

NOTES SUR LES KARSTS DES ENVIRONS DE DESCOBERTO ET DE SÃO DESIDÉRIO (ÉTAT DE BAHIA, BRÉSIL)

Les karsts de l'État de Bahia (Brésil) se développent dans des calcaires précambriens de faible puissance (environ une centaine de mètres) qui, malgré la sécheresse, sont traversés par de nombreuses rivières souterraines, notamment dans les régions de Descoberto et de São Desidério.

Après avoir précisé les trois principaux éléments qui concourent à la formation du karst : la géologie, le climat et les variations du niveau de base, les différences morphologiques entre les karsts de plateau du Nordeste du Brésil et les karsts de montagne seront abordées.

I. - Les trois principaux éléments à l'origine du karst

1. La géologie

Les calcaires du Groupe Bambuí sont très anciens et le craton sur lequel ils se sont déposés l'est plus encore. Des formations aussi anciennes conservées à la surface de la Terre indiquent que le craton de São Francisco se situe dans un contexte orogénique peu actif depuis une très longue période.

a) Le craton de São Francisco



Le Nordeste du Brésil est occupé par un vaste bouclier précambrien (craton de São Francisco) qui comprend notamment des calcaires (Groupe Bambuí) du Protérozoïque supérieur (1100 à 570 Ma). Ce bouclier était réuni au bouclier africain, jusqu'à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud au cours du Crétacé supérieur.

Figure 1 : Carte géologique simplifiée du Brésil.

Le craton de São Francisco a été consolidé par des orogénèses antérieures sur lequel se sont déposés des sédiments restés peu déformés et peu métamorphisés. On y trouve des séries détritiques (schistes et quartzites) et des carbonates (calcaires du Groupe Bambuí et dolomies) couvrant de vastes surfaces (**fig. 1**). On sait que le craton de São Francisco a été très peu affecté par les mouvements brésiliens, car il n'existe ni plissements, ni intrusions ; il est donc resté à peu près stable jusqu'à aujourd'hui.

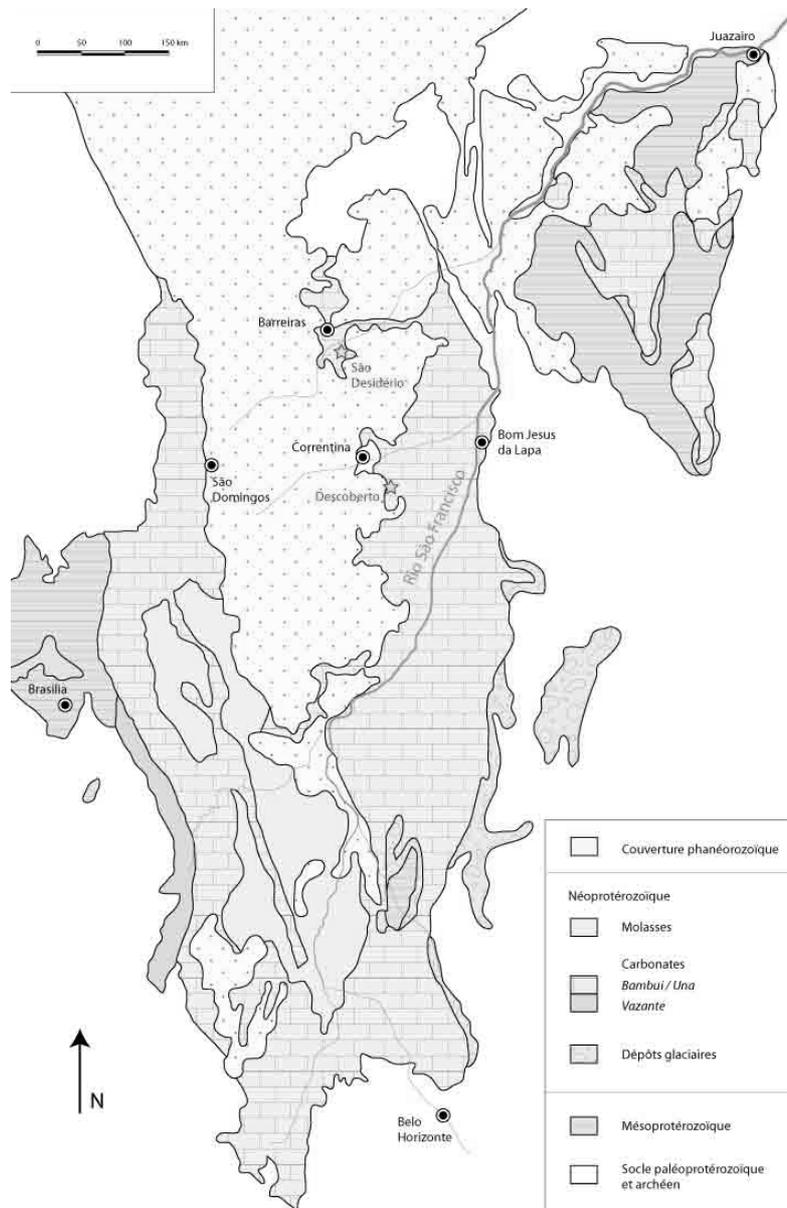
¹ Groupe spéléologique de Bagnols-Marcoule (GSBM)

b) Les calcaires du Groupe Bambuí

Les calcaires du Groupe Bambuí (800 à 600 Ma) s'étendent du nord au sud sur plusieurs centaines de kilomètres. Les massifs karstiques situés dans la zone orientale (São Desidério et Descoberto) correspondent à des structures monoclinales, armées par des calcaires et dolomies (**fig. 2**), lesquelles sont coiffées par une couverture d'âge crétacé beaucoup plus récente. L'aquifère poreux de cette couverture gréseuse alimente de manière pérenne l'aquifère karstique situé à sa périphérie (Guyot, 1996). Les phénomènes karstiques exposés à l'érosion évoluent principalement grâce au recul de la couverture (Bitencourt & Rodet, 2001).

La partie orientale des calcaires du Groupe Bambuí est drainée par les affluents du Rio São Francisco ; les eaux qui traversent ces calcaires s'écoulent d'ouest en est. De fait, le recul de la couverture vers l'ouest implique une évolution plus récente du karst à l'amont (ouest) avec des pertes et un âge plus ancien des formes à l'aval (est) (**fig. 3**).

Figure 2 : Géologie des calcaires du Groupe Bambuí (craton de São Francisco, Brésil).



2. Le climat

La pluviométrie est directement liée au climat qui représente un facteur déterminant dans l'évolution des karsts de la forêt sèche (Caatinga), mais la répartition des pluies tombées dans l'année a un impact encore plus important sur le mode de recharge.

a) Répartition des pluies dans l'année

La Caatinga désigne une forêt épineuse composée de cactus, de buissons épineux et d'herbes adaptées au climat aride du Nordeste. Les plantes qui y vivent doivent se développer pendant une brève saison pluvieuse. La Caatinga s'étend dans la partie nord-est et couvre environ 11 % du territoire brésilien. Dans cette partie du Brésil, le climat semi-aride implique que les grottes se creusent uniquement pendant la saison des pluies, soit environ quatre mois par an (avril à juillet). Le contraste marqué des saisons et la quantité d'eau qui tombe annuellement sur la région du Nordeste permet de faire une première comparaison avec des climats où la quantité d'eau tombée est plus régulièrement répartie tout au long de l'année.

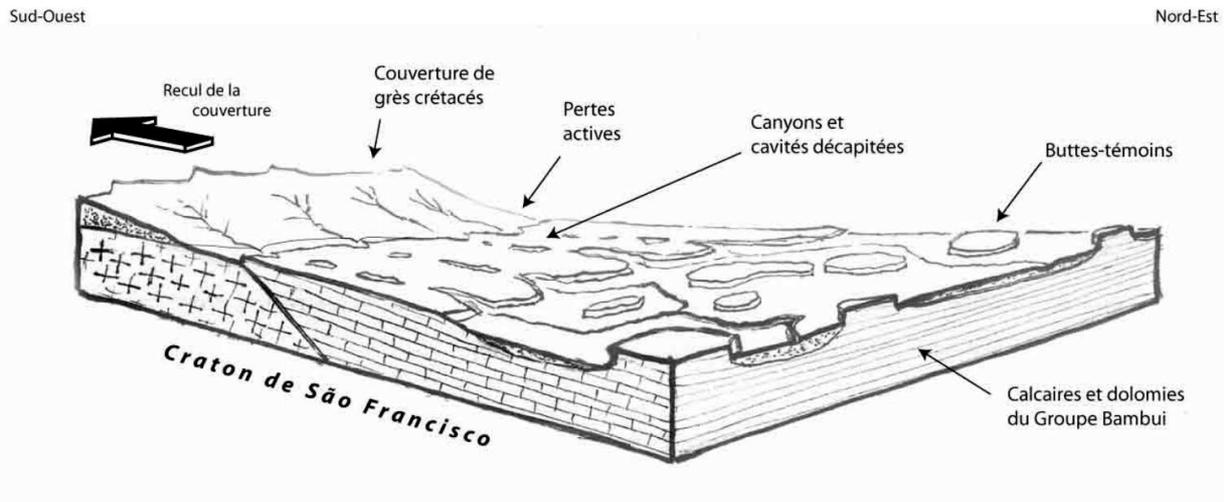


Figure 3 : Recul de la couverture gréseuse et exposition des karsts à l'érosion.
Sur ce bloc-diagramme le socle du craton apparaît comme c'est le cas à Correntina.

En effet, si on ne tient compte que de la hauteur d'eau annuelle tombée sur une région, sans distinguer les saisons, on risque de ne pas percevoir les différences fondamentales existant entre des karsts secs de la Caatinga et des karsts humides des Andes amazoniennes. Pendant une courte période, le débit des rivières (recharge) devient beaucoup plus important dans la Caatinga ; alors que si la même quantité d'eau tombée était répartie sur un an, le débit aurait été théoriquement divisé par trois. La taille des galeries à l'état d'équilibre (voir *infra*) pourrait donc être trois fois plus importante que celle qui se développent dans des régions où les pluies sont régulièrement réparties sur l'année. On en déduit aussi qu'il faut trois fois plus de temps pour parvenir à l'état des karsts qui bénéficient de conditions climatiques et d'un mode de recharge plus favorables.

On en conclut que les karsts des climats arides de la Caatinga ne doivent pas être très différents de ceux qui reçoivent des pluies régulières : il s'érode seulement à une vitesse trois fois plus lente que les karsts des climats humides, et devraient offrir des sections de galeries théoriquement trois fois plus importantes.

b) Influence du régime saisonnier sur la morphologie des galeries

Pendant la saison sèche, les cavités ne se creusent pas vraiment car leur débit ne permet pas d'envoyer les galeries et donc d'exercer une corrosion sur toute la surface des parois. En réalité, les rivières souterraines coulent dans un lit au fond recouvert de calcite formant une protection constamment renouvelée à chaque épisode sec. La couverture de calcite est déposée par les eaux sursaturées de la rivière pendant la période d'étiage. Lors de la saison humide, les débits augmentent et la rivière souterraine sort de son lit mineur pour baigner les parois, mais la chimie des eaux semble à peine modifiée. En effet, les mises en charge dans le lac terminal de la *garganta do Bacupari* (São Desidério) sont à l'origine de la formation de cônes de calcite qui se sont développés dans une eau sursaturée.

En effet, la faible pente générale du réseau hydrographique (gradient) superficiel et souterrain est à l'origine des mises en charge qui permettent aux rivières de déborder leur lit et de corroder les parois latérales des galeries. Le mode de creusement est de type vadose ou épinoyé, car les galeries sont rarement totalement ennoyées. Cependant, la répétition des phases de mises en charge associées aux faibles variations du niveau de base concentrent la corrosion des eaux sur des parois latérales. Cette répétition a pour effet d'augmenter la largeur de la galerie baignée par les eaux à chaque crue. Cette expansion latérale de la galerie a une limite et atteint son stade d'équilibre lorsque la galerie n'évolue pratiquement plus. Une fois atteint, ce stade d'équilibre permet aux eaux souterraines de traverser les massifs sans arracher un gramme de calcaire aux larges galeries.

Les hydrologues du bassin amazonien ont fait un constat similaire. Les quantités de CaCO_3 dissoutes et exportées par les rivières, qui traversent les boucliers brésiliens, seraient négligeables comparées à celles exportées par les puissantes rivières des Andes amazoniennes soumises à une plus forte érosion (Moquet, 2011). La cause pourrait être le gradient hydraulique ; dans un contexte à forte dénivelée l'érosion est grande alors que dans un contexte à faible dénivelée, comme c'est le cas des plateaux brésiliens, le pouvoir érosif et corrosif des eaux diminue considérablement.

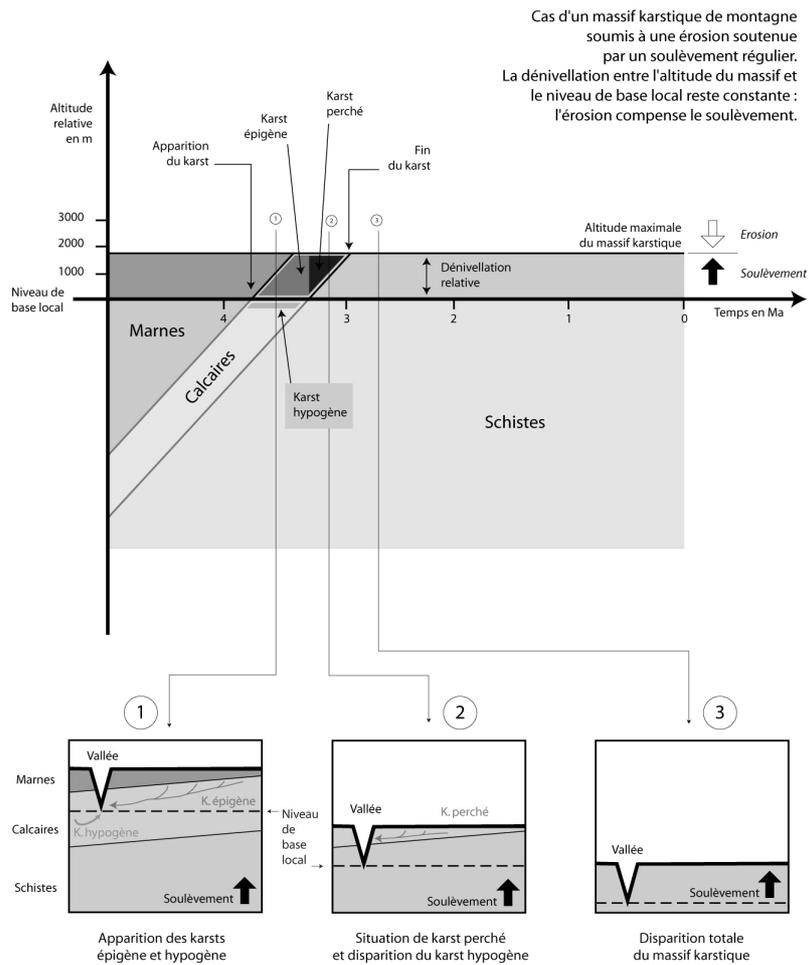
3. Variations relatives des niveaux de base

Le gradient est indispensable pour créer un déséquilibre et donc un mouvement. Cependant, il n'est pas suffisant pour faire un karst, car le temps est un facteur essentiel sans qui le karst ne peut se développer. C'est pourquoi, on parlera de variations du niveau de base, positives ou négatives, lesquelles sont l'expression du gradient par le temps. A partir de la notion plus large de variations relatives du niveau de base, il est possible d'appréhender et de quantifier l'exposition d'un karst depuis sa naissance jusqu'à sa disparition.

a) Exposition d'un karst soumis à l'érosion

Dans les années 70, les géomorphologues ont parlé de karst jeune et de karst sénile, cette vision implique que le karst a un début (naissance) et une fin (disparition) en passant par les stades d'évolution les plus divers. Il est difficile de quantifier l'exposition d'un karst soumis à l'érosion, car il faut pour cela disposer de documentation et d'études approfondies. Cependant, il est possible de proposer une représentation graphique sur laquelle on pourra indiquer différents stades de développement sur une ligne temps. Ainsi, on pourra tenir compte de la hauteur maximale de calcaire soumise à l'érosion, c'est-à-dire située au-dessus du niveau de base local (fig. 4). Le but d'une telle représentation graphique est de comparer et dégager les grandes caractéristiques des karsts acquises au cours du temps.

Figure 4 : Représentation graphique de l'exposition d'un karst de montagne soumis à l'érosion.



Karst de montagne exposé à l'érosion

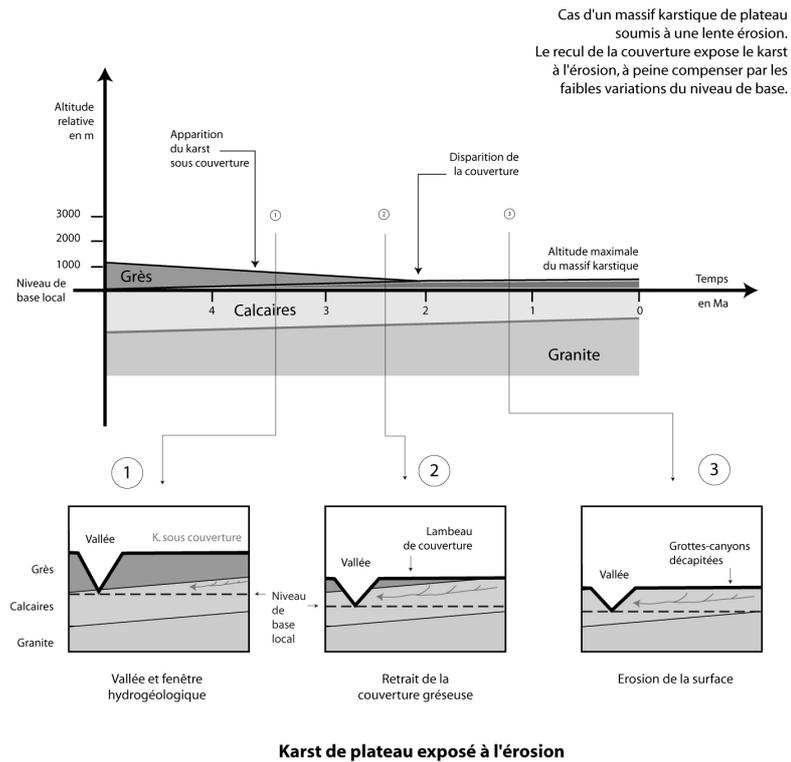
b) Surface d'érosion et niveau de base

Les surfaces karstiques résistent bien à l'érosion (immunité du karst) et constituent souvent en géomorphologie de bons niveaux repères. En revanche, lorsque les surfaces évoluent plus vite que les niveaux de base locaux, notamment dans le cas où la puissance des calcaires est relativement faible, les karsts peuvent être exposés plus longtemps à l'érosion (fig. 5). En effet, à l'échelle géologique les karsts de montagne ont en général une durée de vie plus faible que celle des karsts de plateau. D'abord parce que les couches calcaires sont souvent intercalées dans d'autres roches non karstiques qui présentent toujours un fort pendage dû à l'orogénèse.

Ensuite, parce que l'érosion permanente compense le soulèvement et expose ainsi le karst, lequel finit par disparaître totalement. Dans le cas des karsts de plateau du Brésil, les variations du niveau de base sont plus faibles et leurs couches subhorizontales peu plissées les exposent plus longtemps à l'érosion que les karsts de montagne dont la durée de vie est plus éphémère (fig. 6).

Il existe au moins deux vitesses dans l'évolution d'un karst, celle qui règle l'incision du drainage karstique contrôlée par le niveau de base local et celle qui érode les surfaces.

Figure 5 : Représentation graphique de l'exposition d'un karst de plateau soumis à l'érosion.



Dans un contexte de fortes variations du niveau de base, la vitesse d'incision est plus rapide que celle d'érosion des surfaces. Mais dans un contexte de faibles variations du niveau de base, la vitesse d'érosion des surfaces peut être aussi rapide que la descente du niveau de base (fig. 6), ce qui permet alors à ces surfaces de recouper le toit des cavités actives pour former des portions de canyon à ciel ouvert (Bitencourt & Rodet, 2001).

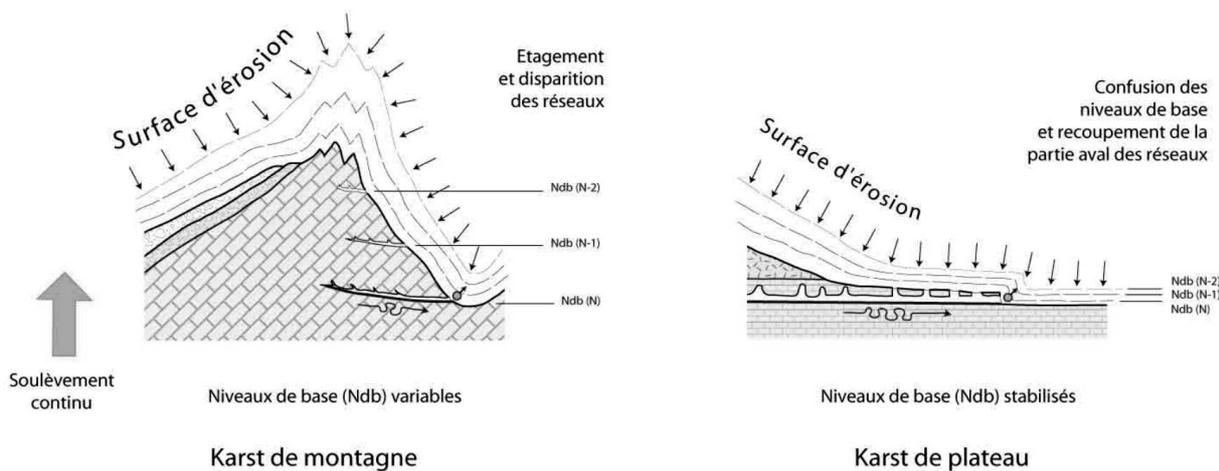


Figure 6 : Évolution des surfaces d'érosion et des niveaux de base. Dans le cas des karsts de montagne, le soulèvement continu permet d'étager les réseaux matérialisant d'anciens niveaux de base. Dans le cas des karsts des plateaux du Brésil, il y a confusion des niveaux de base fossiles et actifs ; le recul de la couverture permet parfois à la surface d'érosion de recouper le toit des cavités.

La hauteur des grottes-canyons peut atteindre une centaine de mètres. Le toit de certaines cavités alignées, sur des fractures géologiques, a été recoupé par la surface d'érosion qui correspond au versant occidental de la vallée du Rio São Francisco (fig. 7).

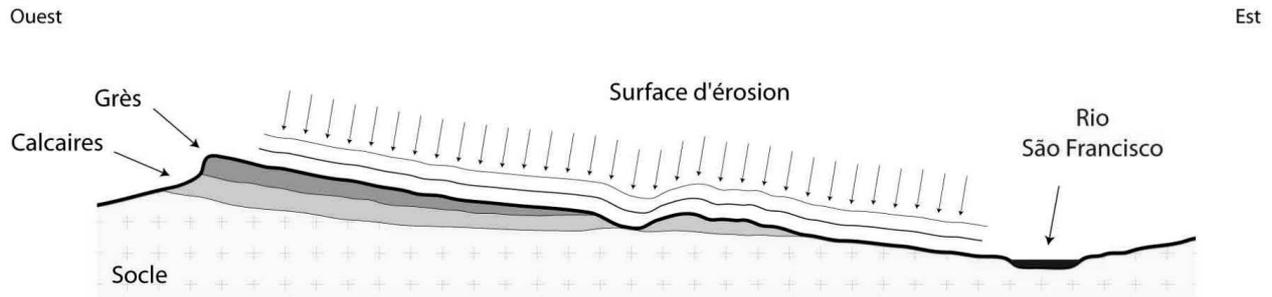


Figure 7 : Évolution de la surface d'érosion sur le versant occidental du Rio São Francisco.



Figure 8 : Rivière de la *Garganta do Bacupari* (São Desidério, Bahia, Brésil).

Même en hautes eaux, délimitées par le sommet des cônes, les eaux sursaturées de la rivière déposent de la calcite sur les parois et permettent aux gouttes tombées des voûtes la formation de cônes aquatiques très spectaculaires. Cliché Jean-François Perret (GSBM).

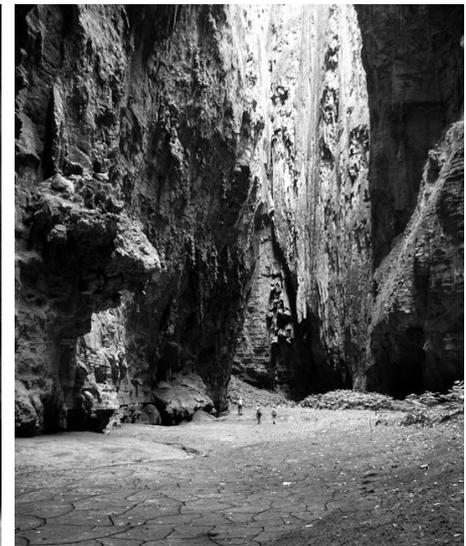


Figure 9 : *Gruna da Figueira* (Descoberto, Bahia, Brésil).

Une galerie souterraine a été recoupée par la surface pour former un court canyon souterrain sans toit accusant une centaine de mètres de hauteur.

II. – Morphologie comparée des karsts de plateau et de montagne

Les caractéristiques des karsts de plateau présentent des différences importantes avec celles des karsts de montagne. Les morphologies des galeries sont particulièrement spectaculaires et permettent de mieux saisir le rôle des variations du niveau de base dans l'évolution des karsts.

1. Élargissement latéral des sections de galeries dans les karsts de plateau

Lorsque le niveau de base varie peu, les lits des rivières souterraines sont recouverts d'alluvions, aussi les eaux ne peuvent-elles corroder que les parois latérales de la galerie qui finit par atteindre un profil d'équilibre au-delà duquel la rivière n'élargit plus le conduit (**fig. 10**).

Cette notion se rapproche de celle de l'état d'équilibre proposé par S. Worthington (1991) pour des sections de conduits noyés. En effet, pour un débit donné il existe une section de galerie idéale dite d'équilibre au-delà de laquelle le conduit n'évolue plus. Pour les sections de galeries épinoyées, où il existe une partie dénoyée (conduit dit vadose), l'état d'équilibre peut également être atteint par une ovalisation du conduit, puis un élargissement latéral marqué notamment par des encoches (**fig. 11**).

Figure 10 : Conduits dits à l'équilibre. Selon S. Worthington (1991), le conduit noyé (A) atteint un stade d'équilibre pour une section donnée. Pour une même section ($S1 = S2$), il existe également un stade d'équilibre pour les conduits à surface libre (B).

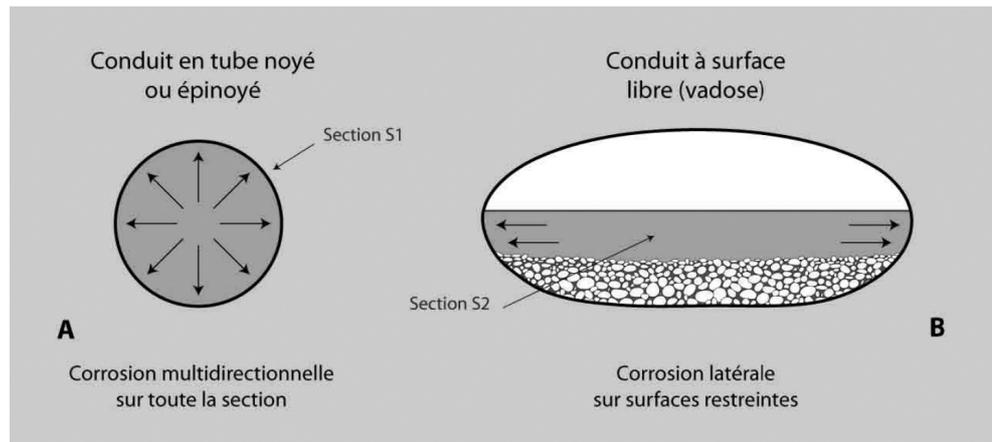
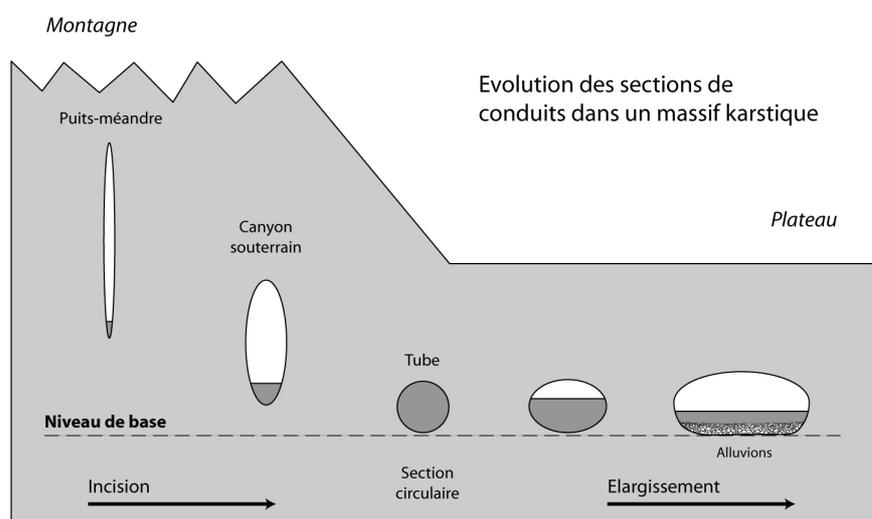


Figure 11 : La largeur de la *Gruta do Caião* (São Desidério, Bahia) est adaptée au cours d'eau qui la traverse par un court tunnel naturel long d'une centaine de mètres.

En effet, lorsqu'un état d'équilibre est atteint, les mises en charge ne parviennent plus à inonder la galerie ou seulement sur une faible hauteur, tandis que les mises en charge dans des conduits n'ayant pas atteint l'équilibre (trop étroits) auraient tendance à faire monter l'eau et corroder ainsi les parois sur une plus grande hauteur.

Figure 12 : Sections de conduits typiques des karsts de montagne et de plateau. Dans un contexte de stabilité du niveau de base, les conduits tendent à s'élargir.



Ainsi, l'ovalisation des sections de conduits vadose peut être interprétée comme une évolution vers un équilibre. Cet équilibre ne peut être atteint que si le niveau de base se maintient durablement ou que les amplitudes des variations restent modérées. De même, la faiblesse du gradient entraîne une diminution du rôle de l'érosion. Les lits des rivières se couvrent de remplissages d'insolubles qui ont pour effet de concentrer la corrosion sur les zones latérales.

L'ovalisation des sections de conduits est une caractéristique des karsts à faible variation du niveau de base, alors que les morphologies de méandres souterrains sont plus typiques des karsts de montagne où les variations du niveau de base sont les plus fortes (fig. 12).

2. Les profils d'incision en trait de scie des karsts de montagne

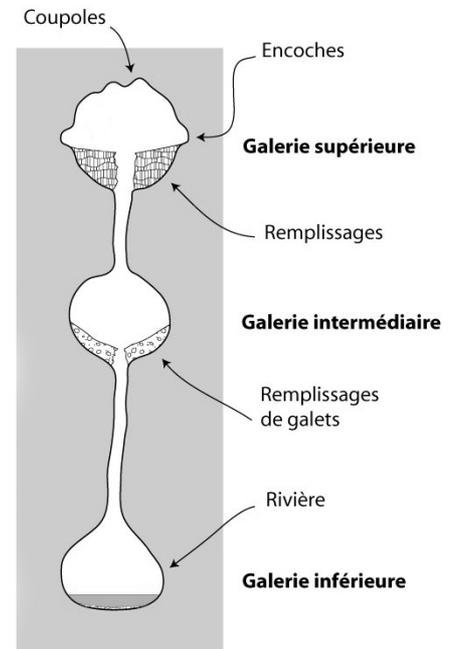
Le type de conduits le plus fréquent des karsts de montagne est le méandre qui évolue parfois vers le canyon souterrain lorsque les débits sont plus importants. Il s'agit d'une forme d'incision par érosion régressive d'un cours d'eau qui tend à régulariser son profil vers un équilibre.

Dans le cas d'une baisse constante du niveau de base, le cours d'eau, qu'il soit superficiel ou souterrain, ne parvient jamais à régulariser son profil et concentre son pouvoir érosif dans le fond de son lit pour inciser en « trait de scie » (canyon, gorges, etc.) un massif exposé à l'érosion. Quand un câble d'acier, découpant un matériau comme la pierre, ne s'enfonce plus, il a tendance à élargir son chemin latéralement. Lorsque la descente reprend, son chemin se limite alors à l'épaisseur du câble laissant derrière lui de légers élargissements qui correspondent au moment où il a cessé de descendre.

On peut assimiler les rivières souterraines à un câble qui découperait la roche calcaire et voir les élargissements de galeries comme autant de périodes durant lesquelles l'incision a été momentanément stoppée.

Ainsi, il est possible d'interpréter les sections du canyon souterrain de l'aven de la Combe Rajeau (Ardèche, France) et des galeries étagées (fig. 13) du gouffre d'Artigaléou (Hautes-Pyrénées, France).

Figure 13 : Section de galeries du gouffre d'Artigaléou (Esparros, Hautes-Pyrénées, France) (Bigot, 2008). On constate un étagement des galeries de haut en bas marqué par des élargissements latéraux correspondant à un arrêt momentané de l'incision consécutive à la baisse du niveau de base.



3. Différences fondamentales : récapitulation

Les particularités des karsts de plateau du Nordeste du Brésil peuvent être comparées à d'autres types de karsts mieux connus en Europe, comme les karsts de montagne (fig. 14).

Géologie :

Les fractures géologiques (failles, chevauchement, etc.) jouent un rôle de deuxième plan qui peut apparaître sur les cartes géographiques (orientation du réseau hydrographique superficiel ou souterrain) mais n'est pas prépondérant comparé aux variations du niveau de base. Dans le plan vertical, le chemin de drainage est dicté par la pente entre le bassin d'alimentation et la fenêtre hydrogéologique (sources).

Climat :

La température de l'eau peut avoir une influence sur les capacités corrosives des eaux, mais c'est surtout l'intensité des précipitations (recharge) qui fait la différence. En raison de leurs altitudes élevées, les karsts de montagne reçoivent en moyenne plus d'eau que les karsts de plateau. C'est encore plus vrai pour les karsts de plateau des boucliers et cratons brésiliens dont les eaux sont assez peu chargées en CaCO_3 (Moquet, 2011) ; l'absence de matières dissoutes indique d'ailleurs un taux d'ablation karstique faible comparé à celui des karsts de montagne.

Variations des niveaux de base :

Dans les karsts de montagne, la pente des profils en long des cours d'eau souterrains est plus importante que dans les karsts de plateau. L'érosion superficielle et souterraine est donc plus forte en montagne que sur les plateaux. En outre, le soulèvement continu aura tendance à maintenir à l'érosion les karsts de montagne jusqu'à leur disparition totale. Alors que dans les karsts de plateau, soumis à de faibles variations du niveau de base, les profils d'équilibre seront plus rapidement atteints et le karst se trouvera ainsi soustrait à l'érosion.

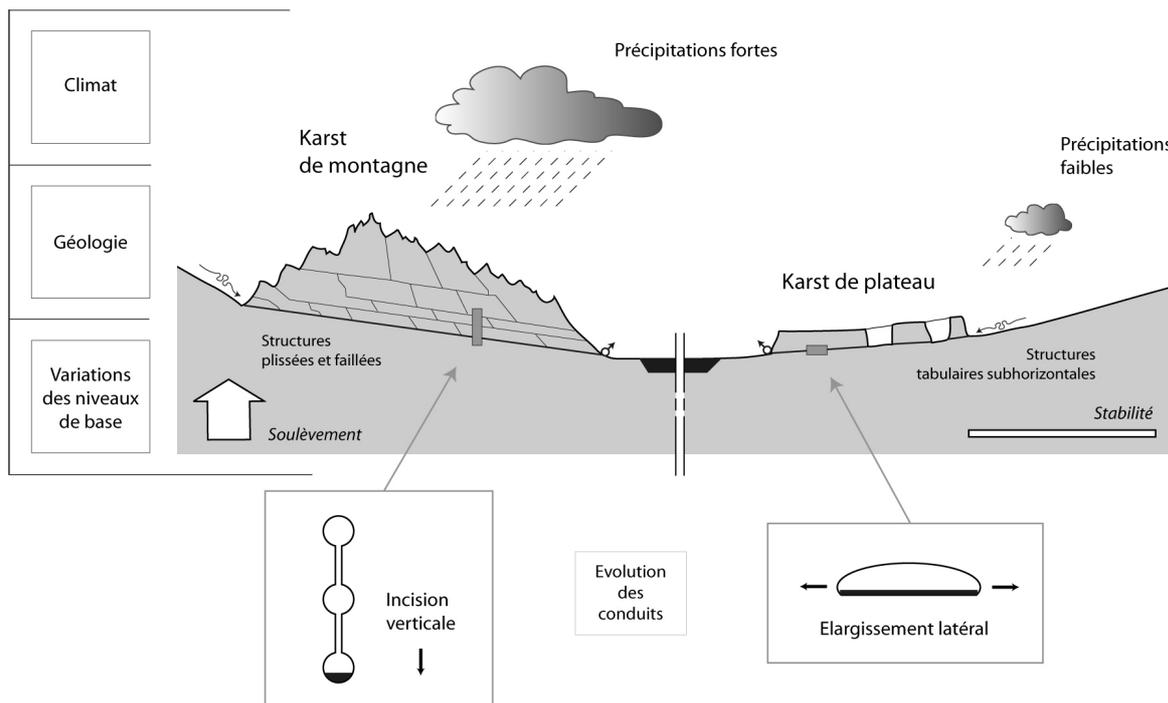


Figure 14 : Deux types de karsts s'opposent par le climat (mode de recharge = précipitations), mais plus encore par les variations relatives du niveau de base local.

Conclusion

Les karsts de plateau du Brésil présentent beaucoup de particularités qu'il était tentant de comparer à celles des karsts de montagne, mieux connus en Europe. Les singularités géologique, climatique et tectonique (variations du niveau de base) des karsts brésiliens montrent des caractéristiques totalement opposées à celles des karsts de montagne.

Enfin, le temps est un facteur déterminant qui peut être appréhendé par des représentations graphiques. Des indices morphologiques (élargissement de conduits à l'équilibre) et chimiques (matières dissoutes CaCO_3) semblent ainsi montrer que les karsts de plateau évoluent plus lentement que les karsts de montagne.

Bibliographie

BIGOT Jean-Yves (2008) – Trois petits karsts des Pyrénées occidentales : Col d'Aran, Arrioutort et Artigaléou (Pyrénées-Atlantiques & Hautes-Pyrénées). Cahiers de Géographie. *Collection EDYTEM*, n° 7, Actes du colloque organisé à Sion (Suisse) le 15 septembre 2006 dans le cadre des journées AFK, *Univ. de Savoie, Univ. de Lausanne, AFK et CNRS édit.*, pp. 13-22.

BITTENCOURT Ana Luisa Vietti & RODET Joël (2001) – Premiers éléments d'évolution karstiques sous contrôle tectonique d'un massif calcaire : la Serra do Ramalho (Bahia, Brésil). *Geologica Belgica*, vol. Karst & Tectonics, 4/3-4 : pp. 251-261.

GUYOT Jean Loup (1996) – Hydroclimatologie de la région. *Goiás 94-95 – Carste / karst de São Domingos, Goiás, Brasil*, Expéditions Spéléologiques Franco-Brésiliennes, Brasília, pp. 43-51).

MOQUET Jean-Sébastien (2011) – Caractérisation des flux d'altération des contextes orogéniques en milieu tropical. Cas des bassins andins et d'avant pays de l'Amazonie » (Univ. de Toulouse III), 394 p.

WORTHINGTON Stephen Richard Hurst (1991) – Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains (January 1, 1991). *ETD Collection for McMaster University*. Paper AAINN71267.