

**Ludovic Mocochain<sup>1/2</sup>, Georges Clauzon<sup>1</sup> & Jean-Yves Bigot<sup>3</sup>**

**Mots clés :** Endokarst, eustatisme, crise de salinité messinienne, niveaux repères, karstification polyphasée, puits-cheminées.

**Résumé :**

Dans la moyenne vallée du Rhône, au droit de Pierrelatte, la plate-forme carbonatée crétacée du substratum est profondément incisée (600 mètres) par le canyon messinien du Rhône et, dans une moindre mesure, par celui de l'Ardèche, son affluent. Le canyon du Rhône comporte les quatre niveaux repères issus de la crise de salinité messinienne : la surface d'abandon pré-évaporitique (1), la surface d'érosion messinienne (2), la transition marin/continental de la ria pliocène (3), la surface d'abandon pliocène (4).

La plate-forme carbonatée montre un karst très développé. Le réseau karstique de Saint-Marcel d'Ardèche, présente deux niveaux de karstification sub-horizontaux interconnectés et en corrélation altitudinale avec les niveaux repères 3 (correspondant à l'altitude du plan d'eau de la ria) et 4 (surface d'abandon du prisme continental du Gilbert delta rhodanien). L'architecture des puits-cheminées reliant les deux réseaux atteste, par le façonnement de leurs parois et de leurs coupoles, qu'ils résultent d'un hydrodynamisme noyé ascendant. Ce circuit hydrologique remontant remet en question l'interprétation antérieure impliquant une cinématique gravitaire *per descensum*, implicitement associée aux chutes glacioeustatiques du Pléistocène supérieur. Il est interprété comme la conséquence d'un refoulement impulsé par la remontée extérieure du niveau de base lors de l'inondation marine du canyon messinien au début du Pliocène. La présence d'un karst messinien dans ce secteur est confirmée par la reconnaissance en plongée des sources vauclusiennes de Bourg-Saint-Andéol jusqu'à la cote - 154 NGF, au droit d'un talweg messinien du fleuve positionné à - 236 m. La profondeur de ces réseaux noyés implique de fait un niveau de base très en contrebas des plus bas niveaux glacioeustatiques du Quaternaire.

Ainsi, c'est le niveau de base rhodanien (alternativement fluvial et marin) sous contrôle eustatique qui a induit les modalités de la karstogenèse ardéchoise aussi bien en chute, lors de la crise de salinité, qu'en submersion ascendante, lors de la remise en eau pliocène du bassin.

**The Ardèche endokarstic responses to the eustatic variations dringing by the Messinian salinity crisis.**

**Key words :** Endokarst, eustatism, Messinian salinity crisis, benchmark levels, polygenic speleogenesis, chimney-shaft.

**Abstract:**

The Messinian Salinity Crisis is typically recorded by the evaporites in abyssal plains of Mediterranean Sea and by the canyons incised into the Mediterranean margins and their hinterlands. However, the crisis impacts on geomorphology and surface dynamics did last until canyon were filled by sediments in the Pliocene (Fig. 2).

In the mid-Rhône valley, the Ardeche cretaceous carbonate platform is entrenched over 300 m by the Rhône Messinian canyon. The canyon talweg is located - 236 m bsl in the

<sup>1</sup> CEREGE, Université Paul Cézanne, Europôle Méditerranéen de l'Arbois - BP 80 - 13545 AIX EN PROVENCE cedex 04 (France).  
mocochain@cerege.fr

<sup>2</sup> Ecole des Mines de Paris / CGES Laboratoire de Sédimentologie 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex (France).

<sup>3</sup> Les 7 portes, 04400 Barcelonnette (France).

borehole of Pierrelatte [Demarcq, 1960; Fig. 1]. During Pliocene this canyon was flooded as a ria and infilled by a *Gilbert type fan delta* [Clauzon & Rubino, 1992; Clauzon *et al.*, 1995]. The whole Messinian-Pliocene third order cycle [Haq *et al.*, 1987] generated four benchmark levels.

The two first are [Clauzon, 1996]: (i) The pre-evaporitic abandonment surface which is mapped around the belvedere of Saint-Restitut (Fig. 1). This surface is synchronous [Clauzon, 1996] of the crisis onset (5.95 Ma) [Gautier *et al.*, 1994; Krigjsman *et al.*, 1999] and, consequently, is an isochronous benchmark. (ii) The Messinian erosional surface is also an isochronous benchmark due to the fast-flooding [Blanc, 2002] of the Rhône canyon becoming a ria at 5.32 Ma [Hilgen & Langereis, 1988]. These surfaces originated due to the endoreic Mediterranean sea level fall more than a thousand meters below the Atlantic Ocean.

A huge accommodation (up to more than 1000 m) was created as sea-level rose up to 80 m above its present-day level (asl) during the Pliocene highstand of cycle TB 3.4 (from 5.32 to 3.8 Ma). During the Lower Pliocene this accommodation space was filled by a *Gilbert fan delta*. This storey yields two other benchmark levels: (i) The marine/non marine Pliocene transition which is an heterochronous surface produced by the *Gilbert delta* progradation. This surface recorded the Pliocene highstand sea level. (ii) The Pliocene abandonment surface at the top of the *Gilbert delta* continental wedge.

Close to the Rhône-Ardeche confluence, the present day elevation of the four reference levels are (evolution of base-level synthesized in fig. 4) : (1) 312 m asl, (2) 236 m bsl, (3) 130 m asl, (4) 190 asl.

The Ardèche carbonate platform experienced karstification both surficial and at depth. The endokarst is characterized by numerous cavities organised in networks. Saint-Marcel Cave is one of those networks providing the most complete record (Fig. 5). It opens out on the northern side of the Ardeche's canyon at an altitude of 100 m. It is made up by three superposed levels extending over 45 km in length. The lower level (1) is flooded and fonctionnal. It extends beneath the Ardeche thalweg down to the depth of 10 m bsl (below sea-level) reached by divers. The observations collected in the galleries lead us to the conclusion that the karst originated in the vadose area [Brunet, 2000]. The coeval base-level was necessarily below those galleries. The two other levels (middle (2) and upper (3)) are today abandoned and perched. The middle level is about 115 m asl and the upper one is about 185 m asl. They are horizontal and have morphologies specific to the phreatic and temporary phreatic zone of the karst (Fig. 6).

In the litterature, the terracing of the Saint-Marcel Cave had been systematically interpreted as the result of the going-down by steps of the Ardeche base-level [Guérin, 1973 ; Blanc, 1995 ; Gombert, 1988 ; Debard, 1997]. In this interpretation, each deepening phase of the base-level induces the genesis of the gravitary schaft and the abandonment of the previous horizontal level. The next stillstand of base-level leads to the elaboration of a new horizontal level (Fig. 7). This explanation is valid for most of Quaternary karsts, that are related to glacio-eustatic falls of sea-level. However our study on the Saint-Marcel Cave contests this interpretation because all the schafths show an upward digging dynamism and no vadose hints. The same "per ascensum" hydrodynamism was prevailing during the development of the whole network (Figs. 8 and 9).

We interpret the development of the Ardeche's endokarst as related to the eustatic Messinian-Pliocene cycle TB 3.4/3.5 recorded by the Rhône river. The diving investigations in the flooded part of the Saint-Marcel Cave and also in the vauclusian springs of Bourg-Saint-Andeol went down to - 154 m bsl. Those depths are compatible only with the incision of the Messinian Rhône canyon at the same altitude (- 236 m bsl). The Saint-Marcel lower level would have develop at that time. The ascending shaping of the levels 2 and 3 are thus likely to have formed during the ensuing sea-level rise and highstand during the Pliocene, in mainly

two steps : (i) The ria stage controlled by the Mediterranean sea level rise and stillstand. (ii) The rhodanian *Gilbert delta* progradation, that controlled the genesis of the upper level (Fig. 10).

**Texte :**

## **Introduction**

Intrinsèquement, les reliefs créés par la crise de salinité (5,9/5,3 Ma) en Méditerranée sont des reliefs négatifs : les canyons messiniens. Le Rhône en fournit la meilleure illustration avec un canyon de 1300 m de profondeur au droit du littoral actuel. En réalité, le phénomène est beaucoup plus complexe dans la mesure où les impacts différés de la crise excèdent largement sa propre durée puisqu'ils couvrent tout ou partie du Pliocène. Au total, cet événement eustatique « hors normes » a produit 4 niveaux repères (les uns de nature sédimentaire, les autres de nature érosive), échelonnés entre 5,9 et 2 Ma. Ces niveaux sont les marqueurs de l'évolution du niveau de base régional (niveau de base du karst) depuis 6 Ma, sous contrôle du niveau marin relatif. Nous proposons dans cet article une approche morphologique de réseaux karstiques ardéchois qui permet une restitution des modalités de leur genèse associées à l'évolution – en chute comme en remontée – de ce niveau de base.

L'exploration spéléologique – à l'air libre ou en plongées – de la grotte de Saint-Marcel d'Ardèche et des sources vauclusiennes de Bourg-Saint-Andéol révèle l'existence de deux sortes de réseaux karstiques interférents : (i) deux réseaux superposés de galeries sub-horizontales qui sont les prolongements souterrains (mêmes altitudes), respectivement, de la transition marin/continental (enregistrement sédimentaire du haut niveau marin pliocène) et de la surface d'abandon pliocène ; (ii) des réseaux noyés profonds à conduits verticaux, reconnus à ce jour jusqu'à - 154 NGF à distance kilométrique du talweg du canyon messinien du Rhône (positionné lui à - 236 NGF). L'hypothèse explorée dans cet article est que la structuration de ce système karstique relève du même contrôle que la formation des niveaux repères externe, à savoir l'oscillation du niveau de base du cycle eustatique messino-pliocène.

## **Le cycle eustatique messino-pliocène**

La crise de salinité messinienne résulte de l'amplification, par effet de seuil, de l'effondrement endoréique du plan d'eau méditerranéen lors de la chute du cycle eustatique de 3<sup>ème</sup> ordre TB 3.4 [Haq *et al.*, 1987]. Cet effondrement – dû à la dessiccation du bassin – a donné lieu à un double enregistrement : d'une part, dans les plaines abyssales, restées sous faible tranche d'eau, en l'espèce d'évaporites et, d'autre part, sur les marges émergées, par une surface d'érosion, marquée par des canyons.

Sur la bordure nord-méditerranéenne, le canyon du Rhône, reconnu jusqu'au Jura [Clauzon, 1999], constitue le plus significatif témoignage morphologique de l'événement messinien [Clauzon, 1982]. A la latitude de Pierrelatte (Fig. 1), proche de son confluent avec l'Ardèche, son talweg se trouve à - 236 NGF [Demarcq, 1960 ; Clauzon, 1982]. Dix kilomètres en amont, sous la vallée morte de Malataverne, ce même talweg reste enfoui, sous le Pliocène, à - 220 NGF ([Camus, 2003] ; Fig. 3).

Lors du haut niveau stabilisé du cycle TB 3.4 (5,3/3,8 Ma) qui fait suite à la remise en eau du bassin, se manifeste l'impact différé de la crise avec la structuration en "*Gilbert type fan delta*"

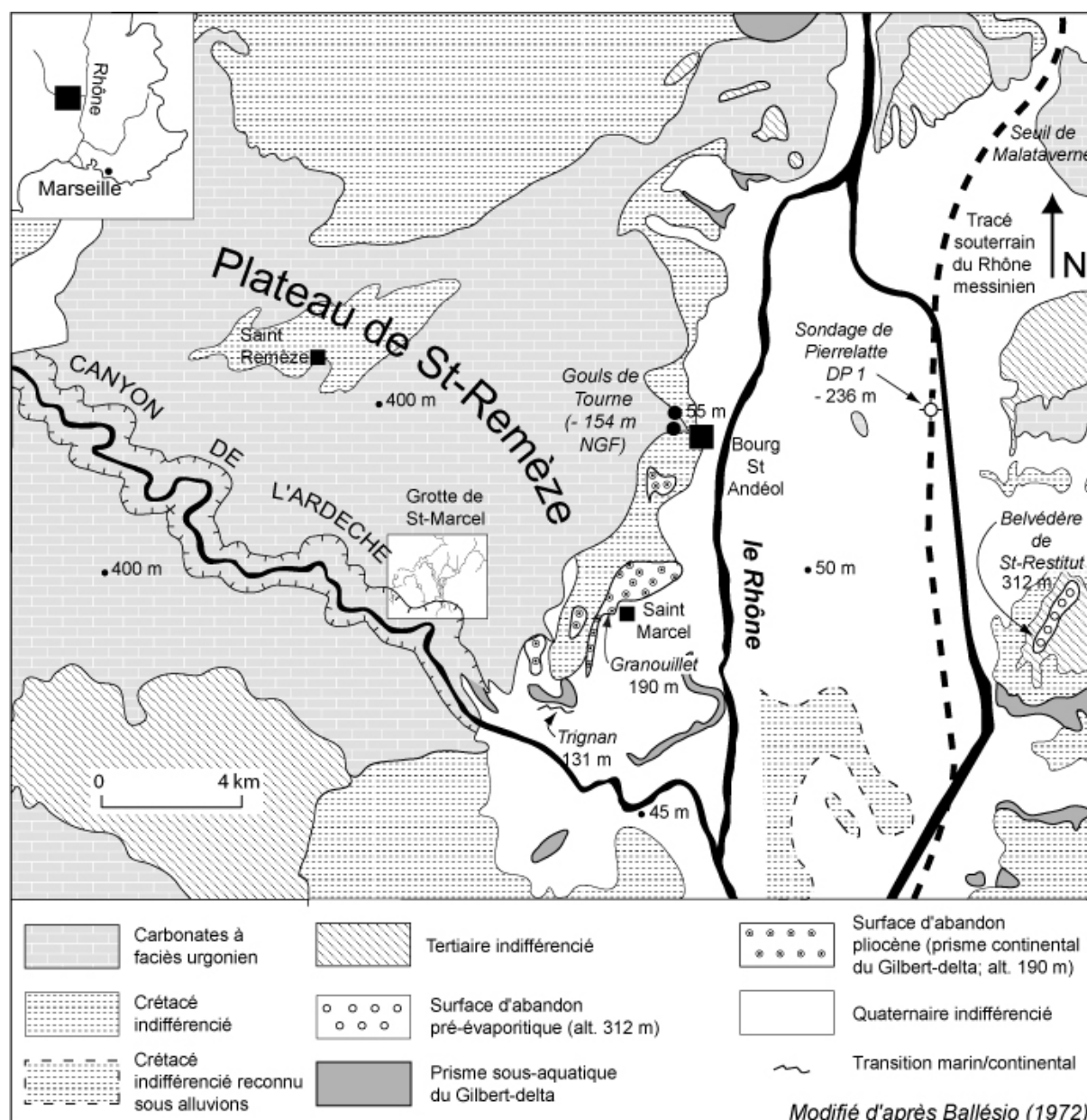
[Clauzon *et al.*, 1995] du remblaiement pliocène de la ria rhodanienne, elle-même issue de la transformation par submersion du canyon messinien du Rhône.

## **Morphologie et chrono-stratigraphie des quatre niveaux repères rhodaniens générés par la crise de salinité messinienne**

### ***1. La surface d'abandon pré-évaporitique à 5,95 Ma***

Cette surface d'abandon correspond au piémont alluvial antérieur à la crise (Fig. 2), qui correspond au cailloutis rhodanien, affleurant au belvédère de Saint-Restitut, à la cote 312 NGF [Clauzon, 1982]. Cette surface est devenue fossile lors de l'encaissement du Rhône, au début de la chute messinienne du niveau marin relatif à 5,95 Ma [Gautier *et al.*, 1994 ;

Krijgsman *et al.*, 1999]. C'est donc une surface isochrone [Clauzon, 1996].



**Figure 1 : Carte de la moyenne vallée du Rhône montrant les principaux exutoires karstiques ainsi que les trois niveaux repères sédimentaires.**

*Map of the Rhône Mid-valley showing the main karstic outlets and the three sedimentary benchmark levels.*

## 2. Le canyon messinien du Rhône à 5,32 Ma

Le Rhône messinien entaille la plate-forme carbonatée crétacée quienserme le bassin de Pierrelatte en un canyon révélé, sous le seuil de Malataverne, par la récente campagne de forages SNCF/TGV ([Camus, 2003] ; Fig. 3). A l'aval, le sondage de Pierrelatte 1 [Demarcq, 1960], donne la mesure de sa profondeur : 576 mètres (236 + 340 ; Fig. 4) par rapport au référentiel de départ : la surface d'abandon pré-évaporitique [Clauzon, 1982]. Pour autant l'intégralité de l'incision n'est pas imputable au seul eustatisme messinien méditerranéen. Pour le tiers environ de sa valeur elle revient à une surrection concomitante de la dessiccation du bassin, peut-être due à un rebond isostatique [Clauzon *et al.*, 1990; Clauzon *et al.*, 1995; Clauzon et Mocochain *In Besson et al.*, 2002 ; Gargani, 2004]. La surface d'incision du canyon est également une surface isochrone, correspondant à son dernier façonnement avant

la remise en eau fulgurante du bassin à 5,32 Ma [Hilgen & Langereis, 1988 ; Blanc, 2002] .

### 3. La transition marin/continental pliocène

Il s'agit de la discontinuité sédimentaire entre les dépôts marins du *Gilbert delta* comblant la ria du Rhône au cours du Pliocène et les dépôts fluviaux contemporains continentaux aggradants au-dessus de ce delta. Observable à la cote 130 NGF, sur le site de Trignan (Fig. 1), elle marque le haut niveau marin eustatique à +80 m du Pliocène [Haq *et al.*, 1987]. Expression de la progradation du delta, cette surface est nécessairement hétérochrone. Toutefois, grâce aux gisements de rongeurs qui la jalonnent (d'amont en aval ceux de Péage-de-Roussillon, Saze, Mas Soulet) une imputation chronologique assez précise des sites intermédiaires est réalisable [Clauzon *et al.*, 1995]. Par interpolation on parvient ainsi, pour le secteur Donzère/Pierrelatte, à un âge approximatif de 4,7 Ma correspondant à l'arrivée en ce point du front du *Gilbert delta* rhodanien.

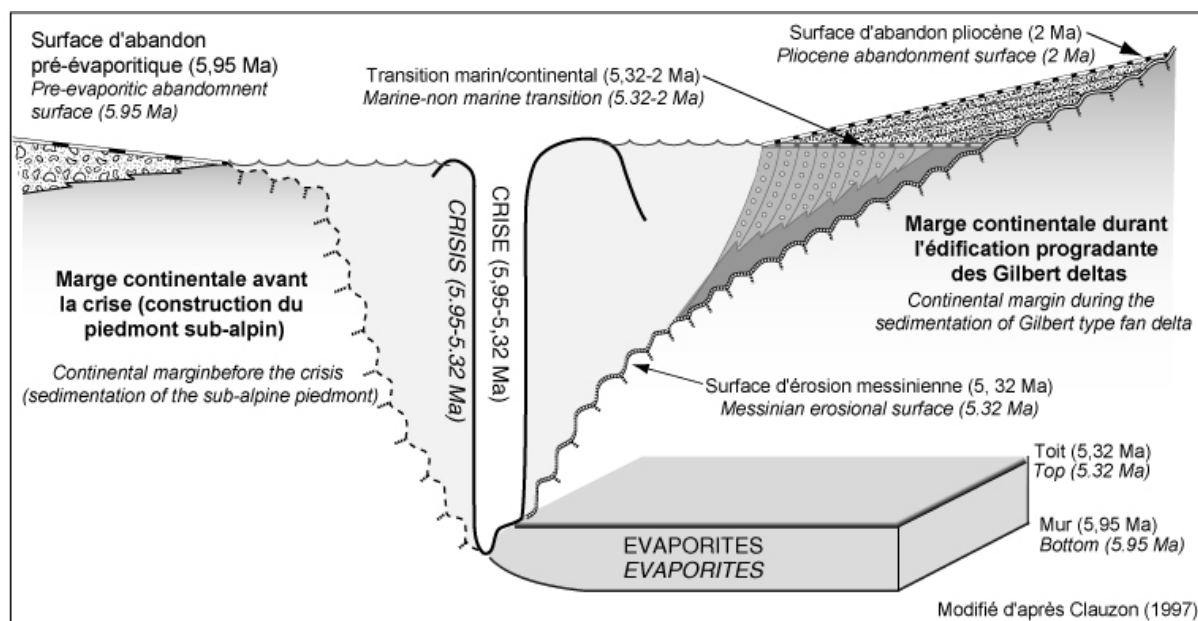


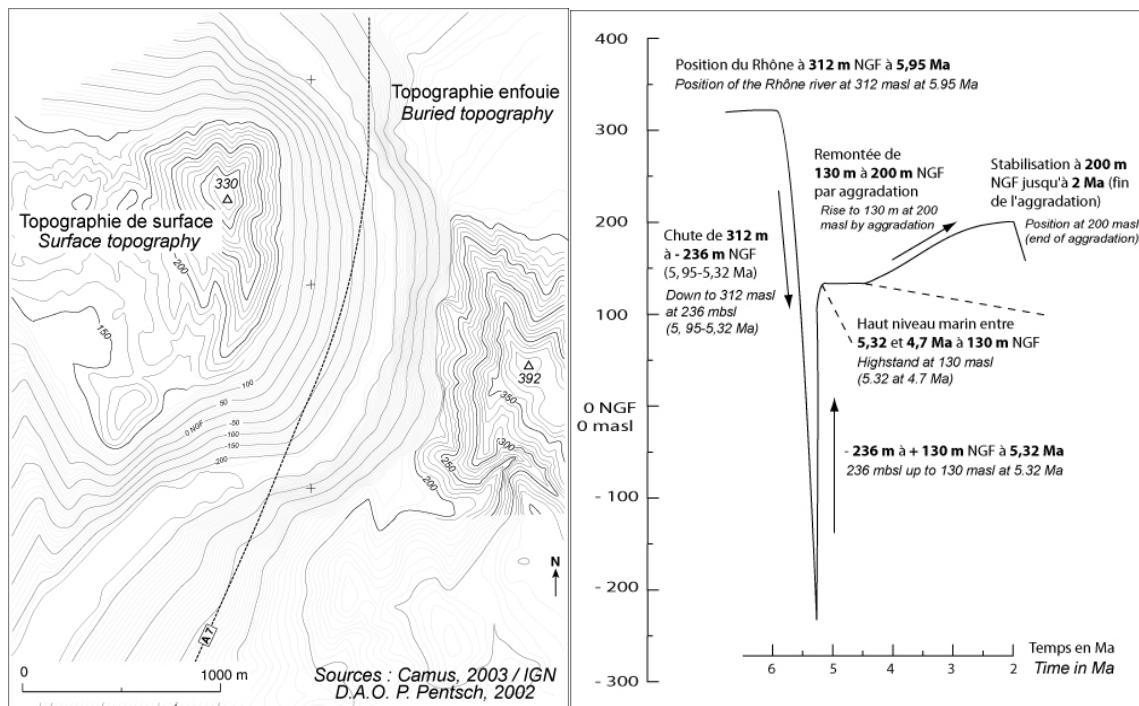
Figure 2 : Les impacts de la crise messinienne de salinité dans l'espace et dans le temps.

A gauche, la marge avant la crise. Au centre, l'évolution du niveau de base avant (océan), pendant (endoréisme méditerranéen par effet de seuil) et après la crise (océan après la remise en eau). A droite, reconstruction de la marge après la crise et comblement des rias en *Gilbert delta* durant le Pliocène.

*The Messinian Salinity Crisis impacts in space and time. On left, the margin and its hinterland before the Crisis. In the centre, the base-level evolution : before (eustatic), during (Mediterranean endoreic base-level) and after the Crisis(eustatic). On right, after the Crisis, the margin reconstruction by the Gilbert deltas infilling of the rias.*

### 4. La surface d'abandon pliocène

On peut la considérer comme une récurrence post-évaporitique - emboîtée dans le canyon messinien du Rhône– du piémont alluvial pré-évaporitique. Concrètement, elle correspond au toit du prisme continental du *Gilbert delta*. Son altitude sur le transect Trignan-Pierrelatte-belvédère de Saint-Restitut est proche de 200 m NGF (190 m exactement mais sans prise en compte de la compaction due à l'altération pédologique des alluvions ; Fig. 1). L'âge de cette surface d'abandon isochrone est donné par le gisement de grands vertébrés de Saint-Vallier [Viret, 1954], localisé en vallée du Rhône 50 km en amont. Ce gisement, livré par les loëss recouvrant la surface d'abandon, est daté à 2 Ma [Debard *et al.*, 1994]. Du fait de l'extension du piémont à la fin du Pliocène, son aggradation fut probablement très faible à cette époque provoquant une quasi-stabilité du niveau de base alluvial.



**Figure 3 : Le canyon messinien du Rhône enfoui sous le seuil de Malataverne.**  
*The buried Rhône Messinian canyon beneath the Malataverne pass.*

**Figure 4 : Positionnement du niveau de base en moyenne vallée du Rhône durant le cycle eustatique messino-pliocène d'après l'étude des niveaux repères.**  
*Base-level in Rhône Mid-valley during the Messinian-Pliocene eustatic cycle according to the study of benchmark levels.*

### Le karst ardéchois

En rive droite de la moyenne vallée du Rhône, la série crétacée à faciès urgonien (environ 250 m d'épaisseur), formant le plateau de Saint-Remèze, donne lieu à deux sortes de morphologies karstiques, inégalement développées, en surface et dans l'endokarst.

En surface, l'inventaire des formes karstiques révèle deux grandes surfaces d'aplanissement dans lesquelles s'impriment un petit poljé, de rares dolines et le canyon de l'Ardèche. Celui-ci entaille sur 29 km son substratum carbonaté jusqu'à 300 m de profondeur.

L'endokarst présente quant à lui un développement important avec plusieurs dizaines d'avens significatifs (dépassant 150 m de profondeur) ainsi que plusieurs grands réseaux à dominante horizontale (Grotte de Saint-Marcel, grotte Chauvet, Aven d'Orgnac, grotte de Foussoubie). L'exemple le plus représentatif de cet endokarst est probablement la grotte de Saint-Marcel car il présente les deux composantes horizontale et verticale.

### La grotte de Saint-Marcel

La cavité s'ouvre par plusieurs orifices en rive droite de l'Ardèche. Sur près de 45 km ce réseau se développe principalement en trois grands niveaux superposés. Deux sont fossiles et très en contre-haut de l'Ardèche, le dernier est actif et se développe en grande partie sous le niveau de l'Ardèche. Cette superposition de trois niveaux distincts est indépendante des données structurales du massif. En effet, chaque niveau possède sa propre pente d'écoulement, différente de la valeur du pendage, démontrant donc le caractère polyphasé de ce karst qui fut en relation étroite avec les positions successives de son niveau de base, l'Ardèche [Guérin, 1973 ; Belleville, 1985 ; Mocochain, 2002].

#### Le niveau inférieur : en partie noyé et actif

Il est parcouru par des écoulements libres en amont (rivière) et fonctionne en régime noyé permanent en aval. Il atteint 60 m de profondeur sous l'Ardèche (- 10 m NGF) avant

d'emprunter plusieurs conduits remontants débouchant à proximité immédiate du lit de la rivière. Ce fonctionnement est dit "vauclusien". Ce niveau a fait l'objet de nombreuses plongées spéléologiques (Ph. Brunet, club AVEN) ayant fourni des informations pour son étude : (i) sa topographie révèle une pente d'écoulement relativement homogène d'amont (zone exondée) en aval (zone noyée), jusqu'au pied des conduits remontants ; (ii) la morphologie des conduits entre la partie amont fonctionnant en rivière et sa partie aval en régime noyé montre aussi une relative homogénéité ; (iii) à plus petite échelle, les observations menées en plongée (comm. orale Ph. Brunet) ont révélé des morphologies de paroi telles que des cannelures de ressuie ou encore des surcreusements en méandre entaillant le plancher de certaines galeries. Ces morphologies se rencontrent normalement dans la zone épinoyée du karst (pouvant se retrouver noyée lors des crues). Par corollaire, ces observations suggèrent que la genèse de ce niveau était dépendante d'une position de son niveau de base très en contrebas de sa position actuelle, au moins sous la cote - 10 m NGF comme l'autorise le terminus actuel des investigations en plongée (Belleville, 1985).

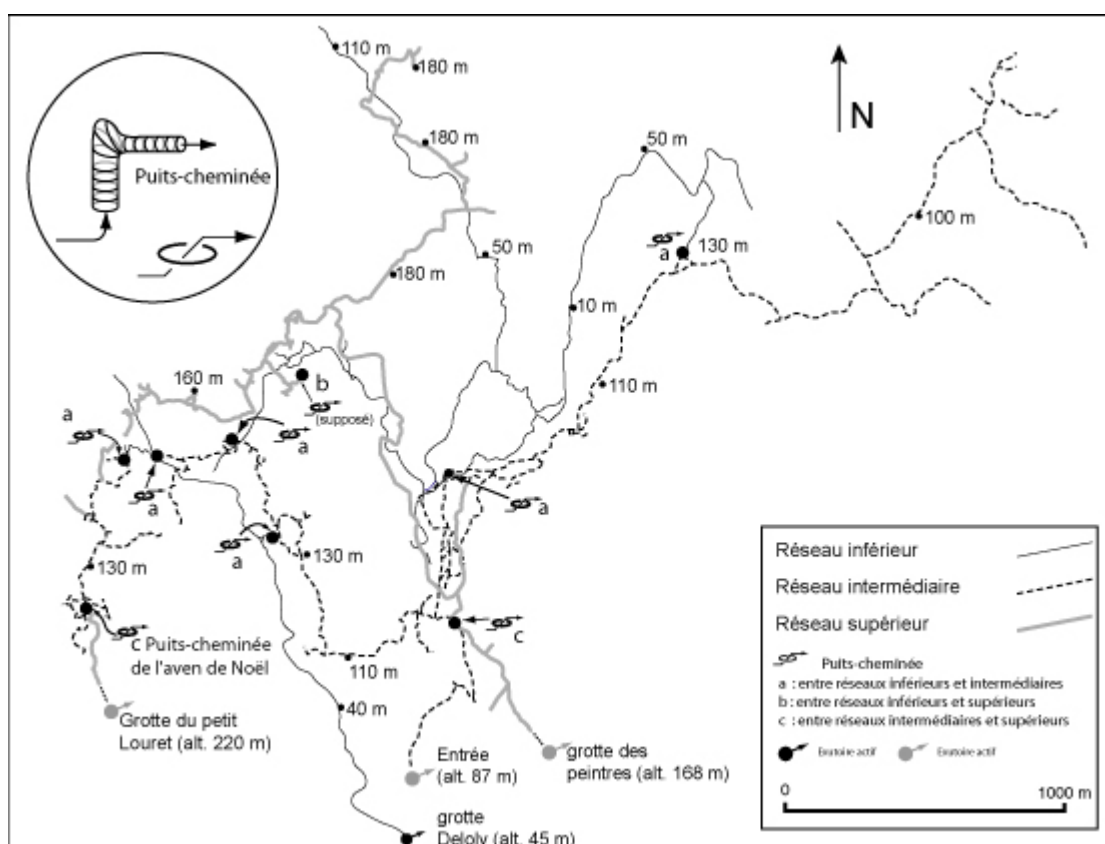


Figure 5 : Carte des trois niveaux de la grotte de Saint-Marcel et position des puits-cheminées (réalisée par les spéléo-clubs du Forez, de Saint-Marcel et de l'Aven).

*Map of three levels of Saint-Marcel cave and chimney-shafts positions.*

### Les niveaux intermédiaire et supérieur : abandonnés et perchés

Ces deux niveaux se développent sur plusieurs kilomètres entre 100 et 130 m NGF pour le réseau intermédiaire et 170–200 m NGF pour le niveau supérieur. Ils ont en commun une très faible pente d'écoulement ( $< 3/100$ ) et des galeries de grand volume dont la section peut atteindre 10 m de diamètre pour le niveau intermédiaire et jusqu'à 15 m pour le niveau supérieur. La forme générale de ces galeries associée aux morphologies de paroi et de voûtes permet de restituer le fonctionnement hydrologique de ces deux niveaux et la position du niveau de base lors de leur genèse.



Les parois présentent notamment : (i) Des cupules d'érosion, sortes de dépressions dont la forme évoque des cloches emboîtées (Fig. 6A) dont la taille est comprise entre quelques centimètres et un mètre ou deux de profondeur. Ces formes se développent préférentiellement dans la zone noyée du karst [Slabe, 1995]. (ii) Des coups de gouge (Fig. 6B), formes asymétriques résultant de la corrosion par un écoulement. L'étude de leur taille et leur asymétrie permet de déterminer le sens de l'écoulement. (iii) Des coupoles de dissolution, formes en cloche se développant sur fracture à la voûte d'une galerie. Ces morphologies particulières sont caractéristiques de la zone épinoyée du karst [Lismonde, 2000]. Leur genèse s'opère par piégeage et mise sous pression de l'air lors des mises en charge répétées du réseau. L'apparition de ces morphologies au sein d'un niveau marque le passage en zone temporairement noyée du karst. C'est un indicateur important pour restituer la position du niveau de base du karst. (iv) Des cannelures de ressuie (ou de dissolution), rainures de type lapiaz apparaissant sur les parois d'une galerie sous l'effet de l'alternance d'ennoyages et de dénoyages. Cette forme indique que la galerie est dans la zone épinoyée du karst [Audra, 1994].

La disposition de ces formes au sein d'un réseau permet de détecter la position de la surface piézométrique révélatrice de la position extérieure du niveau de base [Hauselmann, 2002 ; Audra, 1994 ; Plamer, 1987 et 1991]. Pour le réseau intermédiaire elle est estimée à 130 m NGF et pour le réseau supérieur autour de 200 m NGF.

#### Les connexions verticales reliant ces trois niveaux

Un ensemble de puits met en connexion les trois niveaux d'écoulement. L'état actuel de l'exploration permet d'en dénombrer dix. Sept puits connectent le niveau inférieur au niveau intermédiaire, un le niveau inférieur au niveau supérieur et deux le niveau intermédiaire au niveau supérieur. Chaque niveau est ainsi connecté aux deux autres. Le terme de puit-cheminée qualifie ces interconnexions [Camus, 2003].

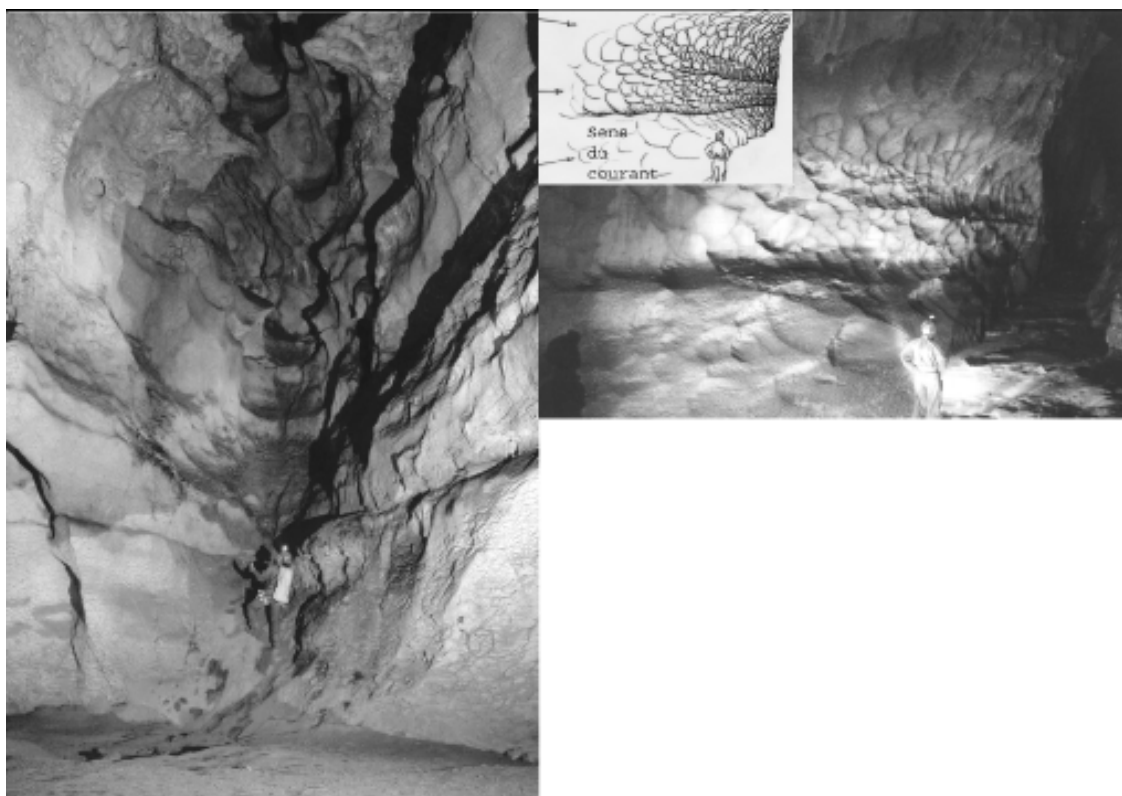


Figure 6 : a) Cupule de dissolution se développant à la voûte de la galerie (Photo T. Slade). b) Coups de gouge, indicateurs du sens et de la vitesse du courant sur les parois d'un réseau. Ici, le réseau supérieur de la grotte de Saint-Marcel (photo, J.-Y. Bigot).

a) Development of ceiling pocket at the top of the gallery. b) Origin and development of scallops is controlled by velocity and direction of the water-flow. Here, the scallops of the Saint-Marcel cave upper level.

## Evolution verticale du karst

### Le modèle « per descensum ».

Un système karstique à plusieurs niveaux étagés révèle une histoire polyphasée. Chaque étage est représentatif d'une phase de drainage en corrélation avec un niveau de base défini. Le passage d'un étage à l'autre se fait via la genèse de drains verticaux, communément interprétés comme conséquence de l'effondrement du niveau de base. Cette étape précède à une nouvelle phase de stabilité (Fig. 7) durant laquelle se développe le niveau inférieur [Palmer, 1987 ; Hauselmann, 2002]. Cet aspect cyclique de l'évolution d'un karst a été formulé en partie sur la base de travaux menés dans les Alpes [Hauselmann, 2002] et aux Etats Unis [Darlene and Granger, 2004] où cet étagement pouvait être corrélé à l'évolution générale des vallées (surrection des massifs, glaciations...). L'étude morphologique et sédimentaire de ces puits révèle leur origine gravitaire par la présence d'indices de la zone vadose, parcourue par des écoulements libres [Palmer 1991 ; Delannoy, 1997]. Ce modèle d'évolution du karst peut être qualifié de modèle *per descensum*. Ces puits n'ont de durée de vie que le temps du transfert de drainage d'un niveau perché vers un niveau relié au niveau de base, après quoi le drain perché devient fossile.

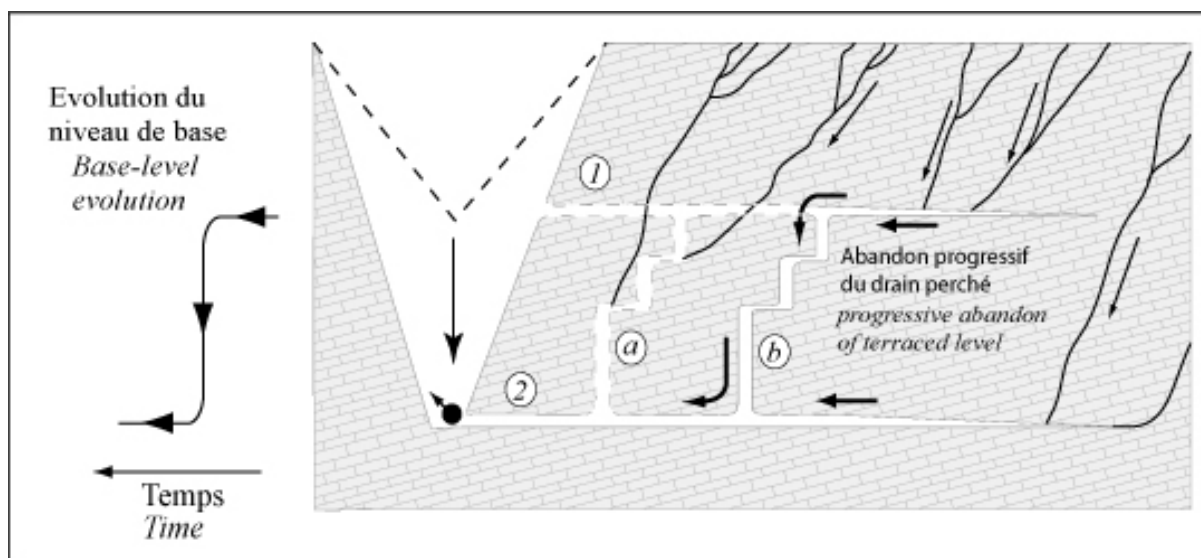


Figure 7 : Exemple d'évolution d'un drainage après l'encaissement de son niveau de base.  
Example of a karstic drainage evolution driving by the entrenchment of its base-level.

### Interprétation des puits-cheminées de la grotte de Saint-Marcel.

Les puits verticaux des karsts de la région ont jusqu'ici été interprétés comme dans un fonctionnement 'classique' *per descensum* [Guérin, 1973 ; Blanc, 1995 ; Gombert, 1988 ; Debard, 1997]. Toutefois, les observations de la grotte de Saint-Marcel ne révèlent pas la présence des arguments morphologiques gravitaires associés à cette dynamique. En revanche, les drains verticaux connectant deux niveaux révèlent une logique de creusement ascendante, comme l'attestent l'identification systématique de formes de corrosion typiques de la zone noyée du karst, principalement les cupules de dissolution et les coups de gouge en voûte ([Slabe, 1995] ; Fig. 8 et 6A). En outre, des coupoles de dissolution présentes au toit des puits indiquent que la zone épinoyée se situait au sommet de ces cavités à la fin de leur formation.

Dans la littérature le terme de *puits-cheminée* a été appliqué à ces morphologies particulières [Camus, 2003]. Cependant, l'observation des puits-cheminées de la grotte de Saint-Marcel révèle une hydrodynamique nouvelle. En effet, ces puits-cheminées connectent

les trois niveaux entre eux et révèlent donc une circulation hydrologique ascendante inter-niveaux (fig. 8). C'est dans cette acception que ce terme sera désormais utilisé.

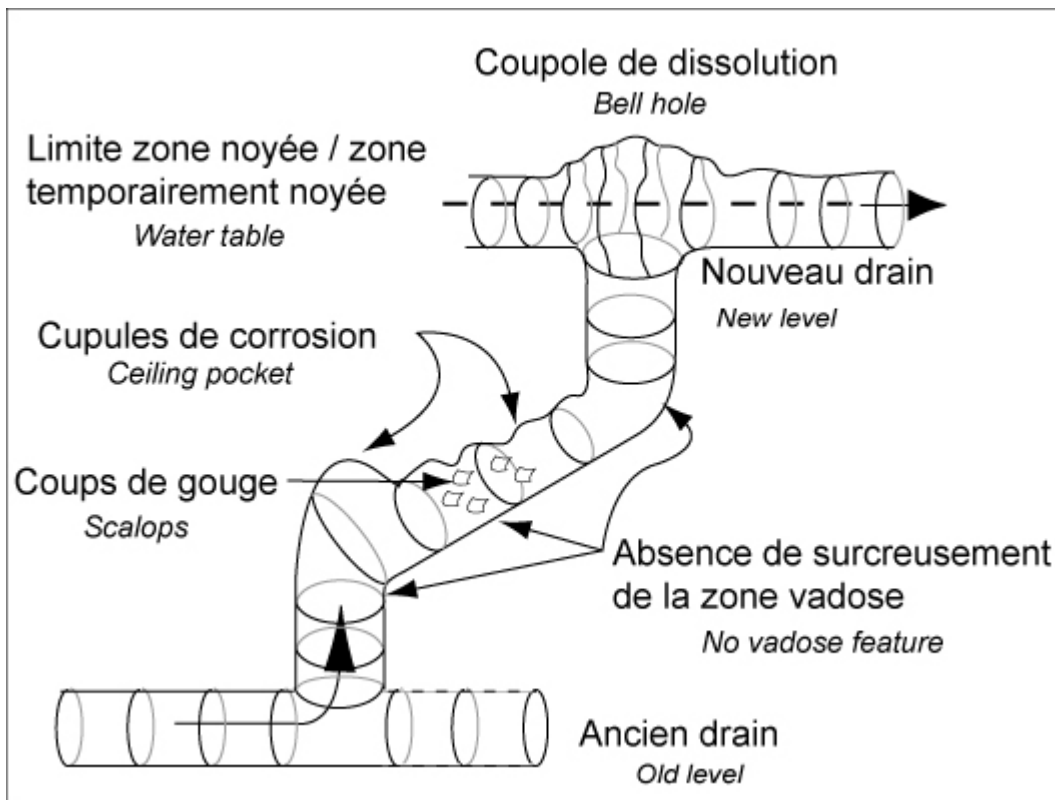


Figure 8: Connexion verticale entre deux niveaux de la grotte de Saint-Marcel : puits-cheminée à circulation hydrologique ascendante.  
*Vertical connexion between two levels of the Saint-Marcel cave : chimney-shaft generated by a rise of waterflow.*

#### Conséquences sur la structuration du karst

Chaque niveau de la grotte de Saint-Marcel correspond à une phase de karstification corrélée à une position du niveau de base. Par ailleurs, ces trois niveaux sont interconnectés par des puits-cheminées. Ce constat autorise l'hypothèse que l'étagement des trois niveaux de la grotte de Saint-Marcel est *per ascensum*. Le cas échéant nous pouvons proposer deux conséquences :

1) Depuis la genèse du niveau inférieur jusqu'à la genèse du niveau supérieur, le niveau de base a connu trois positions successives entrecoupées de deux remontées. La première position se situe au moins sous la côte - 10 m NGF comme le démontre l'investigation de la zone noyée profonde du niveau inférieur. La deuxième position est autour de 130 m NGF d'après l'étude du niveau intermédiaire. Enfin, la troisième position occupée par le niveau de base est à proximité de la côte 200 m NGF, en corrélation avec le niveau supérieur.

2) Les trois niveaux de Saint-Marcel sont connectés par des puits-cheminées, il existe donc des relations hydrologiques entre chaque niveau. Ainsi, lorsque le niveau de base connaît un cycle de remontée puis de stabilisation, il y a synchronisme entre la formation d'un réseau horizontal d'écoulement et la perduration du drainage enfoui par l'utilisation des puits-cheminées (Figs. 9 et 10).

Ce fonctionnement hydrologique est comparable au fonctionnement d'un système vauclusien tel que Fontaine de Vaucluse. La différence que présente le modèle de Saint-

Marcel est que le conduit remontant ne débouche pas directement en surface mais dans un drain karstique néoformé (Fig. 9).

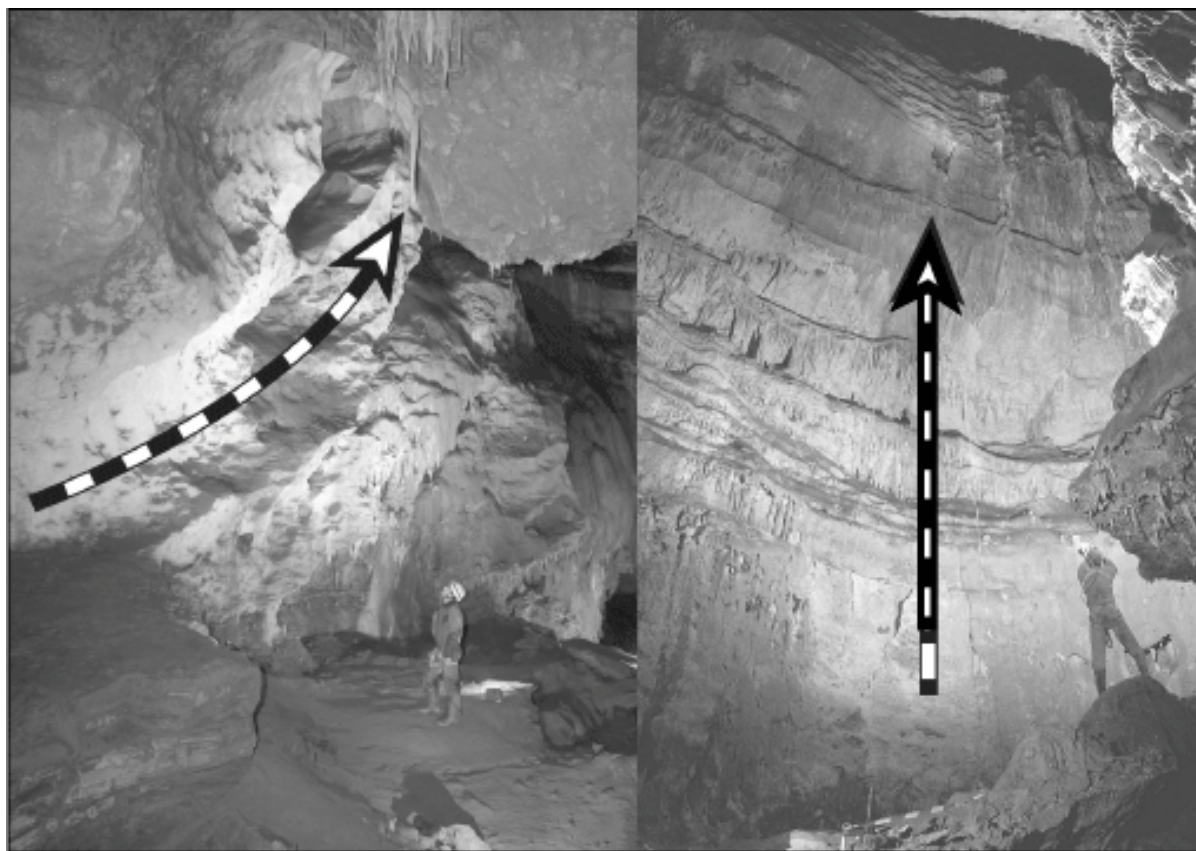


Figure 9 : a) La base du puits-cheminée de l'aven de Noël qui relie le réseau intermédiaire au réseau supérieur. De gauche à droite il est possible d'observer l'évolution du conduit de l'horizontalité vers la verticalité. Ce conduit débouche ensuite dans le puits-cheminée à droite. En contre-haut du personnage, imprimé sur la voûte du conduit, des coups de gouge indiquent la direction de l'écoulement vers le puits-cheminée (photo, J.-Y. Bigot).

b) Partie basse du puits-cheminée de l'aven de Noël (90 m de haut) dont la genèse s'est faite aux dépens d'une fracture. Dans cette partie du puits les morphologies noyées sont recouvertes par un concrètement tapissant les parois du puits-cheminée (photo, P. Goossens).

a) The base of Aven Noël chimney-shaft connected the middle-level with upper level. Above personage scallops show a rising waterflow.

b) The middle of Aven Noël chimney-shaft.

### Genèse d'un karst consécutif à la crise messinienne de salinité

Cette étude de la grotte de Saint-Marcel corrélée à celle des niveaux repères générés par la crise messinienne de salinité conduit à proposer une hypothèse nouvelle sur la genèse de ce karst.

#### La chute messinienne

L'inventaire des formes de creusement et dépôts propres à la zone vadose et temporairement noyée du karst, se trouvant actuellement sous le niveau de l'Ardèche/Rhône, indique la présence du niveau de base contemporain du premier stade de karstogenèse sous la cote - 10 m NGF, pour le seul réseau de Saint-Marcel. En effet, l'exploration spéléologique des goules de Tourne (Bourg-St-Andéol, Ardèche) a atteint - 154 m NGF (plongeur S. Redoutey, été 2004). Cette performance s'est déroulée dans un puits-cheminée noyé de ces réseaux. De telles profondeurs supposent que le niveau de base contemporain de la formation de ces réseaux se situait en contrebas de cette cote.

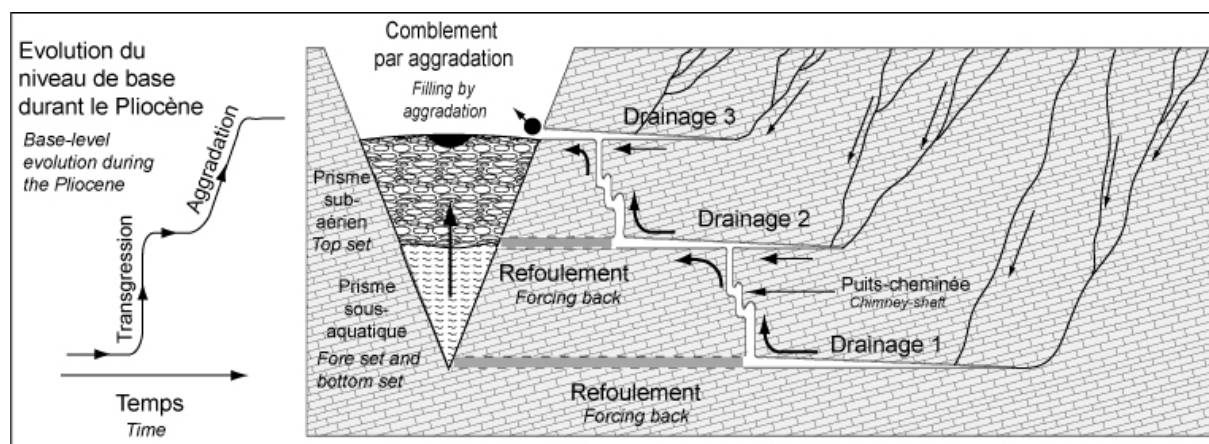
La profondeur d'incision du Rhône durant la crise de salinité messinienne (- 236 NGF au droit de Pierrelatte) suggère implicitement que la genèse de ces réseaux noyés en est la conséquence directe. Le niveau inférieur de Saint-Marcel assurait alors un drainage tributaire du canyon messinien du Rhône.

### L'étape des rias

Le haut niveau marin du cycle TB 3.4 (fossilisé par la transition marin/continental du site de Trignan à 130 m NGF ; Fig. 1) se trouve en concordance géométrique avec le niveau intermédiaire de Saint-Marcel, suggérant donc un âge Pliocène inférieur pour ce dernier. Par ailleurs, la présence des puits-cheminées connectant le niveau inférieur et le niveau intermédiaire indique une remontée du niveau de base, cohérente avec l'inondation marine de la ria rhodanienne au Pliocène inférieur. Ces deux éléments suggèrent que le refoulement transgressif du karst causé par la submersion des canyons est à l'origine de cette première génération de puits-cheminées. La longue durée du haut niveau qui fait suite (de 5,3 à 4,7 Ma) permet au niveau intermédiaire de la grotte de Saint-Marcel de se développer.

### L'étape du comblement des rias

L'arrivée dans le secteur par progradation du *Gilbert delta* (vers 4,7 Ma) génère, par aggradation alluviale, une deuxième remontée du niveau de base jusqu'à la côte 200 m NGF observée sur la surface d'abandon pliocène au site de Granouillet (Fig. 1). Cette surface est en correspondance avec le niveau supérieur de la grotte de Saint-Marcel, ce qui suggère que ce dernier niveau est contemporain de cette surface, lui conférant donc un âge Pliocène supérieur (2 Ma). A l'image de l'étape précédente, les puits-cheminées reliant ce dernier niveau aux deux autres (Fig. 10), seraient formés par refoulement et exhaussement des circuits hydrologiques lors du comblement de la ria entre le niveau intermédiaire (niveau de la mer) et le niveau supérieur (surface d'abandon). Par suite, le ralentissement puis la stabilisation du niveau de base en fin d'aggradation permet le développement du niveau supérieur de Saint-Marcel (Fig. 10).



**Figure 10 : Evolution d'un drainage karstique en quête d'exutoire par suite de la remontée de son niveau de base. Dans cet exemple il demeure une composante héritée des drainages sous-jacents.**  
*Evolution of a karstic drainage in search of a spring following the rise of sea level. In this example, a part of the former underlying drainages is remaining active after the onset of the upper, later ones.*

## **Conclusion**

Dans la moyenne vallée du Rhône, quatre conditions se trouvent réunies à Pierrelatte pour enregistrer le cycle eustatique messino-pliocène : (i) un substratum carbonaté, (ii) profondément incisé par le canyon messinien du Rhône et (iii) intensément affecté par une karstification souterraine ; à cela il est nécessaire d'ajouter (iv) la préservation exceptionnelle –sur une même verticale– des quatre marqueurs de la crise de salinité messinienne.

L'élaboration per ascensum des niveaux intermédiaire et supérieur du réseau de Saint-Marcel, en contradiction avec l'interprétation classique *per descensum*, est démontrée et corrélée avec la remontée du niveau de base postérieurement à la crise de salinité.

L'argument déterminant d'un tel processus provient du réexamen des connexions verticales reliant les différents niveaux du réseau : les puits-cheminées. Les morphologies relevées, tant sur leurs parois que sur leurs voûtes, attestent un fonctionnement en régime noyé, interprété comme le refoulement ascendant du système en quête d'exutoire lors de la remontée du niveau de base.

Tant du point de vue hydrodynamique que du point de vue chronologique, le modèle présenté ici est incompatible avec les interprétations antérieures postulant une hydrodynamique gravitaire d'âge implicitement quaternaire.

Ce modèle –conceptualisé à partir des données du karst ardéchois– donne les bases d'une réflexion nouvelle sur les impacts de la crise de salinité. Impacts dont les modalités ne se bornent pas à la seule durée de cette dernière mais concerne également l'ensemble du Pliocène.

### **Remerciements :**

Ce travail est réalisé dans le cadre d'une thèse préparée au CEREGE, il bénéficie de crédits obtenus par réponse à un appel d'offre interne. Nous tenons à remercier Philippe Brunet (club de spéléologie AVENS) pour ses observations lors de ses plongées réalisées dans les réseaux noyés de Saint-Marcel, Marc Favergeon et le Spéléo-Club de Saint-Marcel d'Ardèche pour les nombreuses informations spéléologiques et topographiques ayant été mises à notre disposition, la Mairie de Saint-Marcel d'Ardèche pour son aimable autorisation des visites de la grotte de Saint-Marcel, ainsi que Peter Goossens pour le prêt de photos.

Merci également à Johanna Lofi, Olivier Bellier et Michel Bakalowicz pour leurs critiques constructives et corrections du manuscrit ainsi que Nick Mariner pour sa relecture de la version abrégée en anglais.

Les auteurs tiennent aussi à remercier spécialement Jean-Yves Reynaud pour l'importante contribution qu'il a apporté à ce travail.

## Références

- AUDRA P. (1994). – Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l’Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). – *Karstologia Mémoires*, **5**, 279 p.
- BALLESIO R. (1972) –Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, **53**, 333 p.
- BELLEVILLE L. (1985). – Hydrologie karstique : géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l’Ardèche. – Thèse, *Univ. Sc. Med, Grenoble*, Inst. Dolomieu, 228 p.
- BESSON D., CLAUZON G., COUEFFE R., DEXCOTE Y., FERRY S., GONZALO J., MOCOCHAIN L., PARIZE O., RUBINO JL., SUC J.P. & TESSIER B. (2002). – Le Néogène de bassin d’avant pays rhodano-provençal. – *Livret guide de l’excursion Strati 2002*, 162 p.
- BLANC J.J. (1995). - Etapes et facteurs de la spéléogénèse dans le Sud-Est de la France. *Karstologia*, **26**, 13-26.
- BLANC P.L.(2002). – The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. – *Geodin. Acta*. **15**, 303-317.
- BRUNET P. (2000). – L’Ardèche au Quaternaire. – *Actes de la 10<sup>ème</sup> rencontre d’octobre*, Spéléo-Club de Paris, 11-17.
- CAMUS H. (2003). – Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cénévole : relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. – *Thèse*. Université de Bordeaux III, 720 p.
- CLAUZON G. (1982). – Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du “*Desiccated deep-basin model*” [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. – *Bull. Soc. géol. France*, **24**, 3, 597-610.
- CLAUZON G. (1996). – Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, **1**, 3-22.
- CLAUZON G. (1999). – L’impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l’orogène alpin depuis 20 Ma. - *Et. Géogr. Phys.*, **28**, 33-44.
- CLAUZON G. & RUBINO J.-L. (1992). – Les Gilbert-deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie : des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. *Livret guide de l’excursion ASF*, 127 p.
- CLAUZON G., MANDIER P., AGUILAR J-P., DELANNOY J-J., GUENDON J-L., KLEIN C., MICHAUX J., RUBINO J-L. & VAUDOUR J. (1990). – Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. – *Trav. URA 903*, **XIX**. – Aix en Provence, 71 p.
- CLAUZON G., RUBINO J.-L. & SAVOYE B. (1995). – Marine pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. – *Publ. ASF*. – Paris, **23**, 145-222.
- CLAUZON G., SUC J.P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M.F. (1996). – Alternate interpretation of the Messinian Salinity Crisis : controversy resolved ?. - *Geology* , **24**, 4, 363-366.
- DARLENE M. & GRANGER D.E. (2004). – A late tertiary origin for multilevel caves along the Western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, established by cosmogenic <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be. – *Journal of cave and karst studies*, **66**, 2, 46-55.
- DEBARD E. (1997). – Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. *Quaternaire*, **8**, 2/3, 305-317.
- DEBARD E., FAURE M. & GUÉRIN C. (1994). – Stratigraphie du gisement villafranchien moyen de Saint-Vallier (Drôme). – *C. R. Acad. Sci.*. – Paris, **318**, II, 1283-1286.
- DELANNOY J.-J. (1997). – Recherches géomorphologiques sur les massifs du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogénétiques du karst. *Thèse d’état*, Univ. Grenoble, 678 p.

- DEMARCO G. (1960). – Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **250**, 4013-4015.
- GARGANI J. (2004). – Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien. *C. R. Geoscience*, **336**, 901-907.
- GAUTIER F., CLAUZON G., SUC J-P., CRAVATTE J., VIOLANTI D. (1994). – Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 1103-1109.
- GOMBERT P. (1988). – Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire. *Thèse*. Univ. Montpellier, 483 p.
- GUÉRIN R. (1973). – Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. – *Thèse*, Univ. Montpellier, 113 p.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). – *Science*, **235**, 1156-1167.
- HAUSELMANN Ph. (2002). – Cave and its relationship to Surface Processes : Investigations in the Siebenhengte Region (BE, Switzerland), *PhD Thesis, Hoehlenforschung im Gebiet Siebenhengste-Hohgant*, **6**, 168p.
- HILGEN F. & LANGEREIS C. (1988). – The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* **91**, 214-222.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F. J., RAFFI I., SIERRO F.J. & WILSON D.S. (1999) – Chronology, causes and progression of the Mediterranean salinity crisis. – *Nature*, **400**, 652-655.
- LISMONDE B. (2000). – Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. - *Karstologia*, **30**, 39-46.
- MOCOCHAIN L. (2002). – Utilisation des marqueurs chronostratigraphiques miocènes et pliocènes pour l'étude karstologique et hydrogéologique du Bas-Vivarais (Ardèche, France). *Mémoire de DEA*, Univ. Provence, 43 p.
- PALMER A.N. (1987). – Cave levels and their interpretation. *NSS Bulletin*, **49**, 50-66.
- PALMER A.N. (1991). – Origin and morphology of limestone cave. *GSA Bulletin*, **103**, 1-21.
- SLABE T. (1995). - Cave rocky relief and its speleogenetical significance. *Thesis*, Ljubljana, 128 p.
- VIRET J. (1954). - Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères villafranchiens. - *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat.* Lyon, **4**, 200 p.