REVUE BELGE DE GEOGRAPHIE
107e année — 1983 — Fascicule 4

Manuscrit déposé en septembre 1983

La reculée et le réseau karstique de Bou Akouss (Hammamet, Algérie de l'Est)
Géomorphologie et aspects évolutifs

par Yves QUINIF,
Laboratoire de Minéralogie,
Faculté Polytechnique de Mons.
Centre Belge d'Etudes Karstologiques

RESUME. — *La région de Hammamet constitue un ensemble morphologique structural typique de l'Est-algérien, où une intense néo-tectonique post-miocène s'est exercée sur d'épaisses séries calcaires, ici maestrichtiennes. Devant Hammamet, un puissant escarpement de ligne de failles est coupé perpendiculairement par une reculée : le Chabet de Bou Akouss. Au fond, s'ouvre la grotte de Bou Akouss. C'est l'association entre les phénomènes morphogénétiques épigés et souterrains qui a conduit au développement particulier de ce paysage. Les dépôts quaternaires, largement représentés, permettent de confirmer une morphogénèse due en grande partie à l'action du froid (grandes épaisseurs de gélifracts, cryoturbations) et de fournir une tentative de chronologie. La phase morphogénétique la mieux représentée se situe au Tensiftien, caractérisée par une action importante du froid et des précipitations abondantes.*

L'apport des dépôts provoquant un colmatage de l'émergence, un relèvement du niveau de base s'en est suivi ainsi qu'une submersion de la grotte alors qu'elle connaissait auparavant une circulation cascadante. Actuellement, la cavité est toujours en partie noyée. Le creusement de la reculée et la structuration du réseau karstique sont antérieurs au Tensiftien, tandis que les phases postérieures n'ont plus apporté que des retouches, notamment une succession de recreusements et de colmatages du Chabet, parallèlement à un lent dégagement de l'obstruction de l'émergence.

Mots clés : GEOMORPHOLOGIE, KARST, RECULEE, QUATERNAIRE, ACTIONS DU FROID.

Spéléo Club Constantine

ABSTRACT. — *Near Tebessa, Hammamet's area constitues a typical morpho-structural landscape in the East-Algeria. After the alpine tectogenesis, an intense neotectonics has provoked many fractures, which have cut out thick limestones series. The result is the formation of grabens (like the « Merdja de Tebessa ») and horsts like the escarpment which overlooks Hammamet. In front of this town, this escarpment is broken by a « reculée » : the « Chabet de Bou Akouss ». It is a blind cañon, hollowed maestrichtian limestones, which ends by a cirque. There, a karstic network begins with the Bou Akouss' cave, an active emergence. The Chabet expands on a scissorsfault : the Youkous fault.*

Before the « reculée », was a talweg like other talwegs in front of the escarpment : short, with a great slope and a little discharge. When the Youkous fault worked, the erosion deepened the talweg and the cave could organized itself along associated fractures of Youkous fault. The emergence brought a greater discharge into the « reculée ». This formed till it showed morphology like now, specially the Richter slopes.

The quaternary deposits, broadly represented in this area, confirm large influence of cold morphogenesis : very thick gelifracts deposits, cryoturbations. By them, we can give chronological guiding-marks. The most represented morphogenetic phase is the Tensiftian : very cold, with important discharge in the Chabet (coming from the cave), shaping of the Richter slopes. During this phase, the accumulation of sediments at the bottom of the Chabet provoked an obstruction at the emergence and a flooding of the cave, which knew, before this, a waterfolling circulation. This evolution is recognized by the succession of two speleothems development phases. The older speleothems are « normal », they form into the air. The cave was free of water, which flows at the bottom of the galeries. They are covered by peduncles speleothems, which develop under water, when the cave was filled.

The hollowing of the Chabet and the cave are previous the Tensiftian. One recognizes deposits which belong at these times : red gelifracts with cryoturbations. After Tensiftian, Soltanian brought only alterings of Tensiftian materials and a succession of hollowings into deposits and fillings. During Rharbian, the Chabet knows chiefly linear erosion.

Key-words : GEOMORPHOLOGY, KARST, RECULEE, QUATERNARY, COLD ACTION.

I. Introduction

L'Algérie de l'Est offre de nombreux éléments favorables au développement d'une morphologie karstique : épaisses séries calcaires affectées par une intense néotectonique post-nappes, pluviosité importante sur les reliefs (P.E. COIFFAIT, Y. QUINIF et J.M. VILA, 1975; Y. QUINIF, 1975; 1975 et 1976; 1976). De plus, un vaste champ de recherches en géomorphologie et géologie du Quaternaire est ouvert dans le domaine des Hautes Plaines. Dans ce contexte, la région de Hammamet permet d'étudier toute une gamme de phénomènes : le réseau karstique et la reculée de Bou Akouss, l'escarpement de ligne de failles de Hammamet, les effets du froid durant le Quaternaire, les conséquences de la néotectonique.

Si le karst de cette région a été exploré et étudié à la faveur d'expéditions spéléologiques (Y. QUINIF et P.E. COIFFAIT, 1980), la géomorphologie n'a été que peu abordée. Les effets dus au froid ont suscité quelques études (J. BEAUJEU-

GARNIER, 1955; J.P. TI
holocène (J.L. BALLAIS,
reculée de Bou Akouss et
traits généraux de la morpl
des renseignements précie

II. Les phénomènes

A) *Le paysage*

Au S.W. de Tébessa,
d'effondrement due à la n
topographie uniformémen
une altitude comprise entr

Le passage de la plai
ligne de failles de directio
400 m (fig. 1). Face à Ha
vallée se terminant par un
200 m : c'est la reculée de
la grotte de Bou Akouss e
l'Est est dû à une conjon
karstiques, sous la dépend

B) *Description géol*

L'élément majeur de l
fin-Eocène début-Oligocè
post-Miocène qui, ayant es
l'Eocène, a découpé cette s
grabens sont comblés par d
tandis que les horsts se dre
massifs plus escarpés. Les
tant des escarpements tect

Cet escarpement est s
marnes surmontées d'une
reculée proprement dite s
direction NW-SE. L'actue
d'autre de la reculée indiq
la faille de Youkous; elle a
au niveau de Youkous (fig
n'a plus de rejet visible : c'
où la faille s'amortit. Un i
170° E prend le relais de la

Les calcaires du Sén
cette région, peuvent se div

- A la base, épais d'e
sont datés du Campanien p

Spéléo Club Constantine

GARNIER, 1955; J.P. TIHAY, 1973), ainsi que les problèmes de morphogénèse holocène (J.L. BALLAIS, 1976). C'est pourquoi, tout en mettant l'accent sur la reculée de Bou Akouss et le karst associé, nous ne saurions passer sous silence les traits généraux de la morphologie de surface et les dépôts quaternaires qui apportent des renseignements précieux sur l'évolution régionale.

II. Les phénomènes de surface

A) *Le paysage*

Au S.W. de Tébessa, le vaste plateau de Chéria domine au S.S.E. une plaine d'effondrement due à la néotectonique post-fin-Miocène : la Merdja de Tébessa. De topographie uniformément plane, à peine entaillée par quelques oueds, elle s'étend à une altitude comprise entre 810 et 830 m, celle du plateau oscillant autour de 1300 m.

Le passage de la plaine au plateau se fait à Hammamet par un escarpement de ligne de failles de direction générale N 50° E, présentant une dénivellation de 300 à 400 m (fig. 1). Face à Hammamet, cet escarpement est entaillé par une profonde vallée se terminant par un cirque aux parois hérissées de pitons ruiniformes de plus de 200 m : c'est la reculée de Bou Akouss (fig. 2). Au fond de cette dernière se localisent la grotte de Bou Akouss et son émergence. Ce relief exceptionnel dans l'Algérie de l'Est est dû à une conjonction de la morphogénèse extérieure et des phénomènes karstiques, sous la dépendance des climats quaternaires et de la structure géologique.

B) *Description géologique*

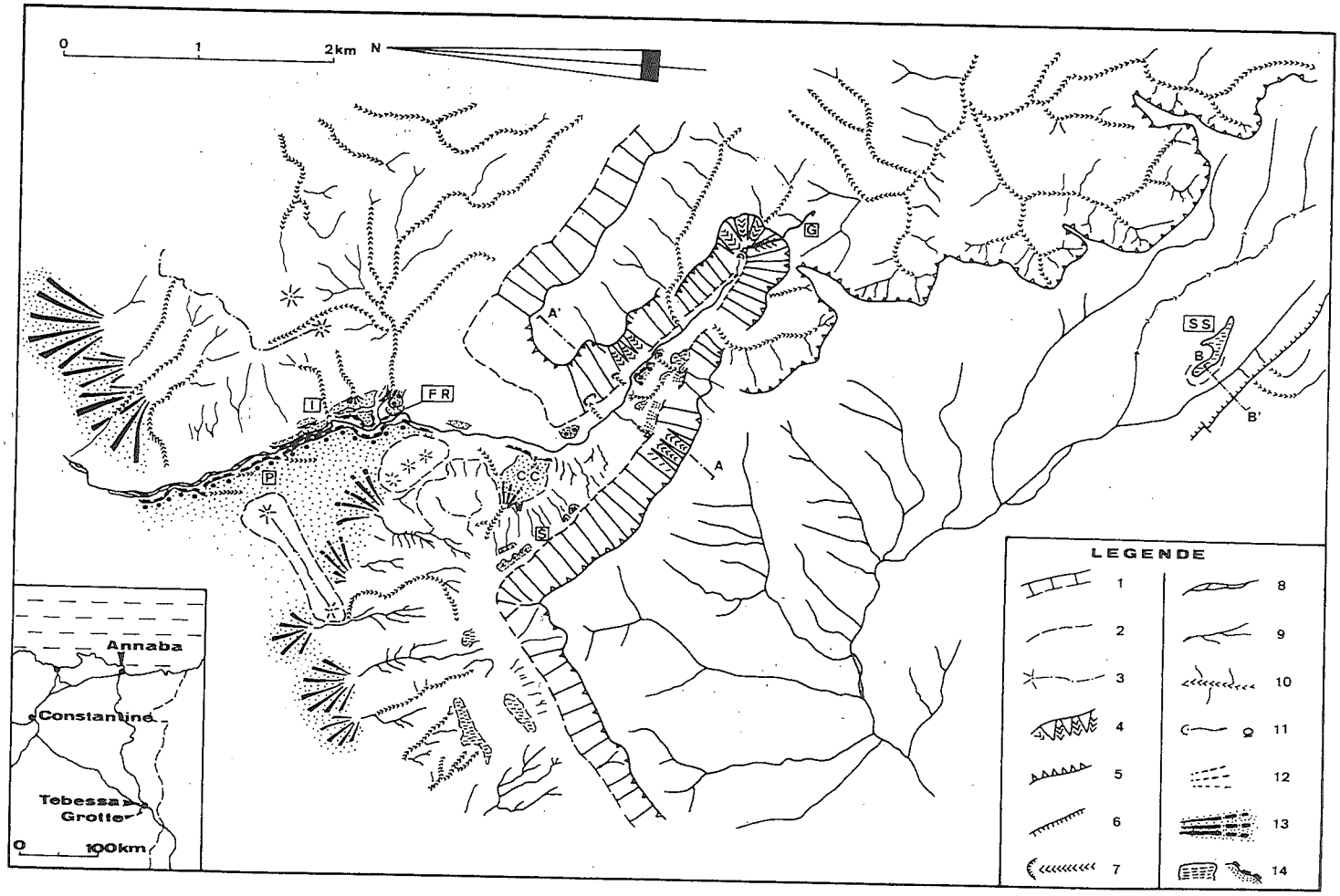
L'élément majeur de la structure régionale est le relief plissé de direction SW-NE fin-Eocène début-Oligocène. Le paysage actuel est dû à une forte néotectonique post-Miocène qui, ayant essentiellement affecté marnes et calcaires du Crétacé et de l'Eocène, a découpé cette structure régionale en une série de horsts et de grabens. Les grabens sont comblés par des matériaux détritiques arrachés aux reliefs environnants, tandis que les horsts se dressent en plateaux tels celui dominant Hammamet, ou en massifs plus escarpés. Les deux entités sont séparées par des failles normales délimitant des escarpements tectoniques dont fait partie celui de Hammamet.

Cet escarpement est sculpté dans le Sénonien supérieur, montrant dans le bas des marnes surmontées d'une puissante série calcaire horizontale (fig. 3a et 3b). La reculée proprement dite s'est incisée dans les calcaires maestrichtiens suivant une direction NW-SE. L'actuelle différence d'altitude de la base des calcaires de part et d'autre de la reculée indique que celle-ci a exploité une faille de direction N 135° E : la faille de Youkous; elle a abaissé le compartiment NE d'une cinquantaine de mètres au niveau de Youkous (fig. 8). Au fond de la reculée où s'ouvre la grotte, cette faille n'a plus de rejet visible : c'est donc une faille en ciseaux et la reculée cesse à l'endroit où la faille s'amortit. Un important faisceau de diaclases verticales d'orientation N 170° E prend le relais de la faille, guidant en partie le développement de la grotte.

Les calcaires du Sénonien supérieur, particulièrement bien développés dans cette région, peuvent se diviser en 3 termes :

- A la base, épais d'environ 15 mètres, des calcaires marneux, blancs, crayeux, sont datés du Campanien par G. DUROZOY (fig. 4).

Spéléo Club Constantine



Spéléo Club Constantine

Fig. 2. *Vue panoramique de la reculée.* La photo est prise d'un des hauts niveaux du versant gauche. Les versants de Richter, de part et d'autre du Chabet, se terminent au fond par le cirque aux parois ruiniformes. Au centre de la photo, le village de Youkous s'est développé le long d'un ruisseau issu d'une émergence située à droite. Au centre droit de la photo, des cônes d'éboulis toujours actifs prolongent sur les marnes les versants de Richter.

Fig. 1. *Schéma géomorphologique de la région de Youkous et localisation du site.*
1. Versant de Richter - 2. Versant concave, marquant la transition entre le versant proprement dit et l'épandage inférieur - 3. Ligne de crête avec sommet - 4. Versant ruiniforme (à pitons) - 5. Corniche - 6. Petit escarpement tectonique - 7. Cirque (d'origine nivale) et son talweg exutoire - 8. Talweg du Chabet, avec chenaux anastomosés - 9. Oueds du plateau (réseau de type II) - 10. Talwegs à section en V, à pente forte, très imprimés (réseau de type III) - 11. Emergence karstique de Bou Akouss - 12. Cône d'éboulis de gravité - 13. Glacis d'épandage passant au glacis d'ennoyage - 14. Replat d'origine incertaine et surface d'accumulation (terrasse aux abords du Chabet) avec rebord abrupt - I : niveaux inférieurs (sans signe caractéristique) - P : niveau principal (avec cercles noirs) - S : niveaux supérieurs (avec triangles noirs) - C.C. : complexe sédimentaire du Chabet du cimetière - F.R. : confluence du four romain - G. : tracé de la grotte - S.S. : surface supérieure du plateau - A.A' : section de la figure 8.

Spéléo Club Constantine

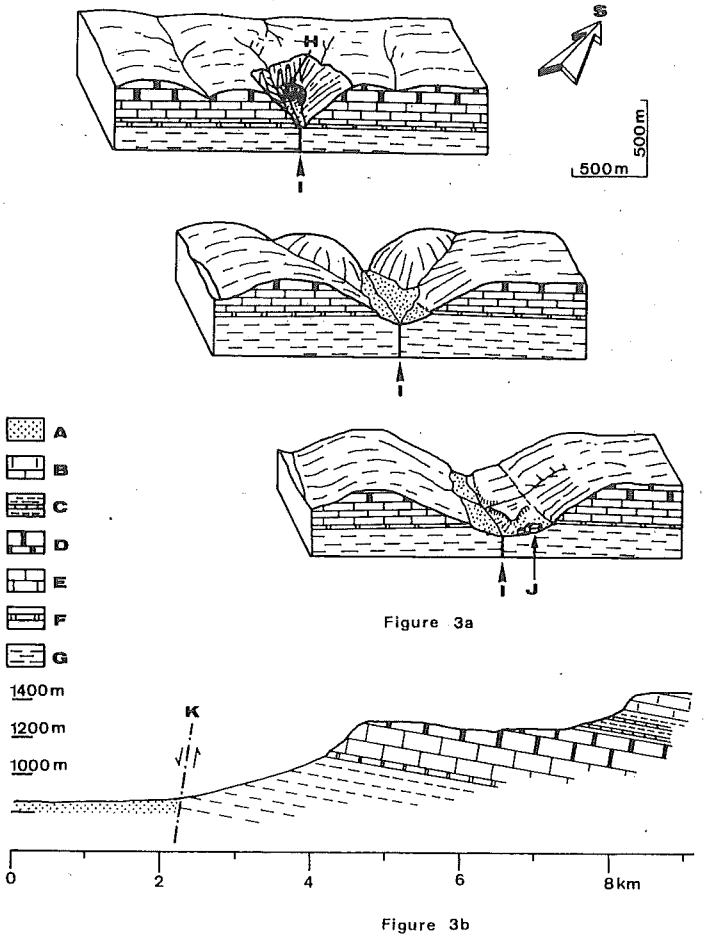


Fig. 3a. *Blocs structuraux du Chabet Bou Akouss* (d'après P. E. COIFFAIT).

Fig. 3b. *Coupe géologique à N 175° E,* passant par le point de coordonnées (876,5 - 944,5). Cette coupe est grossièrement perpendiculaire à l'escarpement et passe au sud de Hammamet. Les altitudes sont exagérées 2,5 fois par rapport aux longueurs horizontales.
A : Dépôts plio-quaternaires; B : calcaire éocène; C : marnes et marno-calcaires paléocènes; D : calcaire du Maestrichtien supérieur; E : calcaire du Maestrichtien inférieur; F : calcaire campanien (formant corniche); G : marnes du Sénonien inférieur; H : grotte de Bou Akouss; I : faille de Youkous; J : village de Youkous; K : groupe des failles normales.

Spéléo Club Constantine

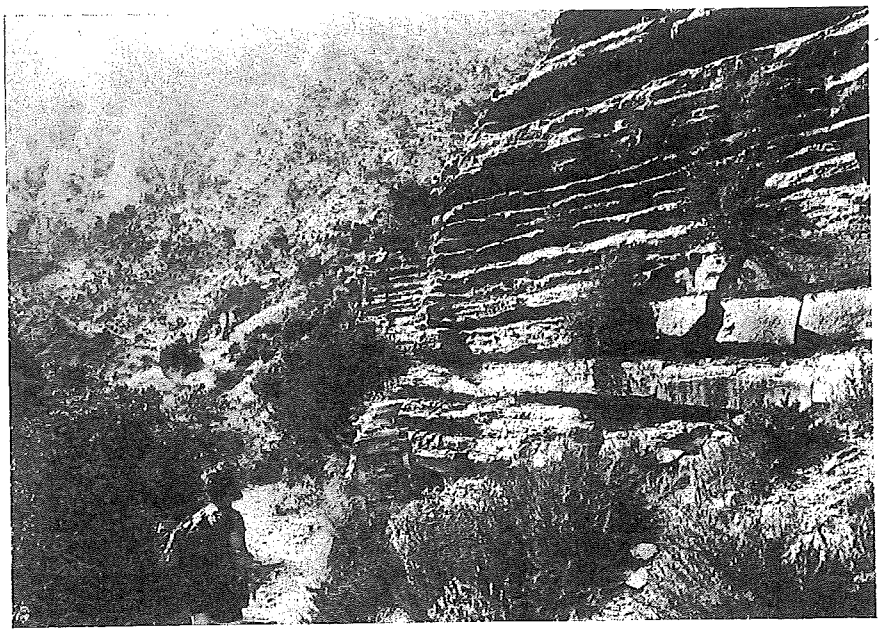


Fig. 4. *Escarpement des calcaires campaniens, base de la série calcaire de Youkous* (rive gauche du Chabet).

- Viennent ensuite une centaine de mètres de calcaires marneux blancs.
- Terminant cette série carbonatée, une assise de 100 mètres environ de calcaires blancs, massifs, bien lités, à nombreuses empreintes d'Inocérames, forme, en surface quasi-structurale, le plateau au-dessus de la grotte.

Au-dessus de cette série calcaire, viennent des marnes et marno-calcaires du Paléocène. Visibles à certains endroits sur le plateau, ils sont surmontés par des calcaires éocènes, ces derniers constituent la partie sommitale des collines qui dominent le plateau au S de Hammamet (fig. 3b).

C) *Le contexte géomorphologique régional*

Dans son ensemble, le relief est d'origine structurale en raison des mouvements néotectoniques post-nappes de la fin du Miocène et du Plio-Quaternaire. L'escarpement limitant le plateau est dû au jeu des failles normales; ses pentes sont comprises entre 30 et 35° sur les calcaires, 20 et 30° sur les marnes. Celles du revers, surface légèrement disséquée par des oueds peu imprimés, n'atteignent pas 10°. Dans le voisinage de la reculée, la surface du revers est accidentée d'une butte-témoin sculptée dans le sommet de la série stratigraphique : marnes et marno-calcaires sous-jacents surmontés des calcaires éocènes (fig. 3b). Une avant-butte ne possède plus le chapeau calcaire : sa surface supérieure est coupée par une surface d'érosion encroûtée.

Spéléo Club Constantine

Nous nous trouvons dans une région de transition caractérisée par des influences froides et arides : le glacis est un élément caractéristique et très répandu dans toute la région. D'autre part, d'énormes accumulations de gélifracts, des cryoturbations, des versants réglés, des niches de nivation, des traces de coulées de solifluxion constituent des témoins de morphogénèses dues au froid.

Le chevelu hydrographique régional auquel appartient la reculée peut être divisé en 4 types de réseau d'après leurs caractères morphologiques.

Type I - Réseau de front d'escarpement

Les oueds, qui défoncent le front de l'escarpement et coulent vers le Merdja trouvent leur origine sur le calcaire tandis que leur partie en aval s'imprime dans les marnes. Par érosion régressive, ils mordent progressivement sur le revers. Leur pente est forte mais le débit est limité par un bassin d'alimentation très réduit. La reculée, qui appartient par essence à ce type, en est à la fois l'exemple le plus exacerbé et le plus particulier : elle doit son individualité à la tectonique et aux phénomènes karstiques associés.

Tableau 1

Caractéristiques des réseaux hydrographiques

	N	L	S	$d=\frac{L}{S}$	$l=\frac{L}{N}$	$c=\frac{N}{S}$
Ia	70	14.05	2.75	5.11	0.20	25
Ib	65	9.52	1.59	5.99	0.15	41
IIa	28	19.05	5.78	3.30	0.68	5
IIb	28	12.02	2.98	4.03	0.43	9
III	65	22.62	5.14	4.40	0.35	13
IV	33	17.86	4.25	4.20	0.54	8

Ia : Front de cuesta juste au sud-ouest de Hammamet.
Ib : Front de cuesta quelques km au sud-ouest de Hammamet.
IIa : Revers de cuesta : plateau au sud de Hammamet.
IIb : Revers de cuesta : plateau, en arrière de IIb.
III : Réseau du flanc E du plateau.
IV : Réseau sur marnes.
N : Nombre de talwegs; L : longueur totale des talwegs (km).
S : Surface (km²); d : densité; c : concentration; l : longueur moyenne par talweg.

Type II - Réseau de revers d'escarpement

Peu incisés et à faible pente (moins de 1 %), les oueds forment ici un large réseau hiérarchisé. Ils coulent soit sur le calcaire, soit sur des altérites qu'ils recoupent aisément. Ils ne sont affectés par aucun phénomène karstique.

Spéléo Club Constantine

Type III - Réseau du flanc E du plateau

Les oueds entaillent ici profondément le plateau, traversant souvent le calcaire de part en part jusqu'aux marnes, de nouveau sans trace de karstification. Ce réseau est dentritique, ramifié à l'extrême.

Type IV - Réseau sur marnes

Ces oueds coulent directement sur les marnes, sans trace de la couverture calcaire qui fut enlevée par érosion à la suite de mouvements tectoniques.

La différenciation des types de réseaux est à relier aux influences de la tectonique (création de l'escarpement de ligne de failles) et de la lithologie (réseau sur calcaire ou sur marnes). Il est intéressant de les comparer sur la base d'arguments quantitatifs obtenus à partir des photographies aériennes. Pour cela, définissons pour une surface donnée S, représentative d'un type de réseau, la longueur totale des talwegs L et leur nombre N. Il est ainsi possible d'obtenir 3 grandeurs qui rendent compte, en partie tout au moins, des caractères des réseaux : la densité $d = L/S$, la concentration $c = N/S$ et la longueur moyenne de talweg $l = L/N$. On voit que les surfaces choisies ne sont pas égales, ce qui introduit une erreur (mauvaise représentativité des petites surfaces par rapport aux grandes). Le diagramme $c = f(l)$ (fig. 5) montre que les points se placent sur une courbe en puissance du type $y = ax^b$ où les réseaux de front de l'escarpement se regroupent par rapport aux autres. Ceci semble indiquer que les types III et IV dérivent du type II et ne sont individualisés que par une évolution plus poussée : enfoncement plus rapide et modification de la surface du plateau.

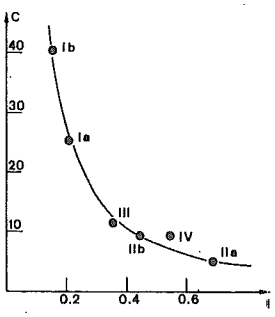


Fig. 5. *Diagramme de la concentration de talwegs $c = N/S$ en fonction de la longueur moyenne de talweg $l = L/N$* (N = nombre de talwegs pour une surface représentative S, L = longueur totale de ces talwegs). Les points représentant les divers types de réseaux hydrographiques suivent une fonction $C = 3{,}15. \times l^{-1.33}$ avec un coefficient de corrélation de 0,99. Il apparaît que les deux réseaux de front d'escarpement de ligne de failles se distinguent des autres. Ces derniers semblent bien avoir une origine commune : la dissection du plateau.

Spéléo Club Constantine

D) *La reculée*

Le Chabet Bou Akouss est bien une reculée au sens classique du terme (FENELON, 1967) : une vallée fermée relativement courte (quelques kilomètres) se terminant en amont par un cirque où jaillit une émergence de type karstique. Le contexte régional est également analogue au point de vue morpho-structural au plateau de Lons-le-Saunier (Jura) échancré par les reculées classiques, par exemple du point de vue de l'inféodation aux accidents structuraux (FRACHON, 1975). Par contre, il existe des différences, secondaires mais très significatives, notamment l'allure des versants, qui, ici, sont réglés.

1°) *Description*

Partant de l'émergence, le cirque amont est dominé de parois abruptes, ciselées en pitons ruiniformes, la reculée sensu stricto se développant en ligne droite sur 2 km. La ligne de partage des bassins versants superficiels entre la reculée et un réseau de type III est très proche de la partie en amont du cirque. Quelques talwegs assurent une transition entre le plateau et le Chabet : au fond du cirque (fig. 6), rive droite et rive gauche. Leur profil en long montre un tronçon en aval en forte pente (26°, 30°, 30°) précédé d'un secteur en amont à pente beaucoup plus faible (2 à 3°). 2 km en aval du cirque terminal, le Chabet sort de la partie encaissée rectiligne en prenant une direction N-S.

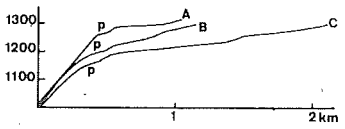


Fig. 6. *Profils en long des affluents de la reculée.*
A : Affluent de la tête de la reculée; B : Affluent de la rive gauche; C : Affluent de la rive droite. Ils montrent une allure semblable : une section amont à faible pente, correspondant au Chabet lorsque celui-ci présentait un profil à enfoncement lent à altitude plus élevée, et une section aval à forte pente séparée de la précédente par une rupture de pente (p), correspondant à un approfondissement rapide du Chabet.

2°) *Les versants*

Le modelé des versants est dû aux influences litho-structurales et climatiques. Les premières sont à la base des pentes différentes sur calcaires maestrichtiens et marnes sous-jacentes, séparés par la corniche abrupte des calcaires campaniens. L'importance des fractures verticales sur la morphologie du cirque est également évidente (faces verticales planes des pitons et morphologie de ceux-ci) (fig. 7).

Quant aux actions climatiques, les niches en fauteuils en face de Youkous et dans les parties hautes du cirque suivies là de talwegs qui contournent et isolent les pitons indiquent clairement une origine nivale. Les conséquences d'une morphogénèse due au froid se manifestent aussi par la présence des versants de Richter.

En effet, les versants sur calcaires maestrichtiens sont en général très bien réglés. Trois profils sur le versant gauche, faisant face au N.N.E., nous fournissent respectivement les pentes 39°, 31° et 33°, calculées par régression linéaire sur, respectivement,

Spéléo Club Constantine

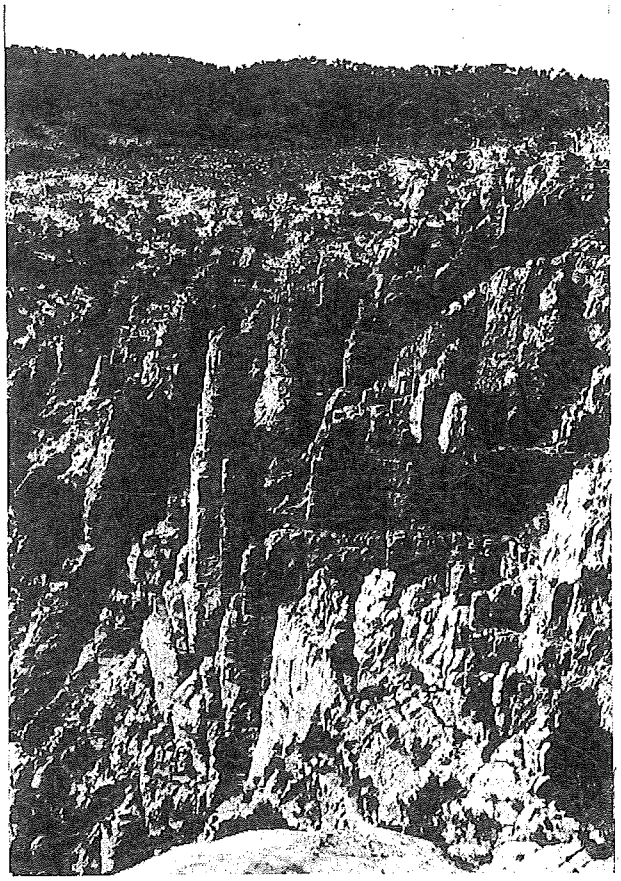


Fig. 7. *Les pitons du cirque amont de la reculée.* On distingue très bien les grandes fractures verticales associées à la faille de Youkous (calcaire maestrichtien).

25, 25 et 21 points. Cette méthode permet d'apprécier l'écart à la linéarité grâce aux coefficients de corrélation r^2 : 0,9986, 0,9978, 0,9978; nous sommes là très proches de la ligne droite. Ces pentes sont dépourvues de dépôt mais sillonnées de talwegs rectilignes et peu profonds.

Les résultats sont plus complexes pour le versant de rive droite (pour le seul calcaire maestrichtien). La section de la figure 8 montre une pente de 32° pour la partie inférieure (e-f) et de 23° au-dessus d'une inflexion (g-h). Un profil en amont de Youkous donne une pente de 36°, valeur analogue à celles du versant de rive gauche; une autre plus en aval n'est que de 25°. Quant aux pentes développées dans les marnes sous-jacentes, elles oscillent entre 15 et 25°.

Spéléo Club Constantine

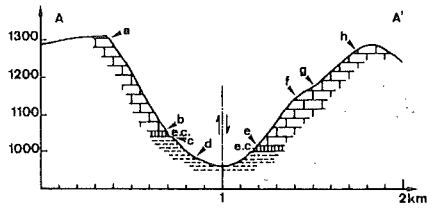


Fig. 8. *Section AA' du Chabet.*
De bas en haut, on voit les marnes du Sénonien inférieur, l'escarpement dû au calcaire campanien (e.c.) et enfin, les calcaires du Maestrichtien. A cet endroit, la faille de Youkous montre un rejet de 50 m. Les pentes sont calculées par régression linéaire, le coefficient de corrélation r^2 permet d'estimer l'écart à la linéarité. Nous avons les valeurs suivantes :

ab : 39°	$r^2 = 0{,}9986$:	versant de Richter sur calcaire maestrichtien nu
cd : 25°	$r^2 = 0{,}9978$:	versant sur marnes
ef : 32°	$r^2 = 0{,}9974$:	versant de Richter sur calcaire maestrichtien
gh : 23°	$r^2 = 0{,}9987$:	versant de Richter sur calcaire maestrichtien recouvert d'un manteau de déblais

On voit que l'exposition seule n'explique pas les différences puisque des versants réglés exposés au N.N.E. ou au S.S.W. peuvent donner des valeurs analogues. Le versant de rive gauche se distingue de l'autre par une grande uniformité et une absence de dépôts. Or, là où le versant de rive droite est nu, nous trouvons la valeur de 36°, la plus forte. Ces dépôts expliquent les pentes plus faibles, « empâtant » le versant et limitant l'érosion par rapport à un versant nu ou recouvert de dépôts régulièrement en mouvement. Ce problème de l'évacuation des déblais se pose en termes de la compétence du cours d'eau dans le Chabet qui, seul, a pu évacuer les dépôts de bas de pente, dégageant ainsi la corniche campanienne. Notons enfin que le versant de rive droite, là où des dépôts plus abondants existent, est recouvert de végétation plus touffue, ce qui contribue à expliquer les pentes plus faibles en fixant le manteau de débris.

3°) *Evolution géomorphologique*

La reculée appartient au type I de réseau hydrographique. Elle se distingue néanmoins très fortement des talwegs voisins de même type : élaboration poussée, pente beaucoup plus faible, morphogénèse complexe. La faille de Youkous joue un rôle fondamental en provoquant la genèse et en orientant l'évolution de la reculée. Les phénomènes karstiques, profitant du réseau de grandes fractures verticales à l'extrémité du Chabet, étendent par la voie souterraine le bassin d'alimentation de ce dernier à une partie de la surface du plateau, apportant ainsi d'importants débits à ce talweg de type I.

Les versants de Richter, autre caractéristique de la reculée, ont été acquis en cours d'évolution d'une vallée préexistante plus étroite. En effet, un versant de Richter ne peut se former que si le niveau inférieur du versant reste stable pendant une longue période. Les facteurs génétiques sont clairs : l'action du gel sur des roches très gélives, l'évacuation des débris de bas de pente par le torrent issu de la grotte. Les petits talwegs linéaires, peu incisés, sont des retouches aux versants de Richter, donc

Spéléo Club Constantine

postérieurs à l'action des facteurs génétiques responsables de ces derniers (NICOD, 1969; CARDON, 1976).

Les profils en long des talwegs affluents apportent des indications sur le paysage avant la formation des versants de Richter (fig. 6). L'amont à faible pente constitue des reliques correspondant à un ancien niveau du Chabet, situé vers 1200 m d'altitude, reliques bien sûr dégradées par l'érosion ultérieure. La très forte pente des parties en aval indique que le Chabet s'est ensuite rapidement approfondi, l'érosion régressive étant faible sur les affluents en raison des petits débits. Cette brusque accélération du creusement du Chabet peut être due à une amplification du mouvement de la faille de Youkous, allant également de pair avec une structuration du réseau karstique, pourvoyeur de grandes quantités d'eau.

E) *Les dépôts quaternaires*

Leur étude détaillée sort du cadre de cet article. Néanmoins, étant diversifiés et abondamment représentés, quelques points seront repris qui apportent de précieuses données sur les facteurs morphogénétiques.

1°) *Les terrasses et niveaux associés de la reculée*

Le dispositif de la confluence du four nous permet d'observer l'ensemble des bas niveaux (fig. 9, 10). Le lit majeur montre un matériel fluviatile lavé à gros galets roulés. Un groupe de niveaux inférieurs (I_1 et I_2) est constitué de matériel essentiellement colluvial : gélifracts centi-à décimétriques, parfois quelques lits à sédiments plus fins, noirs, à nombreuses coquilles de gastéropodes (fig. 11 : échantillons Y 79/7 et Y 79/8). Un affleurement de I, face à l'oued, montre un fragment de « petit haut-fourneau », probablement d'origine romaine ou apparentée, coupé par l'érosion dans la rive concave d'un méandre. Ce recul de 5 à 6 m est une estimation de l'érosion latérale qui s'y exerce depuis quelque 1500 ans.

Le niveau principal P présente le maximum d'extension et de témoins. Il est aisément reconnaissable à son matériel : essentiellement fluviatile le long du Chabet, à gros galets plats et émoussés, roulés, parfois mélangés à un matériel plus fin, le tout stratifié. En s'éloignant du talweg principal, le matériel fluviatile passe latéralement à des dépôts limoneux, avec gélifracts et passées argileuses.

D'autres niveaux supérieurs existent, parfois bouleversés par une tectonique quaternaire avec discordances angulaires et niveaux encroûtés interstratifiés.

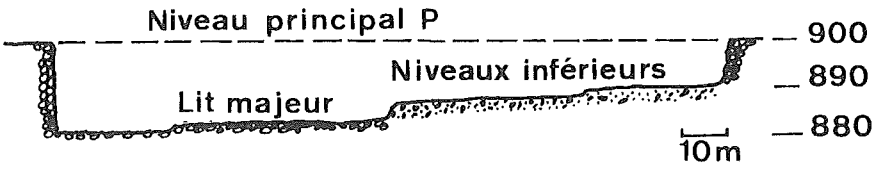


Fig. 9. *Dispositif de la « confluence du four romain ».*
L'ensemble des bas-niveaux comprend le lit majeur du Chabet (Rharbien), 2 niveaux inférieurs I1 et I2 (Soltanien), formés de matériel gélifracté (I2 étant encroûté à une cinquantaine de mètres de là) et le niveau principal P (Tensiftien), essentiellement fluviatile à cet endroit.

Spéléo Club Constantine

Fig. 10. *Le talweg du Chabet et les bas niveaux aux environs du confluent du four romain.* P : niveau principal à éléments fluviatiles. I : niveaux inférieurs colluviaux.

2°) *Les dépôts de pentes*

Les versants, hormis les versants de Richter déjà cités, sont souvent enfouis sous une couche, puissante parfois de plus de 10 m, de fragments calcaires centimétriques plats, anguleux, accompagnés d'une matrice fine peu abondante (échantillons Y 79/4 et Y 79/5). Des incisions dues à des torrents permettent d'observer un matériel non stratifié, englobant çà et là des blocs décimétriques, entaillé de recreusements de quelques mètres de large et de profondeur et remplis de sédiments de même type avec parfois une tendance à la stratification. L'ensemble est recouvert par une couche siège d'une pédogénèse actuelle. Des involutions (fragments plats orientés) dues à l'action du gel se rencontrent à toutes profondeurs. Non loin de la surface, une croûte blanche se trouve présente un peu partout dans la région, y compris sur le plateau. Les dépôts de pente sont en connexion topographique et morphologique avec le niveau principal P (coupe le long de l'affluent de rive droite à la confluence du four romain).

Enfin, au bas des talwegs rectilignes incisant superficiellement les versants de Richter de la reculée, de gros éboulis s'accumulent en cônes encore fonctionnels. L'accumulation se produit au niveau de la rupture de pente au contact calcaires-marnes.

3°) *Les dépôts de plateau*

La surface plane du plateau, aux environs de la reculée, est couverte par une croûte corrélable par sa position et sa morphologie à la croûte superficielle de versant.

Spéléo Club Constantine

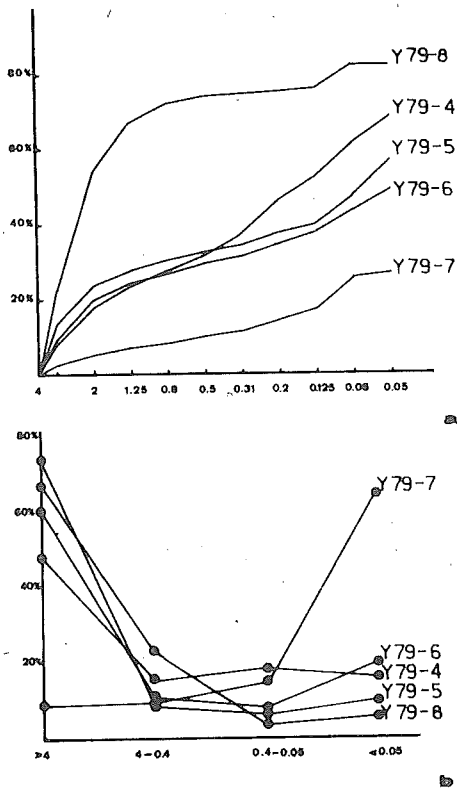


Fig. 11. *Granulométrie de quelques sédiments quaternaires.*
a : Courbes cumulatives pour les particules situées entre 4 et 0,05 mm.
b : Histogrammes à 4 composantes tenant compte de la totalité de l'échantillon.
Y 79/4 : dépôts de pente.
Y 79/5 : dépôts de pente, comblant un sillon.
Y 79/6 : lit maigre du niveau I2, près du four romain.
Y 79/7 : lit gras du niveau I2, près du four romain.
Y 79/8 : niveau I2.
Seul Y 79/7 se distingue nettement : il comprend du sol remanié avec des gélifracts. Les autres sont des ensembles de gélifracts typiques. Notons que Y 79/8 possède une plus grande proportion de particules millimétriques : c'est un niveau de type glacis. Y 79/5 a une charge très grossière un peu augmentée par rapport à Y 79/4, due à l'enlèvement des fins lors du transport.

Dans le centre de cuvettes exoréïques très peu profondes, la croûte est recouverte par un ensemble superficiel constitué d'une succession de lits gras (terre noire ayant subi une évolution pédogénétique) et de lits maigres (gélifracts à galets centimétriques).

Une surface supérieure apparaît au sommet d'une colline à sommet plat sculpté dans les marnes et marno-calcaires du Paléocène. Elle est constituée d'un horizon

Spéléo Club Constantine

limoneux brunâtre à indurations calcaires surmonté de 2 à 3 m de galets calcaires émoussés (calcaire à Inocérames) encroûtés (fig. 12).

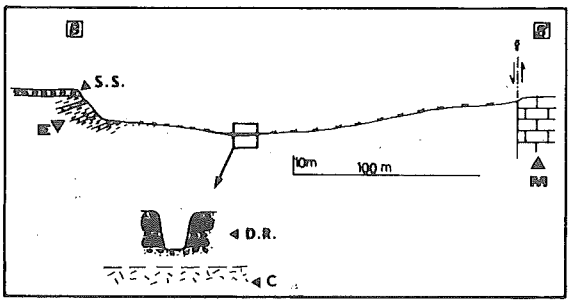


Fig. 12. *Coupe BB' sur le plateau.*
Elle montre à gauche la surface supérieure (S.S.) qui tronque l'Eocène marneux et marno-calcaire (E). Le recouvrement de cette surface comprend des galets du Maestrichtien qui ne peuvent provenir que de la droite, là où une faille (f) fait remonter le Maestrichtien (M). De plus, cette surface est encroûtée. Le cartouche grossi au centre du talweg fait apparaître des dépôts récents (D.R.), alternance de lits maigres à gélifracts et gras à humus noir remanié. Ces dépôts reposent sur une croûte (C) visible non loin de là.

4°) *Discussion*

D'une façon générale, l'action du froid avec fragmentation par gélifraction, déplacement en masse du matériel le long des versants et ravinements, traces de cryoturbation, fut intense à certaines époques. Son action morphogénétique est fondamentale; elle s'inscrit dans la morphologie (versants de Richter, niches de nivation). La terrasse principale P témoigne d'un ruissellement intense. Ce dernier ne se traduit pas de la même manière le long des affluents qui sont essentiellement encombrés de gélifracts. Cet épisode climatique est morphogénétiquement très actif : les dépôts associés sont très puissants et très étendus. Le Chabet connaît un débit important fourni par l'émergence de Bou Akouss. Les autres talwegs témoignent de l'influence du gel et des transports en masse, avec quelques ruissellements modestes attestés par les intercalations limoneuses et argileuses. Les phases postérieures se caractérisent par plusieurs comblements successifs des talwegs (y compris le Chabet) entrecoupés de creusements attestant aussi d'écoulements fluviatiles.

III. Les phénomènes souterrains : la grotte de Bou Akouss

A) *Morphologie*

La grotte de Bou Akouss, nichée au fond de la reculée, constitue l'aval d'un collecteur et, de ce fait, présente une grande unité de structure. Néanmoins, 3 parties morphologiquement distinctes se suivent (fig. 13). Faisant suite à l'entrée, plusieurs

Spéléo Club Constantine

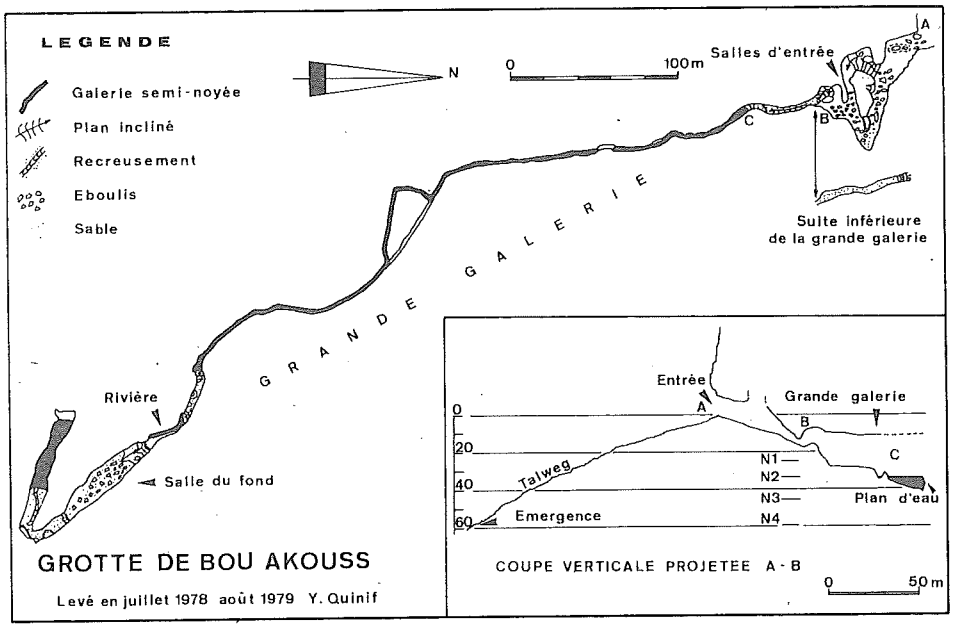


Fig. 13. *Plan de la grotte de Bou Akouss.*
Les 3 parties morphologiquement distinctes apparaissent nettement : les salles d'entrée, la grande galerie semi-noyée et la salle du fond. La grande galerie se vide régulièrement par l'émergence, la grotte se remplissant à nouveau lors des crues. En carton, la coupe de l'extrême amont du Chabet et des premiers conduits de la grotte montre différents niveaux (N1, N2) atteints par l'eau dans la grande galerie. Ces niveaux sont toujours perchés au-dessus de l'émergence qui vidange constamment la grande galerie; N1 = niveau en avril 1975; N2 = niveau en août 1975; N3 = point le plus bas de la galerie; N4 = altitude de l'émergence en avril 1975.

salles, de quelque 10 m de large et atteignant parfois 15 m de haut, sont encombrées d'éboulis hérissés de plusieurs massifs stalagmitiques. En plus des formes de décollement associées aux éboulements, les voûtes montrent de grandes coupoles métriques, asymétriques, indiquant un courant du fond vers l'entrée. Par endroits, des sédiments sableux témoignent par des ripple-marks frais du passage annuel de l'eau.

Faisant suite, la grande galerie constitue l'ossature de la cavité. Large en moyenne de quelques mètres mais haute parfois de plus de 30 m, elle est constamment envahie par une eau quasiment stagnante. Sa profondeur varie de 10 m en aval à 1 m en amont (mesures faites en étiage), remontée régulière coupée par un seuil de 3 m.

Enfin, le fond de la cavité est constitué d'un complexe de vides plus importants : la galerie s'élargit pour se transformer en salle allongée contenant éboulis, dépôts fins de crues, gros massifs stalagmitiques. On y trouve un segment de rivière avec eau cascadante et un lac qui termine la grotte en amont. La voûte montre des coupoles allongées sur fractures.

Spéléo Club Constantine

B) *Le concrétionnement stalagmitique*

Deux types de concrétionnement se rencontrent dans la grotte. Le premier type groupe des stalactites et stalagmites « classiques », présentes partout dans la cavité, y compris sous le niveau d'eau de la grande galerie. Le second type comprend des petits pédoncules de 1 à 10 cm de long pour un diamètre de 1 à 5 cm, recouvrant uniformément les parois de la grande galerie vers l'aval d'une couche épaisse parfois de plus de 10 cm. Ce concrétionnement très fragile, la calcite étant mêlée intimement à du limon de crue, recouvre également les stalagmites de la grande galerie.

C) *Comportement hydraulique de la cavité*

La surface de l'eau dans la grande galerie est située en étiage (mesures en juillet et août) à 25 m au-dessus de l'émergence nichée au fond du Chabet. Lors des crues provoquées par la fonte des neiges à la fin de l'hiver ou par une suite d'orages d'été, la cavité se remplit complètement et les eaux sortent alors par l'entrée de la grotte. Ensuite, la galerie se vide lentement par les émergences inférieures, l'apport de la petite rivière en amont ne suffisant pas à compenser l'évacuation par l'émergence.

D) *Evolution de la cavité*

Le régime hydraulique de la cavité fut par le passé différent de l'actuel. En effet, le concrétionnement de second type (petits pédoncules) est lié à la zone de battement : les pédoncules croissent dans l'eau (POMAR, GINES, GINES, 1979). Les deux phases de concrétionnement impliquent ainsi une évolution particulière de la grotte : la grande galerie n'était pas noyée alors que les stalagmites se développaient à tous les niveaux. D'après la topographie du bed-rock, un ruisseau devait y cascader. Ensuite, le développement du second type de concrétionnement implique la submersion de la grotte. Une circonstance extérieure est donc venue bouleverser les circulations souterraines en remontant le niveau de base. L'hypothèse la plus vraisemblable est la présence d'une charge détritique au fond de la reculée.

La coupe des zones de la grotte proches de l'entrée indique que cette dernière a fonctionné comme une émergence vauclusienne dans le passé, avant l'épisode « cascadant ». Les microformes de type coupole, visibles dans les salles d'entrée et dans la salle du fond se rattachent, au moins en grande partie, à cet épisode en karst noyé. Les cheminées qui s'élèvent au-dessus de la salle d'entrée constituent d'anciens conduits canalisant l'eau vers des évents supérieurs, lorsque l'altitude du Chabet était plus grande.

IV. Relations entre phénomènes de surface et souterrains

A) *Rapports entre karstification et contexte morpho-structural*

L'alimentation du réseau de Bou Akouss est constituée par les infiltrations dispersées sur quelque 45 km² de plateau (en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 30 % et d'un volume évacué annuellement de 6.10^6 m³). Aucune perte d'oued massive ou partielle n'a été décelée par les prospections. Le drainage

Spéléo Club Constantine

concentré est dû au faisceau de grandes diaclases verticales de direction N 170° E qui guident en grande partie l'orientation de la grotte, le lieu d'émergence se trouvant à l'intersection de ces diaclases et de la fin de la faille de Youkous au fond de la reculée.

Différents sondages effectués sur le plateau par les services de l'Hydraulique, que nous remercions ici, en particulier leur directeur, M. MESAADI, montrent que la surface piézométrique dans le calcaire maestrichtien remonte vite en amont de la cavité vers la surface du plateau. Ce calcaire, dans les zones à l'écart du bord du plateau, ne constitue pas la roche magasin. Seule une frange se trouve être karstifiée.

B) *Rapports entre karstification et évolution de la reculée*

La présence de l'émergence qui alimente en crue un puissant cours d'eau a un impact immédiat sur l'érosion qui s'exerce dans la reculée. Si nous comparons cette situation à une zone de front d'escarpement de ligne de failles non karstifiée, on voit que les talwegs de cette dernière allient une forte pente favorisant l'érosion à un très petit bassin d'alimentation qui joue en sens inverse en ne fournissant que des faibles débits. A Bou Akouss, le réseau karstique détourne par la voie souterraine au profit du front une part importante de l'eau tombée sur le plateau. Nous sommes ainsi en face d'un torrent court mais connaissant de très forts débits dès son origine, cette situation étant exacerbée lors de certains épisodes climatiques quaternaires.

V. Conclusions

C'est la tectonique qui impose les grands traits du paysage : escarpement de ligne de failles normales, position de la reculée sur une faille en ciseaux, réseau karstique au fond de celle-ci. La reculée présente des caractéristiques classiques pour cette forme : vallée assez courte se terminant à l'amont par un cirque, couches marneuses inférieures formant talus. Néanmoins, différence importante, les versants calcaires ont évolué en versants de Richter, indiquant une longue élaboration à l'air libre avec stabilisation du niveau de bas de versant.

Précédant la reculée proprement dite, une ancienne vallée se développa avec un niveau de base relativement stable pendant une période assez longue. Un approfondissement brusque de cette vallée est imputable au mouvement de la faille avec drainage karstique provenant du réseau de Bou Akouss. Le Chabet s'enfonce très rapidement, profitant de l'érosion due à la rivière sortant de la grotte, qui fonctionne alors en permanence en émergence vauclusienne. C'est de cette époque que nous situons la structuration de la cavité en karst noyé. L'érosion régressive consécutive se propage lentement dans les affluents vu leur faible débit, en générant une portion en aval à forte pente. Ce rôle prépondérant de la tectonique dans le creusement est constaté dans tout le Maghreb (COUVREUR, 1976).

Les dépôts permettent de fixer des jalons et de préciser certaines actions morphogénétiques. Le niveau P est un pivot de l'évolution par son importance : il témoigne d'une période à climat rude, avec gel important et forte humidité, aboutissant à une morphogénèse très active. Cet épisode se termine par un encroûtement blanc, relativement dur et feuilleté. Ces caractéristiques morpho-climatiques et l'encroûtement permettent d'attribuer cette période au Tensiftien, par analogie avec d'autres sites de l'Algérie de l'Est (MARRE, QUINIF, LAHONDERE, VILLA, 1977;

Spéléo Club Constantine

Tableau 2

Synthèse de l'évolution régionale

Evolution karstique	Evolution de la reculée	Facteurs morphogénétiques
	Réseau hydrographique de front de cuesta sans individualisation du Chabet	
Début d'une karstogénèse ?	Talweg à l'emplacement du Chabet, correspondant aux sections amonts à faible pente des affluents	Creusement linéaire assez lent (pas d'apport karstique)
Structuration de la grotte. Evolution en zone noyée avec émergence vauclusienne	La reculée commence à s'approfondir rapidement	Creusement fluviatile linéaire par le débit venant de la grotte (influences périglaciaires alternant avec des climats plus chauds)
Grotte en zone dénoyée, régime cascadant, 1re génération de concrétions (stalagmites)	Le Chabet atteint à peu près sa profondeur actuelle	
Le niveau de base remonte : régime noyé ou amphibie Formation de la 2e génération de concrétions (pédonculaires)	Obstruction des basses émergences par charge détritique Formation des versants de Richter, des niches de nivation, des pitons	Fortes influences périglaciaires : gélifractions, cryoturbations
	Incision des petits talwegs linéaires sur les versants	Succession comblements - incisions dans le Chabet
		Dernière incision (historique)

Spéléo Club Constantine

ques	Tectonique	Dépôts	Chronologie
	Jeu des failles bordant le fossé (qui se continuera par la suite)	Essentiellement le remplissage du fossé	
ire as- apport	Début du mouvement de la faille de Youkous	Premiers dépôts supérieurs du Chabet ?	
tile li- it ve- e (in- ciaires s cli-	Mouvement accéléré de la faille de Youkous. Fractures associées	Dépôts supérieurs du Chabet	
	Le complexe du Chabet du cimetière est sans cesse en activité subsidente	Tous les niveaux supérieurs sont réalisés	
pé- lifrac- ns		Niveau principal P, Dépôts de pente	Tensiftien
ments Cha-		Niveaux inférieurs	Soltanien
histo-			Rharbien

Spéléo Club Constantine

MARRE, QUINIF, 1981) ou du Djurdjura (TIHAY, 1972). De plus, l'étagement des formes confirme cette hypothèse puisque le niveau principal est le dernier niveau à consolidation généralisée. Nous attribuons la formation des versants de Richter à cette période. Les niveaux inférieurs sont ainsi soltaniens, période à épisodes de ravinement et léger encroûtement intermédiaire (sommet du niveau I_2), qui correspond à nouveau à ce que l'on trouve dans d'autres régions de l'Algérie de l'Est (MARRE, 1979). Le Rharbien est représenté par le lit majeur de l'oued. Les talwegs linéaires incisant les versants de Richter sont post-tensiftiens. La submersion de la grotte, par contre, est attribuable au Tensiftien lui-même, par l'abondance de la charge sédimentaire pour colmater les émergences basses. Avant le Tensiftien, la cavité connaissait une évolution en régime dénoyé cascadant, lui-même précédé d'une longue évolution en zone noyée.

Dans cette conception, la reculée était déjà aussi profonde au Tensiftien. Sa formation et son approfondissement s'inscrivent donc au Quaternaire ancien. De là datent les hauts niveaux rouges, témoins d'une vallée à laquelle correspondent les portions en amont des affluents.

*
* *

Je tiens à profiter de cet article pour remercier ceux sans qui ce travail serait resté lettre morte : les autorités algériennes, la population de Hammamet, les amis spéléos ayant participé aux expéditions « Youkous 78 » et « Youkous 79 » dont Claude VANDECATSYE qui s'est chargé des analyses granulométriques et Philippe COIFFAIT avec qui j'ai eu de multiples discussions, qui éclairèrent notamment les concepts géologiques. Enfin, mes amis Christian DUPUIS et Alain MARRE revirent ce manuscrit et en discutèrent avec moi : qu'ils en soient remerciés.

BIBLIOGRAPHIE

BALLAIS J.L. (1976), « Morphogénèse holocène dans la région de Chéria (Nementchas-Algérie) », *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens,* Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V, pp. 127-130.

BEAUJEU-GARNIER J. (1955), « Sur la présence de formations du type dit « périglaciaire » en Algérie orientale, *C.R.A.S., CCXL,* pp. 1246-1248.

CARDON M. (1976), « Observations sur la formation des versants régularisés ou versants de Richter », *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens,* Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V, pp. 25-27.

COIFFAIT P.E., QUINIF Y., VILA J.M. (1975), « Histoire géologique et karstifications des massifs néritiques constantinois (Algérie) », *Ann. Spéléo., 30, 4,* pp. 619-627.

COUVREUR G. (1976), « Le creusement des vallées dans le Haut-Atlas Central calcaire (Maroc) », *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens,* Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V, pp. 109-112.

FENELON P. (1967), « Vocabulaire français des phénomènes karstiques » in *Phénomènes karstiques,* pp. 13-68, Mém. et doc. du C.N.R.S., vol. 4, 392 pp.

Spéléo Club Constantine

FRACHON J.C. (1975), « Etude géomorphologique des reculées du Jura lédonien », *Cahiers de Géogr. de Besançon, n° 24,* pp. 77-115.

MARRE A. (1979), *Géomorphologie et néotectonique du bassin de Tamalous (Kabylie de Collo, Algérie),* Travaux de la R.C.P. 461, C.N.R.S.

MARRE A., QUINIF Y. (1981), « Le Djebel Guérioun : étude géomorphologique et évolution quaternaire d'un massif calcaire des Hautes Plaines Constantinoises (Algérie) », *Méditerranée, n° 4,* pp. 3-13.

MARRE A., QUINIF Y., LAHONDERE J.C., VILA J.M. (1977), « Le relief karstique et la géologie du versant nord du Djebel Zouaoui (Constantine, Algérie) », *Méditerranée, n° 2,* pp. 45-54.

NICOD J. (1969), *Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire,* Thèse lettres, Ed. Ophrys, Gap, 557 pp.

POMAR L., GINES A., GINES Y. (1979), « Morfologia, estructura y origen de los espeleotonas epiacuaticos », *Endins, n° 5-6,* pp. 3-17.

QUINIF Y. (1973), « Contribution à l'étude morphologique des coupoles », *Ann. Spéléol., 28, 4,* pp. 565-573.

QUINIF Y. (1975), « Grottes perchées du Constantinois. Relations avec la néotectonique », *Bull. Soc. Hist. d'Afr. du Nord, 66, 3 et 4,* pp. 117-126.

QUINIF Y. (1975 et 1976), « Les karsts du Constantinois. Aspects spéléologiques », *Subterra, n° 64,* pp. 14-25; *n° 65,* pp. 18-22; *n° 66,* pp. 11-25; *n° 67,* pp. 16-30; *n° 68,* pp. 11-19.

QUINIF Y. (1976), « Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens de type haut-alpin », *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., XVIII, 1,* pp. 5-18.

QUINIF Y., COIFFAIT P.E. (1980), « La grotte de Bou Akouss (Hammamet, Algérie) », *Spelunca, 3,* pp. 98-104.

RENAULT P. (1967), « Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse », *Ann. Spéléol., 22, 2,* pp. 211-267.

TIHAY J.P. (1972), « Modèles cryonival et glaciaire dans la haute montagne algérienne. L'exemple de la chaîne du Djudjura (Grande Kabylie) », *Rev. Géogr. Montr. XXVII, n° 4,* pp. 447-463.

TIHAY J.P. (1973), « Note sur quelques paléoformes « périglaciaires » observées en Algérie orientale », *Méditerranée, n° 3,* pp. 37-48.

Spéléo Club Constantine