Chaouki

REVUE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET DE GÉOLOGIE DYNAMIQUE
(2), VOL. XVIII, FASC. 1, pp. 5-18, PARIS, 1976

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE MORPHOLOGIQUE DES KARSTS ALGÉRIENS DE TYPE HAUT-ALPIN

par Yves QUINIF *

RESUME. — Deux régions typiques en Algérie sont examinées du point de vue de leurs karsts haut-alpins : le Djurdjura et les massifs calcaires du « môle » néritique constantinois. Dans chaque cas, les contextes géographique, géologique et climatique sont esquissés avant de passer à la description des champs de lapiés (formes et microformes) et de dolines. Nous examinons ainsi les modalités d'existence et de développement de ces ensembles de formes karstiques par rapport aux pentes, à la tectonique, à la nature des roches et aux paléoclimats. Nous voyons de quelle manière corrosion et gélifraction interfèrent. Il apparaît entr'autre que la dissection intense des lapiés de fissures du Djurdjura est une conséquence directe de la tectonisation de la dorsale calcaire dans cette région et d'une continuité relative des paléoclimats : pas de phase glaciaire ou périglaciaire hautement destructrice des formes karstiques de surface. Un des résultats de cette caractéristique est l'évolution vers un stade de lapiés à aiguilles. L'évolution des dolines à partir de niches nivéo-karstiques de versants est clairement mise en évidence. Enfin, les karsts constantinois fournissent des données intéressantes concernant leur évolution passée.

ABSTRACT. — The high-alpine karst formations have been studied in two typical regions of Algeria — the Djurdjura Mountains and the uplifted zone of sublittoral sedimentation in the Constantine region known as the " môle néritique constantinois ". In each case the geographical, geological and climatic data are briefly considered, and this is followed by a study of lapies (landforms and microforms) and dolonas fields. Morphogenesis and developments of grykes and sink-holes have been studied with reference to slope, tectonics, lithological considerations and climatic sequence. The influences of corrosion and frost-breaking are to be observed. Also it appears that the extreme dissection by fissure of the Djurdjura grykes stems directly from tectonic activity in the limestone ridge, aided by relative climatic continuity — no highly destructive glacial or periglacial phase has interfered with the surface karst; and one of the results has been development of needle-shaped lapies. Sink-holes have developed from snow hollows on the slopes. In particular the karst formations of the Constantine region have provided interesting data on past evolution.

INTRODUCTION

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés en premier lieu à un recensement des formes et microformes karstiques de surface ainsi que leur description dans le cadre des karsts de type haut-alpin. Pour cela, nous avons considéré des exemples situés dans deux régions : le haut Djurdjura (Grande Kabylie) et les hauts massifs calcaires du Constantinois (Est algérien). Ensuite, l'accent a été mis sur l'aspect génétique et évolutif de ces karsts haut-alpins : relations morpho-structurales et morpho-climatiques. Cette démarche nous a amené à tenir compte des paléoclimats et de leur influence sous deux aspects : soit continuité dans l'évolution, soit paléo-formes situées à présent dans un autre contexte morpho-climatique nous renseignant sur l'extension passée de ce karst.

Ceci, néanmoins, ne constitue qu'une première approche pour plusieurs raisons. La première, et la plus évidente, est que nous n'avons pas étudié en détail tous les karsts de type haut-alpin des régions considérées (difficultés d'accès, manque de temps). Sur le Djurdjura, notre étude se limite principalement à la région centrale entourant la dépression fermée de Tizi Boussouïl. Nous avions en effet activement prospecté cette zone lors d'expéditions spéléologiques (Y. Quinif, 1973). Notons cependant que de rapides incursions dans d'autres zones nous ont permis de constater la similitude des différentes dispositions karstiques dans le Djurdjura. La seconde raison est que ce travail se base sur des données morphométriques, structurales

* Université de Constantine, Algérie. *Adresse personnelle* : rue de la Place 30, 7401 Naast, Belgique.

Spéléo club Constantine

Chaouki

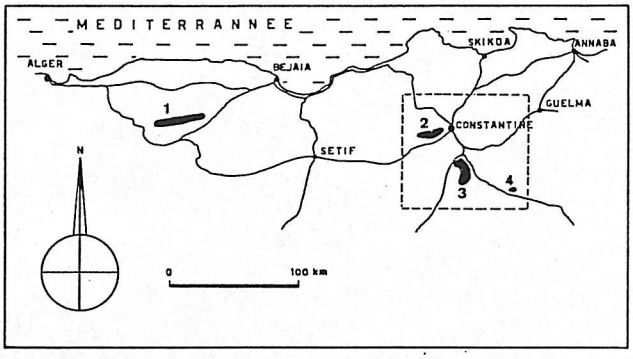

FIGURE 1
Localisation des régions étudiées.

En 1, la chaîne du haut-Djurdjura. La ligne interrompue délimite l'extension des massifs constantinois. Nous en avons individualisé 3 parmi les plus importants; 2 : le Chettabah; 3 : l'ensemble Fortass-Guérioun; 4 : le Sidi R'Gheiss.

et climatologiques. La suite consistera à établir des données plus précises sur le climat et ses variations en fonction de l'altitude et de la latitude (installation de stations), à étudier de façon quantitative les karsts actuels et fossiles (études sédimentologiques, datations, ...), à déterminer précisément l'érosion des calcaires (tranche enlevée annuellement en fonction de sa position topographique), la genèse de certaines microformes, l'influence des mouvements tectoniques récents, ainsi que de dresser les cartes géomorphologiques des régions karstifiées.

I. — LE KARST DU HAUT-DJURDJURA

A. Le cadre naturel

1° *Caractères topographiques.*

D'une façon générale, le Djurdjura apparaît comme une succession de hautes crêtes calcaires parallèles. La chaîne en elle-même est étroite, sa largeur dépassant rarement la dizaine de kilomètres. Par contre, les formes sont très vives, le relief est abrupt, les pentes très fortes. Les points culminants : Lala Khedidja (2 308 m), Ras Timédouïne (2 305 m) et une dizaine d'autres sommets dépassant les 2 000 m d'altitude dominent de plus de 1 000 m le pays environnant, ensemble de sommets arrondis et de vallées. De plus, le Djurdjura compte très peu de surfaces horizontales, d'origine structurale ou morphologique. Les chaînons calcaires se terminent presque toujours par des crêtes aiguës. Ils sont séparés les uns des autres par de profondes vallées.

Habituellement, le Djurdjura est divisé en quatre zones (J. Flandrin, 1952) :

a) Les chaînons septentrionaux : Kouriet, djebel Tiassassin, Tarzous bou Arous, articulés sur le point culminant de cet ensemble : le pic Pressoir ou Tizi Guessig (2 102 m).
b) Les plus grosses masses calcaires sont groupées dans

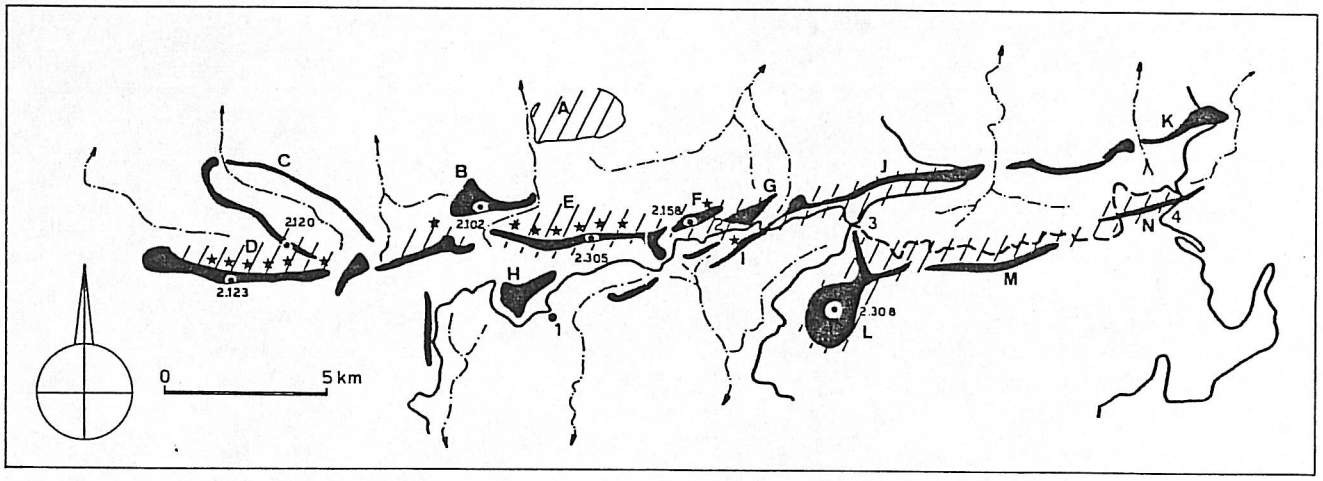

FIGURE 2
Plan schématique d'ensemble du Haut-Djurdjura.

A : Djebel Kouriet; B : Djebel Tiassassine; C : Tarzous Bou Arrous; D : Haïzer; E : Ras Timédouïne; F : Azérou ou Gougane; G : Azérou Thaltat; H : Ras Tigounatine; I : Terga Iroumienne (« M'Ta Roumi »); J : Adrar Timésouïne; K : Azérou Tidjer; L : Lala Khedidja; M : Azérou Madène; N : Massif de Tirourda.
En 1, nous avons la station de Tikjda, le long de la route du Djurdjura. Le point 2 représente la cuvette fermée de Tizi Boussouïl. En 3, nous avons le col de Tizi n'Kouilal et en 4 le col de Tirourda. Les étoiles situent les principaux champs de lapiés. En traits d'axe, nous avons les talwegs.

Spéléo club Constantine

l'ensemble Haïzer - Ras Timédouïne - Azérou ou Gougane - Azérou Thaltat.

c) Au SE, nous trouvons des crêtes plus allongées et plus étroites : Ras Tigounatine - Terga Iroumienne - Adrar Timésouïne - Azérou Tidjer (la Terga Iroumienne est notée Terga m'ta Roumi sur la carte).

d) Enfin, dans une position méridionale, culmine le Lala Khedidja, point culminant de la chaîne, gros massif pyramidal prolongé à l'Est par l'Azérou Madène et le massif de Tirourda. La totalité de la haute chaîne se trouve sur les deux feuilles de la carte au 1/50 000 : Bouïra (n° 66) et Tazmalt (n° 67).

La figure 2 illustre et résume ces données topographiques. Elle est simplifiée à dessein pour mettre en évidence les structures principales et les lapiés les plus importants.

2° *Aperçu géologique* (J. Flandrin, 1952).

Dans la zone qui nous intéresse, les couches les plus anciennes (conglomérat, grès, schiste) sont attribuées par Flandrin au Carbonifère. Suivent les roches permo-triasiques principalement constituées de grès rouges. L'Infra-Lias, comprenant surtout des dolomies, précède le Lias inférieur qui nous intéresse de prime abord : 40 m de calcaires variés et 400 m de calcaires massifs (pour le massif Haïzer-Akouker). Suivent les calcaires lités du Lias supérieur (150 à 200 m). Nous n'énumèrerons pas de nombreux étages qui ne jouent aucun rôle important dans notre étude. On ne peut néanmoins passer sous silence des couches à faciès flysch attribuées par Flandrin à l'Oligocène et qui se trouvent en position anormale sur tous les terrains antérieurs.

En ce qui concerne les phénomènes karstiques, c'est le Lias inférieur qui est principalement affecté des plus beaux champs de lapiés, de dolines, d'avens.

Du point de vue tectonique, sans entrer dans le détail, nous sommes surtout intéressés par le fait que les calcaires liasiques sont fortement écaillés et chevauchants. Souvent, les bancs sont quasiment redressés à la verticale, ce qui aura une importance fondamentale dans la morphologie des lapiés.

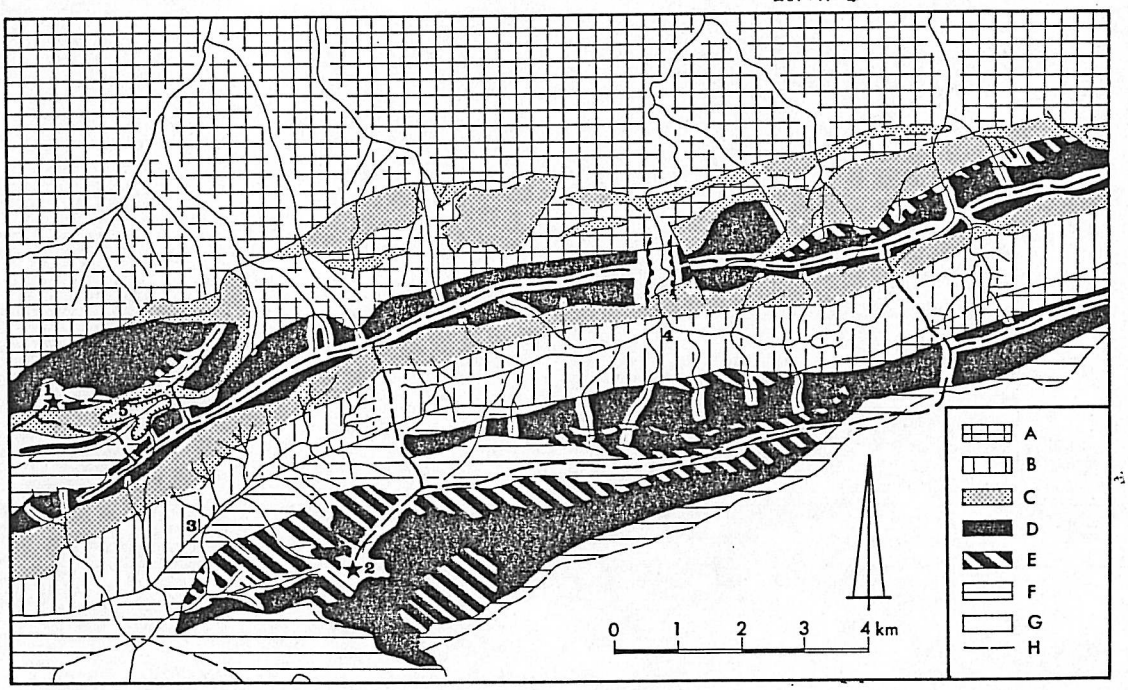

FIGURE 3
Esquisse géologique, tirée de J. Flandrin (1952).

A : Schistes cristallins; B : Carbonifère : conglomérat, grès, schistes; C : Trias : conglomérats et grès rouges; D : Lias inférieur : calcaires massifs parfois dolomitisés; E : Lias supérieur : calcaires lités; F : Oligocène : faciès flysch (grès-marnes-calcaires); G : Flysch crétacé de la bordure sud; H : Lignes de crêtes ou de partage des eaux; 1 : Azérou ou Gougane; 2 : Lala Khedidja; 3 : Oued Tizi n'Kouilal; 4 : Oued el Hammam; 5 : Cuvette fermée de Tizi Boussouïl.

Plusieurs relations morpho-structurales apparaissent. Les lignes de crêtes suivent généralement les calcaires massifs du Lias qui restent en relief par rapport aux couches environnantes. On remarque aussi le bassin subséquent de l'oued el Hammam, creusé dans les roches carbonifères et triasiques, entouré au Nord et au Sud des calcaires. L'oued, au centre de la cuvette, perce la barrière de l'Adrar Timésouïne par une gorge épigénétique. Notons que l'oued Tizi n'Kouilal creuse son talweg également dans le Carbonifère et l'Oligocène. Ses affluents descendent des hauteurs calcaires, soit de la Terga Iroumienne, soit du Lala Khedidja.

Enfin, la cuvette fermée de Tizi Boussouïl (5) se localise entre les masses liasiques de l'Azérou ou Gougane, le Thaltat et la Terga Iroumienne. Son substratum est principalement formé du Trias et de l'Oligocène.

Spéléo club Constantine

3° *Caractères morphologiques.*

Le caractère dominant est évidemment cette succession de crêtes vives avec leurs abrupts qui se terminent à la base par des talus d'éboulis. Le réseau hydrographique comprend deux types d'écoulements concentrés. Les plus gros collecteurs sont constitués de profondes vallées subséquentes coupant parfois épigénétiquement les crêtes.

Citons l'oued el Berd prolongé en amont et vers l'Est par l'Irhzer Tizi n'Kouilal enserrant au Nord et à l'Ouest le Lala Khedidja, creusant leurs talwegs dans les couches plus tendres du Carbonifère et de l'Oligocène. L'oued el Hammam est aussi caractéristique. Son bassin d'alimentation se creuse d'une façon subséquente dans le Carbonifère. Il en sort par la percée épigénétique de la barrière calcaire Adrar Timésouïne - Azérou Tidjer à Aït Ouabane (fig. 3).

Le second type d'écoulement concentré est représenté par des talwegs extrêmement raides descendant les versants suivant la ligne de la plus grande pente.

La morphologie karstique impose son cachet aux affleurements calcaires. Elle comprend évidemment les champs de lapiés et de dolines que nous examinerons plus loin. Nous avons également des pertes de ruisseaux, une grande dépression fermée et composée : Tizi Boussouïl (A. Bélin, 1941).

Enfin, l'influence du froid compte parmi les processus morphogénétiques importants (J.C. Tihay, 1973). Nous verrons plus loin comment la gélifraction interfère avec la dissolution.

4° *Eléments climatologiques.*

Nous devons nous contenter de peu de données car les secteurs situés à haute altitude ne sont pas encore équipés de stations. La carte pluviométrique la plus récente (M. Chaumont et C. Paquin, 1971) nous indique que les zones perchées à plus de 1 700 m d'altitude bénéficient de plus de 2 000 mm de hauteur de précipitations. Les lapiés étudiés se trouvent dans cette zone. Elle est entourée d'une auréole dans laquelle la hauteur des précipitations varie entre 1 500 et 2 000 mm, elle-même bordée d'une zone arrosée de 1 200 à 1 500 mm d'eau. Cette dernière zone descend en dessous de 1 000 m d'altitude.

D'autre part, une grande partie de ces précipitations se fait sous forme de neige. Nous ne possédons pas de données quantitatives. Aïn-el-Hammam (ex-Michelet), localité située à 10 km au Nord de la chaîne et à 1 080 m d'altitude, connaît 28 jours d'enneigement par an pour une pluviométrie de 1 145 mm (P. Seltzer, 1946).

Qualitativement, il est important de noter deux remarques. La première est la fréquence élevée des gelées nocturnes suivies de dégel journalier. Cette oscillation est un des facteurs favorisant l'actuelle gélifraction, de même que la faiblesse relative de la couverture neigeuse. Deuxièmement, le Djurdjura connaît fréquemment plusieurs couvertures neigeuses successives au cours du même hiver.

B. Les lapiés

1° *Microformes* [1].

Nous commencerons par l'examen des formes de détail pour les intégrer ensuite dans un ensemble plus vaste. Deux types de formes sont à mentionner.

a) *Formes liées à la fissuration.*

Nous distinguons d'imposants Bogaz [2] (ruelles de karst) se développant au détriment de failles. Leur largeur atteint plusieurs mètres, leur profondeur 10 à 20 m, leur longueur plusieurs dizaines de mètres. Moins développés sont les Kluftkarren (lapiés de diaclases), les fentes élargies ayant quelques décimètres. Par contre, des zones peu étendues sont profondément sculptées de lapiés de joints de stratification, grâce aux bancs relevés à la verticale.

b) *Formes de ruissellement.*

Les plus imposantes sont les énormes cannelures de mur, certaines dépassant 50 cm de diamètre. Les parois des Bogaz sont particulièrement hachées par ces cannelures verticales, parallèles entr'elles, qui se comptent par dizaines. Sur les grandes dalles obliques se développent les rigoles (Rinnenkarren) et les méandres (Maanderkarren).

On compte très peu de microformes telles que les empreintes de pas (Trittkarren), les Kamenitzas (petites cuvettes à encorbellement), ..., ceci étant peut-être lié à l'absence de surface calcaire plane. C'est également cette absence de surface qui explique en partie l'inexistence de table de lapiaz (Karrentisch) et, au contraire, le fort développement des épines de lapiaz, aiguilles qui atteignent parfois plusieurs mètres de développement vertical. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce sujet.

1. Nous utilisons la nomenclature présentée par B. Gèze (1973) dérivée essentiellement de celle de A. Bögli (1960). Nous n'employons pas le terme de Rillenkarren à cause de la confusion qui pourrait exister au sujet du terme « cannelures ». Les cannelures de mur que nous décrivons sont en fait des Wandkarren (J. Nicod, 1967).

2. Bogaz : terme slovène, synonyme de Karstgasse.

Spéléo club Constantine

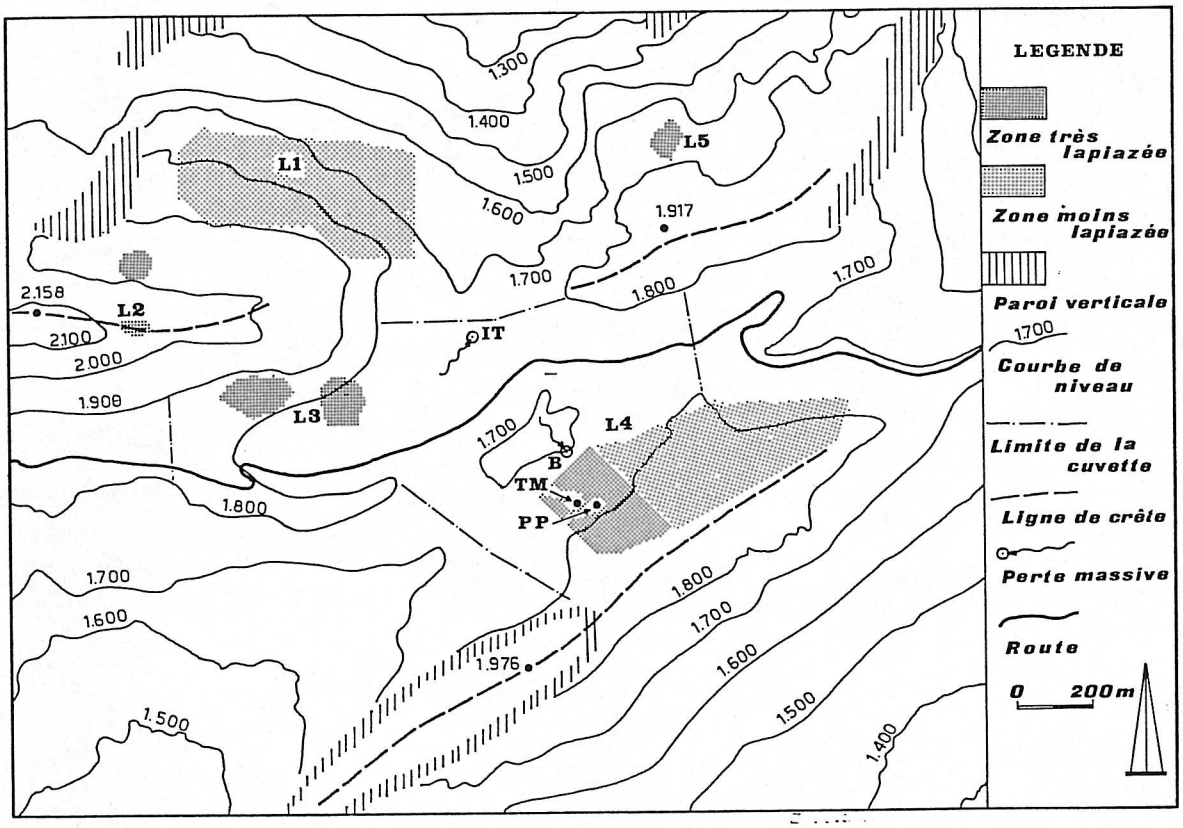

FIGURE 4
La dépression fermée de Tizi Boussouïl et les lapiés étudiés.

L1 : Lapiés de pente du versant nord du Gougane; L2 : Lapiés de crête du Gougane; L3 : Lapiés de ruissellement, versant sud du Gougane; L4 : Lapiés de fissures de la Terga Iroumienne; L5 : Lapiès du Thaltat; IT : Inker Temdat : gouffre-perte du torrent de la cuvette nord; B : Anou Boussouïl; TM : Tessereft Messaoud : aven de 100 m de profondeur occupé par des névés; PP : Anou « pas-vu-pas-pris » : Aven permettant d'atteindre les conduits d'écoulement des eaux de fonte des névés souterrains.

2° *Types de lapiaz.*

a) *Surfaces susceptibles d'être lapiazées.*

L'allure de ces surfaces va, en effet, conditionner en grande partie les types de lapiaz. Comme nous l'avons déjà remarqué, il n'y a pas de surface horizontale. Quant aux surfaces inclinées, nous pouvons distinguer deux cas possibles :

1) *Surfaces dont la pente est inférieure à* 45°. Le meilleur exemple est le lapiaz de la Terga Iroumienne. A cette catégorie, on peut rattacher les lapiés de crêtes (arête du Gougane) et les petits lapiés qui attaquent les bords des dolines (dolines du Thaltat par exemple) [3].

2) *Surfaces dont la pente est supérieure à* 45°. Il s'agit en fait de presque tous les versants. Les exemples les plus typiques sont les zones lapiazées du versant sud de l'Azérou ou Gougane. Dès lors, on constate que les deux catégories de surfaces montrent chacune des caractères appartenant de façon prépondérante à deux types extrêmes de lapiaz.

b) *Lapiés de fissures.*

Ils se rencontrent sur les surfaces du type 1. Le ruissellement superficiel est réduit à peu de chose. Le caractère extrême est la présence de Bogaz aux parois cannelées. C'est le lapiaz de la Terga Iroumienne qui s'approche le mieux de ce type. On y rencontre de nombreux Tesserefts (puits à neige) d'une vingtaine de mètres de profondeur mais dont certains se prolongent verticalement en avens proprement dit (le tessereft Messaoud, par exemple, Y. Quinif, 1973). On constate également la présence de pitons très développés parfois hauts de plusieurs mètres (lapiaz à pitons), portions de lames rocheuses isolées par l'exacerbation des cannelures verticales géantes qui se recoupent.

3. Les différents lapiés cités sont portés sur la figure 4.

Spéléo club Constantine

c) *Lapiés de ruissellement.*

Ils sont plus caractéristiques des surfaces du type 2 qui exacerbent les ruissellements sur de grandes dalles obliques. C'est le domaine des Rinnenkarren et, moins fréquemment, des Maanderkarren. On rencontre encore des cannelures de mur plus modestes qui découpent les parois de fissures ouvertes jouant le rôle de drains. Par contre, les Rinnenkarren, en se prononçant à l'extrême individualisent des aiguilles, formes analogues à celles des lapiés de fissures.

Un des lapiés du versant S du Gougane peut servir d'exemple. La figure 5 en montre une coupe très schématique. En dessous d'un versant non lapiazé se situent de grandes dalles obliques disséquées par des Rinnenkarren si la pente dépasse 60°, par des Maanderkarren sur les pentes inférieures à 60°. Plus bas, se rencontre la zone de dissection maximum avec aiguilles. Les fissures, exploitées par la corrosion, donnent naissance à des murs cannelés. Elles se transforment parfois en puits d'une dizaine de mètres de profondeur au maximum qui donnent accès à une zone inférieure, petits couloirs encombrés d'éboulis. Plus rarement, un de ces puits se prolonge en aven vrai de plus de 20 m de profondeur qui dépasse ainsi la zone superficielle lapiazée.

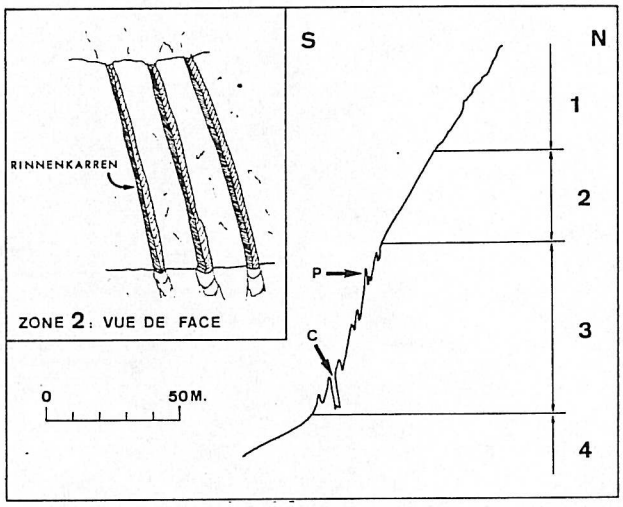

FIGURE 5
Coupe du lapiaz sud du Gougane.

En 1, nous avons le versant non-karstifié. En 2, se situe une grande dalle oblique creusée de Rinnenkarren. La zone 3 est la zone de dissection maximum où s'individualisent des aiguilles de lapiaz (P) et des couloirs (C), ainsi que des avens. En 4, se trouve le talus inférieur recouvert de débris gélifractés. Il s'agit d'un dispositif-type dans un lapiaz de ruissellement de versant.

3° *La gélifraction.*

Ce mécanisme morphogénétique nous intéresse directement car il interfère avec les phénomènes karstiques. On peut distinguer trois types d'effets importants :

a) *Les clapiers.*

Le seul vrai clapier est situé sur le sommet du Thaltat et a pour cause le faciès du Lias supérieur (calcaire à strates minces). Ce matériel assez finement stratifié (strates d'une dizaine de centimètres d'épaisseur) est un matériel de choix pour l'action du gel. La corniche sommitale du Thaltat, formée de Lias inférieur, est très dangereuse à cause de son instabilité due à ce délitement.

b) *Les éboulis de pente.*

Là, les phénomènes de détente mécanique (« appel au vide »), alliés à la corrosion suivant les fissures, épaulent le gel pour détacher des blocs importants. L'onde de gel peut pénétrer plus profondément grâce à l'élargissement des fentes par la corrosion. On a ainsi formation de blocs instables, en place semble-t-il, mais complètement désolidarisés de la paroi. Remarquons néanmoins que les éboulis de pente ne sont pas très abondants au pied du Lias inférieur (calcaire massif). C'est le Thaltat avec les calcaires stratifiés du Lias supérieur qui fournit le plus d'éboulis.

c) *Les éboulis de lapiaz.*

D'une façon générale, il y en a assez peu sur les lapiés à fissures. Les gélifracts sont engloutis par les avens. Par contre, en surface, on trouve de gros blocs basculés, détachés par la gélifraction des formes karstiques. Les arêtes relativement émoussées dues à la corrosion s'opposent aux arêtes vives de la cassure due au gel. Les aiguilles sont parfois décapitées de cette manière. Les lapiés de ruissellement sont très encombrés de gélifracts de toutes les tailles mais il faut remarquer qu'ils reçoivent tous les éboulis du versant à cause de leur position topographique.

C. LES DOLINES

1° *Localisation.*

Avant tout, remarquons que les plus belles dolines ne se localisent pas dans la région étudiée. Les deux plus grands champs de dolines sont situés l'un sur l'Haïzer, l'autre sur le Timédouïne. Néanmoins, la région étudiée en recèle de très représentatives.

L'absence de surfaces horizontales étendues paraît à première vue défavorable au grand développement des dolines. Or, ce n'est pas le cas et de très nombreuses dolines se localisent sur les crêtes et les versants.

Spéléo club Constantine

Un des traits fondamentaux est la tranche d'altitude occupée par les dolines. Elles se situent au même niveau que les lapiés (de 1 500 à 2 300 m avec un maximum entre 1 700 et 2 100 m). En cela, le Djurdjura se distingue des karsts haut-alpins européens où la zone des lapiés surmonte nettement celle des dolines (J. Nicod, 1972). Par contre, il semble que le Djurdjura soit semblable au Haut-Atlas marocain sur ce point.

2° *Morphologie.*

Leur situation de versant leur confère une forme irrégulière, un mur de calcaire relativement mince les séparant de l'aval de la descente. Elles sont souvent d'assez grandes dimensions, d'un diamètre de plusieurs dizaines de mètres et d'une profondeur minimale de 10 m (fig. 6).

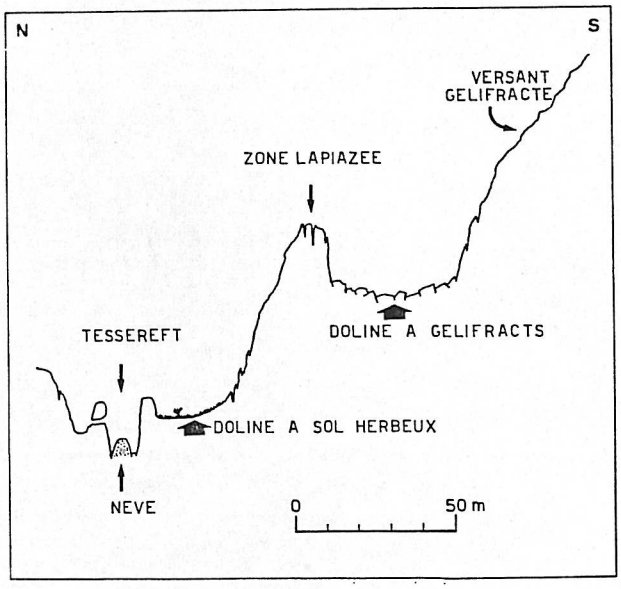

FIGURE 6
Coupe de deux dolines sur le Thaltat.
Ces dolines sont situées sur le versant nord du Thaltat vers 1 800 m d'altitude.

La forme la plus courante est celle du baquet avec des formes de transition vers l'entonnoir. Du côté amont, les parois sont verticales ou en très forte pente. Le fond est soit occupé par un aven-tessereft d'une dizaine de mètres, ou par un point d'absorption rempli de pierres sèches (sans matrice fine), soit recouvert d'une couche chaotique de gélifracts sans point d'absorption bien délimité et visible.

La face nord du Thaltat nous livre un bel exemple de deux dolines successives. Leurs dimensions sont de l'ordre mentionné plus haut. La doline inférieure se termine à son point bas par un tessereft d'une quinzaine de mètres. Les parois de cette doline sont très fortement lapiazées : cannelures de mur, Kluftkarren, dentelles. La doline supérieure ne montre aucun point de fuite visible. Son fond est occupé par un chaos de blocs aux arêtes aiguës, visiblement descendus de plus haut et provenant de la gélifraction des calcaires lités.

3° *Genèse et évolution.*

Toutes ces dolines sont des dolines de corrosion avec tassement et succion des matériaux grossiers, le matériel fin étant souvent entraîné. Les versants sont uniquement rocheux, corrodés (cannelures), le fond peut parfois être herbeux avec un maigre sol. Elles sont d'origine nivéo-karstique, pratiquement toutes creusées sur les faces nord. La neige y persiste parfois jusqu'au début de l'été.

Une étude comparative avec les hauts massifs constantinois (surtout, en ce qui concerne ce point particulier, le Djebel Debagh) a permis de relever différentes séquences dans l'évolution des dolines, notamment le passage de la niche de versant avec chenal d'évacuation à la doline de versant dans laquelle l'approfondissement de la zone centrale a transformé le chenal en petit col. Ces dolines doivent donc leur situation à leur origine : une niche nivéo-karstique de versant.

D. Aspect synthétique – problèmes génétiques et évolutifs

1° *Eléments morphologiques caractéristiques.*

La première remarque est l'absence de séparation dans ce karst entre une zone supérieure de lapiés et une zone inférieure de dolines. D'autre part, on ne peut qu'être frappé par l'intense dissection des lapiés : Bogaz, évolution vers un karst en pitons (peu fréquent dans les massifs alpins européens), cannelures énormes et innombrables. Enfin, la gélifraction a un rôle secondaire. Elle a évidemment une très forte action sur le faciès à stratification fine où elle masque et même empêche la karstification superficielle. Par contre, sur les lapiés, son action est plus ou moins subordonnée au karst : éclatement des têtes d'aiguilles, de petits bancs séparés les uns des autres par des fissures élargies. Des actions semblables ont été remarquées dans les montagnes du Liban (J. Besançon, J. Dresch et J. Tricart, 1973). Néanmoins, on peut supposer qu'elle a eu une action plus importante dans le passé.

Spéléo club Constantine

Chaouki

2° *Lien avec les éléments structuraux.*

Les caractères principaux sont les bancs calcaires redressés quasiment à la verticale, les failles et les nombreuses diaclases. Les lapiés de fissures acquièrent ainsi un développement remarquable même sur les surfaces réduites et inclinées : Bogaz, Kluftkarren, puits de lapiaz, ces formes superficielles étant relayées en profondeur par de nombreux avens débouchant sur des réseaux karstiques.

De même, on doit souligner le régime de détente mécanique quasi-généralisée qui règne dans ce massif. Etroit, élevé, il présente un karst de montagne sous une forme très pure, au sens mécanique où l'a défini P. Renault (1967). Ce régime favorise très fortement la corrosion de fissures largement ouvertes. Le karst profond témoigne de la même manière de ce régime de détente (Y. Quinif, 1973).

3° *Aspect évolutif – Rôle des paléoclimats.*

Les phases climatiques ont évidemment marqué l'évolution des lapiés. Les morphologies glaciaire et périglaciaire jouent un très grand rôle dans les lapiés haut-alpins européens. Une conséquence immédiate est le « nettoyage » des surfaces structurales lapiazées lors du précédent interglaciaire (A. Bögli, 1964). Seuls subsistent les lapiés de fissures profonds. D'autre part, l'arrivée d'une époque glaciaire entraîne un abaissement de l'étage de gélifraction, ce qui a pour conséquence de démanteler les formes karstiques (C. Rathjens, 1951; A. Cailleux et J. Tricart, 1962). Les lapiés deviennent des formes morphoclimatiques liées à la couverture neigeuse.

Dans le Djurdjura, les pluviaux n'ont apporté ni glacier, ni gélifraction hautement destructrice. D'une part, l'absence de glacier permet aux surfaces lapiazées de suivre une évolution en « continu ». D'autre part, bien que la gélifraction s'exerce de façon plus vigoureuse lors de ces périodes pluviales (gros blocs lapiazés basculés), la plus grande abondance des précipitations accroît la couche neigeuse protectrice du gel. Il s'ensuit au contraire que la corrosion s'exacerbe (caractère nival accru) et permet la formation d'un karst en pitons. L'absence de ceux-ci dans les Alpes devient une conséquence de l'action destructrice des glaciers et de la gélifraction.

On peut également entrevoir des raisons du recouvrement entre zone de lapiés et zone de dolines. D'une part, la zone de dolines qui, dans les Alpes, subit une corrosion continue (glaciaire et interglaciaire) n'est plus favorisée ici de cette manière vis-à-vis de la zone des lapiés qui, eux aussi, subissent une « évolution en continu ». D'autre part, il faut noter l'absence de couverture pédologique dans le Djurdjura, les dolines devenant des formes de karst nu. Enfin, notons que l'origine nivo-karstique des dolines par niches de versant préalables conditionne leur situation là où la neige peut subsister longtemps.

E. Conclusions

Les lapiés observés se caractérisent par une intense dissection, spécialement les lapiés de fissures favorisés par la tectonique et le régime de détente mécanique. L'évolution ultime semble être un karst en pitons. On peut avancer que ces formes subissent une « évolution en continu » durant les alternances climatiques quaternaires et sont caractéristiques d'un karst nival. Les Pluviaux sont soulignés par une augmentation de la gélifraction mais également une exacerbation de la corrosion (ce point sera précisé de façon plus objective dans le paragraphe suivant consacré aux karsts du Constantinois). En d'autres termes, le caractère nival est souligné.

II. — LES KARSTS DU CONSTANTINOIS

A. Le karst du Djebel Sidi R'Gheiss

1° *Topographie et géologie.*

Cette montagne, dominant la localité d'Oum-el-Bouaghi, culmine à 1 635 m au-dessus des « Hautes Plaines Telliennes » dont l'altitude est comprise entre 850 et 950 m [4]. Nous avons affaire ici à un anticlinal couché crétacé perçant les terrains environnants plio-quaternaires (marnes, alluvions). Il affecte la forme d'un dôme allongé dans la direction NNE, ses dimensions étant de 7 km sur 5 km à la base.

Stratigraphiquement, ce djebel débute par des couches de Barrémien principalement gréseux surmontées de l'Aptien : 300 m de marnes (série inférieure) et 150 m à 200 m de calcaires massifs (série supérieure). L'importante tectonisation de la partie sud a permis à l'érosion d'attaquer vigoureusement les marnes aptiennes et de dégager par places le Barrémien. De ce fait, la partie nord est devenue dominante avec de hautes parois verticales sculptées dans les calcaires aptiens (C. Voûte, 1967).

4. La localisation des massifs constantinois est indiquée sur la figure 7.

Spéléo club Constantine

Chaouki

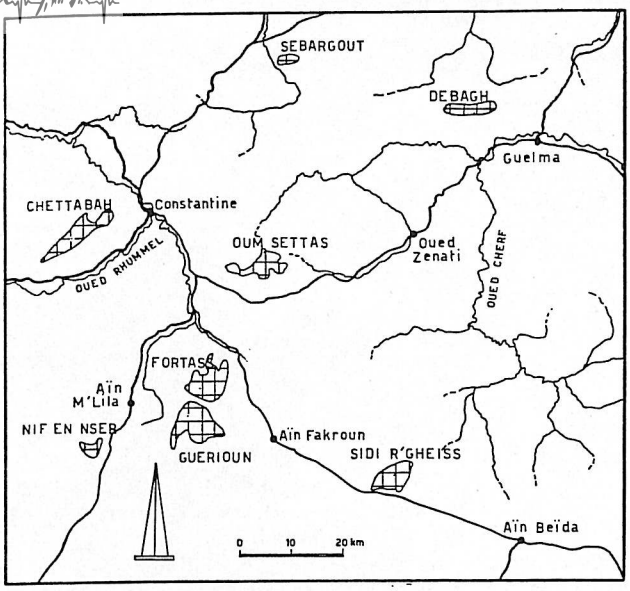

FIGURE 7
Localisation des massifs calcaires constantinois étudiés.
Notons que le Kef Sebargout fait partie de la dorsale calcaire, le Sidi R'Gheiss marque la transition vers le Sud vers les faciès de type Aurès. Tous les autres massifs font partie de l'ensemble néritique constantinois (Voir les publications de J.M. Vila et J.F. Raoult).

2° *Lapiés et dolines.*

a) *Caractérisation géologique.*

Dans une étude comparative, l'intérêt de rapprocher le Djurdjura et le Sidi R'Gheiss réside notamment dans la dissemblance des structures. Alors que le premier montre des bancs calcaires redressés quasiment à la verticale, le second nous surprend par une structure moins tourmentée en dôme anticlinal, le pendage d'abord horizontal devenant de plus en plus fort à mesure que l'on s'éloigne de la surface sommitale. Du point de vue lithologique il y a moins de différence, Lias inférieur et Aptien, dans ces deux séries, étant constitués de calcaires massifs.

b) *Le climat.*

Le sommet du Sidi R'Gheiss, seul à être vraiment lapiazé, jouit d'un climat subhumide à hiver froid : pluviométrie dépassant 600 mm et minimum moyen de température du mois le plus froid se maintenant au-dessous de 0 °C (M. Cote, 1974). Les précipitations se font donc en bonne partie sous forme de neige. Bien que le climat soit moins pluvieux et moins froid que celui du Djurdjura, les caractères essentiels de la morphologie karstique de type alpin y sont présents.

c) *Le lapiaz de fissures.*

Une zone bien précise, ressortant magnifiquement sur les photographies aériennes, montre un remarquable lapiaz de fissures orthogonales (directions de fissuration : 11° et 100°) entaillant une surface structurale presque plane. Les formes les plus caractéristiques sont les tables de lapiaz, bien cernées par des Kluftkarren et de petits Bogaz (largeur : 1 m, profondeur : 5 m, longueur : de l'ordre de la dizaine de mètres). Les parois de ces derniers et des escarpements sont entaillées de cannelures verticales, parallèles entr'elles, d'un diamètre de l'ordre de la dizaine de centimètres.

Plusieurs avens s'ouvrent dans cette zone, constitués d'un puits vertical de 10 à 30 m se terminant sur un bouchon de cailloux anguleux et montrant des parois cannelées et dentelées. Ils se localisent soit à l'intersection de deux diaclases, soit le long de l'une d'entr'elles.

On voit que la morphologie de ce lapiaz se rapproche de celle des lapiés de fissures du Djurdjura par la nature des formes caractéristiques (Bogaz, Kluftkarren, cannelures verticales) mais en est différente par celles dépendant de la structure (tables de lapiaz dues à un faisceau orthogonal de diaclases entaillant une surface structurale plane) et par l'intensité de la dissection. Nous sommes bien en face d'un lapiaz appartenant à un karst de type alpin, par les formes et le climat qui les modèle, même si l'intensité de la dissolution est plus faible ici.

d) *Autres formes de lapiaz et dolines.*

Autour du lapiaz de fissures s'étendent un champ de dolines et un lapiaz de ruissellement (ou, plus exactement, à prédominance de ruissellement). Ce dernier prend de l'importance par l'accentuation de la pente. On rencontre alors des Rinnenkarren. Notons, sur toute l'étendue du lapiaz, une très grande abondance de Kamenitzas, simples, anastomosées en petites dépressions à fond plat et encorbellement, successives et reliées par un canal sinueux. Cette microforme est très répandue mais reste assez petite (quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de diamètre pour les formes simples). Elles se rencontrent surtout sur les rochers plats qu'elles creusent parfois sur plus de la moitié de leur surface. On rencontre aussi des Trittkarren et des microformes du genre petits conduits de section circulaire ou elliptique, d'un diamètre de 10 à 30 cm, verticaux ou obliques, aux parois lisses.

Les dolines, à nouveau, se situent dans la même tranche d'altitude que les lapiés. Les plus petites ont une dizaine de mètres de diamètre et une profondeur de quelques mètres, les plus grandes un diamètre de plusieurs dizaines de mètres et une profondeur d'une dizaine de mètres. La plupart sont en baquet, avec les parois plus ou moins

Spéléo club Constantine

Chaouki

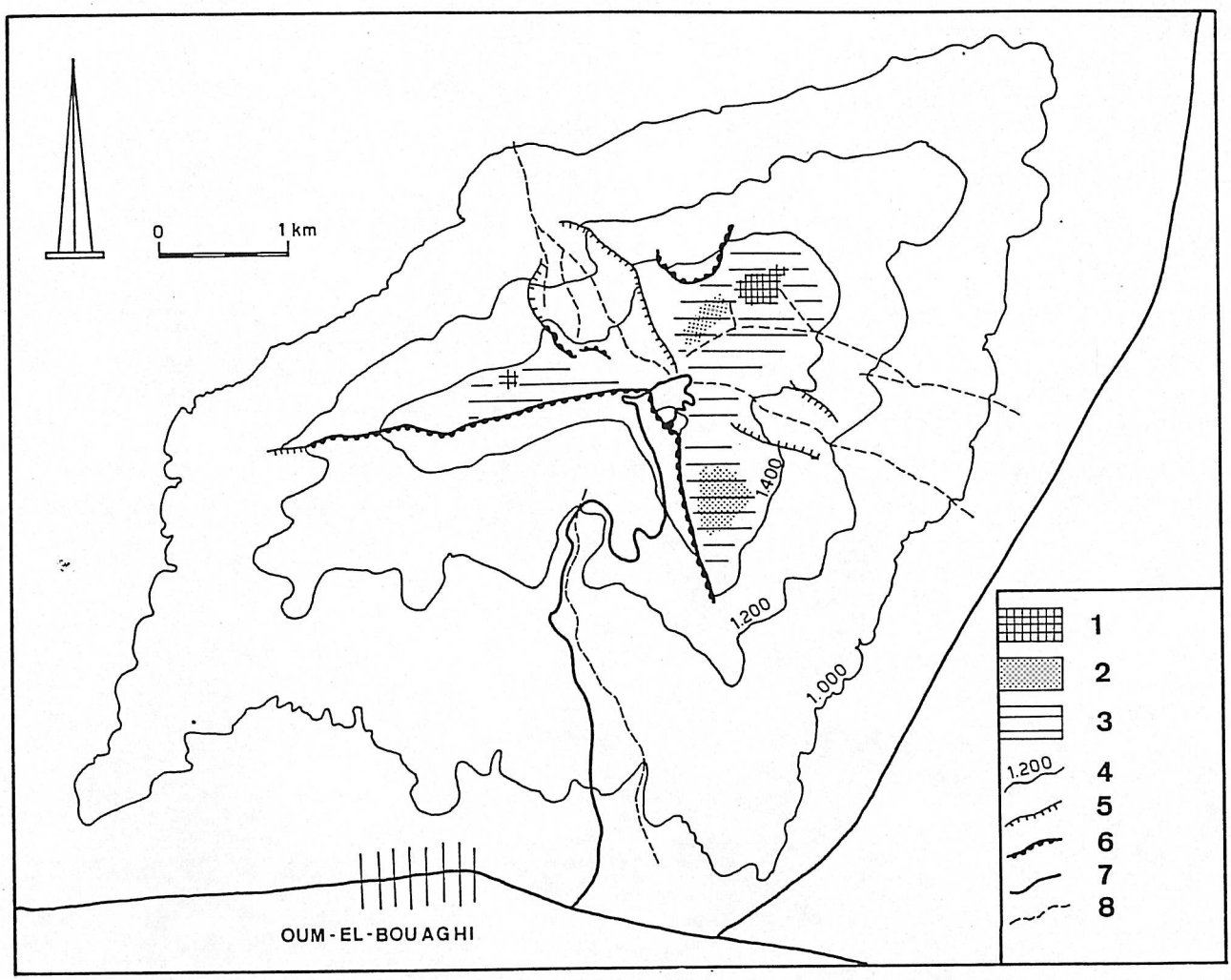

FIGURE 8
Esquisse du djebel Sidi R'Gheiss.

1 : Zone très fortement lapiazée avec Kluftkarren et tables de lapiaz; 2 : Principaux champs de dolines; 3 : Zones lapiazées; 4 : Courbes de niveau; 5 : Escarpements; 6 : Parois; 7 : Routes; 8 : Talwegs.
Les hautes parois sud qui dominent Oum-el-Bouaghi sont formées des calcaires aptiens. Vers le Nord, ceux-ci descendent régulièrement vers le plateau où ils disparaissent au niveau de la ligne des 1 000 m d'altitude. Quelques talwegs ont entamé et même traversé la dalle calcaire jusqu'aux marnes aptiennes inférieures. La partie située au Sud des parois est plus complexe, comprenant surtout les marnes aptiennes, quelques affleurements barrémiens et des lambeaux de calcaires aptiens.

raides et ont un fond herbeux. Elles sont creusées non plus sur les versants mais dans la surface sommitale. Néanmoins, elles se situent sur le flanc d'une vallée sèche.

B. Le karst du Djebel Guérioun

1° *Topographie et géologie.*

Point culminant du Constantinois (1 729 m), le Djebel Guérioun se dresse en horst au-dessus de la plaine d'Aïn M'Lila. C'est un massif appartenant à l'ensemble néritique constantinois (P.E. Coiffait, Y. Quinif et J.M. Vila, 1975). Ses faces W, N et S sont limitées par de hautes falaises (calcaires massifs du Crétacé inférieur) surmontant un talus incliné à plus de 50° (calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur). Par contre, les trois axes de crêtes (N, W, S) cernent un bassin de réception dont le chenal d'écoulement débouche à l'extrémité de la crête nord vers l'Est (fig. 9). D'autres lits de torrents descendent aussi le flanc est.

Du point de vue tectonique, ce massif est un horst perçant les Hautes Plaines Telliennes. Il est cerné

Spéléo club Constantine

par d'importantes failles. Dans les zones lapiazées, le pendage n'excède pas 20°.

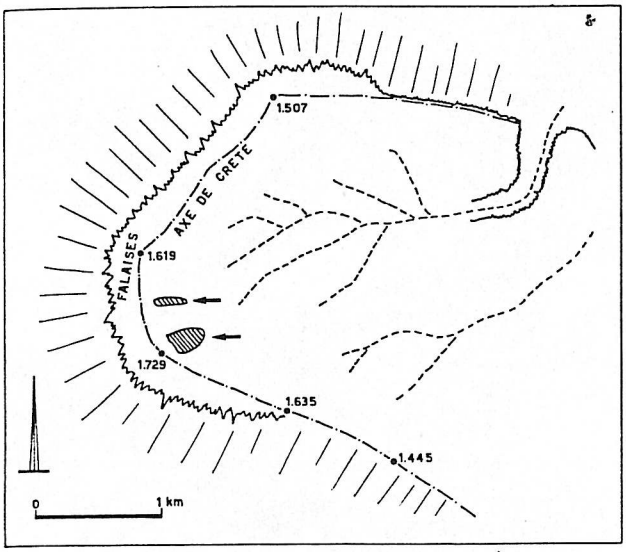

FIGURE 9
Aspect schématique du djebel Guérioun.

On se rend bien compte de l'allure de la ligne de crête, limitée au Nord, à l'Ouest et au Sud par des parois. Les deux principaux champs de lapiés de type haut-alpin sont indiqués par les flèches. Ils se situent sur les parties hautes de la montagne. A l'Est, les pentes descendent plus régulièrement vers le plateau. Les traits interrompus représentent les talwegs et font apparaître le bassin de réception du torrent principal.

2° *Le climat de la partie sommitale.*

La pluviométrie dépasse annuellement 700 mm pour des altitudes supérieures à 1 300 m. Le minimum moyen de température du mois le plus froid se maintient en dessous de 0 °C. D'une façon générale, le Guérioun jouit également d'un climat subhumide à hiver froid et d'un enneigement plus important que les autres massifs du Constantinois.

3° *Les champs de lapiés.*

Sur les deux axes de crête les plus élevés, des petits champs de lapiés localisés dissèquent le plan incliné des surfaces sommitales. Deux ensembles sont particulièrement caractéristiques, d'une surface de quelques dizaines d'ares chacun.

Le lapiaz inférieur, situé à 1 600 m d'altitude, présente des analogies avec celui du Sidi R'Gheiss. Il s'agit de Kluftkarren (longueur des diaclases élargies : de 10 à 20 m, largeur : environ 0,50 m, profondeur : jusqu'à 5 m) dans lesquels sont isolées quelques tables de lapiaz. Elles sont beaucoup plus irrégulières que celles du Sidi R'Gheiss; leur surface plus inclinée est déchiquetée de Rinnenkarren intenses tandis que les parois verticales sont découpées de cannelures verticales d'une dizaine de centimètres de diamètre.

Plus haut, vers 1 700 m, s'étend le second champ de lapiés, le plus intensément disséqué et le plus « djurdjurien ». On trouve à nouveau des Kluftkarren s'alignant ici selon deux directions voisines, ce qui exclut les tables de lapiaz. Il en résulte des couloirs parfois pénétrables, profonds de plus de 5 m, encombrés de blocs. Là aussi de nombreuses cannelures verticales découpent les parois de ces Kluftkarren en tuyaux d'orgue. L'absence de surfaces planes sur le lapiaz exclut les Rinnenkarren.

Ce dernier lapiaz présente des caractères alpins ainsi qu'une similitude remarquable avec les lapiés de fissures du Djurdjura : même dissection intense (plus faible sur le Guérioun), prédominance de Kluftkarren profonds intensément cannelés.

C. AUTRES EXEMPLES DE KARSTS DANS L'EST ALGÉRIEN

Les autres massifs calcaires du Constantinois ne présentent pas de surface karstifiée aussi caractéristique que les deux précédentes et, en tout cas, pas de pareils champs de lapiés. Néanmoins, nous pouvons en retirer des données intéressant ces derniers.

1° *Les champs de dolines.*

A une dizaine de kilomètres à l'Ouest de la ville de Constantine, le djebel Chettabah présente un champ de dolines remarquable, à l'exclusion de toute autre forme karstique de surface. Cette montagne est un horst allongé dont la partie karstifiée est constituée de calcaires crétacés. Le point culminant se trouve à 1 316 m, la zone des dolines dépassant en altitude la courbe des 1 200 m.

Plusieurs sont de grande taille : plusieurs dizaines de mètres de diamètre pour une profondeur dépassant le décamètre. Les formes se situent entre le baquet et l'entonnoir, les parois restant raides et même escarpées. Néanmoins, on distingue des formes embryonnaires en cuvettes peu profondes. Quelques dolines ont les flancs verticaux déchiquetés par un petit lapiaz de type haut-alpin : Kluftkarren, cannelures géantes. Ils restent très peu étendus. Notons encore que le couvert végétal est très réduit, se limitant presque toujours à un tapis herbeux au creux des dolines et entr'elles. Nous n'avons recensé qu'un seul aven d'une dizaine de mètres de profondeur.

Toujours sur les massifs calcaires du môle néritique constantinois, nous pouvons signaler le djebel Debagh qui présente une surface karstifiée vers 1 000 m d'altitude, formée de blocs hérissés et de dolines de versants analogues à celle du Djurdjura quoique moins imposantes. Il est ici possible de saisir tous les stades de l'évolution depuis le niche nivale avec canal d'écoulement en position

Spéléo club Constantine

topographique normale descendante jusqu'à la dépression fermée.

Un peu plus au Nord, cette fois sur les calcaires liasiques et nummulitiques charriés de la dorsale tellienne (analogues à ceux du Djurdjura mais moins puissants), le djebel Sébargout nous a également montré de grandes dolines de versants à parois verticales dont la morphologie est étroitement calquée sur celle des dolines du Djurdjura. Par contre, le sommet situé un peu au-dessus de 600 m ne montre aucun lapiaz prononcé. Notons que cette montagne est recouverte d'une garrigue parfois touffue.

2° *Les autres types de lapiaz.*

D'une façon générale, sur les massifs du Constantinois dont l'altitude descend en-dessous de 1 300 m, les surfaces ne se trahissent par aucun lapiaz de fissures (excepté quelques formes au Chettabah). Les microformes de ruissellement, par contre, sont nombreuses : Rinnenkarren, Maanderkarren, cuvettes. Mentionnons aussi des Kamenitzas de grandes tailles, des nids de cupules (encoches sur paroi verticale ou surplombante, d'un diamètre d'environ 30 cm, au fond déchiqueté par les cupules).

Comme on le voit, aucune microforme, soit par la nature, soit par le développement et l'abondance, n'est plus typique de lapiés haut-alpins.

3° *Les paléoformes.*

Dans les massifs calcaires du Constantinois, plusieurs observations tendent à prouver l'existence de lapiés plus évolués dans le passé. Nous allons simplement passer en revue quelques cas typiques et représentatifs.

a) *Le djebel Nif en Nser.*

Cette montagne très accidentée est proche du Guérioun. Son point culminant se trouve à 1 540 m. Néanmoins, une pluviométrie très réduite (moins de 500 mm) et l'absence de surface de haute altitude est cause de l'absence de lapiaz. Or, au pied de la falaise sommitale, on peut voir un gros bloc de plusieurs mètres éboulé et en partie enfoui dans un matériel fin. Sa surface supérieure est entaillée de cannelures parallèles du type haut-alpin mais à présent horizontales. Elles sont d'ailleurs en partie érodées : formes moins franches, arêtes émoussées.

b) *Association de formes sur le Guérioun.*

Le premier champ de lapiés décrit plus haut recèle des associations intéressantes. Par places, des blocs cannelés verticalement sont en surplomb par évidement d'une strate tendre à la base. Or, dans la même zone, on trouve des blocs éboulés. Tombés sur un sol en pente, leurs cannelures sont à présent obliques, donc non adaptées à la nouvelle position du bloc (fig. 10). Sur la face supérieure,

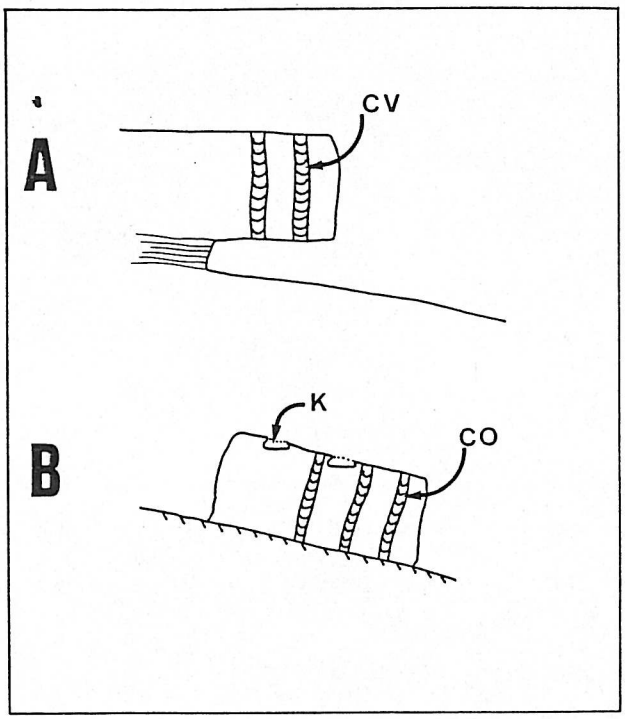

FIGURE 10
Microformes sur le Guérioun.

En A, nous observons un bloc en place, d'une hauteur de 2 m. Ses flancs sont entaillés de cannelures verticales en position morphologique normale. En B, nous voyons un bloc situé une trentaine de mètres à l'écart du précédent. Il est détaché et repose sur un sol en pente. Nous voyons que les cannelures ne sont plus en position morphologique normale puisqu'elles sont inclinées perpendiculairement au sol. Par contre, les Kamenitzas de la face supérieure sont, elles, normales : le fond de la petite cuvette est bien horizontal. Elles se sont donc creusées alors que le bloc était déjà détaché.

CV : cannelures verticales; CO : cannelures obliques; K : Kamenitzas.

par contre, des Kamenitzas sont clairement adaptées à cette nouvelle position : leur surface de base est horizontale. A d'autres endroits, mais le phénomène est moins net, des Rinnenkarren adaptées recoupent des cannelures qui, elles, ne le sont plus.

c) *Formes fossiles de l'Oum Settas.*

Le djebel Oum Settas est un autre massif du môle néritique constantinois. Il montre des lapiés de basse altitude (1 000 m environ) de type non-alpin : blocs corrodés sur fond herbeux, lapiaz de dentelles et de cupules. Or, par places, des blocs éboulés sont entaillés de cannelures parallèles situées sur diverses faces du bloc (horizontalement ou en oblique). On retrouve donc une inadaptation à la position. Certaines de ces cannelures par contre sont trouées de Kamenitzas ou de petites cuves qui, elles, sont en connection morphologique.

Spéléo club Constantine

d) *Conclusion.*

Dans les trois cas, nous sommes en présence d'une microforme caractéristique de lapiés de type haut-alpin (cannelures parallèles importantes d'au moins une dizaine de centimètres de diamètre) qui ne sont plus en connection morphologique. Alors qu'elles sont générées en position verticale ou subverticale, on les retrouve sur des blocs détachés dans toutes les positions. Souvent, elles sont reprises par l'érosion chimique qui génère d'autres microformes (Kamenitzas, cuvettes) qui, elles, sont en connection.

Deux cas principaux se dégagent. Dans le premier, les lapiés de type haut-alpin continuent à se développer grâce à la structure et au climat (sommet du Guérioun par exemple) ; les microformes fossiles témoignent donc d'une continuité (ou, tout au moins, de précédents) dans l'évolution de ces lapiés. C'est le cas du Djurdjura également où, cependant, l'évolution est plus accentuée. Dans le second cas, ces microformes témoignent d'un lapiaz haut-alpin dans un contexte qui est actuellement autre : plus de lapiaz ou lapiaz d'un autre type.

CONCLUSIONS

Dans le présent travail, nous sommes partis de la notion de karst de type haut-alpin et nous avons essayé de la cerner dans différents massifs calcaires algériens. Il est évident qu'à la base, nous admettons des caractères définissant cette notion de karst haut-alpin. Pour C. Rathjens (1951) et A. Cailleux et J. Tricart (1962), les champs de lapiés ont une origine morphoclimatique, due à la couverture neigeuse protégeant les formes contre la gélifraction et fournissant une eau de fonte très corrosive. Néanmoins, cette gélifraction est inséparable de la corrosion chimique (J. Nicod, 1972).

Les exemples que nous avons examinés conduisent à définir le karst de type haut-alpin pour les hauts massifs calcaires du Djurdjura et de l'Est algérien sous plusieurs aspects. En premier lieu, nous retrouvons le caractère morphoclimatique de ce karst : importance de la couverture neigeuse et action antagoniste de la gélifraction. D'autre part, l'origine morphostructurale apparaît également. Les lapiés de fissures sont directement dépendants de la dissection du massif par les failles, diaclases et joints de stratification. De plus, la nature du calcaire commande dans une certaine mesure le développement du relief karstique : seuls les calcaires massifs sont disséqués par les lapiés, les calcaires plus finement stratifiés générant plutôt des clapiers. Enfin, les karsts examinés sont nus. Seul un maigre sol supporte par places de l'herbe rase ou de petits arbustes nichés dans les creux.

Du point de vue morphologique, ces lapiés sont caractérisés par l'exacerbation des formes de ruissellement, en particulier les cannelures verticales se développant parallèlement sur les parois. Notons que les formes de ruissellement sont soit dépendantes des formes structurales (Bogaz, Kluftkarren) dans les lapiés de fissures, soit associées dans les lapiés de ruissellement.

L'examen des dolines a montré leur origine dans une niche nivale de versant évoluant vers la dépression fermée. Cette origine a pour conséquences la position des dolines sur les versants à une altitude où la couverture neigeuse existe chaque hiver, et leur dissymétrie amont - aval. Un fait particulier est l'existence des dolines dans la même tranche d'altitude que les champs de lapiés.

A l'encontre des karsts haut-alpins européens, les époques pluviales du Quaternaire n'ont pas eu un effet de démantèlement des champs de lapiés par la gélifraction ni un rabotage par les glaciers. Une augmentation de la couverture neigeuse a modéré la gélifraction. Les lapiés ont donc, de ce fait, subi une évolution plus ou moins continue durant le Quaternaire sans destruction totale des formes superficielles par abaissement de l'étage de gélivation. C'est là qu'il faut sans doute chercher la raison de la coexistence des dolines et des champs de lapiés.

Enfin, la comparaison de plusieurs karsts algériens entr'eux (Djurdjura et massifs constantinois) a permis de dégager des convergences, des divergences et des arguments en faveur d'une étendue plus grande de ce type de karst durant le Quaternaire. Seuls subsistent actuellement les champs de lapiés suffisamment arrosés et enneigés alors qu'une grande partie de ces champs existant pendant les Pluviaux ont été repris par d'autres phénomènes : lapiés de type différent, fossilisation des formes par diminution très forte des précipitations, etc.

BIBLIOGRAPHIE

Bélin A. (1941). — Généralités sur le Djurdjura — Anou Boussouïl — Petit Boussouïl. *in* « Notes Spéléologiques sur le Djurdjura », *Bull. Carte Géol. Algérie*, 3e série, fasc. 7.

Besançon J., Dresch J. et Tricart J. (1973). — Observations sur les processus morphogénétiques « froids » au Liban. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, vol. XV, fasc. 3, p. 231-272.

Spéléo club Constantine

Chaouki

Bögli A. (1960). — Kalklösung und Karrenbildung. *Z. Geomorphol.*, suppl. Band. 2, p. 4-21.

Bögli A. (1964). — Un exemple de complexe glaciokarstique : le Schichttrepenkarst. *Rev. belg. Géogr.*, vol. 88, fasc. 1-2, p. 63-82.

Cailleux A. et Tricart J. (1962). — *Traité de géomorphologie : le modelé glaciaire et nival.* Sedes éd., Paris, 508 p.

Chaumont M. et Paquin C. (1971). — Carte pluviométrique de l'Algérie. *Soc. Hist. Nat. d'Afrique du Nord.*

Coiffait P.E., Quinif Y. et Vila J.-M. (1975). — Synthèse sur l'histoire géologique et les karstifications des séries néritiques constantinoises. Actes du Symposium sur la physico-chimie du karst (Grenade). *Ann. Spéléol.* (à paraître).

Cote M. (1974). — Les régions bioclimatiques de l'Est Algérien. *C.U.R.E.R.*, Université de Constantine.

Flandrin J. (1952). — La chaîne du Djurdjura. XIX^{e} congrès géologique international. *Monographies régionales*, 1re série, n° 19.

Gèze B. (1973). — Lexique de spéléologie physique et karstologie. *Ann. Spéléol.*, vol. 28, n° 1, p. 1-20.

Nicod J. (1967). — Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire (thèse). *Etude et travaux de « Méditerranée »*, t. 5, Ophrys éd., Gap, 557 p.

Nicod J. (1972). — *Pays et paysages du calcaire.* Presses Universitaires de France, Paris, 224 p.

Quinif Y. (1973). — Compte rendu des expéditions de l'Equipe Spéléo du Centre en Algérie (1971, 1972). *Speleologica Belgica*, n° 1 et 2.

Rathjens C. (1951). — Der Hochkarst im System der Klimatischen Morphologie. *Erdkunde*, Bd V, p. 301-315.

Renault P. (1967). — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. *Ann. Spéléol.*, vol. 22, p. 209-267.

Seltzer P. (1946). — *Le climat de l'Algérie.* Université d'Alger. Institut de météorologie, Alger.

Tihay J.-P. (1973). — Note sur quelques paléoformes « périglaciaires » observées en Algérie orientale. *Méditerranée*, vol. 13, n° 2, p. 37-47.

Vocabulaire français des phénomènes karstiques (1967). — *Mémoires et Documents du Centre de Recherches et Documentation cartographiques et géographiques*, nouvelle série, vol. 4, Ed. C.N.R.S.

Voute C. (1967). — Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn Fakroun - Aïn Babouche et des régions limitrophes. *Publ. Serv. géol. Alg.*, Bull. n° 36.

Manuscrit déposé le 5 mai 1975
accepté le 20 octobre 1975

Spéléo club Constantine