



HAL
open science

La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : un exemple de paléoréseau hydrographique néogène déconnecté par la surrection

Nathalie Vanara, Richard Maire, Josette Lacroix

► To cite this version:

Nathalie Vanara, Richard Maire, Josette Lacroix. La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : un exemple de paléoréseau hydrographique néogène déconnecté par la surrection. Formations superficielles et géomorphologie, Mar 1996, Rouen, France. pp.255-265. hal-04936040

HAL Id: hal-04936040

<https://hal.science/hal-04936040v1>

Submitted on 7 Feb 2025

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0
International License

La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : un exemple de paléoréseau hydrographique néogène déconnecté par la surrection

par NATHALIE VANARA*, RICHARD MAIRE* et JOSETTE LACROIX**

Mots clés. – Karstification, Altération, Paléosurface, Érosion, Surrection, Remplissage, Spéléothème, Paléoalterite, Paléocavité, Cuirasse, Fluvio-karst, Paléoclimat, Cénozoïque, Pléistocène.

Résumé. – Le massif des Arbailles forme une unité plissée de calcaires jurassique et crétacé appartenant à la zone nord-pyrénéenne. La surface sommitale à buttes résiduelles est échancrée par un paléoréseau hydrographique surimposé à partir de la couverture albienne semi-imperméable ; celui-ci a enregistré les étapes du soulèvement par des niveaux de vallées sèches étagés dans les calcaires urgoniens (950, 850, 730 et 380 m). Des dépôts karstiques anciens, à l'affleurement sur la haute surface, prouvent la disparition d'une importante tranche de calcaire. Des poches d'alterites montrent des éléments de cuirasses ferrugineuses formées dans d'anciennes dépressions. Ces dépôts polygéniques présentent deux types de cortège minéral : l'un issu de l'altération des calcaires marneux albiens, l'autre provenant du Trias grés-ophitique et des poudingues de Mendibelza. Au Miocène, après le plissement pyrénéen (Lutétien moyen), le massif des Arbailles constituait une surface d'altération tropicale de basse altitude raccordée à l'amont aux conglomérats de Mendibelza et à l'aval aux flyschs. La surrection plio-quadernaire, estimée à 1 000 m, a permis le décapage de la couverture des alterites, l'assèchement définitif du système fluvial (Pléistocène inférieur), l'individualisation d'un karst à buttes et le développement des réseaux karstiques.

The carbonated palaeosurface of the «Arbailles» massif (Pyrénées-Atlantiques) : an example of Neogene hydrographic network dried up by uplift and karstification

Key words. – Karstification, Alteration, Palaeosurface, Erosion, Uplift, Infilling, Speleothem, Palaeoalterite, Palaeocave, Cuirass, Fluvio-karst, Palaeoclimate, Cenozoic, Pleistocene.

Abstract. – The «Arbailles» massif constitutes a folded area of Jurassic and lower Cretaceous limestones, which belongs to the north-Pyrenean zone. The top karst surface was dug by a palaeofluvial system from the Albian marlous limestone cover and dried up by uplift (infiltration). This hydrographic network recorded the main events of uplift by staged valley levels (950, 850, 730 and 380 m). Some old endokarstic infillings can be seen on the residual cone karst showing the erosion of a thick limestone layer. The alterite pockets contain elements of former cuirasses which originated in former hydromorphic depressions. These polygenic deposits contain two kinds of mineral families coming from alterations of both Albian marlous limestones and Triassic Mendibelza conglomerates. During the Upper Oligocene and Miocene (after the Middle Lutetian orogenesis), the «Arbailles» massif was a chemical weathering surface in a wet and tropical climate in relation upstream with Mendibelza conglomerates and downstream with Cenomanian flyschs. The Plio-Quaternary uplift, of $\pm 1\,000$ m, caused the alterite and cuirasse erosion, the drying up of the fluvial system (Lower Pleistocene), the genesis of a cone karst and the formation of underground systems.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction

Situated in the Basque region between Mauleon and St-Jean-Pied-de-Port, the «Arbailles» massif constitutes a folded area of Jurassic and lower Cretaceous limestones which belongs to the north-Pyrenean zone. The Mesozoic stratigraphic series is composed of lower Liassic limestones (dolomitic limestones) up to Albian marlous limestones. The two main carbonated layers are Callovian-Upper Bathonian and Upper Aptian (Urgonian limestones on the central part).

This 150 km² wide massif (alt. 1 250 m), limited by normal fault escarpments in the north, is characterized by a top karst surface evolving from the late Tertiary. The geomorphological and sedimentary evolution indicators are varied : cone karst, depressions, staged dry valleys, palaeocaves cut by erosion with speleothems and detritic infillings, pockets of palaeoalterites.

Karst and fluvio-karst geomorphology

The Tertiary palaeosurface of alteration is symbolised by the virtual surface linking the cone karst summits. The palaeosurface was dug by an hydrographic system which is represented today by a network of inherited dry valleys. This fluvio-karst presents several staged levels (950, 850, 730, 380 m) in the Urgonian limestones separated from piedmont by dead ends or gorges. The main level of 730 m is well marked by a gentle slope (1-2°) of several kilometres in the Elsarré and Ithé dry valleys which were in relation with the former base level. The Plio-Quaternary uplift caused the drying-up of the valleys (alignments of depressions, megadolines of > 100 m deep) and cut the upstream part from the rest of the valley by over-digging in the impervious rocks (Apoura valley).

* Lab. Géographie Physique Appliquée et URA «DYMSET» du CNRS, Univ. Bordeaux 3, Domaine Universitaire de Bordeaux, 33405 Talence cedex.

** Lab. Géographie Physique «Pierre Birot», URA 141 du CNRS, 1 place Aristide Briand, 92190 Meudon-Bellevue.

Manuscrit déposé le 5 juin 1996 ; accepté après révision le 8 octobre 1996.

Karst deposits and palaeoalterites

Old karst deposits are associated to the erosion top surface. Large speleothems which can currently be seen on the residual cones, indicate the erosion of a thick limestone layer. These several metre large flowstones and stalagmitic massifs are composed of a compact calcite which is generally non polluted by soil infiltrations and organized in sequences of annual laminae indicating a stable pedoclimatic environment (biostasy). Some detritic deposits (breccias, conglomerates), associated with the eroded palaeocaves, are composed of quartz and cuirasse gravels. Alterite pockets show elements of crust and nodular ferruginous cuirasse (with hematite, goethite) and corroded fibrous quartz mixed with clays (illite, chlorite, kaolinite) and thin quartz sands. These ferruginous cuirasses indicate an evolution by saturation level beat in the hydromorphic depressions.

The clay and heavy minerals in karst and alteritic infillings are of two origins : (1) weathering of the marlous limestone and flysch cover (illite, chlorite, kaolinite, quartz, muscovite, green hornblende, zircon); (2) weathering of alluvia coming from Triassic sandstones and ophites and Cenomanian Mendibelza conglomerates (metamorphic quartz, quartzite, calcedoine, glass, augite, hornblende, epidote, feldspar, sphene, rutile, tourmaline). The old karst deposits and palaeoalterites, situated on the high surface, can be attributed to a Pre-Quaternary period when the massif was at a lower altitude and in a hot and wet climate.

Uplift evaluation by karst indicators

The top erosion surface (around 1250 m) and the present base level show a total neotectonic uplift of 1000 m divided into two major phases by the main intermediary fluviokarst level (Elsarré, 730 m) : the first uplift (> 500 m) attributed to Pliocene, the second uplift (450 m) attributed to Pleistocene. By comparison, several endokarstic levels (SC60/1950 m, and Aranzadi/1050 m) have been identified in the Pierre Saint-Martin massif (Pyrenean high range) with a first phase (> 900 m) and a second phase (500-600 m) probably of the same age. Pleistocene tectonic movements and palaeoseisms are recorded in the Arbailles caves (Nébélé) by active faults which caused the fracturation of walls and speleothems, the fall of blocks and stalagmites, as happened in the Alps [Bini *et al.*, 1992].

General chronology

During the Middle Tertiary, between the main phase of Pyrenean folding (Lutetian) and the Plio-Quaternary uplift, the « Arbailles » massif constituted a weathering surface situated at a low altitude. This surface was in relation upstream with Mendibelza conglomerates and downstream with Upper Cretaceous flyschs. During this stable period (Miocene) which was favorable to the weathering processes, a weathering surface developed together with karstification under alterite cover (cryptokarst). A well identified hydrographic system occurred at the start of the uplift in the late Miocene. During the Pliocene uplift, a cone karst was formed by the drying-up of the hydrographic network and the evolution of interfluvial elements in residual cones. During the Pleistocene, karst landforms were under periglacial actions and strong uplift : over-digging of low valleys (Bidouze dead end), deepening of depressions, colluvium deposits, slope grading, active speleogenesis.

Consequently the « Arbailles » massif constitutes an example of Tertiary chemical weathering surface on carbonated rock, transformed into fluviokarst, dried up by uplift and partially maintained by karst immunity.

INTRODUCTION

Les travaux récents effectués sur les dépôts endokarstiques [Ford et Williams, 1989; Quinif, Genty et Maire, 1994] et les paléoaltérites [Meyer, 1987] montrent l'intérêt du concept d'enregistreur et d'indicateur de l'évolution de l'environnement illustré par les dépôts (paléosols, spéléothèmes, alluvions) piégés dans les réseaux souterrains, les poches et les dépressions. Les concepts de la karstologie ont ainsi été renouvelés par le croisement des méthodes sédimentologiques (analyse séquentielle, micromorphologie, datations radiométriques) et géomorphologiques (cartographie morphologique et spéléologique).

Le massif basque des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) constitue un exemple d'évolution géomorphologique sur substrat carbonaté contrôlé par les étapes de la surrection plio-quadernaire (fig. 1). Ce massif de 165 km², qui appartient aux chaînons calcaires de la zone nord-pyrénéenne, présente une surface fluvio-karstique héritée à buttes résiduelles (1000-1250 m) perchée de plus de 800 m au-dessus du niveau de base régional [Viers, 1960]. Les indicateurs morphologiques (vallées sèches perchées, niveaux de cavités) et sédimentaires (altérites, remplissages karstiques) montrent les relations entre l'altération, la karstification et

l'érosion tout en précisant les étapes de la surrection post-miocène dans la zone nord-pyrénéenne.

CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA PALÉOSURFACE

Le contexte géologique

Le massif des Arbailles est formé par une structure plissée de calcaires secondaires allant du Lias (Hettangien) au Crétacé inférieur (Albien). On distingue deux unités : l'anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta au N et le synclinal d'Aphanicé au S (fig. 2).

Le brachyanticlinal de la Haute Bidouze est une voûte dissymétrique d'axe WNW-ESE à ennoyage périclinal vers l'E. Au NW, le cœur du pli est entaillé jusqu'au Stéphanien (schistes et grès) : boutonnière d'Hosta et reculée de la Bidouze. La série carbonatée (fig. 3) débute par les faciès calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur. Le Lias moyen et supérieur calcaréo-marneux est surmonté par les calcaires micritiques noirs d'Aussurucq (Callovien-Bathonien supérieur), épais de 200 m. Le Malm est représenté par les marnes gréseuses d'Hosta (Oxfordien supérieur), puissantes de 100 à 350 m et par les calcaires fins en petit bancs du

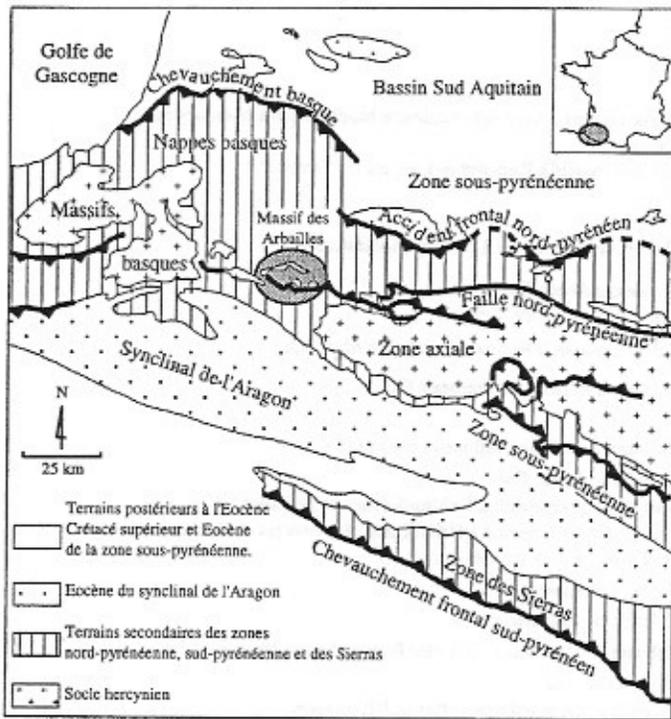


FIG. 1. - Situation structurale du massif des Arbailles [d'après Casteras, 1975].

FIG. 1. - Structural situation of « Arbailles » massif [after Casteras, 1975].

Kimméridgien inférieur (0 à 80 m). Les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien inférieur (70-100 m) surmontent le Jurassique en discordance ravinante. Les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur, qui affleurent largement au centre du massif, forment l'ossature carbonatée principale (250 m).

Le synclinal d'Aphanicé, d'axe WNW, est symétrique dans sa partie occidentale (terminaison périclinale), et fortement dissymétrique dans sa partie orientale avec un plan axial plongeant vers le S. Les réductions d'épaisseurs sont

importantes et certaines séries, comme le Jurassique moyen, disparaissent localement. Le cœur du synclinal est constitué de calcaires marneux albiens (300 m).

Plusieurs phases tectoniques expliquent la mise en place des structures [Canérot, 1989] :

— au Crétacé inférieur, un mouvement de distension N-S provoque un découpage en blocs du socle hercynien avec basculement vers le S et expression de rides diapiriques de sel triasique au droit des failles normales ;

— au Lutétien moyen, lors de la compression pyrénéenne, les anciennes failles normales fonctionnent en failles inverses plus ou moins chevauchantes à vergence N. Les rides comprimées subsistent sous la forme de cicatrices injectées de Trias ;

— au Néogène et au Pléistocène, l'ensemble de la région se soulève fortement, portant en altitude une surface karstique limitée au N par des escarpements de failles normales.

Caractères du relief fluvo-karstique et karstique

Le relief des Arbailles présente une haute surface à buttes séparées par un système de vallées sèches et de grandes dépressions résultant d'une évolution complexe associant des formes d'érosion fluviale asséchées par l'infiltration des eaux (fluvo-karst) et des formes liées à la dissolution (karst).

La haute surface : un champs de buttes résiduelles

La haute surface est caractérisée par des éléments de plateaux et des buttes résiduelles. Les fragments de plateaux sont constitués par de larges croupes entrecoupées de dolines dans les calcaires albiens (secteur Aphanicé-Otxolatzé, alt. 1050 m) et par des champs de dolines rocheuses profondes et jointives dans les calcaires urgoniens (Guillembero, alt. 1050-1150 m). Les buttes, hautes de plusieurs centaines de mètres, sont de plusieurs types : cônes, chicots (Zabozé), formes trapues et crêtes résultant du démantèlement d'anciens interfluves. Ces reliefs résiduels sont séparés par des dépressions et des mégadolines comme celles de Sihigue (diamètre 1 km, profondeur 110 m) et du Belchou (diamètre 1,5 km, profondeur 120 m).

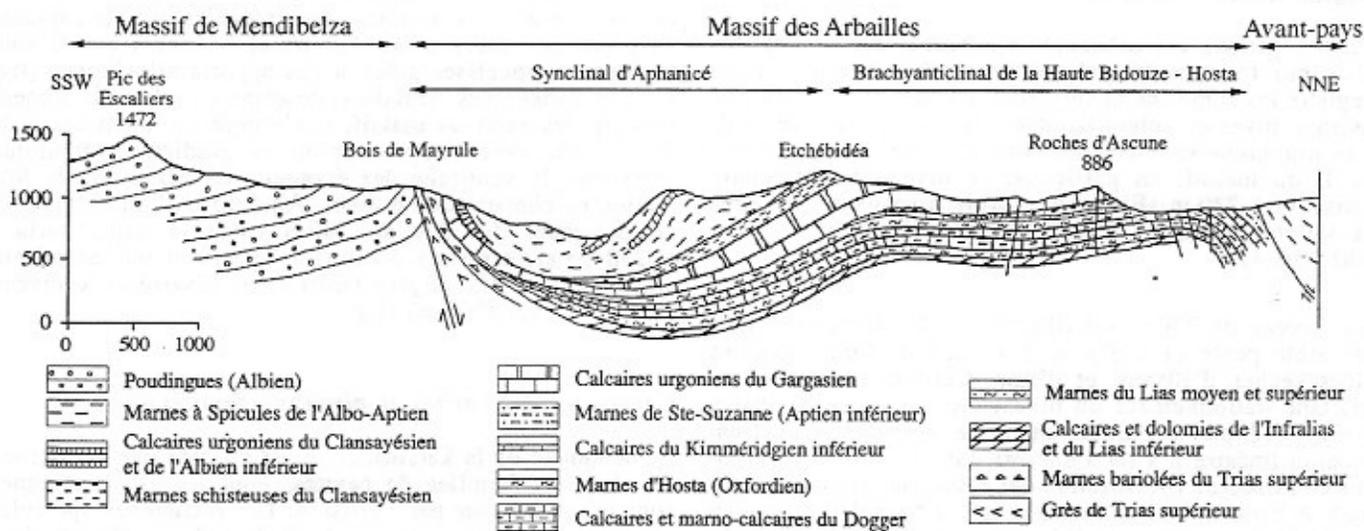


FIG. 2. - Coupe géologique du massif des Arbailles [d'après Viaud, 1991, modifié].

FIG. 2. - Geological section of « Arbailles » massif [after Viaud, 1991, modified].

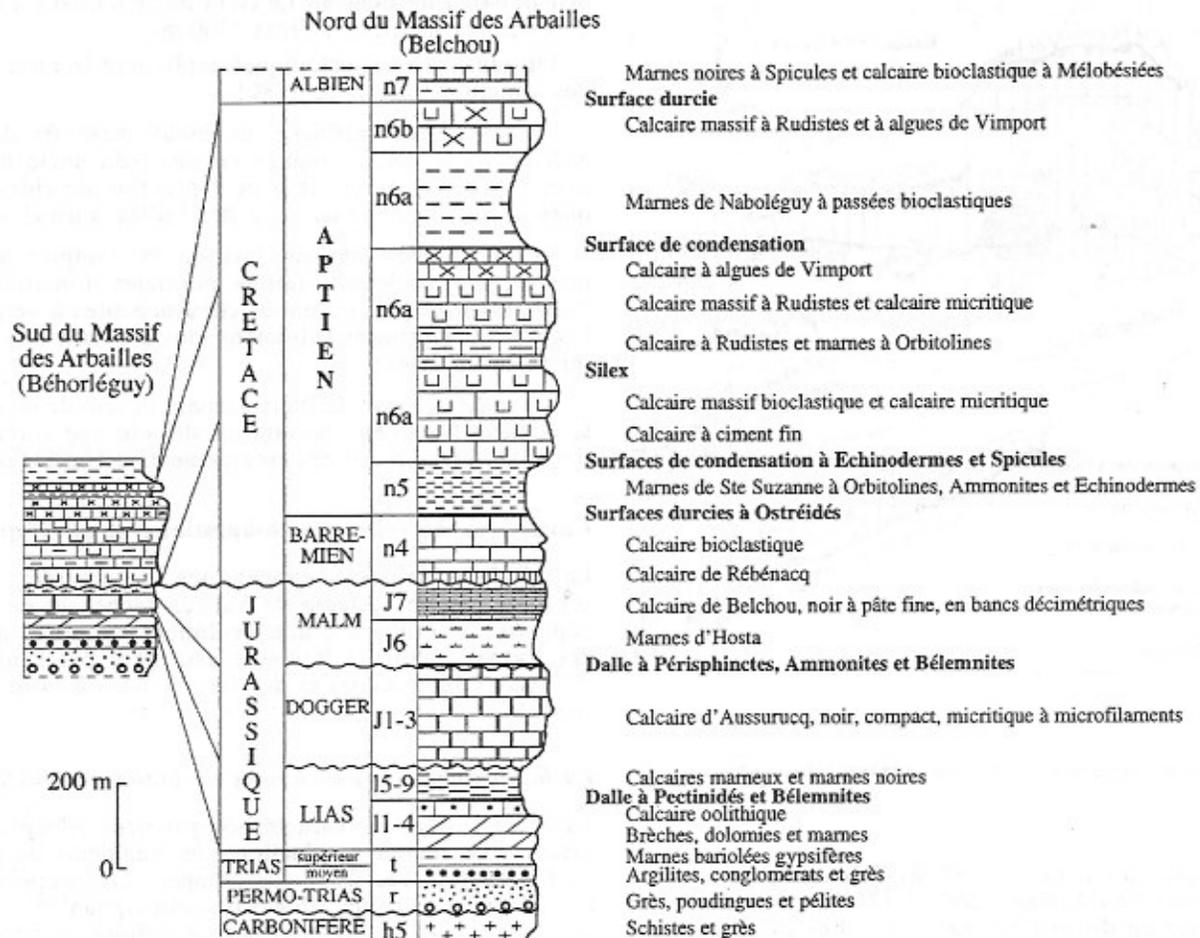


FIG. 3. – Echelle lithostratigraphique de la série mésozoïque des Arbailles [d'après Fabre et Navarre, 1992].
 FIG. 3. – Synthetic lithostratigraphic column of the Mesozoic Arbailles serie [after Fabre & Navarre, 1992].

L'étagement des vallées sèches : indicateur d'un système fluvial hérité et soulevé

La haute surface est échantonnée également par des vallées sèches qui forment un paléoréseau hydrographique ayant enregistré les étapes de la surrection par des niveaux étagés. Plusieurs niveaux subhorizontaux façonnés dans les calcaires urgoniens sont visibles dans le centre et sur la bordure E du massif, en particulier le niveau intermédiaire localisé vers 730 m (Elsarré), et trois niveaux secondaires vers 380 m (Artekatia), 850 m (Sorzaouqui) et 950 m (Tharassu) (fig. 4).

Le niveau de 730 m est illustré par des tronçons larges et à faible pente (1 à 3°) de 2 à 3 km de long : grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé. Celui-ci représente un important stationnement du niveau de base régional qui a été conservé par immunité karstique après la surrection. L'érosion linéaire n'a pu s'exercer dans les calcaires urgoniens en raison de l'infiltration des eaux dans les vides karstiques. A Elsarré, les eaux résurgent à la base de l'Urgonien au contact des marnes de l'Aptien inférieur en formant la reculée de la Bidouze. A Ithé, il n'existe pas de reculée car les eaux souterraines sont capturées vers l'E (Cent Sources).

A la suite de la surrection probablement différentielle entre les massifs de Mendibelza et des Arbailles, les hauts bassins-versants sur terrains imperméables ont été capturés au profit des cours d'eau Apoura et Urhandia qui se sont rapidement encaissés grâce à ces apports allochtones (fig. 4). Les vallées des Arbailles, désormais seulement alimentées par les eaux du massif, ont progressivement cessé de fonctionner avec l'augmentation du gradient hydraulique entraînant le soutirage des écoulements aériens et la formation de chapelets de dolines. Aujourd'hui, on observe un encaissement de plus de 500 m entre la haute surface (1250 m) et le niveau d'Elsarré (730 m) et un second encaissement de 450 m plus tardif entre Elsarré et le niveau de base actuel (200 m) (fig. 5).

Caractères des cavités et niveaux « fossiles »

L'ancienneté de la karstification est attestée par l'existence de plusieurs familles de cavités, dont les plus anciennes sont mises au jour par l'érosion. Les recherches spéléologiques ont permis le recensement de 600 cavités sur l'ensemble du massif [Delaitre, 1995]. 37 gouffres dépassent 100 m de dénivellation, dont 16 ont plus de 200 m de profondeur et / ou plus de 1000 m de développement.

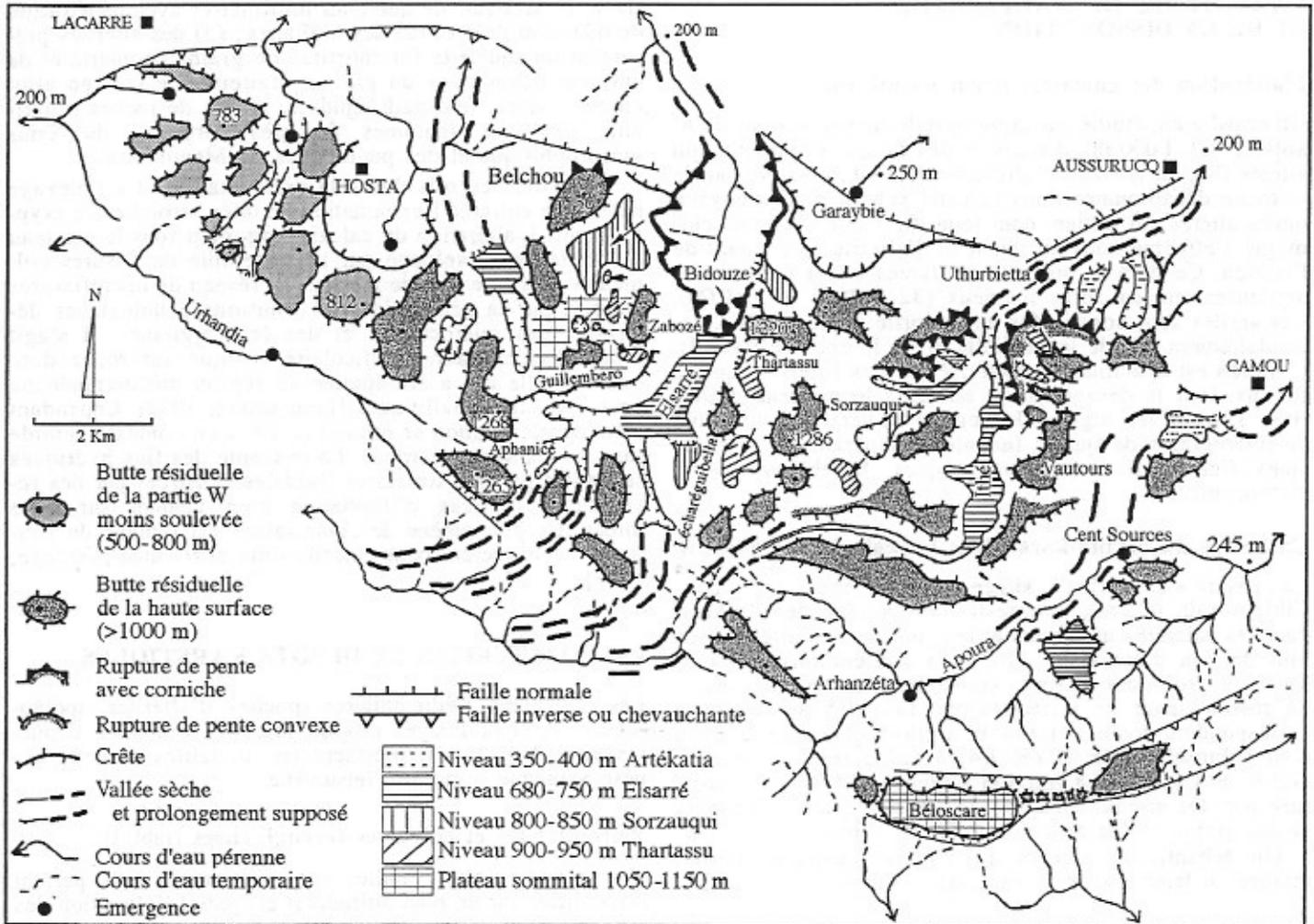


FIG. 4. - Carte géomorphologique du massif des Arbailles mettant en évidence le paléoréseau hydrographique, les niveaux de vallées sèches, les mégalodines et le karst à buttes résiduelles.

FIG. 4. - Geomorphological map of « Arbailles » massif showing the inherited hydrographic network, the dry valley levels, the large depressions and the residual cone karst.

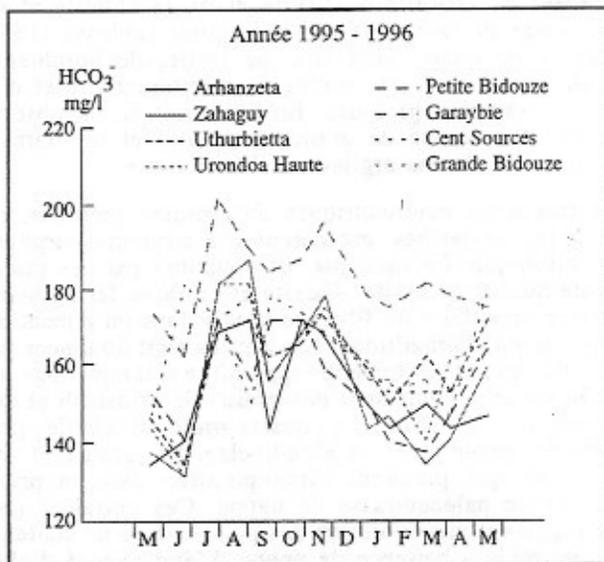


FIG. 5. - Evolution annuelle de la minéralisation (HCO₃⁻) pour les huit principales sources du massif [analyses N. Vanara].

FIG. 5. - Mineralisation evolution (HCO₃⁻) of the main karstic springs [analysis N. Vanara].

Les réseaux recoupés, localisés sur les buttes et les versants, sont les témoins de cavités anciennes décapitées par l'érosion. Certaines ne présentent que des témoins sédimentaires (spéléothèmes et conglomérats) : Belchou (1 120 m), replat d'Heguilloré (990 m), col d'Andoche (930 m). D'autres sont pénétrables comme l'aven des Vautours, profond de 84 m, typique d'une grande salle (110 m ± 30 m) dont le toit s'est effondré.

Les niveaux « fossiles » correspondent à de grandes galeries subhorizontales creusées dans la masse des calcaires et liées à un ancien stationnement du niveau de base local [Vanara, 1996]. En altitude, le niveau du réseau Landanoby se développe à la cote 1000 m et marque un stade ancien. Le niveau du réseau Nébélé, situé à 365 m, indique un stade de surrection du Pléistocène. En altitude, les gouffres-perles à structure verticale sont liés à la surrection du massif. Ils s'ouvrent généralement dans les calcaires marneux albiens comme le gouffre d'Aphanicé (-504 m) dont le puits de 335 m traverse les calcaires urgoniens à la faveur d'une fracture.

CARACTÈRES DE L'ALTÉRATION ET DE LA DISSOLUTION

L'altération des calcaires marneux albiens

Un profil a été étudié sur la bordure S dans le secteur d'Otxolatze (alt. 1 000 m). Au-dessus des calcaires marneux non altérés (R), un horizon d'altération RC est constitué par de la roche décarbonatée dans laquelle subsistent des noyaux moins altérés qui flottent dans le profil. Cette évolution chimique s'effectue sous un manteau d'altérites provenant de l'Albien. Ce dernier présente un faciès allant des marnes argileuses aux calcaires marneux (32 à 78 % de CaCO₃). Les argiles sont constituées en majorité par de l'illite, secondairement par de la kaolinite et de la chlorite (tabl. I). L'Albien est également caractérisé par des filons de quartz fibreux dont la désagrégation alimente le manteau d'altérites. Hormis les argiles, le cortège minéral est constitué de micrograins de quartz (anguleux, bipyramidés à inclusions fluides, à faciès quartzitique), hornblende verte, zircon, mica.

Caractère du crypto-karst dans les calcaires urgoniens

La carrière « de marbre », située entre Aussurucq et Camou-Cihigue (alt. 400 m), montre la morphologie de l'épikarst dans les calcaires urgoniens et le soutirage des altérites sur plus de 6 m d'épaisseur. L'horizon d'altération (RC) présente de profondes fissures colmatées par des altérites et un réseau dense de microfissures. Les altérites soutirées correspondent à un horizon B argilo-limoneux brun très clair (Munsell, HUE 10YR 7/4) à faible réserve calcique (1,3 % de CaCO₃). La fraction sableuse (3,9 %) est constituée par des grains calcaires (32 %), des quartz abondants et des grains roulés de cuirasse ferrugineuse.

Un échantillon, prélevé à l'interface calcaire/altérite, montre en lame mince la succession suivante : (1) un ho-

rizon décarbonaté de quelques millimètres avec pénétration de quartz et de fer ; (2) des argilanes ; (3) des altérites présentant un squelette fin constitué de grains de quartz et de cuirasse noyés dans un plasma argileux. Le cortège allochtone : verre, feldspath, épidote, grains de roches (quartzite, phyllites, fantômes de grès) provient du Trias grésio-ophitique et des poudingues de Mendibelza.

L'érosion des sols due à la déforestation et à l'élevage extensif a entraîné l'exhumation de têtes arrondies de crypto-lapiés. L'altération du calcaire urgonien sous le manteau d'altérites se développe par un ensemble de fissures colmatées jouant le rôle de mèche. Un réseau de microfissures élargies par la pénétration des solutions pédologiques détermine des microcavités et des ferri-argilanes. Il s'agit d'une décalcification pelliculaire typique sur roche dure comme celle qui a été étudiée en région méditerranéenne sous les sols fersiallitiques [Lamouroux, 1972]. Cependant cette décalcification se produit ici dans un contexte humide sans saison sèche marquée. La descente des flux hydriques se traduit par des structures fluidales illustrées par des revêtements argileux d'illuviation bien visibles sur lame mince. Ce phénomène de cutanisation est typique du soutirage karstique en roche calcaire dure et fissurée [Verheye, 1989].

PALÉOALTÉRITES ET DÉPÔTS KARSTIQUES

Les indicateurs sédimentaires (poches d'altérites, spéléothèmes et remplissages mis au jour par l'érosion, dépôts souterrains profonds) précisent les modalités de cette genèse ancienne jusqu'au Pléistocène.

Paléoaltérites et cuirasses ferrugineuses (tabl. I)

Une série de sites étudiés sur un transect S-N permet d'identifier sur un plan altitudinal et spatial l'altération des roches carbonatées.

— *Poche d'altérites sur le flanc S du massif* : dans les calcaires urgoniens du col d'Oxibar (alt. 589 m), une poche d'altérites large de 6 m présente un dépôt argilo-limoneux décarbonaté, de couleur jaune-brunâtre (HUE 10YR 6/8), comprenant en majorité de l'illite et de la chlorite et secondairement de la kaolinite. La fraction sableuse (16 %) est formée de quartz anguleux, de rutile, de hornblende verte, de quelques grains roulés de microquartzite et d'éléments de cuirasse gréseuse. En lame mince, on observe un squelette composé de grains de quartz et de cuirasse noyés dans un plasma argileux et limonitique.

Des fragments centimétriques de cuirasse gréseuse, remaniés dans les poches, présentent une structure porphyrique à chitonique. Le squelette est constitué par des grains roulés de quartz, quartzite, silicite et cuirasse ferrugineuse à structure lamellaire ou fibreuse noyés dans un ciment argilo-ferrugineux hématitique. Les argiles sont dominées par l'illite ; du quartz secondaire apparaît en remplissage de pore. On observe également des grains de feldspath et des sphérolites de calcédoine. Les quartz roulés fluviaux proviennent des poudingues de Mendibelza. Les grains de cuirasse limonitique prouvent l'incorporation dans le profil d'éléments de paléocuirasse de nappe. Ces cuirasses gréseuses suggèrent une évolution des poches dans un contexte d'hydromorphie à battance de nappe. L'état avancé d'altération des grains de quartz roulés (éclatement par infiltration et cristallisation du fer) montre une évolution polygénique ancienne : grains de roches et de paléoaltérites roulés d'origine allochtone (vallée de l'Apoura).

TAB. I. — Minéralogie de la fraction argileuse des échantillons de roches, cuirasses, altérites et dépôts karstiques. 220 : calc. marneux albien. 345 : flysch. 129 : cuirasse gréseuse, Oxibar. 130 : altérites, Oxibar. 139 : cuirasse, Lécharéguibela. 141 : altérites, Lécharéguibela. 247 : cuirasse, Andoche. 294 : ciment de brèche, Belchou. 89 : ciment de brèche, Héguilloré. 326 : argiles laminées, Azaléguy. 82 : argile décantation, Landanoby. + : rare ; ++ : présent ; +++ : abondant. (lab. de Géogr. Phys. « Pierre Birot », CNRS, Meudon).

TABLE I. — Clay mineralogy of rocks, iron crusts, alterites and karst deposits samples. 220 : Albian marls. 345 : Cenomanian flysch. 129 : cuirasse, Oxibar. 130 : alterites, Oxibar. 139 : cuirasse, Lécharéguibella. 141 : alterites, Lécharéguibela. 247 : cuirasse, Andoche. 294 : breccia cement, Belchou. 89 : breccia cement, Héguilloré. 326 : laminated clay, Azaléguy cave. 82 : clay, Landanoby cave. + : rare ; ++ : present ; +++ : abundant. (lab. de Géogr. Phys. « Pierre Birot », CNRS, Meudon).

Ech	Illite	Kaol	Chlor	Hémat	Goet	Quartz	Divers
220	70	20	10	-	-	**	-
345	70	20	10	-	-	**	mica
129	85	-	15	**	-	***	-
130	45	20	35	-	-	***	-
139	100	-	-	-	**	***	mica
141	30	10	60	-	-	***	mica
247	55	-	45	**	-	***	feld, mica
294	100	-	-	-	-	*	-
89	65	10	25	-	-	*	feldspath
326	45	10	45	-	-	**	-
82	80	10	10	-	-	**	-

— *Poche d'altérites sur la haute surface* : elle mesure 20 m de large et se situe dans les calcaires marneux albiens à l'amont de la vallée sèche de Lécharéguibella (alt. 930). Le dépôt argilo-limoneux brun-clair renferme des fragments de quartz filonien issu de l'altération de l'Albien et des éléments de cuirasse ferrugineuse. La chlorite (60 %) est dominante sur l'illite et la kaolinite, ce qui indique une altération de roches allochtones. Au microscope, la fraction sableuse montre des quartz anguleux abondants (90 %), des pisolithes ferrugineux, des paillettes de muscovite et de rares hornblendes vertes. Les fragments de cuirasse sont constitués par des croûtes et des nodules à enveloppes ferrugineuses. En lame mince, on observe une structure plasmique argileuse et goethitique avec quartz néoformé en remplissage de pores. Les argiles sont dominées par l'illite. Quelques minéraux sont d'origine allochtone : quartz, amphibole, calcédoine, esquilles phyllitiques et quartzitique. Ce type de cuirasse indique une genèse de battement de nappe, en contexte de dépressions mal drainées, à une époque où le massif était proche du niveau de base.

— *Cuirasse de fracture en bordure S du massif* : le site de la carrière d'Andoche (950 m) se situe près du col d'Arhansus, à proximité du Trias et des poudingues de Mendibelza. Une cuirasse en place de 1 à 2 cm d'épaisseur, recouvrant une calcite filonienne de fracture, présente un cortex brun-rougeâtre foncé (HUE 5Y/R 3/2) et une masse plasmique centrale, légèrement vacuolaire, de teinte brune. Sur lame mince on observe une structure plasmique rouge hématitique avec des cristallites de quartz secondaire, teintés en rouge et fortement biréfringents, organisés en filonets («boxwork»). L'analyse RX montre aussi de l'illite (55 %) et de la chlorite (45 %) accompagnées de feldspath. Ce type de minéralisation silico-ferrugineuse en croûte dense suggère une origine mixte en relation directe avec le régime de surrection (mélange d'eaux profondes et superficielles).

Ces trois types de cuirasse ferrugineuse indiquent une refixation du fer et de la silice dans des poches fonctionnant en régime d'hydromorphie, avec battance de nappe, voire dans des fractures avec influence hydrothermale. Leur genèse est conditionnée par l'évolution du régime hydrique en relation avec le soulèvement du massif. Le cortège minéral d'origine allochtone et le fer prouvent des apports non carbonatés en provenance de l'altération de l'ancienne couverture (Albo-Cénomaniens), du Trias grés-ophitique et des poudingues de Mendibelza.

Les dépôts endokarstiques mis au jour par l'érosion

Les spéléothèmes affleurant sur les buttes résiduelles sont des concrétionnements stalagmitiques associés à des brèches et des dépôts fluviaux souterrains. Plusieurs exemples sont étudiés sur un transect N-S.

— *La coulée stalagmitique du Belchou*, longue de 17 m et épaisse de 70 cm, se situe à 1127 m d'altitude sur le sommet du même nom. Elle est constituée par une calcite compacte et rythmée, blanche à brun clair. Les lamines annuelles, associées en doublets (lamine d'hiver sombre et lamine d'été clair), sont organisées en séquences répétitives. Chaque cyclothème se termine par une surface légèrement altérée, plus sombre, formant un diastème. On observe un niveau intermédiaire de lamines très fines à microdébris. Plusieurs contaminations sont distinguées : la première

d'origine pédologique, la seconde issue de l'altération de l'Albien, la dernière d'origine allochtone.

Cette coulée stalagmitique scelle des dépôts bréchiques constitués par des éléments calcaires noyés dans un ciment microgréseux jaune (HUE 10YR 7/8). Les argiles du ciment sont formées exclusivement d'illite. Les sables sont composés par des grains de cuirasse limonitique, du quartz, de la hornblende verte et du zircon et par un petit cortège provenant des ophites du Trias. Ce témoin de grotte, subsistant au sommet d'une grande butte, indique l'ancienneté du dépôt et l'importance de la tranche calcaire érodée.

— *Le massif stalagmitique d'Héguilloré*, de plusieurs mètres de diamètre, est situé à 990 m d'altitude. Il est formé par une calcite blanc-jaunâtre pure, palissadique, organisée en faisceaux avec des lamines peu visibles. Les rares éléments insolubles sont constitués par quelques grains de sols ferrugineux et du quartz. Le concrétionnement scelle des dépôts bréchiques formés de clastes calcaires gris-noir appartenant à la série de Naboléguy (Albien). Le ciment microgréseux des brèches, de teinte brun-jaunâtre clair (HUE 2,5Y 6/4), renferme des grains de cuirasse ferrugineuse. La fraction argileuse du ciment est composée en majorité de chlorite et d'illite, puis par de la kaolinite (10 %). La fraction sableuse insoluble présente des petits grains de limonite et un cortège minéral dominé par du quartz, avec secondairement du feldspath et de l'épidote, ce qui suggère à nouveau des apports allochtones proximaux.

— *La paléocavité de Bédola* se situe vers 950 m d'altitude, au centre du massif, sur la bordure N de la mégadoline de Sihigue. Elle présente une petite salle effondrée avec des fragments de planchers stalagmitiques corrodés scellant des dépôts fluviaux consolidés. On observe des graviers roulés de quartz laiteux de 5 à 25 mm de long recouverts par des incrustations ferrugineuses. Les autres graviers sont formés par des éléments de cuirasse ferrugineuse, de 3 à 10 mm de long, de texture microgréseuse. La fraction sableuse est constituée à 90 % de sables de quartz et par un cortège polygénique : hornblende verte et zircon pour l'altération de l'Albien, et épidote, verre, feldspath, amphibole, rutile, quartz métamorphique pour les apports allochtones. En lame mince, les grains de grès, de feldspath, de quartz métamorphique et des sphérolites de calcédoine sont noyés dans un ciment carbonaté microtravertineux.

Les dépôts souterrains des galeries fossiles (tabl. II)

Les dépôts piégés dans les niveaux de galeries sèches renseignent sur le soutirage des altérites et des sols dans l'endokarst. Plusieurs sites sont étudiés au centre et au S du massif.

Le réseau de Landanoby (alt. 1100 m, développement 2,5 km) est situé dans la partie amont du vallon perché de Thartassu. Il présente un niveau fossile vers -100 m contenant des remplissages détritiques argilo-limoneux. La fraction sableuse (20 %) montre des grains ferrugineux et des micro-charbons de bois, du quartz et des éléments allochtones (feldspath, verre, augite, hornblende). Un autre échantillon, de nature argileuse, montre également un cortège allochtone avec du verre brun roulé, de l'épidote, du rutile et de la tourmaline. Un troisième échantillon, de teinte rougeâtre, possède une quantité importante de grains de cuirasse. Les argiles sont représentées par l'illite (80 %), puis par la kaolinite et la chlorite.

La grotte d'Azaleguy (alt. 795 m), longue de 480 m, se développe dans l'Albien sur le versant S du massif. A partir de la cote +100 m, la cavité présente une coulée de débris

TABLE II. — Caractères et origine des cortèges minéralogiques des remplissages endokarstiques des réseaux du Nébélé (alt. 565 m), de Landanoby (alt. 1 100 m) et d'Azaleguy (alt. 795 m).

TABLE II. — Characters and origin of minerals in the endokarstic deposits of Nebele cave (alt. 565 m), Landanoby cave (alt. 1 100 m), Azaleguy cave (alt. 795 m).

Echantillons	Granulométrie	CaCO ₃	Paléosols et argiles	Altération Albien	Altér. Trias et poud. Mendibelza
Ech. 78, Nébélé, salle du Pendule 375 m	Arg.-lim. 97 % Sables 3 %	3 %	Grains d'argiles et de cuirasses	Quartz, hornblende verte	Rutile, sphène, monazite, épidote, hornblende brune, sphène
Ech. 79, Nébélé, gal. Ch-Souris 375m	Arg.-lim. 30 % Sables 70 %	7 %	Grains de cuirasses	Quartz, hornblende verte, zircon	Verre brun, épidote, rutile, sphène, disthène
Ech. 158, Nébélé, puits Sablier-gal.Herses	Arg.-lim 78 % Sables 22 %	11,4 %	Grains de cuirasses	Quartz, hématite, zircon	Plagioclase, glaucophane, épidote, rutile, sphène, tourmaline
Ech. 115, Landanoby, base du P22 1020m	Arg.-lim. 80 % Sables 20 %	-	Grains ferrugineux, charbons de bois	Quartz	Feldspath, verre, augite, hornblende brune
Ech. 117, Landanoby, Gal. du Sahara 1000 m	Arg.-lim. 99 % Sables 1,3 %	1,2 %	Grains de cuirasses rares	Quartz, hématite hornbl. v., zircon	Verre brun roulé, épidote, rutile, tourmaline
Ech. 82, Landanoby, - 85 m, 1020 m	Arg.-lim. 85 % Sables 15 %	12 %	Gr. cuirasses, illite, kaolinite, chlorite	Quartz, pyrite, zircon, hornbl. v.	—
Ech. 326, Azaleguy, "debris flow" 895 m	Arg.-lim. 98 % Sables 2 %	0,8 %	Gr. cuirasses, illite, chlorite, kaolinite	Quartz bipyramidés très altérés	—

recouverte localement par des sédiments laminés riches en grains de cuirasse et en illite avec de petits quartz bipyramidés très altérés. On n'observe pas de cortège allochtone. Le réseau du Nébélé présente un niveau fossile vers -100 m (alt. 365 m) piégeant des remplissages fins abondants dont la fraction sableuse renferme des grains de cuirasse, un cortège d'altération de l'Albien et un cortège allochtone.

ÉVOLUTION GÉNÉRALE ET ESSAI DE CHRONOLOGIE

L'évolution géomorphologique du massif des Arbaillies depuis le Néogène peut être retracée grâce aux arguments morphologiques et sédimentaires qui permettent d'estimer : (1) la vitesse de dissolution et la tranche de calcaire érodé ; (2) les principales phases de surrection.

Estimation de la tranche de calcaire érodée

Les dépôts endokarstiques mis au jour par l'érosion sur les buttes résiduelles indiquent la disparition d'une tranche de calcaire importante depuis la fin du Tertiaire.

— *La dissolution spécifique actuelle* a été calculée à partir de l'étude régulière des principales émergences au cours de l'année 1995-96. La moyenne de la minéralisation (alcalinité) est environ de 160 mg/l de HCO₃. D'après les données climatologiques et le calcul de l'évapotranspiration réelle (540 mm/an), les précipitations efficaces sont de 1 489 mm/an à l'altitude moyenné de 900 m. Dans ces conditions, la dissolution spécifique est de 92 m³/km²/an, soit 0,09 mm/an (tabl. III). Cette valeur comprend la dis-

solution globale (superficielle et profonde). Dans les karsts nus supraforestiers, la distribution spatiale de la dissolution est de 20 % en surface et de 80 % en profondeur. Cependant 65 % de la dissolution totale s'exerce entre 0 et 100 m de profondeur [Maire, 1990]. Dans les karsts de moyenne montagne forestière, 55 % de la dissolution totale se produit entre 0 et 50 m de profondeur et peut atteindre 80 % entre 0 et -100 m [Delannoy, 1983].

— *L'estimation de la tranche de calcaire dissoute* dans les Arbaillies doit tenir compte des changements climatiques et de la présence ou non d'une couverture végétale. Pour le Pléistocène, on peut admettre que pendant la moitié du temps le massif était dépourvu de couverture forestière (périodes froides), d'où une tranche calcaire dissoute de 60 m environ répartie inégalement entre les dépressions et les interfluves.

La néotectonique plio-quadernaire (fig. 6)

— *La vitesse de surrection quadernaire* a été estimée par la datation U/Th de stalagmites. Le principe repose sur des arguments spéléogénétiques généraux [Maire, 1990]. Ainsi le niveau « fossile » subhorizontal du réseau Nébélé situé à la cote 365 m est formé par des conduits dont la morphologie en « conduite forcée » indique un creusement en régime noyé en correspondance avec l'ancien niveau de base. À la suite de l'approfondissement de la vallée consécutif à la surrection, la galerie s'assèche et des spéléothèmes se déposent. Or, il existe une faible latence entre l'assèchement et la précipitation de la calcite due aux eaux de percolation. Ainsi, en datant par la méthode U/Th la calcite de la génération de stalagmites la plus ancienne du niveau

TABLE III. — Datations U/Th de deux stalagmites du niveau « fossile » (365 m) du réseau Nébélé localisé 165 m au-dessus du niveau de base actuel (200 m) (CERAK, Fac. Polytechn. de Mons, Y. Quinif).

TABLE III. — U/Th dating of two stalagmites of the Nebele dry level (365 m) located 165 m above the base level (200 m) (CERAK, Fac. Polytechn. de Mons, Y. Quinif).

Ech.	[U]ppm	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	[²³⁴ U/ ²³⁸ U] t = 0	Age (en milliers d'années)
368	1,044 ± 0,010	1,197 ± 0,010	1,035 ± 0,014	95,8 ± 7	1,616	406,9 [78,7/-46,6]
369	2,189 ± 0,040	1,215 ± 0,06	0,595 ± 0,012	129 ± 7	1,280	94,6 [+3,1/-3,0]

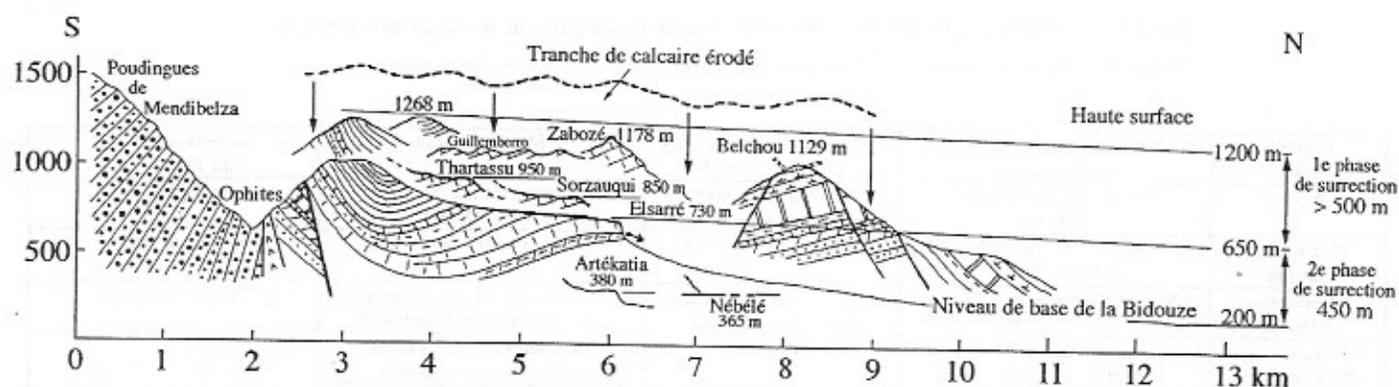


FIG. 6. — Représentation des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés et correspondance avec les phases de surrection plio-quaternaires.
 FIG. 6. — Schema of the staged fluvio-karstic and underground levels, and relations with the Plio-Quaternary uplift phases.

de 365 m, on date le début de l'assèchement et par conséquent le début de la surrection.

La génération la plus ancienne, reposant sur le plancher de la galerie, a un âge de 406 900 ans (+ 78 700, - 46 600). Une autre famille de stalagmites scellant des remplissages argileux est datée de 94 600 ans (+ 3 100, - 3 000) se situant dans l'interglaciaire du stade isotopique 5 (Éémien sl) (tabl. III). On estime donc que le massif s'est soulevé de plus de 165 m en 400 000 ans environ, soit un taux de surrection de 0,4 mm/an.

— *La composante de surrection quaternaire* serait de 700 m en partant d'un taux moyen de 0,4 mm/an. Compte tenu de la tranche érodée, le premier grand niveau perché de vallées sèches (Elsarré, Ithé, alt. 730 m) daterait du Pléistocène inférieur (1,3 à 1,5 Ma). Les niveaux supérieurs de vallées sèches (Sorzaucqui, Tharthassu) serait à la limite Pléistocène-Pliocène (1,9 à 2,1 Ma). Par conséquent la haute surface située entre 1000 et 1200 m d'altitude daterait du Pliocène. On estime donc la composante de surrection plio-quaternaire à 1000 m au moins (fig. 6).

La tectonique plio-quaternaire résulte de mouvements tectoniques principalement compressifs. Le niveau intermédiaire d'Elsarré marque un stade d'arrêt au cours du Pléistocène qui a permis l'élaboration d'un profil en long tendu de plusieurs kilomètres, incliné à 1 ou 2°, interrompu à l'aval par une reculée ou une gorge dont l'âge est contemporain de la dernière phase de soulèvement. Ce type de niveau ne peut perdurer que dans une roche carbonatée dure et fissurée permettant un bon drainage souterrain.

Plus au S, en Haute Soule, les phases de surrection ont été enregistrées également dans les réseaux souterrains du massif de la Pierre-Saint-Martin où l'on distingue une phase quaternaire marquée par la galerie Aranzadi (alt. 1050 m) et par les divers niveaux étagés du réseau d'Arphidia. Cette phase de 500 à 600 m de composante a au minimum plus de 400 000 ans d'après les datations U/Th effectuées sur les spéléothèmes de la galerie Aranzadi [Cantillana, Quinif et Maire, 1986]. Les spéléothèmes observés à l'affleurement à plus de 2000 m ont tous plus de 400 000 ans (datations U/Th). Comme ces derniers ne se forment pas dans l'étage supraforestier, les spéléothèmes hérités se sont établis dans un ancien contexte bioclimatique de moyenne altitude et sont la preuve d'un soulèvement important [Bini, Delannoy et al., 1989].

— *L'activité tectonique au Pléistocène récent et moyen* est attestée dans les cavités des Arbailles par des failles actives induisant le cisaillement des parois des galeries et des spé-

léothèmes. Des paléoséismes sont également attestés par des chutes de blocs et de spéléothèmes comme dans le réseau fossile du Nébélé. Des observations similaires ont été effectuées dans les réseaux du massif de la Pierre-Saint-Martin [Maire, 1990]. De même des mouvements tectoniques récents ont été étudiés dans les cavités des Alpes de Lombardie en zone sismique active [Bini, Quinif et al., 1992].

— *Les relations entre la sédimentation détritique de piémont* et la surrection plio-quaternaire sont complexes. Au débouché de la vallée d'Aspe et d'Ossau, on observe des dépôts d'argiles à blocs, de faciès « mortier », identiques à ceux de la formation de Lannemezan [Taillefer, 1951]. Ils peuvent être corrélés plus à l'E avec les grands cônes de Ger, Cieutat, Bagnères et Lannemezan attribués jusque là au Pliocène [Azambre et al., 1989]. Le paléocône situé au débouché de la vallée d'Ossau (secteur de Belair) est décrit comme un till du Pléistocène inférieur dont le substratum rocheux présente un poli glaciaire strié et cannelé [Hetu et Gangloff, 1989]. Les cônes détritiques de type « Lannemezan », que l'on peut attribuer actuellement au Plio-Pléistocène inférieur, surmontent des dépôts à lignite datés de la fin du Miocène à Capvern [Bugnicourt et al., 1988]. L'ensemble des dépôts du piémont pyrénéen témoigne donc d'une intense activité érosive depuis la fin du Miocène qui est en relation avec les phases de surrection mises en évidence dans le massif des Arbailles. D'après les arguments géomorphologiques et hydrochimiques, le volume enlevé depuis 6 Ma est au minimum de 0,2 à 0,3 km³/km² en terrain carbonaté, mais il est supérieur dans les marnes et calcaires marneux qui favorisent l'érosion linéaire.

Chronologie générale (tabl. IV)

L'évolution géomorphologique du massif des Arbailles se divise en deux grandes périodes : l'une synorogénique d'âge anté-miocène, l'autre néotectonique d'âge fin-miocène et plio-quaternaire.

— *La période synorogénique* : à la fin du Crétacé inférieur (Barrémien-Albien), les mouvements orogéniques en régime de distension (rift crétacé pyrénéen) sont accompagnés du dépôt des poudingues de Mendibelza [Boirie et Souquet, 1982] et d'un diapirisme provoquant une karstification par dissolution des gypses : brèches d'Arhansus [Canérot et Lenoble, 1991]. Au Lutétien moyen a lieu la phase orogénique principale des Pyrénées avec plissement et charriage vers le N des unités nord-pyrénéennes [Razin, 1989]. Elle s'accompagne d'une grande phase d'érosion qui se poursuit jus-

TAB. IV. – Chronologie générale des événements morpho-tectoniques sur le massif des Arbailles.

TABLE IV. – General chronology of morpho-tectonic events on the « Arbailles » massif.

Périodes et âges	Niveaux étagés (endo et exokarstiques)	Composante de surrection depuis l'Actuel	Morphogenèse	Dépôts corrélatifs du Piémont N
Actuel	Niveau de base régional (200 m)	Surrection en cours (zone sismique active)	Karstification active Dissol. spéc. 92 m ³ /km ² /an	Basses terrasses
Pléistocène moyen	Niveau de 365 m du Néblé 0,4 Ma (U/Th)	>160 m (0,4 mm/an)	Surcreusement des vallées	Moyennes terrasses
Pléistocène inférieur	Niveau d'Elsarré-Ithé 730 m = 1,3-1,5 Ma	>450 m (dernière grande phase de surrection)	Déconnexion du syst. fluvial avec l'amont de Mendibelza	Hautes terrasses
Pléistocène inf.-Pliocène sup.	Niveau Sorzauqui-Thartassu 850-950 m = 1,8-2 Ma	>700 m	Déconnexion des vallées affluentes autochtones	Cône de Ger, Cicutat, Bagnères, Lannemezan
Pliocène	Haute surface Arbailles Sommet buttes 1100-1250 m	>1000 m	Début de formation du karst à buttes et des mégadolines	
Fin Miocène	Début épirogenèse	>1300 m environ	Début de creusement du réseau hydrographique et de l'érosion des altérites	Dépôts à lignite sous la formation de Lannemezan
Oligo. sup.-Miocène	Phase de stabilité et d'altération	—	Altér. de la couverture, cryptokarstification	Dépôts argileux dominants
Lutétien moyen-Oligocène inf.	Compression, charriage, Plissement pyrénéen princip.	—	Grande phase d'érosion Décapage des flyschs	Poud. de Jurançon et de Palassou
Barrémien-Albien-Cénom.	Distension, rifting et diapirisme	—	Dissolution des gypses, brèches	Poud. Mendibelza Sillon du flysch

qu'à l'Oligocène moyen avec le dépôt des poudingues de Palassou. Au S et à l'W de Pau, les poudingues de Jurançon, autrefois attribués au Miocène, doivent être rattachés à la formation de Palassou datée du Lutétien supérieur-Oligocène inférieur en raison de la découverte d'une malacofaune éocène [Hourdebaigt *et al.*, 1986].

A l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur, la région est caractérisée par une période de stabilité ou de faible surrection comme l'atteste la phase de transgression marine qui a lieu au même moment au niveau du Bassin aquitain. Le massif des Arbailles est en continuité morphologique avec les poudingues de Mendibelza au S et les flyschs au N. La proximité du niveau de base et le climat tropical humide sont favorables à une importante altération ferrallitique. Un système fluvial bénéficiant des amonts grés-conglomératiques se met en place sur la couverture semi-imperméable des calcaires marneux albiens et des affleurements résiduels de flysch. Les paléaltérites et remplissages karstiques renferment les témoins de cette évolution polygénique :

— des grains roulés ferrugineux témoignant du démantèlement de paléocuirasses ;

— un cortège minéral à quartz filonien, quartz sédimentaire, hornblende verte, zircon et muscovite provenant de l'altération des calcaires marneux albiens et probablement des flyschs ;

— un cortège à minéraux volcaniques et secondaires (verre, hornblende, amphibole, plagioclase, sphène, augite rare, épidote, sphène) issu des ophites triasiques de la bordure S. Une partie de ces minéraux est transformée à cause de l'altération : hornblende verte (altération de l'augite), épidote, albite probable. Ce type de cortège a été observé dans les ophites altérées des Pyrénées occidentales [Casteras, 1971 ; Icole, 1984] ;

— un cortège à minéraux du socle (quartz métamorphique, quartzite, calcédoine, mica, rutile, tourmaline) issu notamment des grès triasiques et des poudingues de Mendibelza.

— *La période néotectonique* : à partir de la fin du Miocène supérieur, puis au Plio-Pléistocène, la chaîne pyrénéenne connaît une grande phase de surrection. Il semble que le

système fluvial des Arbailles ait été déconnecté assez tardivement. En effet, le niveau majeur d'Elsarré et d'Ithé, daté du Pléistocène inférieur, n'a pu s'élaborer que lorsqu'il était raccordé directement à l'aval au niveau de base et à l'amont au massif de Mendibelza. La déconnexion est donc intervenue postérieurement lors de la dernière grande phase de surrection. Les niveaux secondaires perchés de Sorzauqui et Thartassu à alimentation locale correspondent à de petites vallées affluentes, représentant des stades d'enfoncement des grandes vallées d'Elsarré et d'Ithé probablement au début du Quaternaire. Actuellement, l'essentiel du drainage s'effectue par des systèmes souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie comme l'indiquent les expériences de traçages chimiques [Com. Départ. Spéléol., Pau ; inédit].

CONCLUSION

La surface fluvio-karstique et karstique des Arbailles constitue un exemple original de karst montagnard de l'avant-pays pyrénéen qui présente des points communs avec l'évolution d'autres massifs calcaires soulevés de la zone subalpine et de Méditerranée comme le plateau des Coulmes sur le Vercors [Delannoy, 1981] ou les hauts massifs de Crête [Maire et Pomel, 1992] :

— série carbonatée épaisse plissée au Tertiaire et recouverte par des flyschs, des phyllades ou des marnes ;

— altération tertiaire de basse altitude sous climat tropical et crypto-karstification sous manteau d'altérites ;

— mise en place d'un système fluvial sur une couverture semi-imperméable ;

— décapage des altérites et désorganisation des vallées par soutirage karstique à la suite de la surrection post-miocène ;

— paléocavités concrétionnées néogènes recoupées par l'érosion des versants ;

— absence d'érosion glaciaire au Pléistocène et régularisation périglaciaire des versants ;

— néotectonique pléistocène en compression affectant les parois et les dépôts des conduits karstiques ;

— climat humide actuel et dissolution spécifique importante (> 80-100 m³/km²/an).

Ainsi, les Arbailles présentent un paléoréseau hydrographique perché qui a enregistré les étapes du soulèvement. D'après le taux de surrection quaternaire estimé et les arguments morphologiques (modèle bien conservé des grandes vallées sèches perchées), la déconnexion de ce système avec l'amont imperméable de Mendibleza se serait produit au cours du Pléistocène inférieur. Dans ces conditions, la haute surface à buttes, mégadolines et vallons affluents suspendus daterait essentiellement du Pliocène.

Les niveaux karstiques de surface et hypogés, lorsqu'ils sont en rapport avec l'évolution du niveau de base, donc de la surrection, constituent des indicateurs efficaces de l'évolution morpho-tectonique, qui peuvent être couplés avec l'étude séquentielle et radiométrique des dépôts souterrains. La notion de niveau topographique et de surface d'érosion, autrefois utilisée à l'excès pour expliquer la mor-

phogénèse, puis en grande partie abandonnée au profit de la géomorphologie climatique [Tricart et Cailleux, 1965], doit être revue à la lumière des recherches géomorphologiques et spéléologiques récentes, en particulier pour les reliefs carbonatés bénéficiant d'une certaine immunité morphologique en raison du drainage souterrain.

Remerciements. - Nous remercions pour leur aide efficace Stéphane Vogrig, Jacques Bauer, le Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, le Laboratoire de Géographie Physique Appliqué (J.-N. Salomon) et l'équipe DYMSET du CNRS de l'Université de Bordeaux 3 (F. Bart), le laboratoire du CERAK de la Faculté Polytechnique de Mons (Y. Quinif), le département de Géologie de l'Université de Pau (Y. Hervouet et R. Sabrier) et le laboratoire de Géographie Physique « Pierre Biot » du CNRS de Meudon (T. Muxart).

Références

- AZAMBRE B., CROUZEL F., DEBROAS E.-J., SOULE J.-C. & TERNET Y. (1989). - Bagnères-de-Bigorre. - Carte géologique de la France à 1/50 000 (1053), notice explicative, BRGM, Orléans, 80 p.
- BINI A., DELANNOY J.-J., MAIRE R. & QUINIF Y. (1989). - Générations de cavités karstiques dans les chaînes alpines s.l. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **309**, II, 1183-1190.
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. & UGGERI A. (1992). - Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori (Lombardie, Italie). - *Karstologia*, **19**, 23-30.
- BOIRIE J.M. & SOUQUET P. (1982). - Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. - *Bull. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, **6**, 2, 405-435.
- BUGNICOURT D., CLARACQ P., DUPÉRON J., PRIVÉ-GILL C. & SAUVAGE J. (1988). - Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche à lignite de Capvern (plateau de Lannemezan, Hautes-Pyrénées). - *Bull. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, **12**, 739-757.
- CANÉROT J. (1989). - Rifting éocène et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. - *Bull. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, **13**, 1, 87-99.
- CANÉROT J. & LENOBLE J.L. (1991). - Diapirisme sur une marge en distention, puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. - Excursion de l'Association des Sédimentologues français, 27-28 Avril 1991, Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, Université Paul Sabatier, Toulouse, 114 p.
- CANTILLANA R., QUINIF Y. & MAIRE R. (1986). - Uranium-thorium dating of stalagmites applied to study the Quaternary of the Pyrénées (France) : the example of the « gouffre de la Pierre-Saint-Martin ». - *Chem. Geol.*, **57**, 147-144.
- CASTERAS M. (1971). - Tardets-Sorholus et Oloron-Ste-Marie. - Carte géologique de la France au 1/50 000, XIV-46 et XV-46. - BRGM, Orléans.
- CASTERAS M. (1975). - Les Pyrénées. In : *Géologie de la France*, t. 1, Debelmas, 1975. - Doin, Paris, 296-345.
- DELAITRE E. (1995). - Massif des Arbailles : base de données. - Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, Pau, 375 p.
- DELANNOY J.-J. (1981). - Le Vercors septentrional : le karst de surface et le karst souterrain. - Thèse 3^e cycle, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 537 p.
- DELANNOY J.-J. (1983). - Le complexe souterrain du plateau du Sornin (Vercors, France), le gouffre Berger et le scialet de la Fromagère. - *Karstologia*, **2**, 3-12.
- FABRE C. & NAVARRE J.-C. (1992). - Le mésozoïque du bloc des Arbailles : structuration et sédimentation. - IFF, ENSPM, SNEA, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 127 p.
- FORD D. & WILLIAMS P. (1989). - *Karst geomorphology and hydrology*. - Unwin Hyman, London, 601 p.
- HETU B. & GANGLOFF P. (1989). - Dépôts glaciaires du Pléistocène inférieur sur le piémont nord des Pyrénées-Atlantiques. - *Z. Geomorph. N. F.*, **33**, 4, 385-403, Berlin-Stuttgart.
- HOUREDEBAIGT M.L., VILLATTE J. & CROCHET B. (1986). - Le poudingue de Jurançon du sud de Pau appartient à la série syntectonique de Palassou : preuve par la découverte d'une malacofaune éocène. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **303**, II, 10, 951-956.
- ICOLE M. (1984). - L'altération superficielle de l'ophite sur les massifs du piémont occidental des Pyrénées françaises : phénomène quaternaire ou plus ancien? In : *Montagnes et piémonts*. - *Rev. Géogr. Pyr. SW*, Toulouse, 275-286.
- KUNAVER J. (1979). - Some experiences in measuring the surface karst denudation in high Alpine environment. - Actes du symp. Intern. sur l'érosion karstique, UIS, Aix-en-Provence, Marseille, Nîmes, Ass. Fr. Karstologie, 75-85.
- LAMOUREUX M. (1972). - Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. - *Mém. ORSTOM*, **56**, 266 p., Paris.
- MAIRE R. (1990). - La haute montagne calcaire : karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats. - Thèse d'Etat, Univ. de Nice. - *Karstologia-Mémoires*, **3**, 731 p.
- MAIRE R. & POMEL S. (1992). - Les Levka Ori (Crète, Grèce) : un jalon miocène dans l'évolution des karsts méditerranéens. In : « Karsts et évolutions climatiques », hommage à J. Nicod. - Presses Univ. Bordeaux, 227-246.
- MEYER R. (1987). - Paléolittératures et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. - *Manuels et méthodes*, **13**, Bureau de recherches géologiques et minières, 164 p.
- QUINIF Y., GENTY D. & MAIRE R. (1994). - Les spéléothèmes, un outil performant pour les études paléoclimatiques. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **165**, 6, 603-612.
- RAZIN P. (1989). - Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basses à l'W de la faille de Pamplona (Province du Labourd). - Thèse de l'Université de Bordeaux III, 463 p.
- TAILLEFER F. (1951). - Le piémont des Pyrénées françaises. - Privat éd., Toulouse, 383 p.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1965). - Introduction à la géomorphologie climatique. - SEDES, Paris, 306 p.
- VANARA N. (1996). - Les cavités du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques). Types et indicateurs de l'évolution géomorphologique. - *Ukpik, Inst. Géographie, Univ. Fribourg*, **8**, 79-98.
- VERHEYE W.H. (1989). - Impact des propriétés hydrodynamiques du substrat karstique sur la nature du sol en milieu méditerranéen. - *Karstologia*, **14**, 1-8.
- VIAUD J.-M. (1991). - Etude hydrogéologique globale de l'extrémité orientale du massif des Arbailles. - Dipl. univ. Sc. Trav. géol., Univ. Bordeaux III, 104 p.
- VIERS G. (1960). - Pays basque français et Barétous. Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont. - Thèse de l'Université de Bordeaux, Faculté des Lettres. - Privat, Toulouse, 604 p.