



**HAL**  
open science

## Le karst des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques, France)

Nathalie Vanara

► **To cite this version:**

Nathalie Vanara. Le karst des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques, France). *Karstologia*, 2000, 36, pp.23-42. 10.3406/karst.2000.1750 . hal-04825543

**HAL Id: hal-04825543**

**<https://hal.science/hal-04825543v1>**

Submitted on 18 Dec 2024

**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

## Le karst des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques, France)

Nathalie Vanara

---

**Citer ce document / Cite this document :**

Vanara Nathalie. Le karst des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques, France). In: Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique, n°36, 2e semestre 2000. Le massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantique) pp. 23-42;

doi : <https://doi.org/10.3406/karst.2000.1750>

[https://www.persee.fr/doc/karst\\_0751-7688\\_2000\\_num\\_36\\_1\\_1750](https://www.persee.fr/doc/karst_0751-7688_2000_num_36_1_1750)

---

Fichier pdf généré le 15/11/2018



## Abstract

THE MASSIF OF ARBAILLES (WEST PYRENEES).

The Arbailles massif (200 -1 200 m) is located in the french north face of Pyrenees, Atlantic side. It forms a folded 165 square-kilometres unit of jurassic and cretaceous limestones under an oceanic climate of altitude (2000 mm/year). Observations jointly made on the surface and in the numerous underground galleries allow an accurate correlation of alternate surrective and karstic periods. The dismantled cavities and deposits pockets of the upper surface show two series of minerals, those from weathered marly-albian limestones and others supplied from the conglomerates pudding-stones of Mendibelza.

During the Miocene, the Arbailles massif is a low area of tropical erosion on the side of the main mounts. Its surrection caused the scouring of the alterites cover, the formation of fields of karstic butts and a definitive drying of the fluviate paleosystem.

The different levels of dried valleys and the karstic hydrographie systems are successive stations of the karstic levels of origine. Paleomagnetic datations in Etxanko Zola and U/Th datations in Nébélé show that the surrection has been of about 500 m since lower Pleistocene. At the present time, water collection is made through drainage systems without any connection to the fossil topography. Three aquifers can be distinguished : in lower cretaceous, in jurassic and in north and south limits. They are water-repellent because of more or less impermeable screens. Waters are aggressive in summer and at equilibrium or lightly undersaturated the rest of the year. The modern human activities creates a recent destabilization of the environment with local erosions of grounds and an increasing turbidity of springs. An accurate study in the fail of Istaurdy allows a mesure of the effect of deforestation for the whole massif

## Résumé

Le massif des Arbailles (200 -1 200 m) est situé dans la zone nord-pyréenne. Il forme une unité plissée de 165 km<sup>2</sup>, constituée de calcaires jurassiques et créacés, soumise à un climat océanique montagnard (2000 mm/an). Les observations réalisées conjointement en surface et dans les réseaux souterrains permettent une étude précise des corrélations entre les phases de surrection et de karstification. Les poches d'altérites et les cavités démantelées de la haute surface présentent deux types de cortège minéral : l'un issu de l'altération des calcaires marneux albiens, l'autre provenant des poudingues de Mendibelza. Au Miocène, les Arbailles constituaient une surface d'altération tropicale de basse altitude raccordée à l'amont à la Haute-Chaîne. La surrection a permis le décapage de la couverture des altérites, l'individualisation d'un karst à buttes, l'assèchement définitif du système fluviate. Les niveaux étagés des vallées sèches et des réseaux karstiques correspondent à des stationnements des niveaux de base karstique. Les datations par paléomagnétisme (réseau d'Etxanko Zola) et par U/Th (réseau du Nébélé) permettent de montrer que la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur est de l'ordre de 500 m environ. Actuellement l'essentiel du drainage s'effectue par des réseaux souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie "fossile" de surface. On distingue trois aquifères (aquifères du Crétacé inférieur, du Jurassique, des bordures nord et sud) séparés par des écrans plus ou moins imperméables. L'étude de la minéralisation des émergences a permis de quantifier l'ablation karstique. La mise en valeur du massif par les hommes entraîne une déstabilisation récente du milieu qui se marque par une érosion des sols et une turbidité accrue des sources. L'étude de la coupe d'Istaurdy permet de mesurer l'impact de la déforestation sur l'environnement du massif.

# Le karst des Arbailles

## Pyrénées-Atlantiques, France

Nathalie VANARA

G.D.R. 440 du C.N.R.S. "étude des dépôts laminés karstiques", D.Y.M.S.E.T., Université de Bordeaux 3

U.M.R. B591 du C.N.R.S. Lab. de Géographie Physique P. Birot, Meudon-Bellevue

Université Panthéon-Sorbonne Paris 1 - nathalie.vanara@free.fr

**RÉSUMÉ :** Le massif des Arbailles (200 - 1 200 m) est situé dans la zone nord-pyréenne. Il forme une unité plissée de 165 km<sup>2</sup>, constituée de calcaires jurassiques et crétacés, soumise à un climat océanique montagnard (2000 mm/an). Les observations réalisées conjointement en surface et dans les réseaux souterrains permettent une étude précise des corrélations entre les phases de surrection et de karstification. Les poches d'altérites et les cavités démantelées de la haute surface présentent deux types de cortège minéral : l'un issu de l'altération des calcaires marneux albiens, l'autre provenant des poudingues de Mendibelza. Au Miocène, les Arbailles constituaient une surface d'altération tropicale de basse altitude raccordée à l'amont à la Haute-Chaîne. La surrection a permis le décapage de la couverture des altérites, l'individualisation d'un karst à buttes, l'assèchement définitif du système fluvial. Les niveaux étagés des vallées sèches et des réseaux karstiques correspondent à des stationnements des niveaux de base karstique. Les datations par paléomagnétisme (réseau d'Etxanko Zola) et par U/Th (réseau du Nébélé) permettent de montrer que la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur est de l'ordre de 500 m environ. Actuellement l'essentiel du drainage s'effectue par des réseaux souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie "fossile" de surface. On distingue trois aquifères (aquifères du Crétacé inférieur, du Jurassique, des bordures nord et sud) séparés par des écrans plus ou moins imperméables. L'étude de la minéralisation des émergences a permis de quantifier l'ablation karstique. La mise en valeur du massif par les hommes entraîne

une déstabilisation récente du milieu qui se marque par une érosion des sols et une turbidité accrue des sources.

L'étude de la coupe d'Istaurdy permet de mesurer l'impact de la déforestation sur l'environnement du massif.

**MOTS CLÉS :** karstification, paléosurface, altération, fluvio-karst, surrection, tectonique, remplissage, spéléothème, paléaltérite, paléocavité, paléoclimat, niveau de base, hydrogéologie, anthropisation, Pléistocène, Arbailles, Pyrénées, France.

**ABSTRACT :** THE MASSIF OF ARBAILLES (WEST PYRENEES). The Arbailles massif (200 - 1 200 m) is located in the french north face of Pyrenees, Atlantic side. It forms a folded 165 square-kilometres unit of jurassic and cretaceous limestones under an oceanic climate of altitude (2 000 mm/year). Observations jointly made on the surface and in the numerous underground galleries allow an accurate correlation of alternate surrective and karstic periods. The dismantled cavities and deposits pockets of the upper surface show two series of minerals, those from weathered marly-albian limestones and others supplied from the conglomerates pudding-stones of Mendibelza.

During the Miocene, the Arbailles massif is a low area of tropical erosion on the side of the main mounts. Its surrection caused the scouring of the alterites cover, the formation of fields of karstic butts and a definitive drying of the fluvial paleosystem. The different levels of dried valleys and the karstic hydrographic systems are

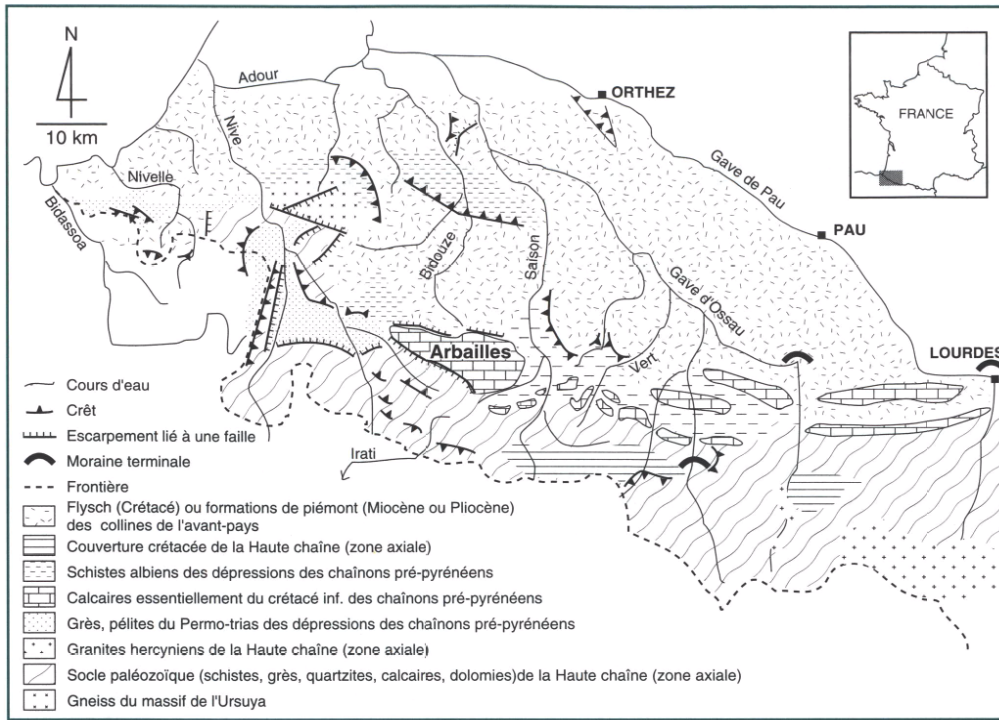
successive stations of the karstic levels of origine. Paleomagnetic datations in Etxanko Zola and U/Th datations in Nébélé show that the surrection has been of about 500 m since lower Pleistocene. At the present time, water collection is made through drainage systems without any connection to the fossil topography. Three aquifers can be distinguished : in lower cretaceous, in jurassic and in north and south limits. They are water-repellent because of more or less impermeable screens. Waters are aggressive in summer and at equilibrium or lightly undersaturated the rest of the year.

The modern human activities creates a recent destabilization of the environment with local erosions of grounds and an increasing turbidity of springs. An accurate study in the fail of Istaurdy allows a mesure of the effect of deforestation for the whole massif.

**KEY WORDS :** karstification, paleosurface, weathering, fluvio-karst, surrection, tectonic, filling, speleotheme, paleoalterite, paleocavity, paleoclimat, base-level, hydrogeology, human activities, Pleistocene, Arbailles, Pyrenees, France.

Photo 1 : La haute surface à buttes résiduelles vue d'avion. Au premier plan, le "cirque karstique" d'Oxibar-Camou. Aerial view of the upper surface with residual butts. In the foreground, the karstic cirque of Oxibar-Camou.





**Figure 1 :** Les Arbailles sont situées dans les Pyrénées occidentales entre les villes de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Mauléon, à une soixantaine de kilomètres au sud-ouest de Pau. Le massif appartient aux chaînons nord-pyrénéens occidentaux [Battiau-Queney, 1993; figure modifiée].  
*The Arbailles are located at the west end of the Pyrenees, between the towns of Saint-Jean-Pied-de-Port and Mauléon, about 60 km south-west of Pau. They are north piemonts of the main chain.*

## INTRODUCTION

La montagne basque des Arbailles [Viers, 1960] est un massif de moyenne montagne bien individualisé (point culminant : 1 286 m) appartenant aux chaînons calcaires de la zone nord-pyrénéenne (photo 1). Elle est cernée par de profondes coupures qui l'isolent des autres régions. Au nord, elle domine les hautes collines de Mauléon développées dans les flyschs du Crétacé supérieur et qui culminent aux alentours de 400-600 m. Au sud, les montagnes d'Igountze et de Mendibelza culminent à 1565 m (socle paléozoïque de la zone axiale recouvert de poudingues albo-cénomaniens). À l'ouest, elle est isolée des chaînons calcaires par le bassin de Tardets dégagé dans les marnes albiennes. La partie orientale domine la dépression de Cize (argiles

gypsifères et ophites du Keuper, lambeaux de calcaires liasiques) (fig. 1).

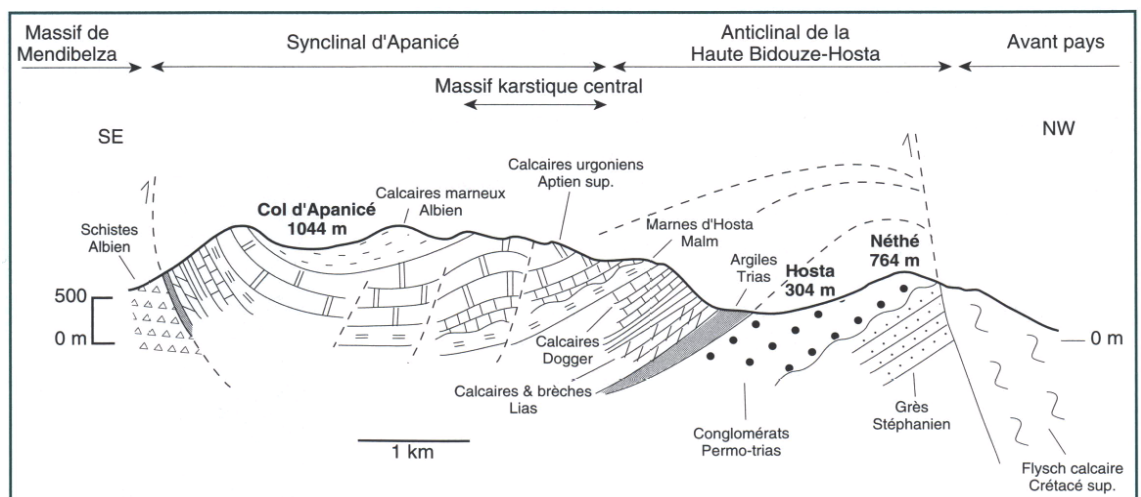
Deux grands types de modelés caractérisent les Arbailles : un relief aux formes douces agencées dans les calcaires marneux albiens et un modelé typiquement karstique développé dans les calcaires jurassiques et crétacés. La végétation souligne cette distinction. Les reliefs calcaires sont recouverts par la hêtraie (photo 2), tandis que les secteurs marno-calcaires, aux sols plus profonds, ont été depuis longtemps déboisés pour en faire des pâturages.

Dans cet article, on s'attachera essentiellement au secteur carbonaté des Arbailles (fig. 2). La série carbonatée 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 petits bancs du Kimméridgien qui peuvent atteindre 80 m d'épaisseur. Les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien supérieur (70-100 m) surmontent le Jurassique en discordance ravinante. Les calcaires urgo-aptiens de l'Aptien supérieur, qui affleurent largement au centre du massif, forment l'ossature carbonatée principale (250 m) (fig. 3). Cette série présente une structure plissée.

Les plis, orientés WNW-ESE, sont à l'origine d'un relief structural vigoureux armé par les calcaires du Dogger et de l'Urgo-Aptien.

**Figure 2 :** Coupe géologique simplifiée des Arbailles. Le massif montre une structure plissée de calcaires, de calcaires marneux et de brèches allant du Lias (Hettangien) au Crétacé inférieur (Albien).  
*This simplified geological section of the Arbailles shows the folded structure of calcareous, marlycalcareous and breccia from the Lias (Hettangien) to lower Cretace (Albian).*





On distingue quatre unités morphostructurales du nord au sud :

1) le brachyantoclinal de la Haute Bidouze entaillé jusqu'au Stéphanien (boutonnaire d'Hosta et reculée de la Bidouze);

2) les structures plicatives intermédiaires du haut karst central à buttes résiduelles;

3) le synclinal d'Apanicé à la haute surface démantelée;

4) le karst cizain, terminaison périclinale ouest du synclinal d'Apanicé, aux formes karstiques plus discrètes (fig.2 et 4).

Cette structuration des Arbailles s'est mise en place lors des phases compressives du Cénozoïque. Elle a, néanmoins, débuté au Crétacé inférieur, où un mouvement de distension nord-sud a provoqué un découpage en blocs du socle hercynien accompagné d'un basculement vers le sud et l'apparition de rides diapiriques de sel triasique [Canérot, Villien et Lenoble, 1990]. C'est au Lutétien moyen, lors de la compression pyrénéenne, que les anciennes failles normales ont fonctionné en failles inverses plus ou moins chevauchantes à vergence nord. Suite à cette première grande phase tectonique, le massif a été soumis à une grande phase d'érosion qui a contribué au découpage partiel voire total de la couverture de flysch. Au Néogène et au Pléistocène, l'ensemble de la région se soulève fortement, portant en altitude le massif des Arbailles. Cette phase de soulèvement a été le moteur de l'incision des vallées qui compartimentent et limitent ce massif et de la karstification profonde.

L'objet de cet article de synthèse est de retracer l'évolution du relief karstique et des cavités des Arbailles portés en altitude par la surrection pyrénéenne au cours des derniers millions d'années. Cette reconstitution nécessite une approche globale prenant en compte à la fois les formes et les dépôts superficiels et souterrains. Ces jalons morphologiques et sédimentaires, véritables archives naturelles, sont de précieux indicateurs de l'environnement passé. Le but est de déchiffrer la signification plus ou moins cachée de ces témoins de l'érosion et de montrer la pertinence de la fonction de transfert de l'information contenue dans le karst; l'étagement des vallées sèches et des réseaux spéléologiques est, par exemple, l'expression des variations du niveau de base régional au cours du temps. Cette approche sur le temps long a été complétée, dans cet article, par l'étude du fonctionnement actuel au travers des indicateurs hydrochimiques, hydrologiques, etc. Le rôle de l'homme dans la morphogenèse récente des Arbailles y est également abordé.

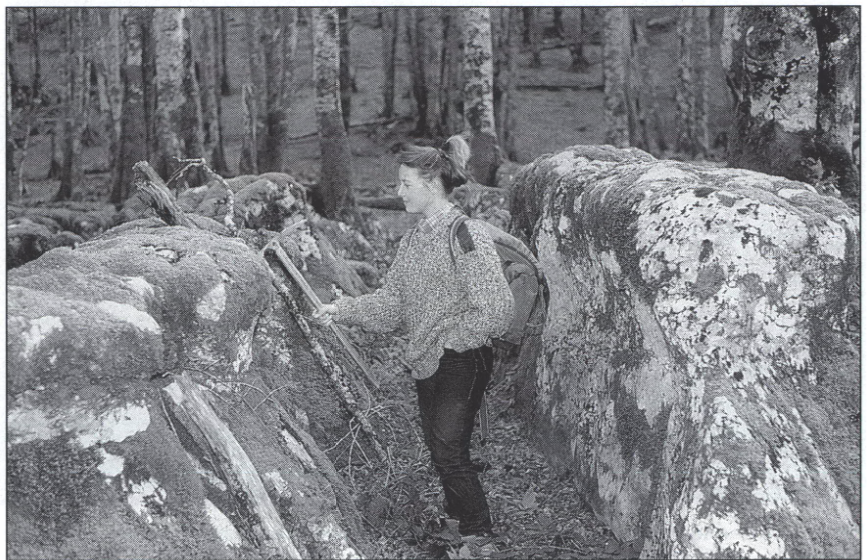


Photo 2 : Lapiés forestiers d'Esté. Les calcaires urgo-aptiens sont recouverts d'une épaisse couche de mousse contribuant à l'adoucissement des formes. Les couloirs sur diaclases présentent des racines de sols riches en humus.

*Lapiés in the forest of Esté. Urgo-aptian moss-covered calcareous.*

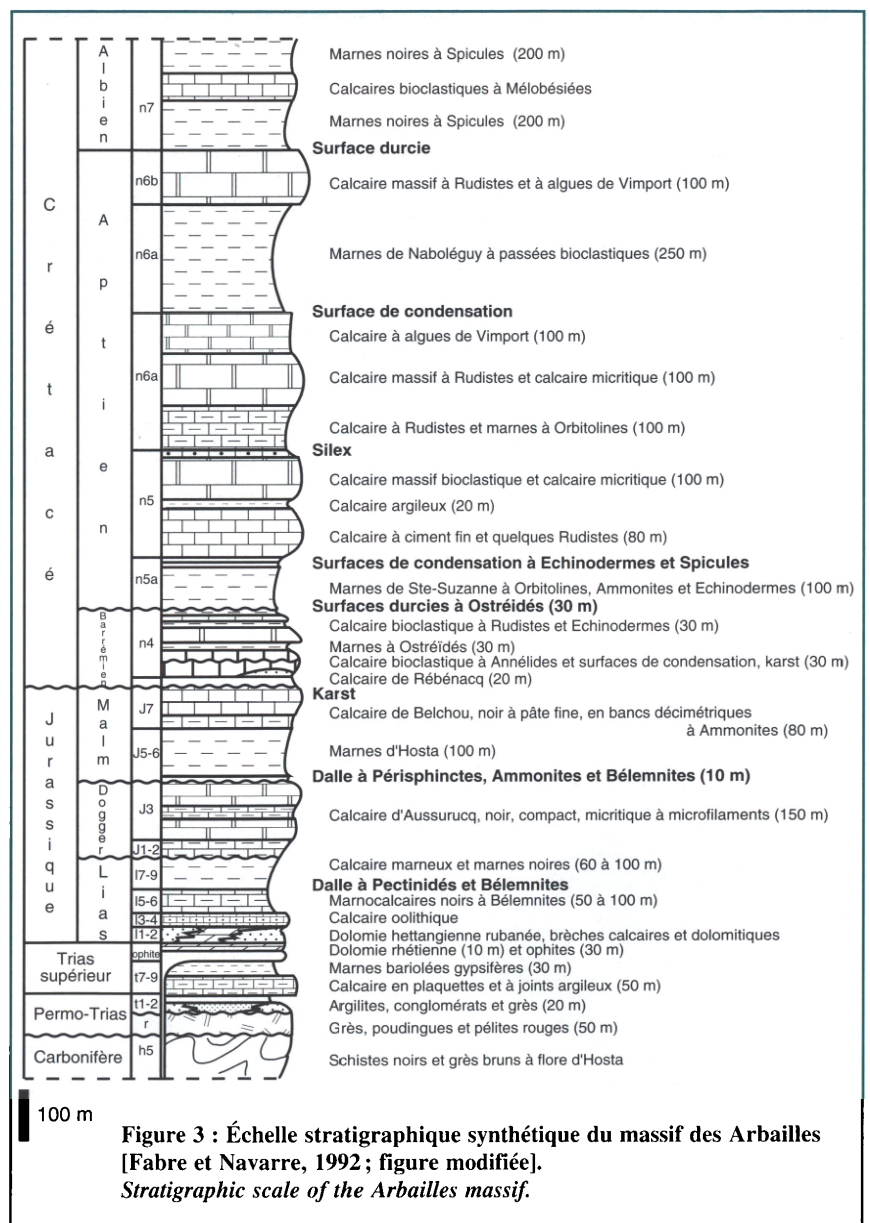


Figure 3 : Échelle stratigraphique synthétique du massif des Arbailles [Fabre et Navarre, 1992; figure modifiée].  
*Stratigraphic scale of the Arbailles massif.*





Photo 3 : Vue d'avion des roches d'Etchaltia dans la partie orientale du massif. Les roches d'Ascune sont situées au second plan. Ces deux crêtes rocheuses, armées par les calcaires urgo-aptiens, dominent la vallée sèche d'Etchaltia, affluent de rive gauche de la grande vallée sèche d'Ithé. *Aerial view of Etchaltia rocks and of Ascune in the background.*



Photo 4 : Le poljé d'Elsarré vu d'avion. Le niveau suspendu de 700 m est rapporté au Pléistocène inférieur. Il est entaillé à l'aval par la reculée de la Bidouze contemporaine de la dernière phase de surrection (+450 m). À gauche, la butte résiduelle du Zabozé culmine à 1178 m. *Aerial view of the poljé d'Elsarré. The hanging level, alt. 700 m, is dated lower Pleistocene.*



## I. LES INDICATEURS FLUVIO-KARSTIQUES ET KARSTIQUES (fig. 4)

### A. Le relief fluvio-karstique, indicateur d'un système fluvial hérité et soulevé

#### 1. Caractères du relief fluvio-karstique

Le relief fluvio-karstique correspond à une morphologie générée par l'érosion à la fois fluviale et karstique. Il existe entre ces deux formes d'érosion des boucles d'interactions particulièrement intéressantes dans le cas des Arbailles : l'érosion fluviale par son creusement crée un gradient hydraulique favorable à la karstification qui en se développant détourne les eaux superficielles vers l'endokarst ; les eaux karstiques émergent dans le talweg des principales vallées contribuant à leur creusement ; creusement qui a pour effet de déconnecter progressivement les vallées secondaires qui se retrouvent perchées puis s'assèchent, au profit du karst qui etc. Ces boucles sont à l'origine d'un fait hydrographique souvent observé en région karstique : les profils d'équilibre des cours d'eau de surface sont rarement atteints dans les massifs karstiques à cause soit des phénomènes de capture (perte de débit vers l'aval), soit des apports hydrauliques concentrés (émergences) [Maire, 1990]. Le scénario précédent est renforcé par le fait qu'au fur et à mesure de la surrection, les vallées parcourues par des débits faibles ne peuvent s'encaisser à la même vitesse que les vallées aux débits plus importants. Les vallées les plus petites s'assèchent par soutirage karstique, et de ce fait, se retrouvent perchées au-dessus des vallées plus importantes continuant à évoluer en érosion normale ; jusqu'au moment où la surrection opère une nouvelle sélection en faveur des vallées les plus importantes [Vanara, Maire et Lacroix, 1997]. C'est pourquoi il apparaît important de s'intéresser à l'étagement des vallées sèches afin de définir la part de l'érosion fluviale et de la karstification.

Photo 5 : Spéléothèmes à l'affleurement au sommet du Belchou (1110 m). L'ensemble sud présente des concrétionnements en forme de lapiés "feuilletés". La dissolution s'est exercée préférentiellement dans le sens des discontinuités de croissance représentées par les différents cycles de "lamines". *Outcropping speleothemes at the top of the Belchou (1110 m).*



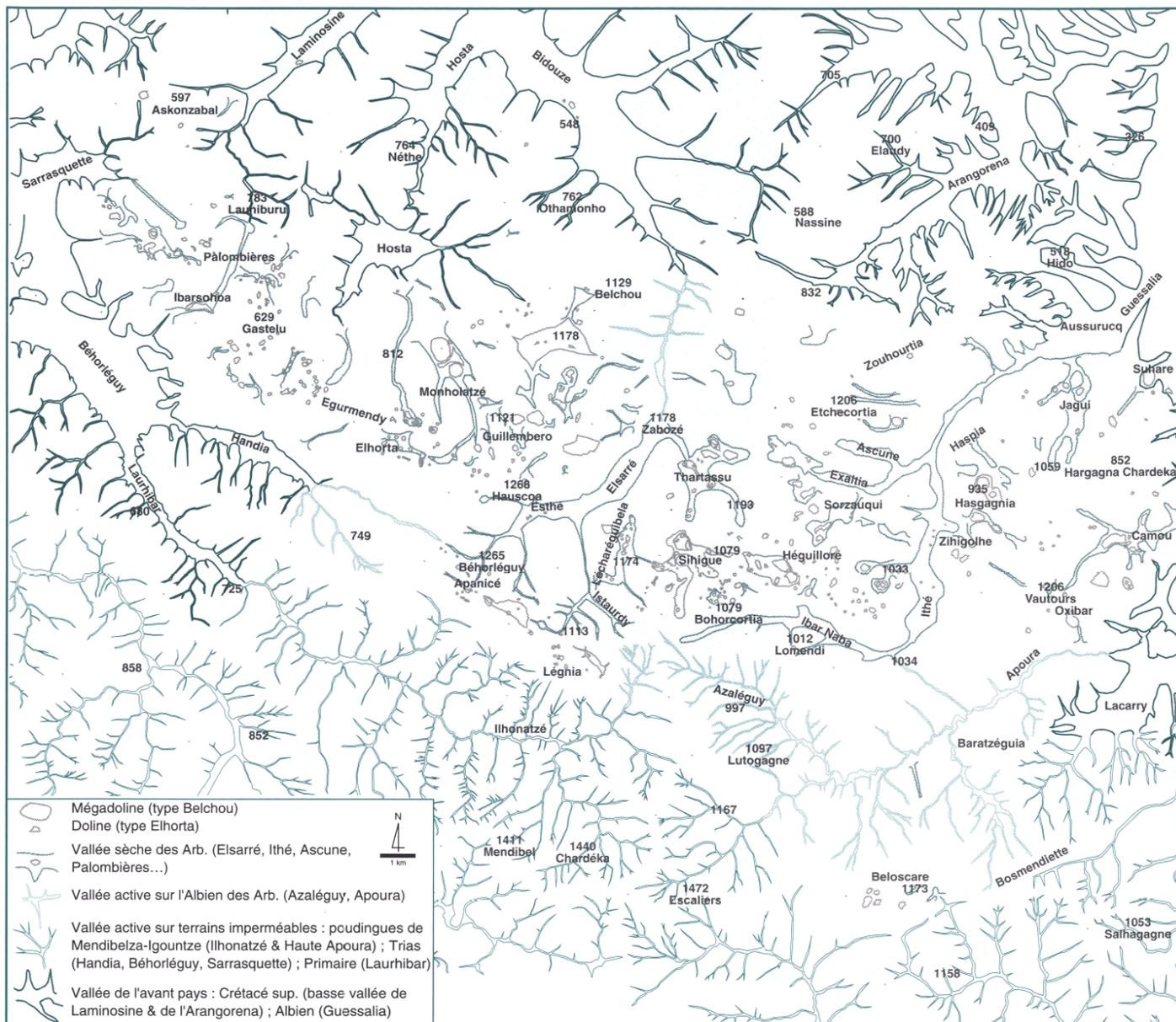


Figure 4 : Le relief fluvial, fluvio-karstique et karstique du massif des Arbailles et des régions environnantes. Des rivières parcourent le massif des Arbailles avant son soulèvement (vallée d'Ithé, d'Elsarré...). Lors de la surrection néogène, les vallées périphériques (Apoura, Azaléguy...) capturent par érosion régressive les amonts imperméables situés au sud (Escaliers, Mendibelza...) et s'encaissent rapidement. Les rivières des Arbailles s'assèchent progressivement (fluvio-karst) en raison de l'existence d'un soutirage actif (pertes de fond de lit). Puis, une fois les écoulements taris, elles se transforment en vallées dolinaires (Lécharéguibella, Monholatzé...). Sur les terrains imperméables de la haute montagne (Primaire, Trias et poudingues de Mendibelza), les vallées – parcourues par des écoulements pérennes – sont étroites et profondément encaissées. Le réseau est dendritique et le chevelu dense. Les collines de l'avant-pays (Crétacé supérieur) montrent de larges vallées peu encaissées bien hiérarchisées. Sur les terrains karstiques, on distingue deux types d'écoulements : 1) sur les calcaires massifs, les vallées larges et sèches montrent un chevelu lâche ; 2) sur les calcaires marneux, les vallées bien hiérarchisées possèdent des écoulements temporaires.

*Fluvial, fluvio-karstic and karstic relief of the Arbailles and of surrounding areas.*

## 2. L'étagement des vallées sèches

L'étude du profil en long des vallées sèches des Arbailles a permis de mettre en évidence des niveaux étagés (photo 3). Plusieurs niveaux subhorizontaux façonnés dans les calcaires urgoniens sont visibles dans le centre et sur la bordure est du massif, en particulier le niveau intermédiaire localisé vers 730 m (Elsarré, Ithé, Ascune, Elchaltia, Monholatzé) et trois niveaux secondaires vers 830 m (Artekatia, Jaguiborda, Ambokoborda),

850 m (Sorzauki, Lécharéguibella, Etchecortia, Zihigolha) et 950 m (Thartassu, Selata Punta, Hasgagnia) (fig. 4).

Le niveau de 730 m est illustré par des tronçons larges et de faible pente (1 à 3°) visible sur 2 à 3 km de long : ce sont les grandes vallées sèches d'Ithé et d'Elsarré (photo 4). Ce type de profil est typique aujourd'hui des cours inférieurs en équilibre de l'Apoura et de la Bidouze.

Le niveau de 730 m est interprété comme 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. À Elsarré, les eaux résurgent à la base du Barrémien, au contact des marnes de l'Oxfordien en formant la reculée de la Bidouze. À Ithé, il n'existe pas de reculée car les eaux souterraines sont capturées vers l'est (fig. 15).

Les trois niveaux secondaires sont représentés par des tronçons de vallées. Ce sont des vallées sèches, d'ampleur



moyenne, généralement suspendues au-dessus du niveau de 700 m (Thartassu surplombant Elsarré) ou au-dessus des vallées actives actuelles (Ethecortia perchée au-dessus de la Bidouze). Leur fond est repris par des phénomènes de soutirage actif, ce qui a entraîné la modification partielle de leur profil en long initial sous la forme de vallées dolinaires (fig. 4).

## B. Un relief karstique issu d'une évolution polygénique

### 1. La paléosurface à buttes résiduelles et cavités démantelées

La haute surface à buttes résiduelles des Arbailles constitue un paysage karstique majeur et exceptionnel en France par la netteté et l'ampleur du modelé suggérant une longue évolution. Cette haute surface (photo 1) est caractérisée par des fragments de plateaux, larges croupes entrecoupées de dolines évassées dans les calcaires marneux albiens (secteur Apanicé-Otxolatzé, alt. 1 050 m), par des champs de dolines rocheuses profondes et jointives dans les calcaires urgoniens (Guillembéro, alt. 1 050-1 150 m) et par une surface vallonnée à rares dolines dans les brèches d'Etchebar (Béloscare, 1 100 m). Ailleurs, la paléosurface des Arbailles est complètement démantelée. Elle passe alors par les plus hauts sommets. Les altitudes les plus importantes se trouvent dans la zone centrale à l'est de la vallée sèche d'Elsarré (fig. 4).

Des paléocavités démantelées ont été découvertes au sommet des buttes karstiques. Par exemple, les massifs stalagmitiques du sommet du Belchou (1 127 m d'altitude, fig. 4 pour la localisation, photo 5). Une coulée stalagmitique, longue de 17 m et épaisse de 70 cm, fait partie de l'ensemble nord (photo 6). Elle est constituée d'une calcite compacte et rythmée, blanche à brun clair. Les "lamines" 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 pédologiques. La calcite scelle des brèches constituées d'éléments anguleux centimétriques de marno-calcaires d'Hosta et par un ciment micro-

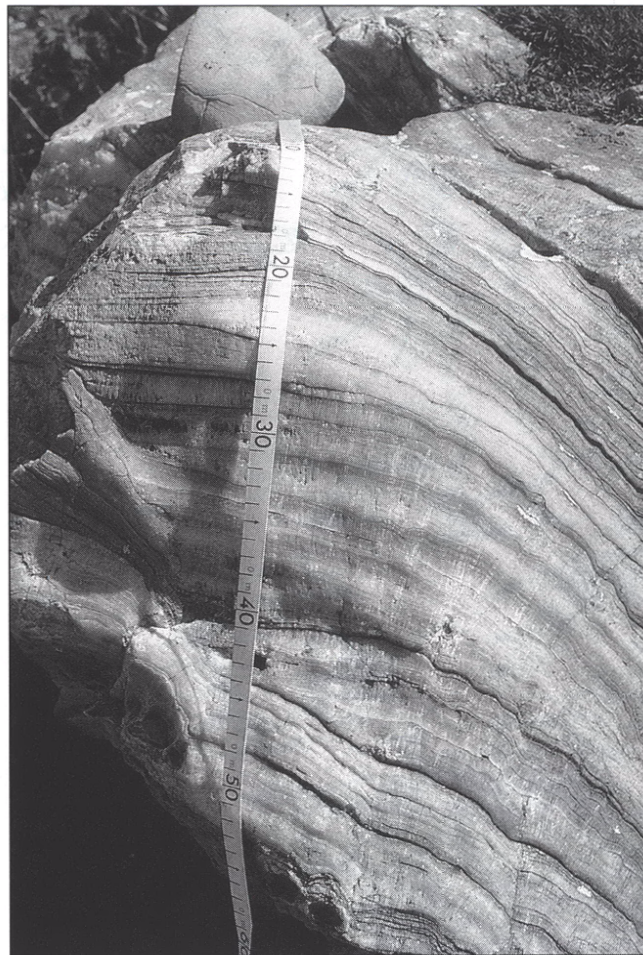
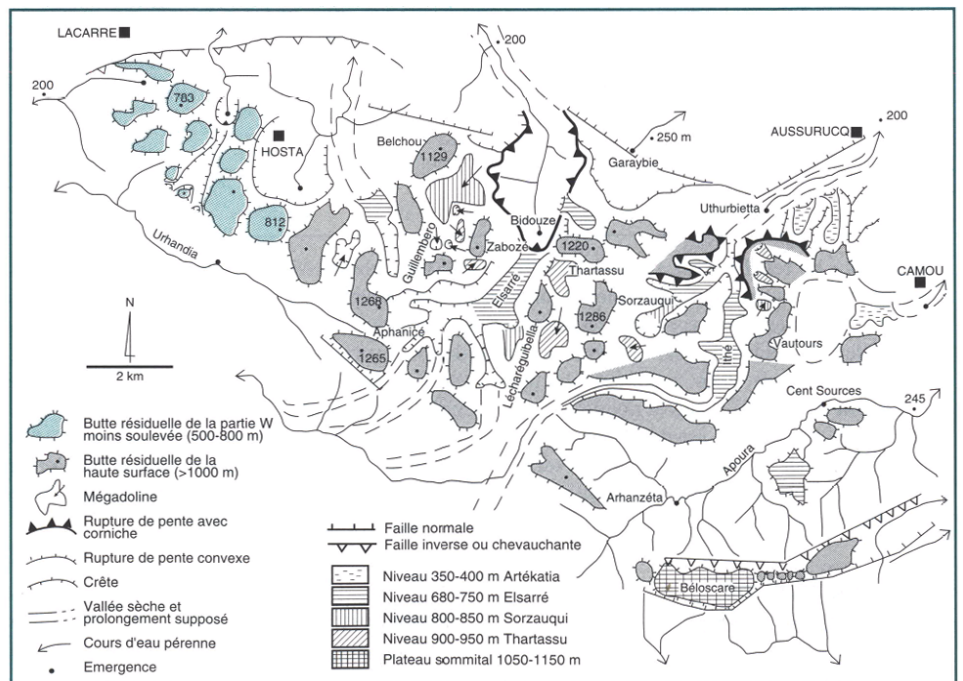


Photo 6 : La coulée massive du Belchou nord (éch. 295, alt. 1 115 m) est constituée d'une calcite compacte et rythmée : séquences de lamines organisées en *cyclothèmes* plus ou moins réguliers de 1 à 2 cm d'épaisseur chacun. Chaque *cyclothème* se termine par une surface plus sombre formant une sorte de *diastème* qui constitue une discontinuité favorable à la dissolution différentielle. Âge pliocène probable (paléomagnétisme). *A large casting of compact and rythmed calcite north-side of the Belchou (alt. 1 115 m).*

Figure 5 : Carte géomorphologique simplifiée du massif des Arbailles. *Simplified geomorphological map of the Arbailles.*



gréseux jaune-rougeâtre (7,5YR 6/6)<sup>1</sup> à jaune (10YR 7/8). Ce ciment microgréseux est formé par des éléments de cuirasse et de quartz cimentés par des argiles imprégnées de calcite microsparitique. Les argiles du ciment sont constituées par des illites (analyses J. Lacroix, Meudon).

Les grains de cuirasse sont de deux types : éléments roulés de cuirasse gréseuse (hématite + quartz) et grains irréguliers noirs de cuirasse hématitique. En frottis, la fraction sableuse du ciment jaune est composée par des grains de cuirasse limonitique, par du quartz, de la hornblende

<sup>1</sup> Classification colorimétrique Munsell.

\* Les termes en italiques renvoient au lexique "Quelques mots sur quelques mots" en fin d'article.



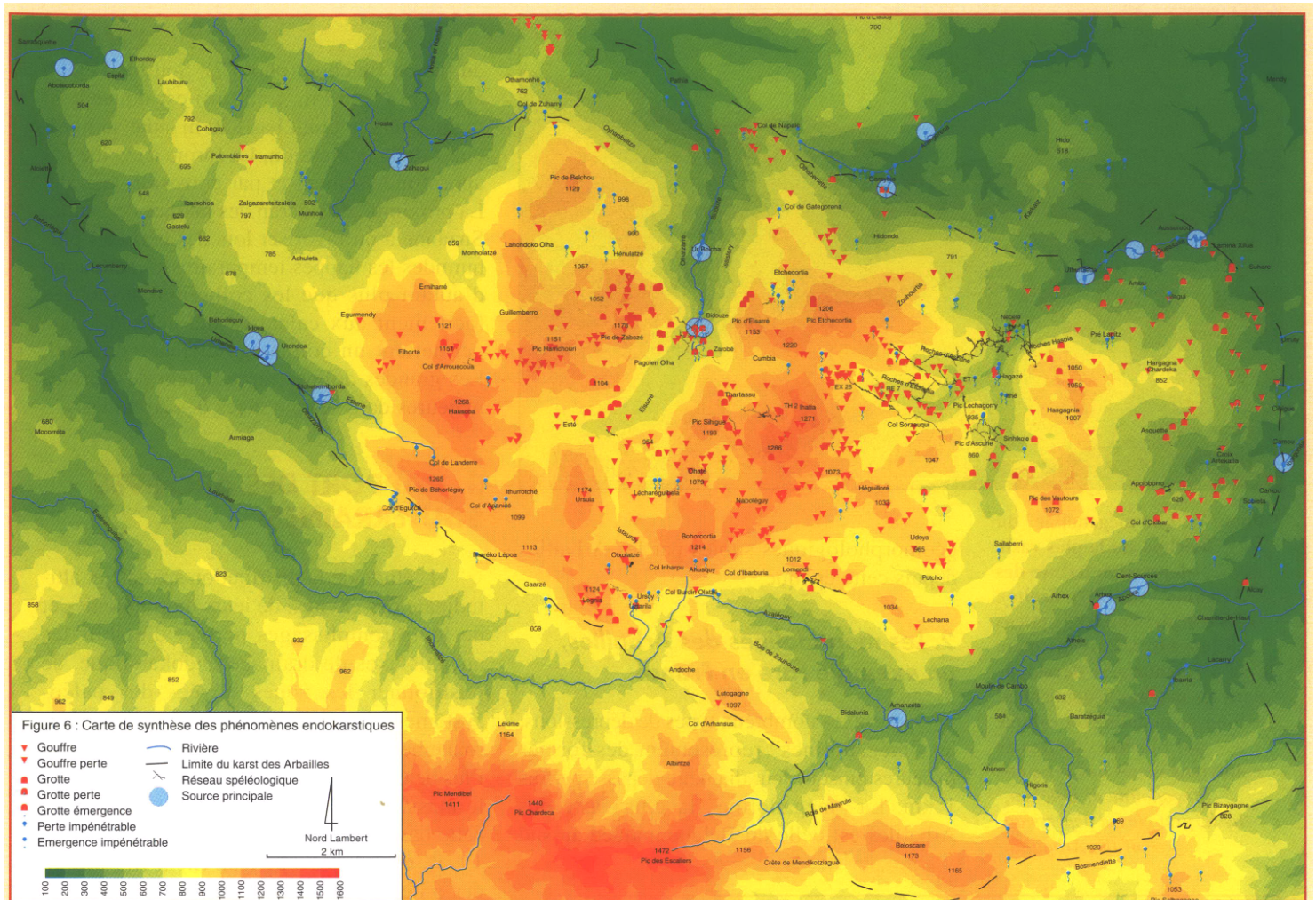


Figure 6 : Carte de synthèse des phénomènes endokarstiques [données du Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques ; synthèse réalisée par S. Vogrig]. *General map of the endokarstic accidents.*

verte, du sphène et par un petit cortège allochtone (verre) qui provient vraisemblablement des ophites du Trias (bordure sud du massif).

L'étude a été complétée par l'observation de poches d'altérites. Au col d'Oxibar (589 m, au sud du "cirque" de Camou, figure 4 pour la localisation), une poche large de 6 m présente un dépôt argilo-limoneux décarbonaté, de couleur jaune-brunâtre (10YR 6/8), comprenant en majorité de l'illite et secondairement de la kaolinite et de la chlorite (éch. 130, analyses J. Lacroix, Meudon). 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 *monique* (éch. 129). 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 (analyses J. Lacroix, Meudon). Du quartz secondaire apparaît en remplissage de pore. On observe également des grains de feldspath et des sphérolites de calcédoine. Les grains de cuirasse limonitique prouvent l'incorporation dans le profil d'éléments de paléocuirasse de nappe. La présence de quartz altérés dans les cuirasses gréseuses suggère un climat chaud et humide à saisons contrastées. 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 paléaltérites roulés d'origine allochtone. Les quartz roulés fluviaux proviennent vraisemblablement des poudingues de Mendibelza. La poche suggère l'existence d'un paléo-drainage vers la vallée d'Oxibar-Camou (fig. 6). Ce drainage n'est possible qu'antérieurement au creusement de la vallée de l'Apoura puisque cette dernière isole actuellement le "cirque" de Camou des amonts imperméables.

L'étude de ces remplissages prouve l'existence :

1) d'une relation directe entre la Haute Chaîne et le massif des Arbailles. Le karst ayant mémorisé cette relation est donc antérieur à l'incision plio-quaternaire des grandes vallées qui séparent aujourd'hui ces deux domaines. Ce karst peut ainsi être rapporté au Miocène supérieur-Pliocène ;

2) l'existence dans les sédiments endokarstiques d'éléments appartenant à d'anciennes cuirasses suggère un contexte climatique à saisons contrastées ;

3) le recoupement par la surface topographique des cavités rapportées à la karstification néogène met en évidence une importante érosion ayant dégagé une importante tranche calcaire. Le paléo-concrétionnement aujourd'hui à l'air libre n'a pu se déposer que dans des cavités volumineuses qui n'ont pu se creuser qu'en présence d'un important impluvium et d'une masse calcaire conséquente. Les dômes stalagmitiques situés actuellement dans un contexte d'inversion de relief soulignent ainsi l'importance des modifications





**Photo 7 :** La "méga-doline" du Belchou est la plus vaste dépression fermée des Arbaïlles. Au sud (à droite), les calcaires massifs aptiens affleurent. À l'arrière plan, le col d'Hénulatzé se développe dans les marnes bédouliennes. Le fond de la doline est comblé par plusieurs mètres de colluvions issues des versants.  
*Megadoline of Belchou, the largest closed depression of the Arbaïlles.*

géomorphologiques subies par les Arbaïlles depuis cette époque.

## 2. Les méga-dolines des Arbaïlles, un exemple rare en France

Parmi les nombreux types de dépressions, les "méga-dolines" représentent des formes majeures puisque leur diamètre dépasse parfois 1 km. La "méga-doline" la plus vaste des Arbaïlles est celle du Belchou située au sud

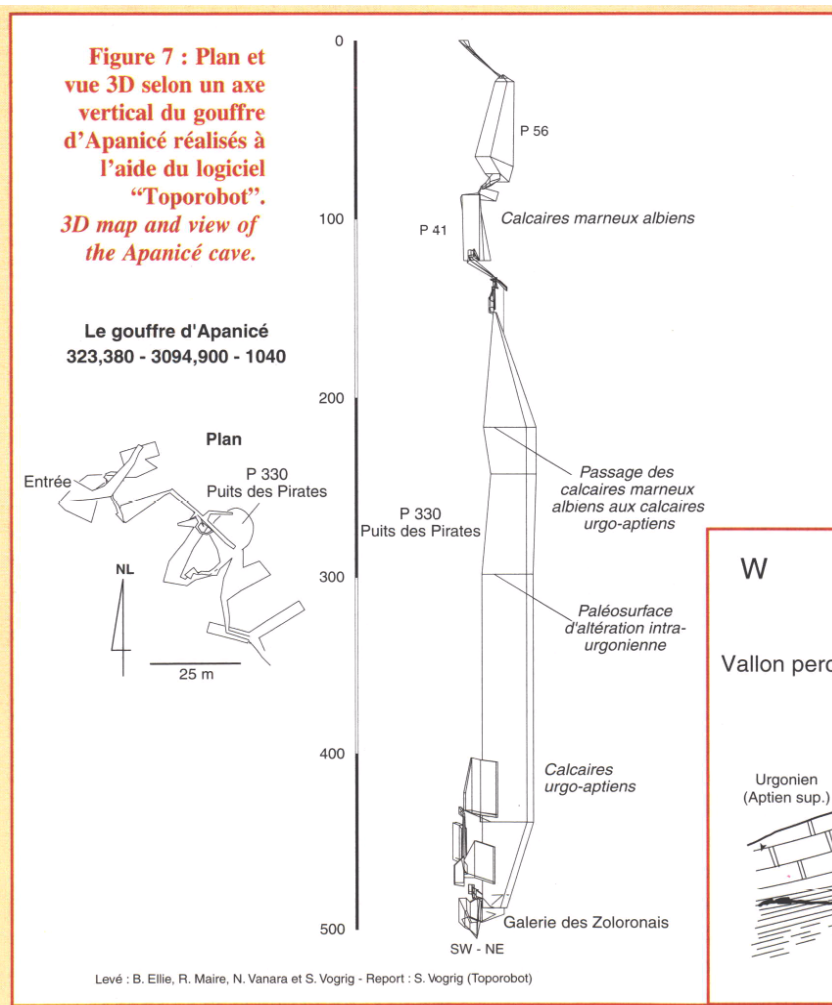
du pic de Belchou (photo 7). Son fond établi à 850 m (1,25 km x 350 m) est doucement incliné vers le point bas 820 m situé au nord-ouest de la dépression. La forme a évolué par approfondissement et par corrosion latérale. La proximité de l'écran des marnes de Sainte-Suzanne a pu favoriser lors des périodes plus humides les nappes temporaires d'inondation d'autant plus que les colluvions arrachées facilement aux calcaires marneux d'Hosta permettent un colmatage efficace du fond. Les grandes dolines représentent des formes majeures dans les paysages des Arbaïlles.

## II. L'APPORT DES ARCHIVES SOUTERRAINES

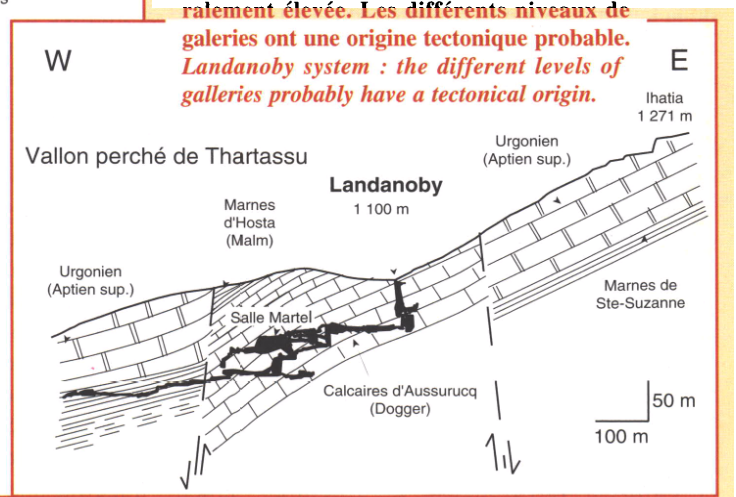
L'étude de la distribution spatiale et altitudinale des cavités, de leurs morphologies et de leurs remplissages permet d'établir les anciens axes de drainage endokarstique, de positionner les zones noyées des paléo-systèmes et de préciser les conditions environnementales de la sédimentation souterraine. Plus de 600 cavités ont été topographiées dans le massif des Arbaïlles (fig. 6). À partir de cette base très riche d'informations [Delaitre, 1995], nous avons opéré un choix en fonction des critères géomorphologiques généraux :

- les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif (ex. Apanicé);
- les cavités déconnectées des hauts vallons perchés (ex. Landanoby);
- les réseaux jalonnant les vallées sèches d'Ithé et d'Etchaltia (ex. Etxanko Zola et Nébélé).

L'étude des formes et des remplissages de ces réseaux permet de mettre en évidence les stades d'enfoncement successifs du réseau hydrographique soulignant ainsi la part majeure jouée par la surrection plio-quaternaire des Pyrénées.



**Figure 8 : Le réseau du Landanoby - TH2. Le réseau est situé dans une zone structuralement élevée. Les différents niveaux de galeries ont une origine tectonique probable.**  
*Landanoby system : the different levels of galleries probably have a tectonical origin.*







**Photo 8 : Gouffre de Landanoby (TH 2), galerie du Sahara : concrétions recouvertes par des dépôts, découverts par l'érosion (cliché Christophe Levillain). The Sahara gallery in the Landanoby system (TH2).**

**Figure 9 : Hypothèse d'évolution de la galerie du Sahara, réseau du Landanoby - TH2. Hypothesis of evolution of the Sahara gallery of the Landanoby system (TH2).**

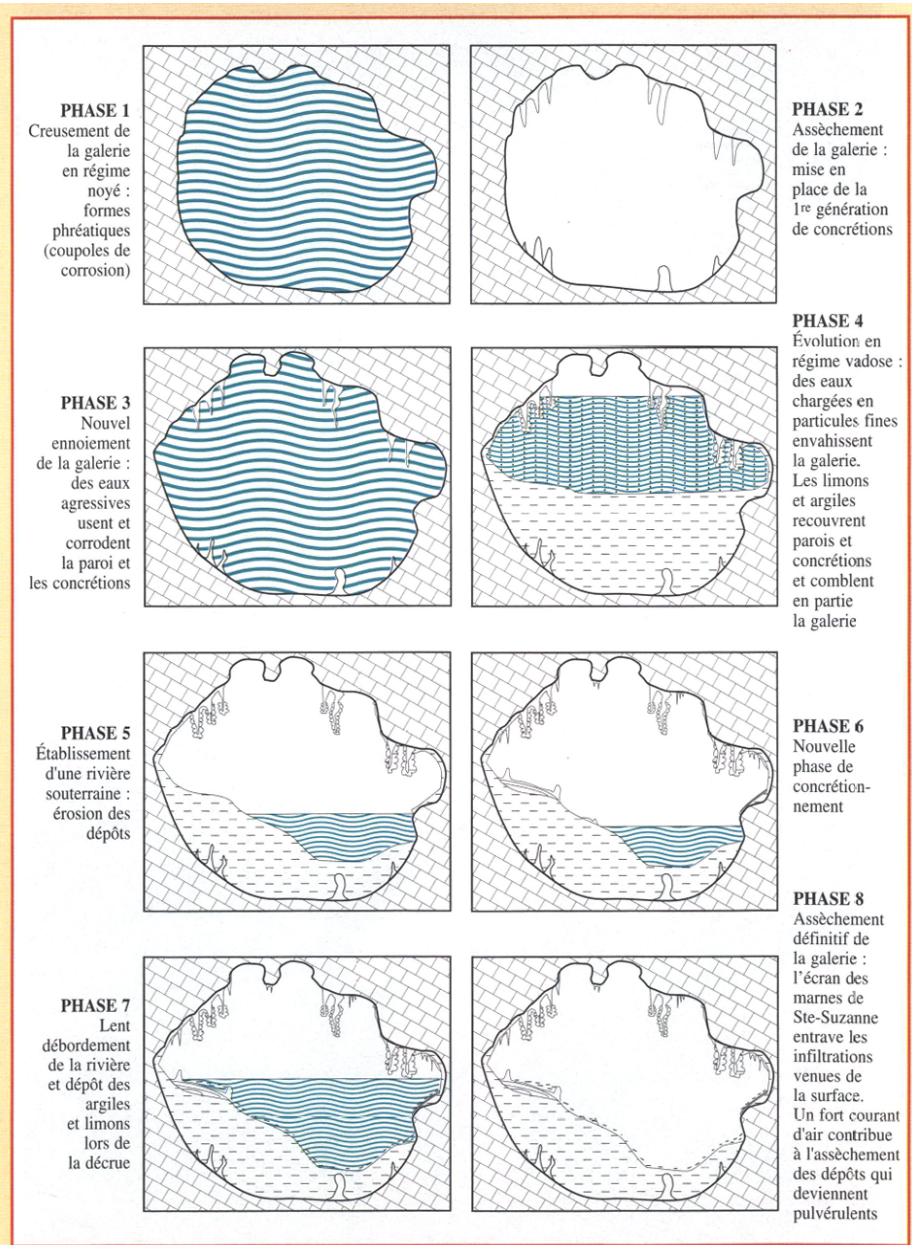
## A. Les cavités d'altitude : l'enregistrement du recul de la couverture imperméable

### 1. Les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif

Les gouffres les plus profonds se situent sur la bordure sud des Arbailles. Ils se distinguent des autres réseaux observés sur le massif par leurs profondeurs pouvant atteindre les 500 m. La morphologie de ces réseaux (salles de grandes dimensions : exemple du gouffre d'Otxolatzé; remplissages de galets...), est sans rapport avec les écoulements actuels qui ne dépassent 0,5 à 1 l/s en étiage.

Malgré l'important gradient hydraulique qui est de l'ordre de 700 à 1000 m environ et la présence d'une couverture marno-calcaire qui favorise les infiltrations concentrées, l'existence de grandes fractures verticales et l'ampleur de ces réseaux restent difficilement explicables compte tenu des faibles écoulements actuels. Par exemple, le grand gouffre d'Apanicé profond de 504 m (fig. 7) est parcouru par un petit écoulement (< 0,5 l/s à l'étiage, > 10 l/s en crue) qui arrose le grand puits de 330 m; les crues n'interviennent que quelquefois chaque année à la fonte des neiges et pendant les orages violents. Ces cavités se sont donc formées dans un environnement morphogénique complètement différent du contexte géomorphologique actuel. Pour expliquer la présence d'écoulements susceptibles de creuser de telles cavités, il faut envisager :

1) l'existence de bassins d'alimentation karstique plus étendus qui permettaient un drainage suffisant pour le creusement ;





2) des climats plus froids et humides avec une fusion nivale importante durant les périodes froides du Quaternaire.

Compte tenu du fait que les entrées de ces cavités correspondent à des puits souterrains ayant été décapités par l'abaissement de la surface topographique et/ou le recul de versant des grandes vallées des Arbailles, la première hypothèse est la plus vraisemblable. En effet, le creusement des vallées bordières, comme celles du sud du massif (Azaléguy-Apoura et Ilhounatzé-Béhorléguy), responsable de la disparition des anciens bassins d'alimentation de ces réseaux est pour l'essentiel rapporté au plio-quaternaire. Ainsi, les gouffres-perdes de la bordure méridionale sont des réseaux en grande partie hérités des conditions morphogéniques néogènes, réutilisés localement par de faibles ruissellements actuels.

Photo 9 : Coupoles emboîtées, galerie d'entrée, réseau d'Etxanko Zola. La galerie d'entrée drainait autrefois les eaux de la rivière d'Ascune en direction d'une émergence située dans la vallée d'Elchaltia. La galerie était ennoyée d'où mise en place de coupoles emboîtées formant d'importants vides karstiques remontants. Suite à la surrection, la rivière d'Ascune a été capturée vers le sud-est entraînant l'assèchement de la galerie d'entrée. Etxanko Zola system, entrance gallery : interlocked cupolas.



## 2. Les cavités déconnectées des hauts vallons perchés

On trouve dans les hauts vallons ayant enregistré les différentes étapes de la surrection du massif des réseaux polygéniques importants montrant différentes parties bien distinctes : des galeries fossiles, des galeries actives et des puits recoupant les niveaux inactifs.

Le réseau haut perché du Landanoby (6 km, -216 m) en est un exemple (fig. 8). Il s'ouvre au cœur du massif dans la partie haute du vallon de Thartassu à l'altitude de 1 100 m. C'est un gouffre polygénique présentant des parties anciennes. Le puits d'entrée correspond au recoupement du toit d'une ancienne cavité qui s'est effondré à la suite de l'érosion du versant. Le niveau fossile de -50 m environ a été très dégradé par l'érosion souterraine : effondrement, recoupement par des puits de dissolution ; il présente des spéléothèmes anciens très corrodés et des reliquats de remplissages de fissures très indurés renfermant des éléments de paléosols (cuirasses ferrugineuses) et des ferrobactéries visibles sur lame mince attestant d'un paléoenvironnement plus chaud que l'actuel.

Le niveau fossile intermédiaire, symbolisé par la galerie du Sahara et la salle Martel, indique un enfoncement et un stationnement du niveau de base local. Les remplissages de la galerie du Sahara sont complexes (photo 8 et fig. 9). La morphologie en conduite forcée indique d'abord un creusement en régime noyé classique avec la présence de coupoles de corrosion (phase 1) suivi par un assèchement et le dépôt d'une première génération de spéléothèmes (phase 2). Un nouvel ennoisement du conduit corrode les concrétions et dépose les argiles jaunes-brunâtres et les silts rythmés (phases 3 et 4). Une rivière souterraine ravine la séquence (phase 5) et une nouvelle génération de spéléothèmes se met en place sur les dépôts (phase 6). Un nouvel ennoisement, sans doute partiel, dépose une petite couche d'argile rythmée (phase 7). Il est suivi par une phase d'assèchement qui perdure dans une ambiance très sèche à forte ventilation (phase 8).

L'étude des remplissages indique qu'il y a eu le soutirage d'éléments externes provenant d'une ancienne couverture pédologique (altérites déjà remaniées) présentant un cortège minéral autochtone et allochtone en provenance de Mendibelza. Les boulettes de sols ferrugineux très arrondies constituent un témoin important du paléoenvironnement. Des sols argilo-ferrugineux bien cristallisés, attestant un climat chaud, sont soutirés dans l'endokarst à la suite d'un changement climatique important. Ces paléosols se sont formés sur une surface karstique déjà ancienne qui reprend



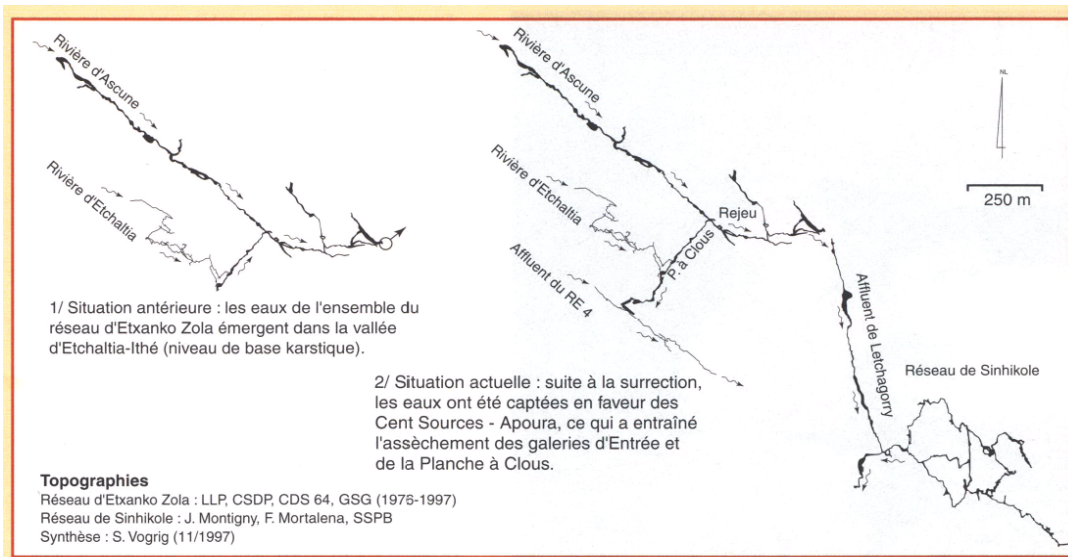


Figure 10 : Évolution du réseau d'Etxanko Zola.  
 1) Organisation des écoulements avec un niveau de base karstique situé dans la vallée d'Etchaltia ;  
 2) Réorganisation des rivières souterraines suite à la capture des écoulements par l'émergence des Cent Sources située dans la vallée de Apoura.

Situation 1, la sortie des eaux est matérialisée par le signe "source". Situation actuelle : la sortie n'a pu être indiquée car elle est située 2 km plus loin (Cent Sources; cf. les explications données dans le texte). *A priori* toutes les rivières de ce réseau sortent à la même émergence (les Cent Sources). La coloration n'a concerné que la rivière d'Ascune-Affluent de Letchagorry. Pour la rivière d'Etchaltia-Affluent du RE4, ce n'est pour l'instant qu'une supposition établie sur des arguments géologiques.

*Evolution of the Etxanko Zola system. 1/ Evolution of the drains near the base level of the Etchaltia valley. 2/ Reorganization of the system after the capture of flows by the Cent Sources emergency in the Apoura valley.*

d'anciennes altérites issues de la dégradation de la couverture albiennaise (et sans doute des flyschs), mais aussi peut-être d'une faible couverture d'alluvions issues de Mendibelza comme le suggère le cortège minéral allochtone (quartz métamorphique, rutile, hornblende verte, zircon, verre brun, etc.).

Le niveau actif inférieur, probablement ancien, récupère les eaux d'infiltration qui se collectent sur le niveau des marnes oxfordiennes d'Hosta. Les anciens réseaux fossiles suspendus dans la masse des calcaires jurassiques ont dû se former au cours du Néogène (probablement Pliocène) lorsque le vallon de Tartassu devait se raccorder à la grande vallée d'Elsarré alors beaucoup moins encaissée (fig. 8 et photo 4).

## B. Les cavités jalonnant les grandes vallées sèches : l'enregistrement de la surrection quaternaire

La grande vallée sèche d'Ithé constitue un repère morphologique capital pour comprendre l'évolution des grandes cavités de cette partie du massif en fonction de la surrection, de l'abaissement du niveau de base et du creusement des vallées périphériques (captures souterraines). Les systèmes souterrains permettant de suivre cette évolution correspondent au réseau d'Etxanko Zola-Sinhikole dans la partie moyenne (niveau de 700 m) et au réseau du Nébélé dans la partie inférieure d'Ithé.

### 1. Un jalon morphotectonique important : le système Etxanko Zola-Sinhikole

Les données morphologiques, sédimentologiques et géologiques du réseau d'Etxanko Zola (4,1 km, +170 m, -27 m) permettent de proposer une évolution cohérente de cette

cavité par rapport au contexte paléogéomorphologique et paléoenvironnemental (fig. 10). Le réseau d'Etxanko Zola s'organisait de la façon suivante : les deux rivières souterraines d'Etchaltia et d'Ascune, en provenance du nord-ouest, c'est-à-dire de la partie haute du massif, confluaient à la sortie de la galerie des Planches à Clous (photo de couverture) et venaient émerger (photo 9) par l'entrée actuelle (alt. 645 m). À la suite de l'évolution morphotectonique du massif, le réseau d'Etxanko Zola a changé de point de sortie et de configuration (photo 10). La surrection du massif a provoqué l'encaissement rapide des vallées périphériques grâce aux apports d'eau provenant des terrains imperméables de la Haute Chaîne. Les vallées karstiques d'Ithé et d'Etchaltia devenaient fossiles. La capture des eaux souterraines du réseau d'Etxanko Zola par le nouveau niveau de base de l'Apoura s'est effectuée à la faveur de la structure géologique : pendage général vers le sud et le sud-ouest et fractures N110-130°. Il s'est donc produit une capture souterraine d'une vallée vers une autre.

Photo 10 : La galerie d'entrée du réseau d'Etxanko Zola est une ancienne conduite forcée surcreusée en trou de serrure par les écoulements postérieurs en régime vadose. *Etxanko Zola system, entrance gallery : ancient pressure gallery, keyhole shaped.*







**Photo 11 : Plancher stalagmitique finement stratifié situé au croisement de la galerie des Planches à Clous et du réseau d'Ascune. Il montre un magnétisme normal qui le rattache vraisemblablement à la période *Brunhes* (<780 000 ans).  
*A finely laminated stalagmitic ground at the crossing of the Planche à Clous gallery with the Ascune system. Normal magnetism probably of the Brunhes period.***

Les arguments morphologiques généraux suggèrent l'ancienneté du réseau d'Etxanko Zola. Pour dater ce réseau et par la même occasion le niveau de 700 m des vallées sèches, nous avons sélectionné des échantillons pour une datation par paléomagnétisme (Laboratoire de Magnétisme des Roches d'Aix-en-Provence - CEREGE, P. Rochette) sachant que la plupart des échantillons avaient des âges probables hors de portée des datations U/Th. Les analyses des échantillons d'Etxanko Zola prouvent l'ancienneté de la mise en place de ce réseau puisque les échantillons provenant de la galerie des Planches à Clous se rattachent à la période *Matuyama*. Les échantillons les plus récents (photo 11) sont vraisemblablement de la période normale *Brunhes*, leur mise en place ne remonte donc pas au-delà de 780 000 ans.

Ces datations indiquent que les premières évolutions du réseau datent au moins du Pléistocène inférieur. Comme la galerie des Planches à Clous évolue durant cette période en relation avec le niveau de 700 m de la vallée d'Etchaltia, ceci permet de donner un âge minimum similaire à l'ancien niveau de base perché de 700 m très bien marqué dans les vallées d'Ithé et d'Elsarré. Ce résultat est capital car il permet de calculer la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur qui serait de l'ordre de 450 à 500 m.

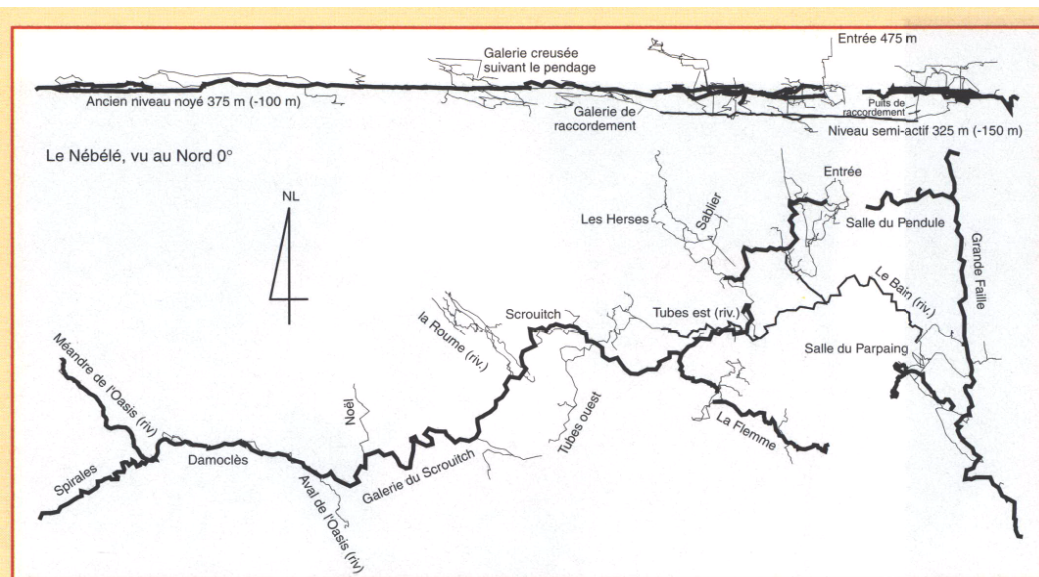
## **2. Le réseau Nébélé, datation d'un ancien niveau de base karstique**

Le réseau du Nébélé (20 km, -117 m, +23 m) s'ouvre à 475 m dans les calcaires du Dogger, dans la partie aval de la vallée d'Ithé [Collectif Nébélé, 2000]. C'est le plus long réseau actuellement connu sur

**Photo 12 : Au milieu de la galerie des Planches à Clous, des massifs stalagmitiques à surface corrodée ont été cisailés obliquement et transversalement par le rejeu de la faille N040°.  
*Planche à Clous system : shearing of stalagmites due to a rejuvenated fault.***







**Figure 11 : Polygonales topographiques du réseau Nébélé (coupe et plan) réalisées à l'aide du logiciel "Toporobot". On remarque l'ancien niveau noyé (niveau de -100 m) actuellement perché à 375 m d'altitude. Nébélé system : plan and section.**

**Tableau 1 : Datation par la méthode U/Th de deux échantillons prélevés dans le réseau du Nébélé, niveau -100 m, 375 m d'altitude. Les analyses ont été effectuées par Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté Polytechnique de Mons, Belgique.**

Ech.	[U]ppm	U <sup>234</sup> / U <sup>238</sup>	Th <sup>230</sup> / U <sup>234</sup>	Th <sup>230</sup> / Th <sup>232</sup>	[U <sup>234</sup> / U <sup>238</sup> ] t=0	Age (en m.a.)
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 ± 0,016	0,595 ± 0,012	129 ± 7	1,280	94,6 [+3,1/-3,0]

**U/Th datation of two samples from the Nébélé system.**

le massif des Arbailles (fig. 11). L'intérêt de ce vaste réseau tient d'abord à sa morphologie générale avec un niveau fossile vers -100 m (alt. 375 m) piégeant des remplissages détritiques et des spéléothèmes abondants enregistrant des indices importants de néotectonique (§ II.C).

Le réseau du Nébélé forme un drainage en râteau caractéristique. En effet, les rivières souterraines s'orientent parallèlement les unes aux autres, dans le pendage, selon une direction NW-SE. Une fois la zone noyée atteinte, les eaux s'affranchissent du pendage et leur sens d'écoulement est désormais conditionné par

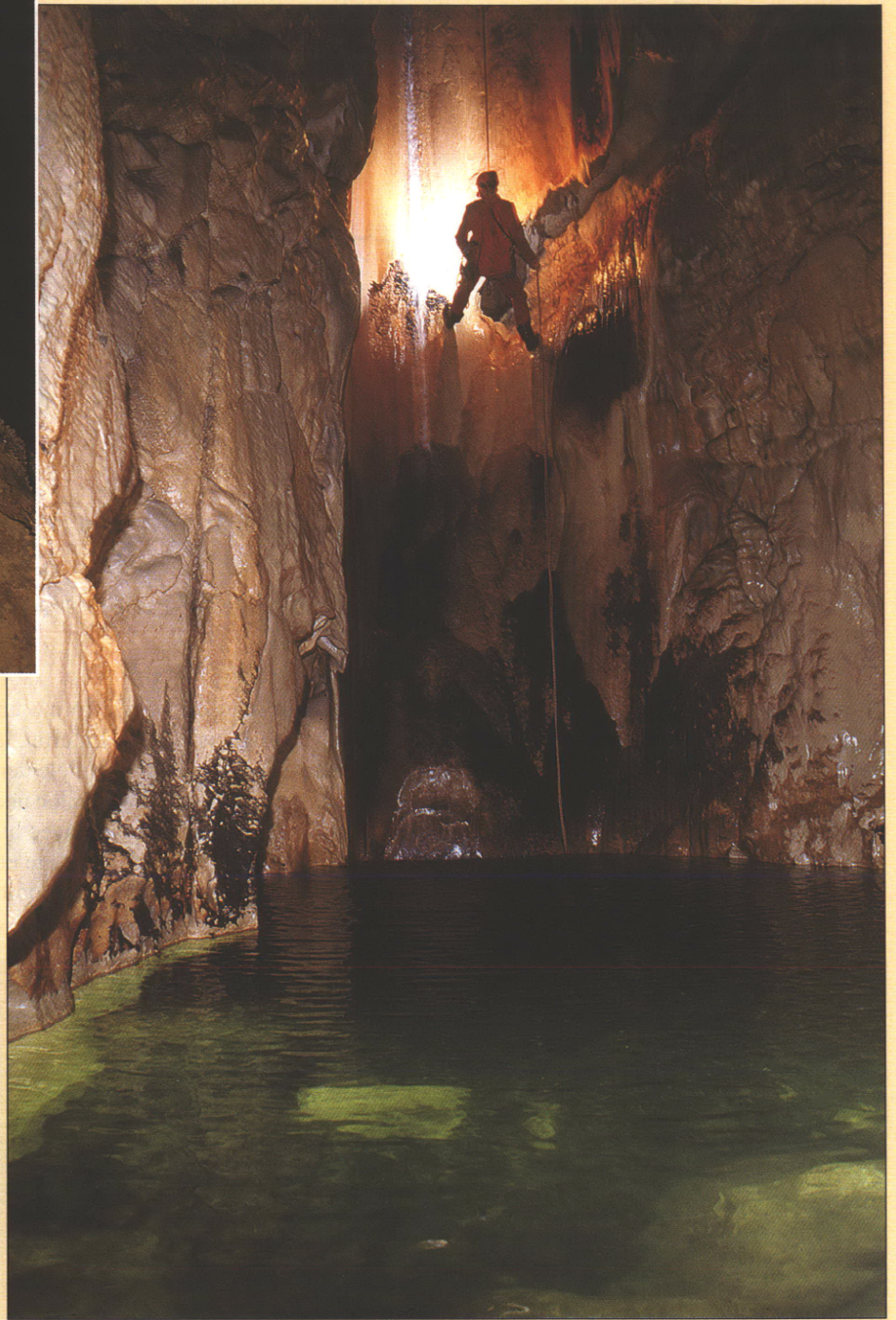
**Photo 13 : Pilier central de la salle du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola. Le pilier, situé en face du personnage, montre un décalage de quelques centimètres entre la partie haute et la partie basse dû au passage d'une faille active N040° ayant rejoué postérieurement à la mise en place de la galerie. Etxanko Zola system : central pilar with a visible break of a few centimeters.**







**Photo 14 : Fracture verticale de cisaillement affectant les parois de la Galerie 93, niveau -100 du Nébélé.**  
*Gallery 93 in the Nébélé system : a large vertical shearing.*



**Photo 15 : Puits de 18 mètres dans la grotte de La Bidouze (cliché Christophe Levillain).**  
*18 meters pit in the cave of the Bidouze.*

le niveau de base régional le plus proche : la vallée du Guessalia-émergence d'Uthurbietta. Les rivières actuelles recoupent donc perpendiculairement l'importante galerie de -100 m située à 375 m d'altitude. Ce niveau de -100 m représente l'ancien drain majeur noyé qui a progressivement été abandonné pour un autre drain situé plus au sud adapté aux nouvelles conditions hydrodynamiques (approfondissement de la vallée du Guessalia suite à la surrection du massif). L'assèchement des galeries permet le dépôt de spéléothèmes. En datant par la méthode U/Th la calcite de la génération la plus ancienne de stalagmites du niveau de -100, on connaît le début de l'assèchement et par conséquent le "début" du stade de surrection. Grâce aux datations uranium/thorium sur plusieurs concrétionnements (tableau 1) on sait que l'assèchement du niveau de -100 m a débuté il y a 400 000 ans environ. On peut donc estimer que le massif s'est soulevé d'environ 175 m en 400 000 ans, soit un taux de surrection estimé à 0,4 mm/an.

### **C. Les enregistrements sismo-tectoniques contenus dans l'endokarst**

L'activité sismo-tectonique quaternaire, qui a accompagné la surrection, a également été enregistrée dans les réseaux souterrains, en particulier dans les cavités jalonnant les grandes vallées sèches du niveau de 700 m du Pléistocène inférieur (ex : Etxanko Zola) et celles situées plus bas (ex : Nébélé).

Dans le réseau d'Etxanko Zola, les indices sismo-tectoniques sont remarquables en plusieurs points. Les rejeux

de faille en compression dans la galerie sèche ancienne des Planches à Clous présentent des manifestations spectaculaires :

- serrage à la voûte avec broyage et fissures de cisaillement ;
- fentes de cisaillement conjuguées dans les parois ;
- fissuration, chutes et décalage de stalagmites, piliers et stalactites (photo 12) ;
- chutes de blocs ;
- fissuration des parois et d'arches rocheuses (photo 13).

Dans le niveau de -100 m du Nébélé (alt. 375 m), attribué au Pléistocène



moyen, on observe également des indices nombreux de rejeux de failles et surtout de séismes majeurs :

- cimetière de spéléothèmes brisés, chute de stalactites plantées dans l'argile ;
- cisaillement très nombreux des parois affectant également des concrétions ;
- réouverture de joints, stylolithes, diaclases (photo 14) ;
- chutes de blocs provenant de la voûte (chaos).

Ces indices sismo-tectoniques souterrains sont la preuve de séismes violents au cours du Pléistocène moyen et récent. Comme le montre la carte sismique des Pyrénées (fig. 12), on constate que le massif des Arbaillies se situe au croisement de deux lignes actives, l'une E-W jalonnant la zone nord-pyrénéenne par un accident chevauchant profond [Choukroune, 1974], l'autre N-S localisée sur un accident transverse aligné sur la vallée de la haute Soule jusqu'à la vallée espagnole de Roncal.

### III. LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DU KARST

Drainé par 138 sources, le massif possède des aquifères diversifiés dans le Jurassique et le Crétacé inférieur. Une des caractéristiques du karst des Arbaillies est l'étagement des aquifères carbonatés. La majorité des sources du Crétacé moyen présente un débit inférieur à 1 l/s avec tarissement en été ; elles sourdent soit dans les calcaires marneux albiens, soit à la limite des calcaires urgoniens (Aptien supérieur) et des marnes de Sainte-Suzanne (Néocomien-Aptien inférieur). Généralement, les écoulements superficiels issus de ces petites sources se perdent rapidement pour alimenter les systèmes karstiques inférieurs drainés par de plus grandes émergences (15 exutoires > 5 l/s). Ces dernières jaillissent au niveau du talweg des grandes vallées (200 m d'altitude) qui définit le niveau de base régional. Huit grandes sources karstiques ont été choisies et suivies d'avril 1995 à mai 1996 pour l'étude du fonctionnement hydrochimique. Ce suivi hydrochimique avait un double but : définir l'ablation karstique actuelle et appréhender leur qualité en vue d'une exploitation domestique. Les ressources en eau des Arbaillies sont, en effet, importantes et localisées sur la périphérie du massif. Comparées aux possibilités

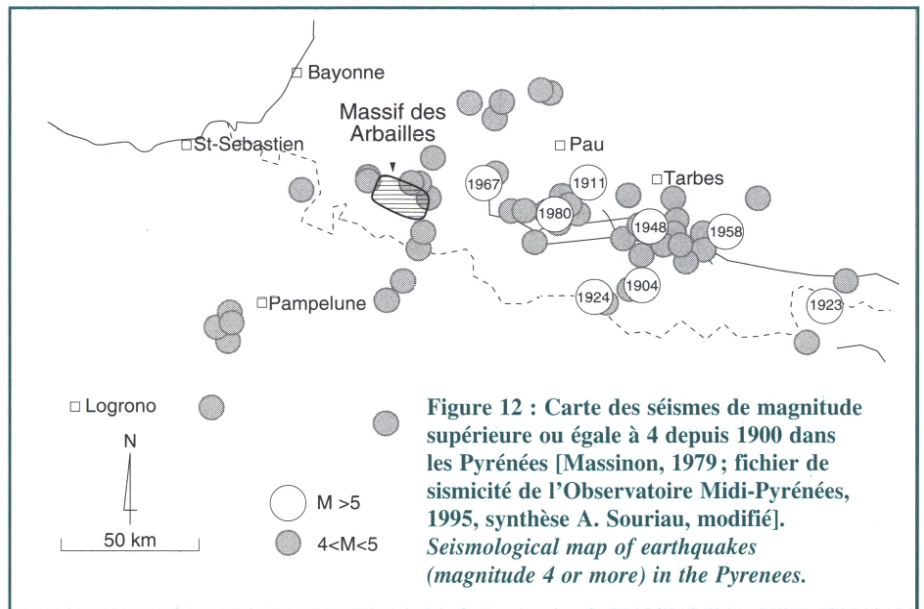


Figure 12 : Carte des séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 depuis 1900 dans les Pyrénées [Massinon, 1979 ; fichier de sismicité de l'Observatoire Midi-Pyrénées, 1995, synthèse A. Souriau, modifié].  
*Seismological map of earthquakes (magnitude 4 or more) in the Pyrenees.*

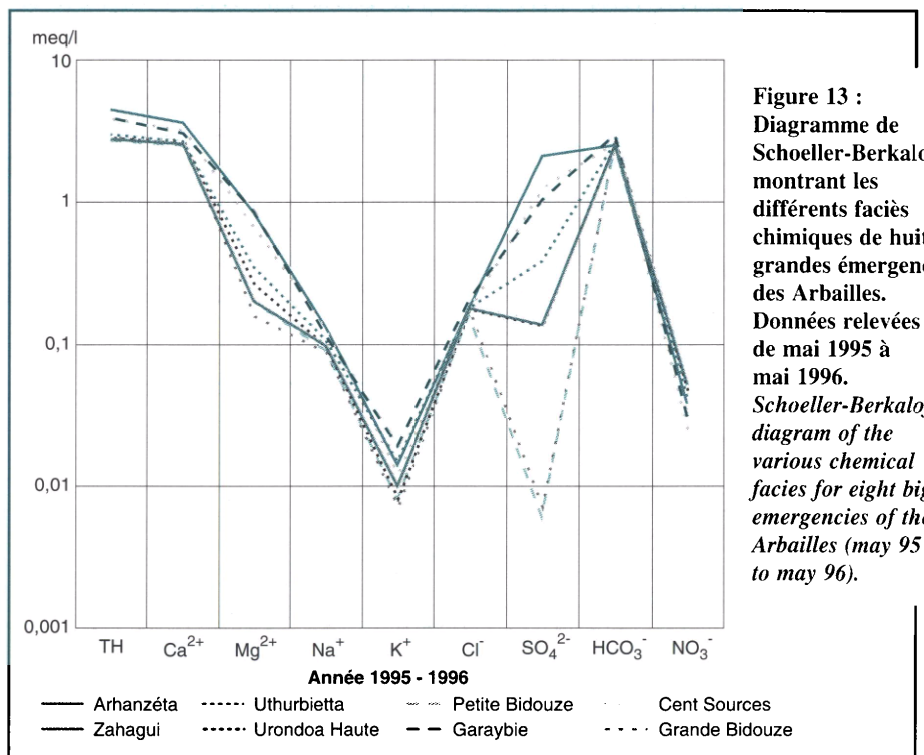


Figure 13 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff montrant les différents faciès chimiques de huit grandes émergences des Arbaillies. Données relevées de mai 1995 à mai 1996.  
*Schoeller-Berkaloff diagram of the various chemical facies for eight big emergences of the Arbaillies (may 95 to may 96).*

qu'offre le massif, les ressources sont sous-exploitées. Les Arbaillies sont un véritable château d'eau qui permet la desserte de presque tous les villages situés au pied du massif, mais aussi l'alimentation de communes éloignées grâce à cinq captages (fig. 15) : Abotcoborda, Cent Sources, Ur Belcha, Zahagui et Etxanko Zola, ce dernier étant souterrain (fig. 6). Les suivis bactériologiques soulignent la vulnérabilité de ces aquifères. La turbidité des émergences en crue (parfois même à l'étiage) est l'expression d'un double phénomène : la perte des écoulements superficiels dans le karst et l'érosion des sols à l'origine du dégagement actuel des crypto-lapiés.

### A. La dissolution karstique actuelle

#### 1. Faciès des sources, paramètres physiques et régimes chimiques

Le massif calcaire des Arbaillies est soumis à un climat océanique montagnard dont les grandes caractéristiques sont des hivers doux, des étés tardifs, des pluies abondantes (1500-2000 mm/an) et bien réparties sur toute l'année. Ce climat est favorable à la végétation (photo 2) et à la formation de sols brunifiés, donc finalement à la dissolution karstique (CO<sub>2</sub> biogénique). Ce travail



Figure 14 : Variation de la conductivité de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996. Il existe une étroite relation entre les événements hydroclimatiques et les variations de la conductivité; situation d'étiage, de débit moyen ( $\bar{Q}$ ), fort ( $q+$ ) et très fort ( $q++$ ).  
Diagram of conductivity for eight big emergencies of the Arbailles (april 95 to april 96).

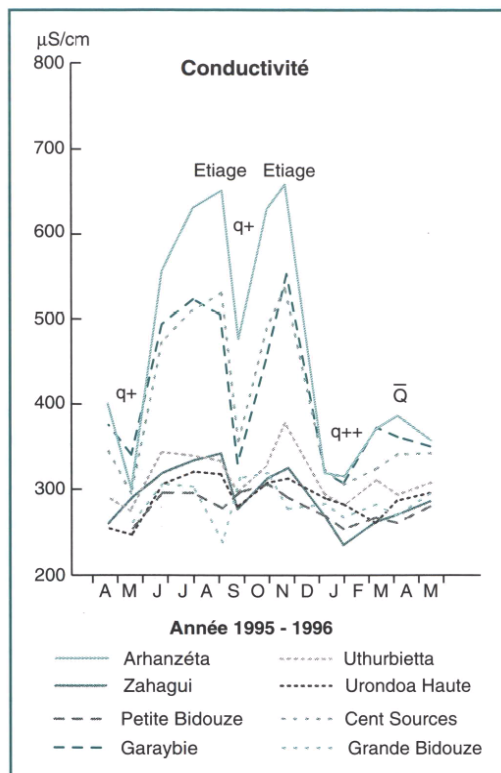
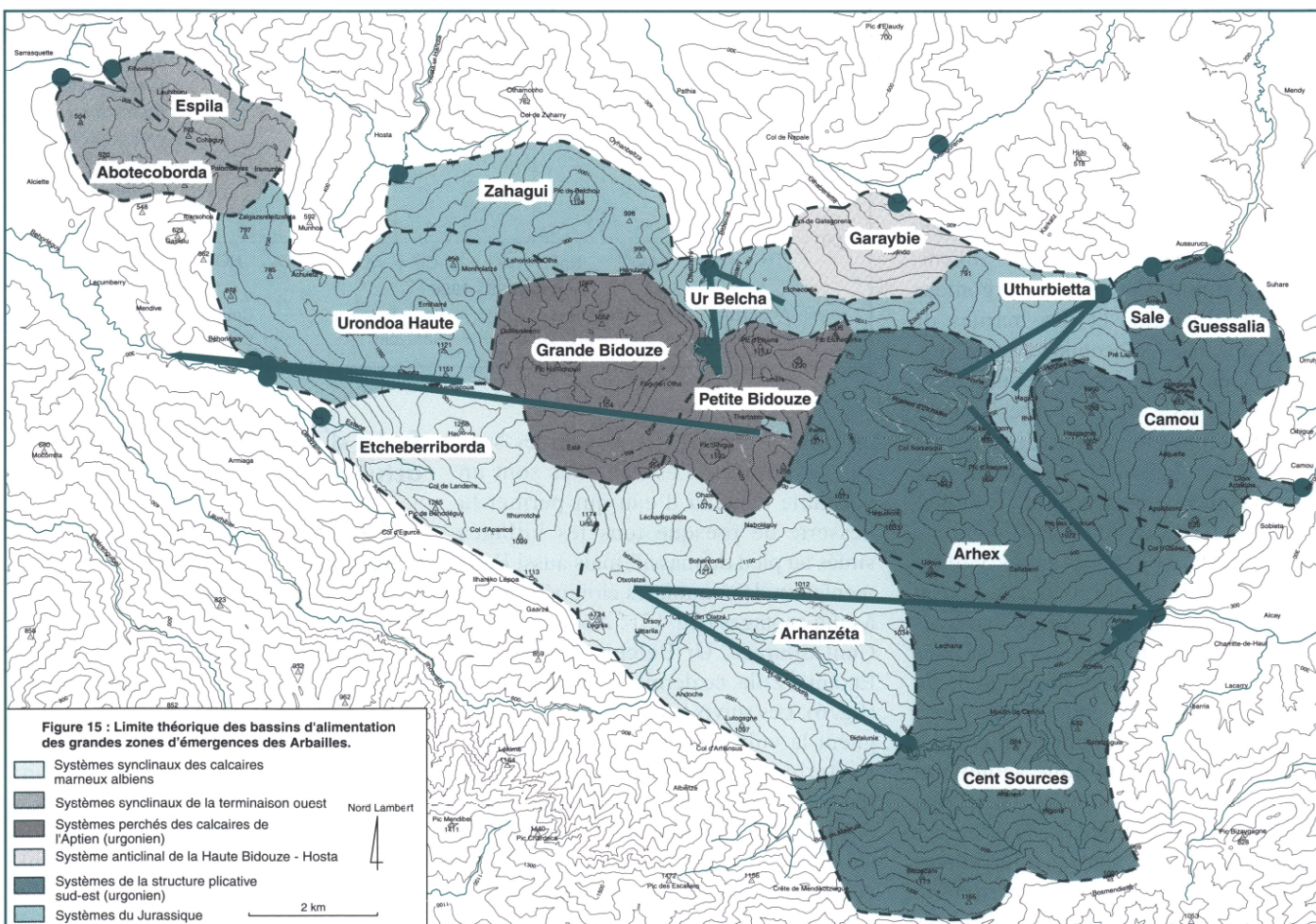


Figure 15 : Limites théoriques des bassins d'alimentation des grandes zones d'émergence des Arbailles. Les traits épais représentent les expériences de coloration. Le nom de chaque source est donné en lettres épaisses entourées de blanc (chaque source a donné le nom au bassin d'alimentation). Dans le cas d'Urondoia Haute, il s'agit d'un groupe de sources (Urondoia). On ne sait pas exactement où est ressorti le colorant.  
Theoretical borders of catchment areas of the main emergencies of the Arbailles.



de la dissolution peut être quantifié par les analyses physico-chimiques. Les analyses chimiques réalisées montrent l'existence de trois familles de sources (fig. 13) :

1) les eaux bicarbonatées calciques,  $\text{HCO}_3^-$  (155 à 161 mg/l) et  $\text{Ca}^{2+}$  (50 à 54 mg/l) représentent 90% du total de la minéralisation (émergences de la Grande et de la Petite Bidouze);

2) les eaux bicarbonatées calciques légèrement sulfatées et magnésiennes,  $\text{HCO}_3^-$  (155 à 159 mg/l),  $\text{Ca}^{2+}$  (51 à 53 mg/l) sont prédominants (83 à 88%) : le  $\text{SO}_4^{2-}$  (6 à 19 mg/l) et le  $\text{Mg}^{2+}$  (2 à 4 mg/l) sont également présents (émergences d'Uthurbietta, de Zahaguy, d'Urondoia Haute);

3) les eaux bicarbonatées calciques et sulfatées,  $\text{HCO}_3^-$  (152 à 181 mg/l),  $\text{Ca}^{2+}$  (60 à 73 mg/l) et  $\text{SO}_4^{2-}$  (50 à 101 mg/l) sont en proportion importante (86 à 88%) (émergences des Cent Sources, d'Arhanzéta et de Garaybie).

Ces familles de sources correspondent à l'existence de trois aquifères superposés :

- 1) aquifère des calcaires à faciès urgonien (Crétacé);
- 2) aquifère des calcaires d'Aussurucq (Dogger);
- 3) aquifère complexe alimenté par les calcaires marneux albiens (Arhanzéta) ou par les calcaires du Dogger (Garaybie), mais susceptibles de s'enrichir en  $\text{SO}_4^{2-}$  par lessivage des couches liasiques et triasiques.



Les écrans marneux du Bédoulien (marnes de Sainte-Suzanne) et de l'Oxfordien (marno-calcaires d'Hosta) assurent l'étanchéité entre ces différents aquifères.

Plusieurs paramètres expliquent la variation de la température des sources qui oscillent entre 7,9 et 14,3 °C : l'altitude, la saison, le débit et les modalités d'infiltration [Vanara, 1997]. Le fonctionnement hydrodynamique des sources est caractérisé par un transfert rapide des crues (quelques heures) et une zone noyée tampon relativement réduite. Les réserves dynamiques sont faibles, sauf pour l'émergence des Cent Sources qui semble drainer un quart du massif (fig. 15). Toutes les émergences sont susceptibles de se troubler, mais les émergences alimentées par des pertes de rivières sont particulièrement sensibles à ce phénomène (Cent Sources).

La conductivité des huit sources varie de 274 à 466  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (fig. 14). On remarque que la minéralisation est croissante pour un débit plus faible : cette relation minéralisation/débit est attribuée à un fonctionnement en dilution [Hoffmann et Pellegrin, 1996].

## 2. Estimation de la dissolution karstique et délimitation des grands bassins d'alimentation

Le suivi des principales émergences des Arbailles montre que la minéralisation moyenne (alcalinité) est d'environ 160 mg/l de  $\text{HCO}_3^-$  et 165 mg/l de  $\text{CaCO}_3$  (TH). À l'altitude moyenne de 900 m (température moyenne = 8,9°C), les précipitations annuelles sont de 2029 mm et l'évapotranspiration réelle de 540 mm, soit une tranche écoulée de 1489 mm/an. On estime donc la dissolution spécifique (superficielle et profonde) à environ 92  $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ , soit 0,09 mm/an; valeur typique d'un karst humide de moyenne montagne. La répartition de la dissolution du karst en contexte forestier montre une prépondérance du creusement dans la zone épikarstique (80 à 85 %) et dans la tranche 0 à 100 m (90 %). Le potentiel d'agressivité restant, de l'ordre de 10 %, est néanmoins suffisant pour creuser des drains importants en raison de la concentration de l'écoulement (le volume d'eau compense le manque d'agressivité), mais également en raison des changements climatiques au cours du Quaternaire; les périodes froides sont, en effet, favorables au creusement endokarstique en raison

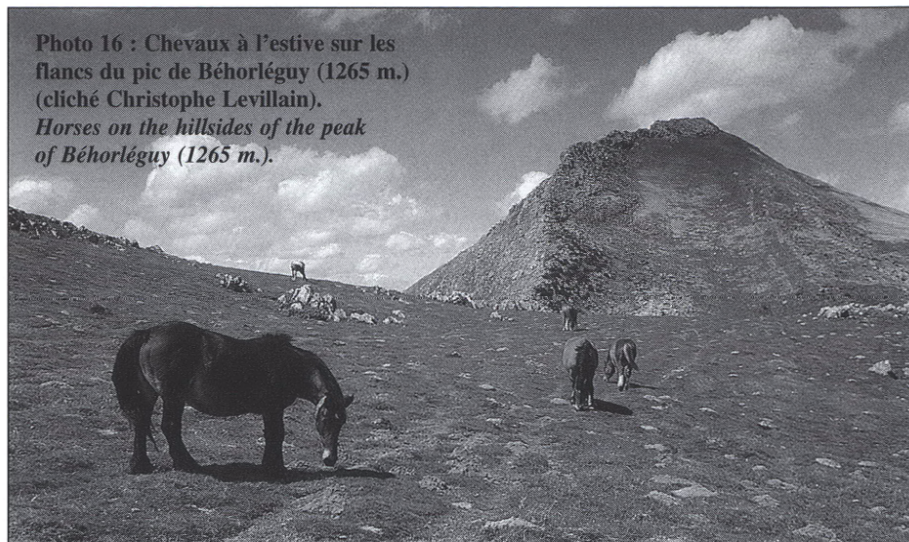


Photo 16 : Chevaux à l'estive sur les flancs du pic de Béhorléguay (1265 m.) (cliché Christophe Levillain).  
*Horses on the hillsides of the peak of Béhorléguay (1265 m.).*

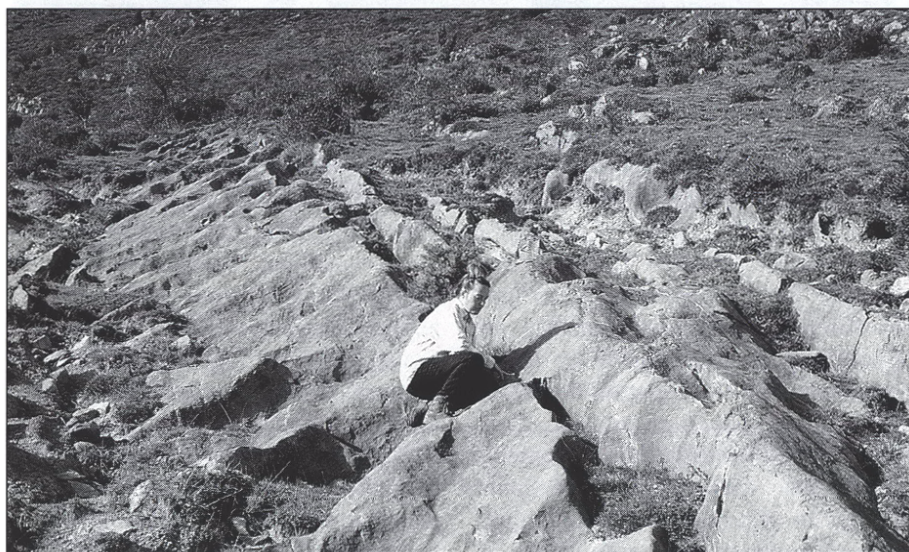


Photo 17 : Surpâturage à Ibar Naba (haute vallée d'Ithé). Le versant exposé au sud de la vallée sèche est un des espaces les plus fréquentés par les troupeaux. La fréquence des feux pastoraux associée au surpâturage ont entraîné le décapage des sols et l'affleurement des calcaires marneux albiens. *Scouring and marly-albian outcrops due to burn-beating and over-grazing.*

d'une dissolution épikarstique plus faible. Depuis la fin du Miocène, la tranche dissoute doit atteindre plusieurs centaines de mètres, ce qui explique l'existence de multiples massifs stalagmitiques à l'affleurement sur le flanc et le sommet des buttes (cf. § I.B.1.).

Les bassins hydrokarstiques du massif des Arbailles sont difficiles à délimiter en raison de la complexité de la structure géologique. Les informations géologiques, les données spéléologiques (topographies des cavités) et les traçages permettent de mettre en évidence treize grands bassins d'alimentation karstique regroupés en six types géologiques (fig. 15) : les systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens au sud (Arhanzéta) et au sud-ouest (Etcheberriborda), le système anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta au nord-nord-est (Garaybie), les

systèmes perchés des calcaires urgoaptiens au centre (Grande et Petite Bidouze, photo 15), les systèmes faillés de l'Urgo-Aptien de la retombée périclinale sud-est (Camou et Cent Sources), les systèmes synclinaux de la terminaison ouest (Abotecoborda et Espila), les systèmes du Jurassique (Zahagui, Urondoa, Ur Belcha, Uthurbietta).

## B. L'impact de l'homme

### 1. Ancienneté et permanence de l'occupation humaine

Le modelé des Arbailles est sous la dépendance des changements climatiques, mais aussi des actions anthropiques depuis que l'homme habite et exploite cette montagne. Les hommes ont su mettre en valeur les différentes ressources



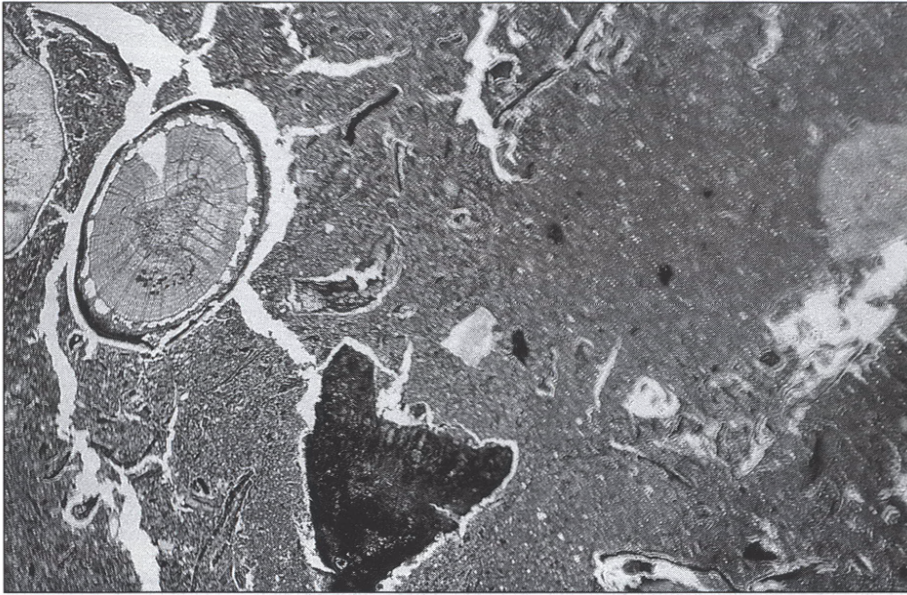


Photo 18 : Lame mince du dépôt argileux supérieur de la perte d'Istaurdy (éch. 235) montrant des débris ligneux plus ou moins brûlés et de petits charbons de bois résultant des feux pastoraux au cours du XX<sup>e</sup> siècle. La masse de fond est constituée par un plasma argileux contenant des microquartz sédimentaires (20 et 200 µm) issus en partie des calcaires marneux albiens (lumière polarisée non analysée). *Microscopic view of clay deposit in the water sink of Istaurdy : charcoal is mixed with clay and micro sediments of quartz.*

du karst des Arbailles. Il existe une concentration exceptionnelle de vestiges des différentes insertions humaines qui témoignent de l'ancienneté et de la permanence de l'occupation depuis le Paléolithique moyen jusqu'à nos jours [Ebrard, 1994]. Les calcaires marneux albiens aux sols relativement épais ont subi un déboisement systématique. La lutte contre l'envahissement de la broussaille est assurée par la pression des troupeaux (photo 16) et par une mise à feu systématique des plantes coriaces. L'ancienneté des feux pastoraux est "prouvée" par une érosion précoce des sols, notamment en versant sud, et par le décapage des crypto-lapiés (déstabilisation du milieu) aux endroits les plus intensément exploités (photo 17). En revanche, les zones de calcaires massifs de l'Aptien aux reliefs tourmentés ont été laissées à la forêt (photo 2). La récurrence des exploitations du bois et des incursions des troupeaux n'était pas suffisante pour empêcher la permanence de l'état boisé.

Aujourd'hui, les Arbailles présentent la particularité d'être une montagne vivante, encore parcourue par de nombreux troupeaux. Cependant, le maintien de la vie pastorale et de l'exploitation forestière a nécessité des aménagements : constructions de routes, de bergeries, dessertes en eau courante, aides diverses. Ces aménagements ne sont pas sans conséquence sur les milieux. Les impacts sont nombreux, mais difficiles à mesurer avec précision. Le déséquilibre entre les espaces surpâturés et sous-pâturés s'accroît : appauvrissement des herbages et érosion des sols d'une part et embroussaillage d'autre part en sont les conséquences les plus visibles. Les eaux karstiques sont très sensibles aux pistes et coupes forestières comme le prouve l'augmentation des charges turbides de certaines sources. Cependant, en comparaison avec le domaine méditerranéen, l'érosion des sols sur les Arbailles reste modérée et ne compromet pas la réinstallation de la végétation dès que la pression pastorale se fait moins forte.

## 2. Enregistrement sédimentaire de la dynamique des pâturages : l'exemple de la coupe d'Istaurdy

Le ruisseau d'Istaurdy prend sa source à 1 029 m d'altitude. C'est un ancien affluent de la grande vallée d'Elsarré située au centre du massif (fig. 4 pour la localisation). Il draine un bassin versant inférieur à 1 km<sup>2</sup> situé dans les calcaires marneux albiens. L'ensemble de la zone d'alimentation est déboisé et parcouru pendant toute la saison d'estive par d'abondants troupeaux d'ovins, d'équins et de bovins. Les interventions humaines consistent en des mises à feu régulières (une à deux fois par an) afin de freiner la pousse des ligneux indésirables.

Dans le ravin, le débit du ru est irrégulier. Il s'assèche complètement en été ; en revanche, lors des violents orages, des périodes pluvieuses ou de la fonte des neiges, un flot d'une dizaine de l/s contribue au déblaiement et au creusement de son lit. Actuellement, les eaux se perdent définitivement à 950 m d'altitude. Autrefois, les eaux s'infiltraient en contrebas comme le prouvent les anciennes pertes qui s'échelonnent dans le fond du vallon sec entre 910 et 940 m d'altitude. Deux phénomènes peuvent expliquer que les eaux se perdent en contre haut des points d'absorption antérieurs : réouverture d'anciennes pertes colmatées ou creusement de nouvelles pertes. La seconde hypothèse semble se dégager si l'on tient compte des remplissages. La perte recoupe un remplissage épais de 2 m constitué à la base d'un dépôt limoneux brun (1,50 m) et au sommet d'une accumulation d'humus brun-gris foncé riche en débris ligneux épais de 50 cm.

**Le dépôt inférieur :** il contient des petits cailloux mal roulés, des brindilles, des ossements et du verre grossier de facture ancienne. Ce dernier élément permet de rattacher chronologiquement

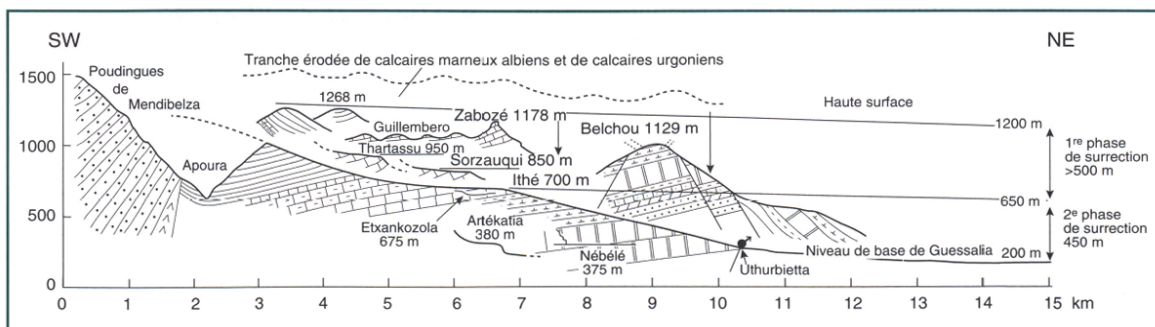


Figure 16 : Représentation schématique des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés et correspondance avec les phases de surrection plio-quadernaires. L'exemple de la vallée d'Ithé. *Diagram of the fluvio-karstic and endokarstic levels in relation with the plioquaternary surrective periods.*

ce niveau à la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle. La fraction sableuse observée à la loupe binoculaire montre des quartz anguleux et fibreux, quelques grains ferrugineux et de rares micas.

L'étude en lame mince montre un plasma argileux marron et un squelette constitué de grains de quartz (20-300 µm) et des grains de roches roulés allochtones et altérés (1-5 mm) provenant du massif de Mendibelza. On distingue également des grains de cuirasses ferrugineuses et un cortège minéral secondaire (hornblendes vertes, rares amphiboles, sphène). Les micro-charbons de bois sont présents dans l'ensemble de la lame.

**Le dépôt supérieur** : il est constitué d'un humus contenant des ossements, des brindilles et branches en abondance, ce qui permet le maintien de la cohésion de ce dépôt non consolidé. Quelques petits grains de sables constitués de grains ferrugineux roulés et de quartz anguleux ont été récupérés.

La lame mince (éch. 235) montre au centre une masse de fond constituée par un plasma argileux contenant des micro-

quartz sédimentaires (20 et 200 µm) issus en partie des calcaires marneux albiens. Les débris plus importants sont constitués d'un fragment de roche de type quartzite (5 mm) et de quartz à *extinction roulante* (1,5 mm), preuve d'un remaniement des poudingues et des flyschs de Mendibelza. Les fragments végétaux mal transformés sont nombreux : charbons de bois (1 mm), brindilles à demi-calcinées, débris ligneux et filaments algo-bactériens (photo 18).

Les débris calcinés sont présents dans toute la lame ce qui prouve l'impact du feu courant sur l'environnement de la région. Les niveaux les plus riches en matière organique se forment vraisemblablement juste après le passage du feu.

De cette séquence ressortent les faits suivants : le dépôt inférieur montre une masse argileuse abondante, riche en microcharbons de bois. Le dépôt supérieur, plus récent, présente de nombreux débris végétaux non transformés. L'ensemble atteste d'une permanence des feux pastoraux au cours du XX<sup>e</sup> siècle, ce qui favorise l'érosion des sols lors des périodes pluvieuses.

## CONCLUSION : ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE GÉNÉRALE

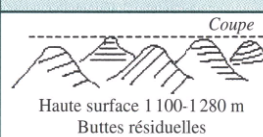
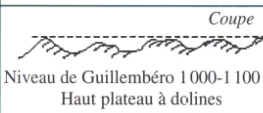
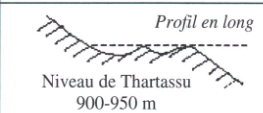
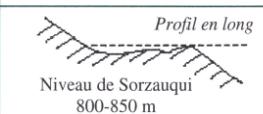
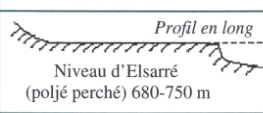
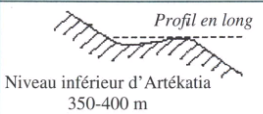
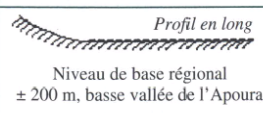
Le schéma global d'évolution du massif reprenant les principales informations issues de l'étude du karst est proposé (fig. 16 et tabl. 2) :

1) À l'Éocène moyen, a lieu la phase orogénique principale des Pyrénées. Elle s'accompagne d'une grande phase d'érosion et de décapage des couvertures géologiques (flyschs) qui se poursuit jusqu'à l'Oligocène inférieur et dont témoignent, dans l'avant-pays, les Poudingues de Jurançon et de Palassou ;

2) Le Miocène moyen et supérieur se caractérise par une période de stabilité (ou de faible surrection). Cette phase se marque par la poursuite de l'incision hydrographique (par érosion régressive) qui atteint tardivement les Arbaillies et qui est à l'origine d'une "première" phase de karstification. Les seuls témoins de cette karstification sont les cavités dans lesquelles se sont déposés les spéléothèmes aujourd'hui présents sur les lignes de crête. Cette phase de karstification est, compte tenu de la géométrie des réseaux et des éléments contenus dans les remplissages endokarstiques, attribuée au Miocène moyen et supérieur sous ambiance tropicale. Le système fluvial, autrefois surimposé sur la couverture des flyschs, s'imprime dans les calcaires, en relation hydrologique avec l'amont imperméable de Mendibelza ;

3) Vers la fin du Miocène supérieur et durant le Pliocène, la chaîne pyrénéenne connaît une forte surrection d'ensemble qui entraîne l'encaissement du réseau hydrographique, la mise en place du modelé fluvio-karstique, une première verticalisation des réseaux karstiques et le perchement des hauts vallons. C'est à cette phase qu'est attribuée la formation du karst à buttes et des mégadolines ;

4) Au Pléistocène inférieur, une seconde phase de surrection déconnecte définitivement les grandes vallées sèches d'Ithé et d'Elsarré avec l'amont de Mendibelza en raison de la capture des têtes de vallées par érosion régressive des vallées périphériques (Apoura). Ce système de

Dénomination et altitude des niveaux exokarstiques	Chronologie	Types de niveaux	Morphologie et dépôts corrélatifs	Phases de surrection et de morphogenèse	Représentation schématique des niveaux étagés
Belchou-Zabozé 1 100 - 1 280 m	Miocène	Sommets résiduels Niveau de la haute surface	Sommets résiduels Cavités recoupées et dépôts associés	1 <sup>re</sup> grande phase de surrection (> 500 m) en plusieurs étapes très marquées (fluviokarst étagé)	
Guillembéro 1 000 - 1 100 m	Miocène sup.	Épaulement, replats et plateaux supérieurs	Champs de dolines Cavités recoupées et dépôts associés		
Thartassu 900 - 950 m	Pliocène - Pléistocène inf.	Vallées sèches défoncées par les dépressions	Mégadolines Cavités recoupées et dépôts associés		
Sorzauki 800 - 850 m	Pléistocène Pléistocène inf.	Vallées sèches secondaires perchées	Grandes dolines secondaires Altérites et cuirasses remaniées		
Elsarré 650 - 750 m	Pléistocène inf.	Grandes vallées sèches perchées	Fond plat ou à dolines Nappes de colluvions		
Artekatia 350 - 400 m	Pléistocène moyen	Petites vallées perchées de basse altitude	Dolines Colluvions		
Apoura 200 m	Actuel	Niveau de base régional	Basses vallées Alluvions récentes et actuelles		

**Tableau 2 : Altitudes et chronologie des niveaux étagés de vallées sèches marquant d'anciens stationnements du niveau de base et relations avec les phases de surrections et de morphogenèse. Altitudes and chronologies of staged levels of the dry valleys in relation with the surrective and morphogenic periods.**



grandes vallées sèches évolue au Quaternaire en vallées dolinaires : le karst capte à son profit les écoulements superficiels ;

5) Actuellement, l'essentiel du drainage s'effectue par des systèmes souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie "fossile" de surface. Les stations sismologiques (fig. 12) et les témoins conservés dans les cavités montrent que les Arbailles s'inscrivent dans un ensemble sismique toujours actif.

Il ressort de cette évolution que la formation du relief des Arbailles s'est étalée sur le temps long et résulte d'une combinaison de facteurs passifs et actifs :

- les facteurs passifs sont présentés par les données litho-stratigraphiques qui ont favorisé la concentration des écoulements de surface qui, suite au recul des couvertures de flyschs et du Crétacé moyen, se sont perdus dans le karst et ont favorisé les différentes phases karstogéniques. Ces différentes phases résultent de l'encaissement du réseau hydrographique qui est lui-même l'expression de la tectogenèse ;

- les facteurs actifs sont représentés par les mouvements tectoniques (surrection), et les changements climatiques (précipitations, températures).

C'est la combinaison de ces grands groupes de facteurs qui commande le ou les types de systèmes morphogéniques. Le système karstogénique, dominé par les processus chimiques (dissolution du calcaire) se situe au bout d'une chaîne

qui a débuté par le système d'aplanissement chimique dominé par les processus d'altération chimique des roches silicatées et détritiques, puis relayé par le système fluvial (érosion linéaire).

Le massif actuel des Arbailles est donc un relief polygénique associant système d'aplanissement chimique, système fluvial et système karstogénique, régulé par les phases tectoniques, d'où la nécessité de revoir la notion ancienne de "cycle d'érosion" à la lumière des données actuelles

#### Remerciements :

- Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, Pau ;
- Clubs de Spéléologie : S.S.P.O.-Pau, S.S.P.B.-Bordeaux, G.S.H.P.-Tarbes, G.S.G.-Pau ;
- Lames minces : R. Maire, D.Y.M.S.E.T., Maison des Suds, Bordeaux-Pessac ;
- Datations : U/Th, Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, Belgique ;
- Paléomagnétisme : P. Rochette, F. Levêque et D. Vandamme, C.E.R.E.G.E., Aix-en-Provence ;
- Hydrochimie : F. Hoffmann et J.-C. Pellegrin, L.G.P.A., Université de Bordeaux III ; R. Sabrier, lab. de géologie, Pau ;
- Rayons X : T. Muxart et J. Lacroix, Lab. de géogr. physique, Bellevue-Paris
- Microfracturation : Y. Hervouët, lab. de géologie, Pau ;
- Synthèse informatique : S. Vogrig.

Rappelons que la thèse de Nathalie VANARA "Le karst des Arbailles", a été publiée et qu'elle est disponible à la vente auprès de l'auteur (Karstologia Mémoire n° 8).

## BIBLIOGRAPHIE

BATTIAU-QUENEY Y., 1993 - Le relief de la France. Coupes et croquis. Masson éd., Paris, 253 p.  
CANEROT J., VILLIEN A. et LENOBLE J.-L., 1990 - Sequence stratigraphy and sedimentary unconformities : western Pyrenees (field data) and Southern Aquitanian basin (subsurface data), exemples. *Bulletin de la Société Géologique de France*, fasc. 8, n° 6, p. 999-1000.  
CHOUKROUNE P., 1974 - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Thèse d'Etat Sc., Univ. de Montpellier*, 216 p.  
COLLECTIF NEBELE, 2000 - Le gouffre Nébélé. *Spelunca* n° 77, p. 23-38.  
DELAITRE E., 1995 - Massif des Arbailles. Base de données. Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, 315 p.  
DELANNOY J.-J., 1997 - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst. *Thèse de doctorat d'Etat, Université de Grenoble I*, 678 p.  
EBRARD D., 1994 - Trajets archéologiques. *Le Pays de Soule, Izepegi*, p. 53-91.  
FABRE C. et NAVARRE J.-C., 1992 - Le Mésozoïque du bloc des Arbailles : structuration et sédimentation. *I.F.P., E.N.S.P.M., Université Paul Sabatier, Toulouse*, 127 p.

HOFFMANN F. et PELLEGRIN J.-C., 1996 - Méthodologies hydrochimiques. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée n° 14, Institut de Géographie, Bordeaux III*, p. 13-79.  
MAIRE R., 1990 - La haute montagne calcaire. *Karstologia-Mémoires* n° 3, 732 p.  
MASSINON B., 1979 - Vue d'ensemble de la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976. In Les tremblements de terre en France, sous la direction de J. Vogt. *Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières n° 96, BRGM éd., Orléans*.  
VANARA N., 1997 - Dissolution et spéléogénèse en contexte tectonique actif : le massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques, F.). *Actes du 6e Colloque d'hydrologie en Pays calcaire et en Milieu Fissuré, La Chaux de Fonds, Suisse, 10-17. 08.1997*, p. 115-118.  
VANARA N., MAIRE R. et LACROIX J., 1997 - La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : un exemple de paléoréseau hydrographique néogène déconnecté par la surrection. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 168, n° 2, p. 225-265.  
VANARA N., 2000 - Le karst des Arbailles. *Karstologia Mémoire* n° 8, 320 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.

## Quelques mots sur quelques mots

**Cyclothème** : petite séquence sédimentaire dans un dépôt lacustre, marin ou continental se répétant en cycles successifs. On peut ainsi rencontrer des cyclothèmes dans les dépôts de lacs glaciaires (varves) ou les concrétionnements souterrains.

**Diastème** : petite interruption ou lacune dans un sédiment se traduisant par une surface nette (joint, surface de ravinement). Un diastème traduit soit un arrêt de sédimentation, soit une érosion. On peut rencontrer des diastèmes nombreux dans les séquences lacustres, mais aussi dans les dépôts souterrains.

**Distribution porphyrique** : dans un sédiment ou un sol, la distribution porphyrique désigne un mode de répartition des éléments du squelette au sein du plasma. Les éléments grossiers (squelette) sont alors noyés dans une masse de grains très fins (plasma argileux).

**Distribution monique** : désigne une répartition des éléments du squelette en l'absence de plasma. Dans ce cas, les grains se touchent (ex : sables, graviers).

**Extinction roulante** : au microscope polarisant, les quartz à extinction roulante désignent des quartz d'origine métamorphique, c'est-à-dire ayant subi des pressions postérieures à la cristallisation (le minéral passe alors du blanc au noir selon une vague roulante qui traverse le cristal). Les quartz sédimentaires ont une extinction brutale, le minéral passant du blanc au noir sans transition.

**Périodes Bruhnes et Matuyama** : la terre a connu des phénomènes d'inversion magnétique. Actuellement le pôle magnétique se situe à proximité du pôle nord géographique : on parle de polarité directe. Il n'en a pas toujours été ainsi ; durant certaines périodes le pôle magnétique se situait vers le pôle sud : on parle de polarité inverse. Nous sommes depuis 800 000 ans dans une période directe appelée Bruhnes ; entre 2.4 Ma et 800 000 ans, la polarité était inverse : c'est la période Matuyama. Auparavant, il y a eu les périodes Gilbert (inverse : 4.5 Ma - 3.65 Ma) et Gauss (directe : 3.65 Ma - 2.4 Ma).