuer régulièrement) vers des tubes phréatiques (avec de faibles gradients et des profils faisant habituellement des changements de niveau irréguliers). Cette transition plus brutale est définie par les passages secondaires alimentés par des dépressions karstiques à bassin d'alimentation limité car l'écoulement y est plus uniforme sur le long terme et que les apports en eau se font habituellement bien au-dessus de la surface potentiométrique.

En raison de leur écoulement gravitationnel, beaucoup de passages vadoses ont une forte inclinaison vers le bas, particulièrement ceux situés dans des roches finement stratifiées. Les passages phréatiques ne montrent aucune relation directe avec la profondeur sauf quand c'est le seul accès vers les sorties potentielles ou encore quand les fractures se prolongent dans cette direction. Dans les roches finement stratifiées l'intersection entre les conduits immergés et la nappe de faible gradient favorise plusieurs passages phréatiques dans leur développement presque selon le pendage des couches. Ces rapports deviennent de plus en plus obscurs là où la structure géologique est complexe.

Origine des systèmes arborescents

Les modèles ramifiés de cavités sont de loin les plus communs pour plusieurs raisons :

- Comme passages croissants, l'amont hydraulique local y diminue. Les eaux souterraines s'écoulent par de plus petites ouvertures là où la surface potentiométrique est plus importante, vers les amonts plus bas des conduits originels.
- Les passages vadoses n'ont aucune tendance inhérente à converger car ils sont hydrauliquement indépendants. Cependant, les structures qu'ils suivent se croisent souvent, forçant les flux indépendants à se joindre à eux et leur devenir tributaires. Les exemples incluent des fractures aux intersections et des structures synclinales et dans les joints de stratification.
- L'eau de grands bassins d'alimentation converge vers des sorties dont l'ampleur est limitée, généralement vallées d'écoulement, ce qui cause une tendance naturelle pour ces conduits à converger en entrant en concurrence pour l'occupation de l'espace. Après que deux flux aient convergé, il y a peu de chance pour qu'ils divergent plus loin en aval. L'exception se fait dès que l'on se rapproche l'exurgence où des systèmes locaux de distribution peuvent se développer suite à des effondrements, des crues intérieures et à un élargissement des fissures produit par un effet de détente dû à l'érosion.

Développement des labyrinthes

Si on écarte les systèmes ramifiés, la plupart des autres cavités sont des labyrinthes dont les passages se forment plus ou moins simultanément. Une cavité en labyrinthe ne peut se former que si le taux de croissance est identique dans la plupart des conduits d'écoulement alternatifs.

Cela peut se produire si tous les passages évoluent simultanément à un taux maximum comme montré dans la figure 1. Si le rapport entre le débit et la distance d'écoulement (Q/L) est élevé dans la plupart des conduits d'écoulement alternatifs, ils grandiront tous au même taux (Palmer, 1991). Spécifiquement, cette condition est obtenue si $Q/rL > 0.001$ (unités cgs), où r = rayon moyen du conduit. Dans les fissures, cette condition est atteinte si $Q/bL > 0.001$, où b = dimension en longueur de la section transversale de la fissure, perpendiculairement à la plus petite dimension W . Le fait que ces conditions soient réunies inclue:

A. Un fort débit ou un fort gradient des écoulements lors des crues. L'eau est poussée dans toutes les fissures des roches calcaires adjacentes possédant de forts gradients, ce qui les fait croître aux taux maximaux possibles (Palmer, 2001). Ce processus est le plus actif à proximité des rétrécissements dans les principaux conduits d'écoulement qui résultent d'effondrements, de remplissages sédimentaires ou de strates peu solubles.

B. Des conduits d'écoulement courts où l'eau traverse d'abord une roche soluble. En raison des distances courtes d'écoulement, toutes les fissures excepté les plus étroites grandissent simultanément à des taux identiques. L'épikarst est un bon exemple. Des réseaux labyrinthiques sont également constitués par l'apport d'un matériel perméable mais insoluble tel que le grès quartzueux (Palmer, 1975, 2000).

C. Un apport uniforme en eau pour toutes les fissures, indépendamment de leur largeur. Ceci peut être réalisé par une infiltration dans des matériaux poreux et insolubles, comme expliqué ci-dessus en B.

D. Des gradients élevés soutenus, par exemple sous des barrages.

E. Des zones de mélange, où l'agressivité des eaux souterraines est localement amplifiée par le mélange d'eaux possédant un taux de CO_2 ou une salinité différente, ou par oxydation d'une eau riche en sulfure. Après de courtes distances d'écoulement, beaucoup d'itinéraires alternatifs se sont développés. Le mélange d'eaux du contenant divers taux de CO_2 peut diminuer les temps de percement, mais de grandes différences de concentration en CO_2 sont nécessaires (Gabrovsek, 2000).

Les différences de type de labyrinthe dépendent en partie de la structure géologique. Les réseaux labyrinthiques se composent d'intersections de fissures avec un modèle ressemblant à celui des rues d'une ville. Cela demande beaucoup de fractures sécantes (des joints ou des défauts), qui sont typiques de la roche massive ou à stratification grossière. La plupart sont formés par les processus B, C, ou E ci-dessus. Les labyrinthes anastomosés ont un modèle tressé de tubes et d'intersections habituellement agencé bidimensionnellement le long d'une fissure ou d'un défaut. Ils sont presque tous mis en place suivant le processus A ci-dessus. Les labyrinthes en éponge se forment où la porosité primaire (de matrice) est dominante. Dans le modèle ils ressemblent aux trous des intersections d'une éponge. Ils se forment pour la plupart selon le processus E et moins généralement par le processus A. Une variété bidimensionnelle peut former le long des fissures ou des joints de stratification. Les labyrinthes ramifiés se composent de salles possédant des ramifications qui se prolongent vers l'extérieur à de différentes altitudes. Ils incluent habituellement les zones de développement des réseaux en éponge et sont formés principalement par le processus E. Beaucoup de réseaux et de labyrinthes anastomosés, voire quelques labyrinthes en éponge sont simplement superposés à un modèle de base ramifiée et ne représentent seulement qu'une partie du développement de la cavité.

La figure 5 fournit un résumé des modèles typiques de cavité, montrant leur relation à l'apport en eau agressive et aux caractéristiques structurales dominantes.

L'intérêt de la modélisation

La modélisation informatique permet de clarifier certains de ces rapports. Clairement absent de la liste des manières de former labyrinthes souterrains, les eaux souterraines lentes traversent les couches aquifères artésiennes. Cette origine semble logique, et beaucoup de réseaux labyrinthiques sont en effet situées au sein d'aquifères partiellement artésiens. Cependant, les conditions artésiennes en elles-mêmes ne produisent pas de réseaux labyrinthiques. La modélisation réalisée par Palmer (1991) a prouvé que les branches de différente taille d'une variation de niveau ne grandissent pas à la même vitesse dans de l'eau qui s'écoule lentement et proche de la saturation. Dreybrodt et Siemers (2000) ont soutenu cette idée en prouvant que comme les temps de percement augmentent, les conduits tendent à s'uniformiser et à devenir moins complexes. La modélisation réalisée par Clemens et al. (1997) a validé le développement des réseaux labyrinthiques par une infiltration uniforme à travers une strate résistant à l'érosion, comme décrit en B ci-dessus. Le chapeau insoluble favorise le développement de labyrinthe car il est perméable et ne fait pas de rétention.

Croissance et la modification des conduits : Au moment du percement, quand une cavité naissante atteint son taux de croissance maximum, plusieurs autres changements ont lieu plus ou moins simultanément (White, 1977). L'eau souterraine passe d'un écoulement laminaire à un écoulement turbulent ce qui augmente légèrement le taux de dissolution (voir plus haut). L'écoulement devient suffisamment compétent pour transporter des sédiments détritiques. Par exemple, il peut emporter le sol qui va s'enfoncer dans les cavités au travers des dépressions karstiques, permettant aux dépressions de se développer plus rapidement. La charge sédimentaire peut également aider à la croissance des cavités par une abrasion mécanique, mais par endroits, les sédiments s'accumulent formant des bancs qui retardent la dissolution et l'érosion. Là où le sédiment s'accumule, la dissolution ascendante paragenétique est une conséquence possible, particulièrement dans des cavités croissant grâce à des crues périodiques. Cependant, l'eau contenue dans les sédiments est souvent peu saturée et peut même immobile dissoudre la roche en place (Vaughan et autres, 1998)

CAVE PATTERN	curvilinear branchwork	rectilinear branchwork	anastomotic mass	network mass	spongework mass	ramiform pattern
						
SOURCE OF AGGRESSIVE WATER	oblines	•	•	•	•	•
	sinking streams	•	•	•	•	•
	uniform seepage				•	•
	mixing of 2 sources				•	•
DOMINANT STRUCTURES	hydraulic			•	•	•
	bedding-plane partings	•		•	•	•
	fractures		•	•	•	•
matrix porosity				•	•	

Figure 5 : Modèles communs des cavités de dissolution. La taille des points montre l'abondance relative du type de cavité dans chacune des catégories énumérées. Les cavités à écoulement simple sont des versions rudimentaires ou fragmentées de ceux qui sont montrés ici.

Quand une cavité devient capable de transmettre la totalité de l'écoulement de son secteur d'alimentation, l'écoulement moyen ne peut plus augmenter. A la place de l'amont, ce sont les intersections qui continuent à agrandir. Une grande partie des amonts de la cavité devient vadose et les flux peuvent s'encaisser dans des canyons au niveau du sol.

Comme les cavités obtiennent des entrées qui leur permettent d'échanger de l'air avec la surface, beaucoup d'écoulements souterrains ayant une surface en contact avec l'air perdent une partie de leur agressivité. L'eau arrivant est assez riche en CO₂ provenant du sol, et peut en acquérir encore plus grâce à l'oxydation des matières organiques lorsqu'elle traverse les cavités (Bray, 1972). La perte de CO₂ lorsque l'eau pénètre sous terre peut la conduire à une sursaturation avec la calcite ou la dolomie dissoute, de sorte que beaucoup d'écoulements souterrains vadoses sont agressifs seulement lorsqu'ils sont situés en amont. Quelques écoulements vadoses acquièrent même un enduit mince de calcite dans les sections où la saturation de l'écoulement devient critique pendant des saisons sèches. Ces dépôts sont habituellement enlevés tous les ans durant la saison humide, mais il n'y aura qu'une faible croissance du conduit par an dans ce cas. Des mesures réalisées dans des cavités de l'état de New-York prouvent que le taux global d'érosion de canyons actifs de ce type peut être aussi lent que 10 à 20 millimètres pour mille ans (Palmer, 1996), en dépit de l'écoulement continu de l'eau. Pendant six mois de mesures continues dans les plus grands écoulements de Mammoth Cave, Meiman et Groves (1997) ont constaté que 70% de la croissance des conduits a eu lieu pendant les 7% des pics d'écoulement.

Dater les sédiments des cavités avec les taux de l'isotope ²⁶Al/¹⁰Be dans les sédiments riches en quartz est un outil puissant pour interpréter des taux de croissance des galeries. Habituellement les sédiments sont déposés par les écoulements actifs les plus récents et donnent un âge minimum à la galerie. À Mammoth Cave, les datations au ²⁶Al/¹⁰Be suggèrent que le développement de chaque niveau de galeries ait eu besoin d'au moins 105 années (Granger et autres, 2001). Cette valeur est réaliste par rapport aux temps requis pour le percement (fig. 2) et ceux pour la croissance postérieure du conduit pour atteindre les diamètres actuels qui sont d'environ de 5 à 10 m dans les principales galeries.

L'érosion régressive des strates résistantes par des écoulements souterrains peut prendre un temps parfois étonnamment long. Par exemple, des sédiments indélégeables situés sur les rebords supérieurs d'un canyon à Mammoth Cave étaient datés d'environ 1.13 million d'années, ce qui a été vérifié avec des échantillons prélevés à des altitudes similaires dans d'autres parties de la cavité (Granger et al, 2001). Le passage est recouvert par une couche de calcaire schisteux de l'ordre d'un mètre d'épaisseur et de calcaire à chailles qui a été entaillée par un profond canyon et ainsi qui permet de dire que les sédiments sont postérieurs. L'encaissement régressif n'a progressé que de 360 m le long du passage dont seulement la moitié s'est produit en amont de l'emplacement du prélèvement. Les écoulements qui ont creusé le canyon sont encore aujourd'hui actifs et sont tout à fait capable de transporter les graviers. Le taux d'encaissement régressif semble être de moins de 50 cm en mille ans.

Mais dans des conditions favorables, la déviation de passages d'un niveau à l'autre peut avoir lieu assez rapidement. La déviation postglaciaire de l'eau dans les cavités de l'état de New-York a depuis longtemps mis en place des passages pénétrables qui vont jusqu'à un mètre de diamètre et 200 m de longueur depuis le recul de la dernière glaciation il y a environ 13 000 ans (Myroie, 1977). Dans beaucoup de canyons vadoses à travers le monde, des exemples peuvent être vus où les variations de niveau ou les intersections se sont développées selon des joints de stratification situés au fond des canyons (fig. 6). En conséquence, le plancher du niveau supérieur coïncide avec le plafond du niveau inférieur. Le nouveau passage doit se développer avant que les écoulements ne s'encaissent en profondeur dans le canyon originel. Ceci implique que le temps de percement pour l'itinéraire de déviation soit quasiment nul ce qui permet au nouveau passage

étroit d'entrer en compétition dans sa croissance avec l'ancien qui est depuis longtemps mis en place. La plupart de ces captures sont courtes.

Pendant que la surface de la terre se dissèque par l'érosion, les modèles d'apport en eau souterraine changent. Les quelques grandes sources d'apport initiaux peuvent se diviser en une multitude de plus petites. L'eau vadose doit traverser des distances de plus en plus grandes pour atteindre la nappe, ce qui permet à des complexes étendus des canyons vadose de se former. Le modèle résultant d'écoulements actifs est beaucoup plus dense que celui issu du drainage de surface originel. Les dolines croissantes forment ensuite une surface karstique continue. Par la suite seuls les écoulements extérieurs qui subsistent sont les cours d'eau les plus encaissés et les amonts éphémères des écoulements descendants.

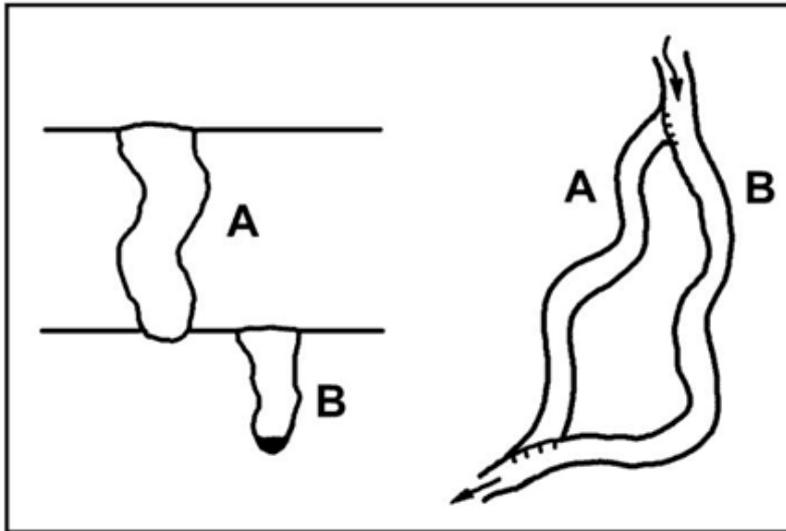


Figure 6 : Capture d'écoulements dans un canyon vadose encaissé. La boucle inférieure illustre un temps quasi nul de percement le long du joint de stratification, comme montré par l'encaissement minimal du segment A au-dessous du départ de la galerie inférieure. C'est un phénomène commun, particulièrement dans des calcaires très profonds, mais ce n'est pas une règle générale.

Pendant que la planète s'érode, la surface recoupe des cavités en les segmentant et en les détruisant par la suite entièrement. Il est évident qu'une cavité puisse perdurer longtemps pour devenir un système de canyon ou une zone d'effondrement. Cet épisode final dans la vie d'une cavité prend habituellement des dizaines de milliers ou même des centaines de milliers d'années. Cependant, de nouveaux passages continuent à se développer là où la roche soluble se prolonge dans des altitudes inférieures. En s'enfonçant dans des roches calcaires, de nouveaux secteurs de roche sont mis à nu par l'érosion à des taux à peu près identiques à ceux de l'érosion en profondeur. Ce processus s'achève quand la totalité de la roche soluble d'une région karstique est dissoute et emmenée au loin.