**Marianna JAGERCIKOVA[1,3], Ludovic MOCOCHAIN[2], Anne-Élisabeth LEBATARD[3], Didier BOURLÈS[3†], Laëtitia LEANNI[3], Amandine SARTÉGOU[3] et Alexandre ZAPPELLI[3,4]**

(1) La Tour, 05800 Saint-Maurice-en-Valgodemard, France
(2) 1767 route des Puys, 05200 Puy-Sanières, France
(3) Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence
(4) Fédération française de spéléologie, 28 rue Delandine, 69002 Lyon

# Découverte et étude de remplissages karstiques allochtones d'âge miocène dans l'Obiou

## (Dévoluy, Alpes françaises) Implications géomorphologiques et paléogéographiques

**HOMMAGE À DIDIER BOURLÈS**

Nous tenons à rendre un vibrant et chaleureux hommage à notre collègue et ami Didier Bourlès, personnage inclassable et directeur du Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques. Il fut le co-directeur de thèse d'une partie des auteurs de cet article et collaborateur de ce travail. Didier nous a quittés prématurément au printemps 2021 alors qu'il venait tout juste de prendre sa retraite. Pour ce travail, à titre exploratoire, ce dernier nous a toujours soutenus en nous donnant l'opportunité de dater ce très ancien niveau de grotte des Alpes méridionales, et ce en dehors du cadre d'un projet académique classique. Merci à toi Didier pour tout ce que tu nous as apporté ! Nous n'avons pas toujours su tenir ton rythme de production scientifique… Nous savons que tu ne nous en as pas tenu rigueur, ainsi nous pardonneras-tu de ne pas t'avoir permis de relire ce travail et espérons que sa publication à titre posthume te fera plaisir !

RÉSUMÉ : Sur les flancs de l'Obiou (2 789 m) dans le massif du Dévoluy (Hautes-Alpes et Isère, France), une découverte fortuite a été réalisée : celle de galets cristallins affleurant, depuis un terrier de marmottes, au beau milieu d'un éboulis calcaire. La prospection de plusieurs cavités environnantes a mis au jour la présence d'alluvions cristallins allochtones sous forme de conglomérats, sables et argiles constituant une série de remplissages endokarstiques. Du point de vue pétrographique, le spectre compte notamment des granites, orthogneiss, gneiss divers, migmatites, gneiss amphiboliques, roches volcaniques basiques, mais aussi des grès, et même des calcaires gréseux à nummulites. D'après cette pétrographie, la provenance de ces alluvions se situe dans le S-O du massif des Écrins (Champsaur et Valgaudemar), une zone des massifs cristallins externes actuellement drainée par le Drac, lequel s'écoule à environ 1 600 m en contrebas des cavités étudiées. Nous avons tenté de déterminer la durée de l'enfouissement de ces alluvions en utilisant des nucléides cosmogéniques produits *in situ* ($^{10}$Be, $^{26}$Al, $^{21}$Ne). Du fait de la faible teneur en $^{26}$Al en deçà de la limite de détection, les âges d'enfouissement seraient supérieurs à 5 Ma. Pour un échantillon dont la teneur en $^{21}$Ne a été mesurée, le rapport $^{10}$Be/$^{21}$Ne permet une estimation de la durée d'enfouissement aux alentours de 15,6 ± 3,8 Ma, donnant un âge miocène.
Au regard de ces âges, les cavités de l'Obiou doivent être considérées comme un niveau repère traduisant la position d'un ancien réseau hydrographique du « paléo-Drac » au Miocène moyen. Des analyses complémentaires de $^{21}$Ne couplées au $^{10}$Be sont actuellement entreprises pour préciser l'âge d'enfouissement de ces alluvions afin de parvenir à mieux contraindre les taux d'incision et de soulèvement de ce secteur des Alpes françaises.
MOTS-CLÉS : Dévoluy, remplissages karstiques allochtones, âge d'enfouissement, nucléides cosmogéniques, paléo-drainages de la Durance et du Drac.

*ABSTRACT : IDENTIFICATION AND ANALYSIS OF MIOCENE ALLOCHTHONOUS CAVE DEPOSITS IN L'OBIOU MASSIF (DÉVOLUY, SOUTHWESTERN FRENCH ALPS). GEOMORPHOLOGICAL AND PALEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS.*
*At the mountainside of Obiou (2 789 m) located in the Dévoluy massif (Southwestern Alps) a fortunate discovery has revealed the presence of allochthonous crystalline pebbles excavated from marmot holes. Successive prospecting in the surrounding caves have permitted to identify crystalline allochthonous sediments such as conglomerates, sands and clays, which formed endokarstic deposits. According to petrographic diversity with presence of granite, orthogneiss, varia gneiss, migmatites, amphibolic gneiss, volcanic basic rocks, sandstones and even limestone with nummulites, these alluvions originate from the SW of the Ecrins massif (Champsaur and Valgaudemar), the localities which are nowadays drained by the Drac River, situated some 1 600 m below the studied caves. These alluvions were analyzed using cosmogenic nuclides ($^{10}$Be, $^{26}$Al, $^{21}$Ne), in order to determine their burial ages. However, the dating was compromised due to $^{26}$Al concentrations being bellow the limit of quantification (very old burial ages, probably more than 5 Ma). Nevertheless, one sample was analyzed for $^{10}$Be/$^{21}$Ne indicating 15,6 ± 3,8 Ma burial age, which corresponds to Miocene. Even though, our burial dating is quite large due to analytical limitations, the caves in Obiou should be considered as important geomorphological marker of the ancient Drac River drainage (called "paleo-Drac"), during the middle Miocene. Further cosmogenic nuclide analyses are conducted, in order to precise the burial age of the alluvions and thus frame the incision and uplift rates of this part of the French Alps.*
*KEY-WORDS : Dévoluy, cave sediments, burial dating, cosmogenic nuclides, paleo-drainage of the Durance and the Drac rivers.*

## Introduction

Lorsque le niveau de base contrôle la morphogenèse, le paysage peut acquérir des traits morphologiques caractéristiques traduisant sa position. Dès lors, l'évolution verticale de niveau de base peut engendrer un arrêt dans le façonnement de ces morphologies qui deviennent alors des marqueurs de son ancienne position [Clauzon, 1996]. Si ces niveaux repères peuvent être datés, ils acquièrent une valeur de chronomètre et d'altimètre permettant de contraindre l'évolution géodynamique d'un secteur. Parmi ces niveaux repères, un développement karstique étagé peut assurer un décryptage d'événements calibrés dans le temps et dans l'espace, chaque étage témoignant de fait d'une position différente du niveau de base (rivière ou nappe). Les réseaux de grottes étagées et datées en basse Ardèche calcaire ou dans d'autres secteurs des Alpes en offrent d'excellents exemples [Tassy et *al.*, 2013 en Ardèche ; Haeuselmann et *al.*, 2007 dans la vallée de l'Aar en Suisse et Hobléa et *al.*, 2011 dans le mont Granier, Chartreuse).

Dans les systèmes karstiques binaires, les dépôts allochtones riches en quartz peuvent être datés à l'aide de la technique de datation par nucléides cosmogéniques à partir du couple $^{26}$Al et $^{10}$Be [e.g., Granger et *al.*, 1997 ; Granger et Muzikar, 2001] ainsi que du couple $^{10}$Be/$^{21}$Ne [Sartégou et *al.*, 2020]. Un karst ayant piégé des dépôts cristallins allochtones constitue donc un marqueur géomorphologique d'un double intérêt : i) ce dépôt est à corréler à l'altitude d'un paléo-niveau de base, ii) la datation des dépôts enfouis fournit un âge absolu à cette ancienne position du niveau de base [Tassy et *al.*, 2013]. La comparaison des altitudes du paléo-niveau de base avec le niveau de base moderne – que l'on peut traduire comme l'altimètre – contraint par la datation des dépôts enfouis – notre chronomètre – permet d'estimer une vitesse moyenne de soulèvement de la surface ou un taux d'incision du réseau hydrographique [Stock et *al.*, 2004]. De plus, la datation des dépôts par la méthode des nucléides cosmogéniques fournit une estimation des taux de dénudation enregistrés dans les sédiments de fond [Refsnider, 2010].

Nous avons exploré depuis 2011 un tout nouveau site susceptible de représenter un paléo-niveau de base dans les chaînons subalpins orientaux. Il s'agit du massif du Dévoluy et son sommet le plus élevé : l'Obiou. L'investigation de cavités karstiques sous l'Obiou a en effet permis : i) d'identifier une grotte à caractère horizontal marquant un paléo-niveau karstique ; ii) d'échantillonner des remplissages cristallins allochtones d'origine fluviatile pouvant se prêter à datation par les nucléides cosmogéniques ; iii) de déterminer sa provenance grâce à la description pétrographique des galets allochtones.

Dans cet article, nous présentons la découverte de ces remplissages allochtones, la description détaillée des cavités étudiées, une description pétrographique des dépôts permettant de déterminer leur provenance, ainsi que les premiers résultats de datations par nucléides cosmogéniques qui déterminent l'âge absolu de leur enfouissement dans le karst. Enfin, nous discuterons de l'implication de la présence de ce remplissage d'origine allochtone dans le schéma d'évolution paléogéographique entre le massif du Dévoluy et le massif des Écrins, incluant l'évolution du réseau hydrographique et les implications géodynamiques sur le soulèvement des massifs environnants.

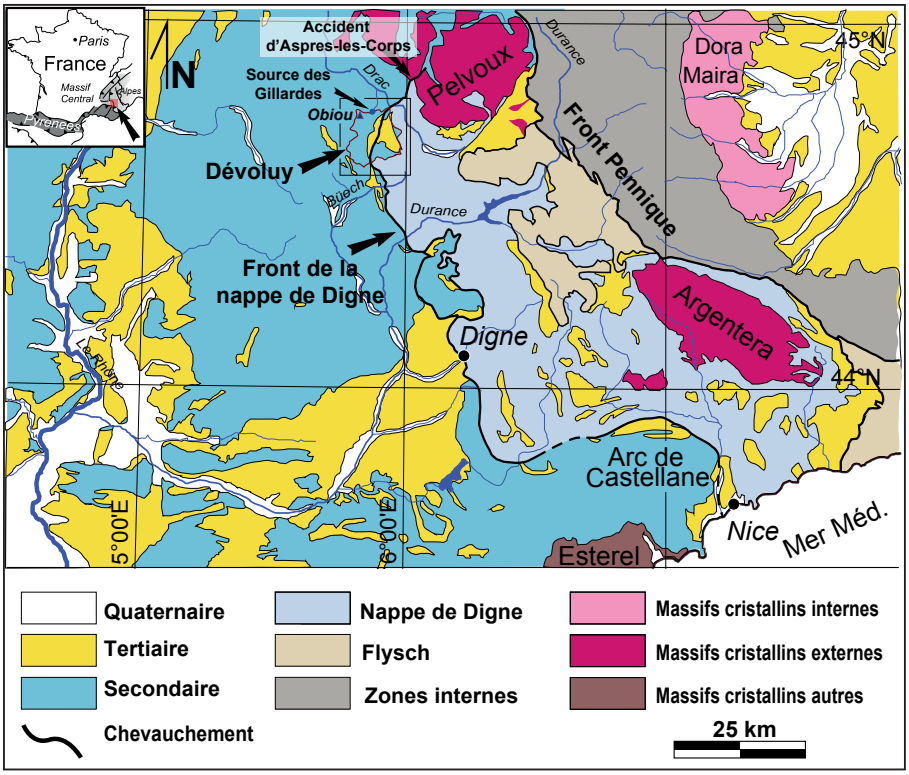



Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la partie sud des Alpes françaises permettant de localiser le massif du Dévoluy par rapport au découpage des ensembles géologiques, notamment le front de la nappe de Digne qui se prolonge, traverse de part en part le massif et se raccorde sur le massif du Pelvoux par le linéament d'Aspres. On note que le Dévoluy marque la frontière entre les chaînons subalpins à l'ouest et les massifs cristallins externes plus à l'est [d'après Grosjean et *al.* 2012, modifié]. *Simplified geologic map of the Southwestern Alps and the localization of the Dévoluy massif. The Digne thrust affects the Dévoluy and forms the main thrust system in the massif and it connects to crystalline external domain by lineament d'Aspres. The Dévoluy is a part of subalpine massifs in the West and touches the External Crystalline massifs in the East.*

## I. Contexte géologique et aperçu des cavités

Le massif du Dévoluy (figure 1) est le plus haut massif des chaînons subalpins français, dont le point culminant est la Grande Tête de l'Obiou (Obiou dans le texte ; 2 789 m d'altitude). Ce massif est à dominante calcaire avec une empreinte karstique assez marquée dans le paysage [Nicod, 1978]. Les quelques écoulements superficiels traduisent une forte composante souterraine dont le point d'émergence principal est la source des Gillardes (figure 1).

Le massif du Dévoluy fait partie d'un reste de bassin d'avant-pays actif au cours de la période Éocène-Oligocène [Meckel et *al.*, 1996]. L'ensemble forme un double synclinal dissymétrique d'orientation NNE-SSO avec un flanc oriental plus escarpé (figure 2). Le synclinal est délimité par les profondes vallées du Drac à l'est (Champsaur et Valgaudemar), du Grand Buëch au sud-ouest (Bochaine)

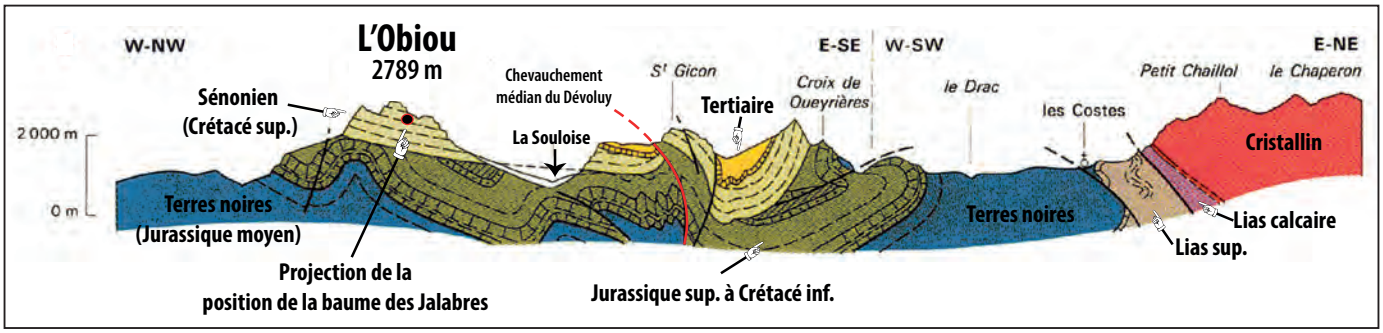



Figure 2 : Coupe structurale simplifiée (WNW-ENE) du Dévoluy permettant d'observer sa structure en double synclinal perché avec les sédiments cénozoïques dans les creux et le Chevauchement Médian du Dévoluy (carte géologique 1/50 000 feuille St-Bonnet).
*Simplified structural profile (WNW-ENE) of the Dévoluy showing its structure of double syncline with Cenozoic sediments and the principal thrust.*

et de l'Ébron au nord-ouest (Trièves). Le domaine interne du synclinal est impacté par le chevauchement médian du Dévoluy d'orientation N-S. Ce chevauchement se raccorde de manière complexe à la Nappe de Digne au sud, tandis qu'au nord il est associé au linéament d'Aspres-lès-Corps [Gidon et Paris, 1976 ; Gidon 1980 ; figure 1] affectant le socle cristallin (ancienne faille varisque, reprise en coulissement et chevauchement lors de la compression alpine) (figure 1). Le synclinal du Dévoluy est composé principalement de calcaires à silex du Sénonien (âge Turonien-Maastrichtien) d'une épaisseur maximale de 700 m qui, localement, est recouvert de calcaires à nummulites de 50 m d'épaisseur. Cette puissante assise de calcaires repose sur une discordance majeure qui la sépare des terrains du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur (de l'Aptien à l'Oxfordien ; figure 2). Cette discordance est l'œuvre d'une tectonique plicative avec des axes E-O anté-sénonienne, puis impactée par une érosion sous-marine [Michard et *al.*, 2010]. La cause de ce plissement anté-sénonien reste actuellement débattue (méga-collapse sous-marin *versus* plissement pyrénéo-provençal précoce). Le cœur du synclinal est rempli par des sédiments qui reflètent son histoire de bassin d'avant-pays : notamment des calcaires à nummulites d'âge éocène et séries mollassiques d'âge oligocène à miocène [Meckel et *al.*, 1996 ; Grosjean, 2013]. Les séries molassiques incluent les conglomérats de Montmaur, dont les clastes proviennent des zones des Alpes internes. Leur âge est attribué selon la carte géologique à l'Oligocène (~30 Ma, Rupélien), mais Grosjean [2013] les attribue au Miocène inférieur (~20 Ma, Aquitanien). Concernant l'évolution de la géomorphologie récente, le Dévoluy manifeste pendant le Riss et le Würm la présence des glaciers locaux, qui ont laissé des moraines calcaires à matrice argilo-sableuse claire [Monjuvent, 1979]. Un remplissage karstique détritique a déjà fait l'objet d'une étude préliminaire au chourum Goutourier au Grand Ferrand par Audra [1996], en utilisant des techniques de datation par paléomagnétisme sur des dépôts argileux. L'auteur conclut à une karstogenèse probablement antérieure au Pléistocène. À notre connaissance, il s'agit de la seule étude ayant abordé la datation de certaines phases de remplissages karstiques dans le Dévoluy.

Plusieurs campagnes d'exploration ont permis d'identifier quatre cavités contenant ce remplissage allochtone. Ces cavités sont : la baume des Jalabres, la baume du Petit Odieux, la baume de Calvaire et quelques traces à la baume du Petit Obiou. Ces alluvions allochtones ont été depuis lors observées sur plusieurs affleurements en surface, qu'il s'agisse des rejets des marmottes tunnelières, de vides karstiques recoupés, voire des vides entre les épontes de faille (notamment la faille du couloir Paul Arthaud).

### A. La baume des Jalabres

L'Obiou (2 789 m) est le sommet le plus élevé et le plus septentrional du Dévoluy (figure 1). Remarquablement individualisé dans le paysage, il surplombe par son flanc nord la vallée du Drac de près de 2000 m. C'est sur ce même flanc que s'ouvre la baume des Jalabres à 2 370 m d'altitude (figures 3 & 4). La grotte des Jalabres se développe sur environ 200 m dans les calcaires du Sénonien dont le pendage est N42-14°SE (figure 5). La zone d'entrée est assez discrète puisqu'une partie de la voûte s'est effondrée, masquant la morphologie initiale de la grotte ainsi que ses volumes. Après 60 m de progression,

## UNE ASSOCIATION ENTRE DES MARMOTTES ET UNE SPÉLÉO-GÉOLOGUE

La découverte d'un matériel cristallin dans le massif de l'Obiou, à proximité du sentier de la voie normale, remonte à l'été 2009. Cette observation a été réalisée lors d'une randonnée par Martin Hurtaj et Marianna, spéléologues slovaques habitant le Dévoluy. Quelle ne fut pas leur surprise de voir pareil contraste lithologique entre un amas des galets cristallins et les calcaires grisâtres du Sénonien environnant… D'où pouvaient-ils bien provenir ? Les deux randonneurs ont rapidement constaté qu'il s'agissait d'un matériel provenant d'une excavation… Pour être plus précis, ces galets, sables et argiles provenaient directement d'un terrier de marmottes creusé à même le sentier (photo p. IV de couv.). Grâce à leur passé très actif de spéléologues en Slovaquie, ils ont eu tout de suite eu l'intuition qu'il s'agissait probablement d'un remplissage karstique, dans lequel les marmottes avaient préféré creuser. Marianna, tout juste diplômée d'un Master en Sciences de la Terre, venait de commencer un doctorat au CEREGE à Aix-en-Provence, haut lieu des analyses de nucléides cosmogéniques, sous la férule de Didier Bourlès comme co-directeur. Elle garda en tête son histoire de marmottes et de galets jusqu'à sa rencontre avec Ludovic en 2011 lors d'un congrès de géologie. Le récit de cette découverte insolite n'a pas manqué d'éveiller son plus vif intérêt. La recherche sur les remplissages allochtones du karst de l'Obiou était lancée…

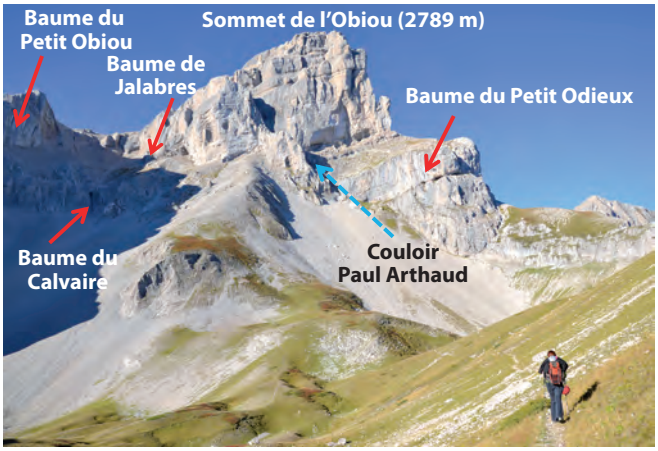
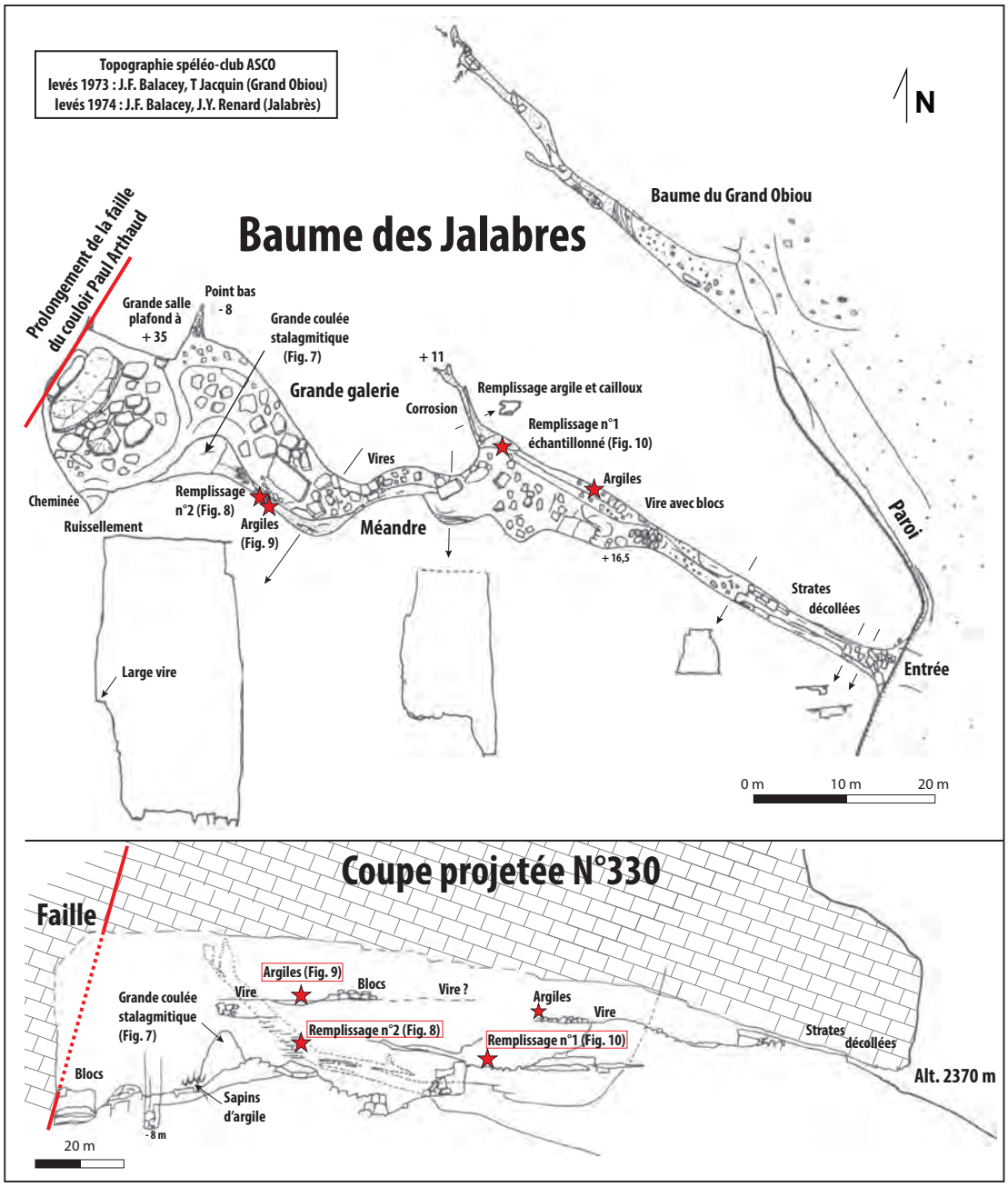



Figure 3 : Vue de la face nord-nord-est du sommet de l'Obiou prise depuis le sentier de la voie normale avec la localisation des cavités contenant du remplissage allochtone. *View of the NNE mountain side of l'Obiou summit, taken from normal ascension route with the localizations of the caves with endokarstic allochthonous deposits.*

Figure 4 : Vue d'ensemble de l'affleurement des galets déterrés par les marmottes et de la zone d'entrée de la baume des Jalabres. La photo est prise depuis le sud-est, à proximité de l'entrée de la baume du Petit Obiou. *Outcrop of pebbles excavated by marmots below the entrance of the Baume des Jalabres cave. The photo is taken from the South-East, nearby the entrance of the Baume du Petit Obiou cave.*

Figure 5 : Topographie en plan (haut) et coupe projetée (bas) de la baume des Jalabres. Cette topographie permet d'apprécier les volumes de la grotte ainsi que son caractère horizontal, abstraction faite de la zone d'entrée dont le profil résulte d'un effondrement de la voûte. La faille du couloir de Paul Arthaud arrête clairement le prolongement de la cavité (la faille serait postérieure à la cavité). Les astérisques rouges permettent de localiser les deux affleurements principaux du matériel alluvial allochtone (figures 9 et 10), les argiles (figure 9a) et la coulée stalagmitique (figure 7).
*Maps (plan above and projected profile below) of the Baume des Jalabres cave. They show important volumes of the cave and its horizontal character. However, the profile of the entrance zone is affected by ceiling collapse. The fault of couloir Paul Arthaud stops the passage of the cave (the fault would be active after the cave horizontal development). The red asterisks show the position of the allochthonous alluvial deposits (fig. 9 and 10), clay deposits (fig. 9a) and the flowstone (fig. 7).*



le développement de la grotte devient principalement horizontal. La partie médiane de la grotte montre un aspect méandriforme de plusieurs mètres de large qui est remarquablement préservé (figure 6). Il s'agit d'une morphologie fluviale évidente qui a probablement nécessité un débit important pour sa formation. À cet endroit, la voûte peut atteindre 30 m de hauteur. Une grande partie de la grotte se développe sur des blocs et éboulis, lesquels occultent la morphologie originelle du plancher. La grotte se termine ensuite sur un vaste dôme, dont la surface au sol mesure environ 50 x 50 m pour une hauteur mesurée de 60 m (visées laser). Dans la partie centrale du dôme se trouve une coulée stalagmitique « monumentale » de 20 mètres de haut (figure 7). La taille de cette concrétion est assez inhabituelle dans les cavités du Dévoluy, a fortiori à cette altitude (température dans la cavité 1 °C). La grotte se termine brusquement sur un plan de faille (N28-60 °NW). Cette faille correspond au tracé en surface de la faille formant le couloir Paul Arthaud connu et parcouru par les alpinistes et les grimpeurs.

Deux affleurements de matériels cristallins ont été identifiés ainsi qu'un niveau de remplissage argilo-limoneux (figures 8 & 9). Le premier affleurement (qui a donné lieu à un échantillonnage) se situe à environ 100 m de l'entrée à droite dans le sens de la progression au niveau du sol de la cavité (jalonné par des blocs d'effondrement ; figure 5). Il s'agit d'un remplissage remanié contenant des conglomérats, quelques galets individualisés, des sables et des argiles (figure 10). L'épaisseur maximum des sédiments est d'environ un mètre. Le deuxième affleurement (non-échantillonné) se situe après le passage du méandre (courte désescalade, équipé d'une échelle), en remontant sur des éboulis côté gauche. Il s'agit d'un remplissage qui comble un creux dans la paroi à 2 mètres au-dessus du sommet de l'éboulis (figure 8). Il est principalement composé de galets cristallins, dont certains d'une taille d'une dizaine de centimètres. Par son aspect compact et sa position en hauteur dans le creux de la paroi, ce gisement ne semble pas avoir subi de remaniement. Actuellement, seul le premier affleurement a été échantillonné, le second fait l'objet d'une étude en cours [Lemot F., 2021].

Nous avons aussi identifié un niveau argileux non remanié d'une épaisseur d'un mètre, présentant une fine stratification avec des niveaux orangés et gris-vert (figure 9a). La présence de paillettes de muscovite indique qu'il s'agit d'argiles d'origine allochtone issues de l'altération de roches cristallines. Le dépôt argileux se situe sur une terrasse étroite en hauteur au-dessus du méandre, à environ 15 m du sol. Depuis cette terrasse, le plafond de la cavité est bien visible à quelque 15 m en contre-haut. La morphologie de la voûte présente des formes en cloche, dont certaines sont colmatées par un remplissage grossier. Ce remplissage n'a pas pu être atteint, nous avons seulement effectué une prise de vue au téléobjectif (figure 9b). La question de la nature de ces graviers reste donc ouverte. Un autre affleurement d'argiles recouvert partiellement par une coulée stalagmitique, se situe sur ce même niveau au bout d'une vire partiellement écroulée (figure 5 pour la localisation exacte).

Quant aux galets cristallins exhumés par les marmottes, il s'agit vraisemblablement de la continuation de la baume des Jalabres, partiellement décapitée par le recul du versant et recouverte ensuite par les éboulis (figure 4). En

Figure 6 : Prise de vue en contre-plongée du conduit principal qui a conservé sa morphologie méandriforme. On distingue nettement les zones à silex (en noir) caractéristiques de la lithologie des lauzes du Sénonien dans le Dévoluy.
*The meander of the main cave corridor photographed from bellow. We may clearly distinguish the black chert nodules and stratified limestone deposits, which are typical facies of Senonien (Upper Cretaceous) in the Dévoluy.*

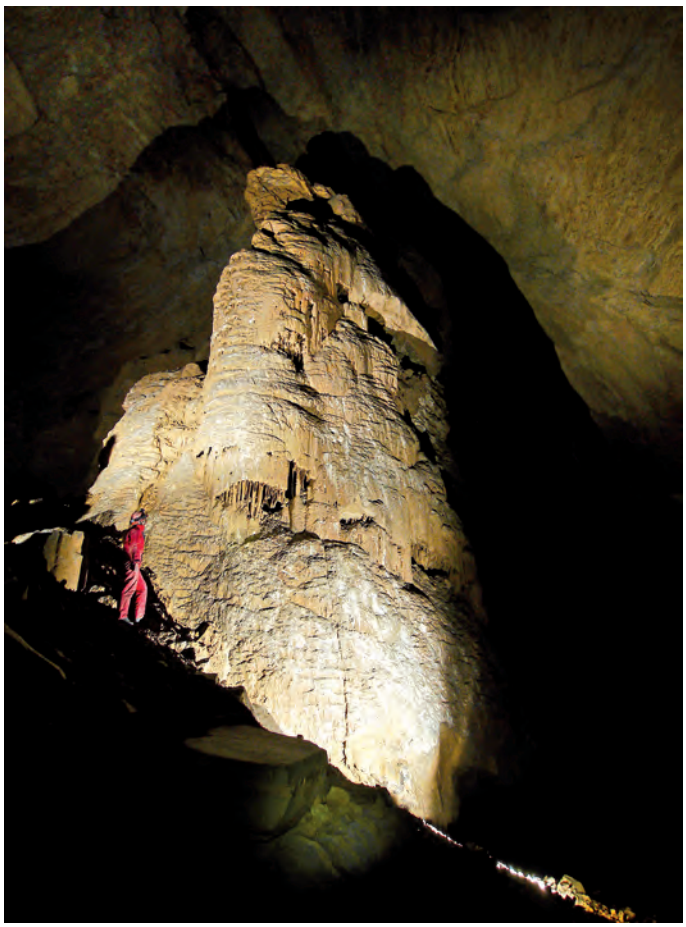


Figure 7 : Massive coulée stalagmitique ornant la salle terminale de la baume des Jalabres. Ce type de spéléothème est très rare dans les cavités du Dévoluy. La coulée est « fossile » et a subi même une légère corrosion et des impacts des blocs tombant du plafond.
*Imposing stalagmitic flowstone present in the terminal chamber of the Baume des Jalabres cave. This kind of speleothem is very rare in the caves of the Dévoluy. Moreover, the speleothem is fossil, it has been slightly corroded and it shows the marks of block impacts falling from the ceiling.*

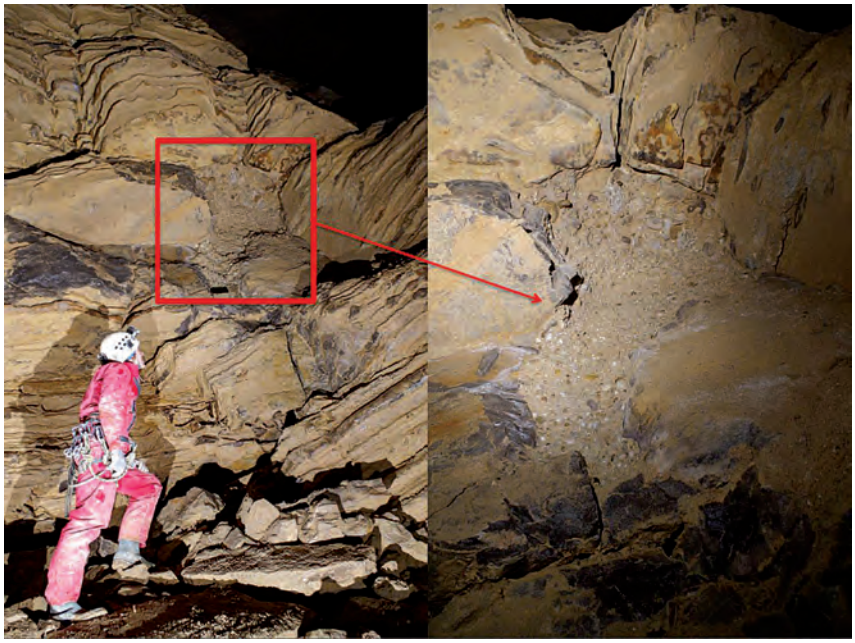


Figure 8 : Poche remplie de sédiments allochtones non remaniés se situant à plusieurs mètres au-dessus du plancher actuel de la baume des Jalabres. *Outcrop of alluvial allochthonous deposits situated several meters above todays floor of Baume des Jalabres cave.*

effet, les terriers contenants ces galets se situent 30 m en contrebas du porche d'entrée de la cavité, il n'est donc pas arbitraire de penser qu'il s'agit d'un seul et même remplissage sédimentaire. De pareilles observations avaient été menées par J. Martini dans le cadre de ses recherches sur la paléo-rivière de Saint-Remèze en Ardèche, ce qui avait permis à l'auteur de restituer le tracé d'un conduit karstique actuellement décapité [Martini, 2005]. La quantité importante du matériel allochtone sortie par les rongeurs permet d'estimer qu'il s'agit du plus important gisement de remplissage cristallin de la cavité. En revanche, le recul du versant et la proximité de la surface rendent ce matériel impropre à l'utilisation des nucléides cosmogéniques pour la détermination de son âge d'enfouissement en raison de sa réexposition partielle aux rayonnements cosmiques. Néanmoins, il a été utilisé pour la description pétrographique et le comptage des éléments allochtones (30 kg de galets ont été prélevés).

Un matériel allochtone en faible quantité (sables, quelques graviers) a été également observé dans l'entrée de la baume du Petit Obiou localisée à la même altitude que la baume des Jalabres à quelques centaines de mètres au S-E (figure 4). Cette cavité présente également quelques anciennes concrétions massives dans un état très détérioré. Il est sans doute envisageable de raccorder cette grotte à la baume des Jalabres avant que le recul du versant ne les sépare.

### B. La baume du Petit Odieux

La baume du Petit Odieux et la baume des Jalabres s'ouvrent sur le même versant de l'Obiou mais se trouvent séparées par le couloir Paul Arthaud (faille N° 28-60°NW ; figure 3). Par rapport à la baume des Jalabres, la baume du Petit Odieux est située une centaine de mètres plus bas à 2 250 m d›altitude (figure 3). Ici, les calcaires sénoniens ont un pendage différent de celui de la baume des Jalabres (N8-18°E). Cette différence d'altitude et de pendage pourrait s'expliquer par le rejeu de la faille déduit des stries visibles sur le plan de faille dont le pitch est de 10 à 12° vers le nord. La baume du Petit Odieux possède trois entrées pour un développement de 330 m. La topographie de la grotte montre

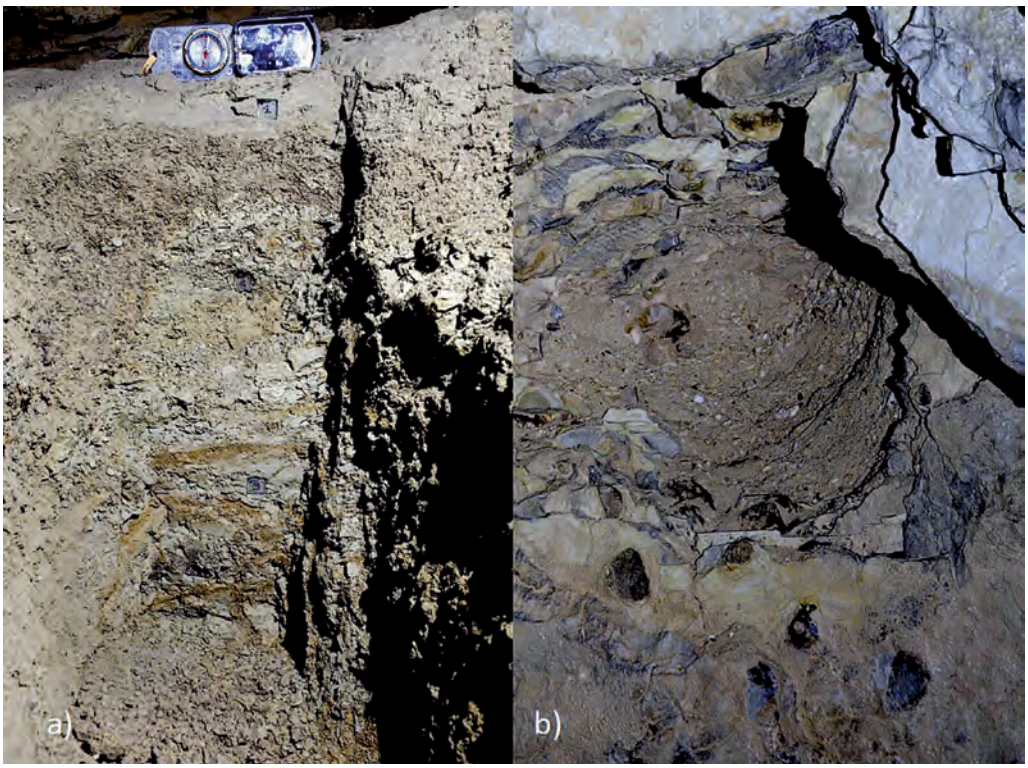



Figure 9 : a) Coupe réalisée dans des sédiments argilo-limoneux bien lités, qui pourraient être contemporains du matériel alluvial grossier. Nous avons effectué un échantillonnage pour analyses paléomagnétiques actuellement en cours. b) Vue d'une cloche localisée à la voûte de la galerie principale. Cette dernière semble avoir été colmatée par un remplissage remaniant des clastes. Cela indiquerait donc qu'au cours de son histoire, la grotte a connu une phase de colmatage total. La nature autochtone ou allochtone de ces dépôts n'a pas pu être déterminée à cause de l'accès difficile.
*a) Profile in finely stratified clay-silt deposits, which are likely contemporaneous to the coarser alluvial deposits. The samples were taken for paleomagnetic analysis (currently ongoing). b) View of the ceiling which seems to be filled-in by clasts. We hypothesize that the cave was at some point totally filled-in. However, we could not reach this outcrop for the petrographic identification (autochthonous or allochthonous).*

Figure 10 : Remplissage allochtone remanié dans la baume des Jalabres échantillonné dans cette étude (site n°1). a) Vue montrant le remplissage alluvial pris dans une matrice grisâtre argilo-limoneuse. Le matériel semble remanié avec des clastes d'encaissant (b). c) Par endroits, le remplissage forme des placages consolidés en conglomérats. d) Certains granites sont friables et présentent une altération importante de l'ensemble du matériel (échantillon JAL1). *Remobilized allochthonous deposits in the Baume des Jalabres cave which were sampled for this study (site n°1). a) Allochthonous alluvial deposits mixed with clay and silt sediments. b) the presence of autochthonous limestone clast suggest remobilization after the deposit. c) In some case, allochthonous deposits form conglomerates. d) Certain granites are crumbly and present important weathering (sample JAL1).*

un développement plus complexe que celui de la baume des Jalabres (figure 11). L'entrée notée 1 (début de la topographie) est un passage très étroit qui mène au-dessus de sédiments argileux et de strates sénoniennes effondrées. Après 50 m de passages étroits, une petite salle est atteinte. Elle est remplie de sédiments argileux et de conglomérats allochtones remaniés. Les conglomérats sont composés de galets cristallins incrustés dans une matrice cristallisée et indurée contenant des carbonates et grains de sable (figure 12). Les argiles d'origine allochtone (présence des paillettes de mica) sont également préservées dans certains creux de la cavité. Un autre passage étroit et remontant mène à un vaste espace perforé de deux grandes arches s'ouvrant en paroi, formant ainsi les deux autres entrées de la grotte à 33 m en contre-haut de la première entrée (la forme ovoïde des deux entrées légèrement en orbite dans l'encaissant et leur proximité sur un même plan stratigraphique leur a valu l'appellation « les Yeux de l'Obiou »). À noter que les sédiments allochtones ont également été retrouvés dans les creux jonchant le plan de faille, en bas du couloir Paul Arthaud et que des marmottes, là encore, ont déterré des sédiments cristallins dans la pente en dessous de la vire de l'entrée 0.

### C. La baume du Calvaire

La baume du Calvaire se situe à une altitude similaire de celle du Petit Odieux (2 250 m), elle domine un large éboulis sous le versant NE de l'Obiou (figure 3). Pour y accéder il faut effectuer une escalade d'une quinzaine de mètres dans une cheminée-fissure humide et remplie de neige assez longtemps dans la saison. Des gravillons allochtones à matrice carbonatée avec grains de sable forment des conglomérats localisés dès l'entrée de la cavité. Les sédiments forment par endroits des remplissages logés à même certaines strates érodées du calcaire sénonien qui ont été surcreusées par rapport aux niveaux de silex. La topographie de la cavité (effectuée par le club spéléo ASCO) révèle une profondeur de 70 m se terminant par une vaste salle. Mise à part la présence d'alluvions allochtones, la cavité ne présente pas des morphologies fluviatiles évidentes.

## II. Composition pétrographique des remplissages karstiques allochtones

Dans sa forme dégradée, le remplissage peut se composer de galets de différentes tailles et de différentes natures. Il s'agit des restes d'un

conglomérat résiduel disloqué. Ces galets peuvent également se trouver mélangés à des sables, limons et argiles riches en muscovite. La stratigraphie originelle de la plupart des remplissages observés n'a pas été préservée, exception faite du bourrage dans l'une des parois de la baume des Jalabres (figure 8) et des dépôts argileux juste en contre-haut de ce bourrage (figure 9b). Cette observation suggère un ou plusieurs remaniements sédimentaires provoqués par des écoulements d'eau plus récents dans les baumes des Jalabres et du Petit Odieux. Les sédiments dans la baume du Calvaire paraissent, quant à eux, avoir subi un effondrement.

D'un point de vue pétrographique, le matériel cristallin peut se composer de granites leucocrates à deux micas, granites roses, orthogneiss, gneiss divers, gneiss amphiboliques, leptynites, micaschistes et migmatites. Des roches volcaniques ont également été identifiées : spilites (basaltes triasiques), roches volcaniques basiques type dolérite et andésites. Quelques roches sédimentaires sont également présentes : différents types de grès (notamment grès du Champsaur), grès clairs, calcaires argileux (probablement jurassiques), ainsi qu'un galet de calcaire gréseux avec des fossiles de nummulites. Nous avons également identifié la présence de galets d'origine autochtone – notamment des silex et des galets siliceux très poreux et très légers (probablement altération des niveaux siliceux des calcaires à silex sénoniens). Il s'agit d'une diversité pétrographique exceptionnelle. Les clastes ont des granulométries très hétérogènes, allant de quelques centimètres (graviers) à 20 cm × 10 cm × 8 cm pour les éléments les plus grossiers. La majorité des galets présente des formes bien arrondies, qui témoignent d'un transport fluviatile. Sur les granulométries centimétriques (1-2 cm), les galets approchent les formes sphériques étonnantes. Les galets sont altérés à des degrés divers selon leur composition ; certains d'entre eux sont déformés, très poreux et altérés (cassables à la main), tandis que d'autres sont recouverts de dépôts de calcite. Dans les trois cavités, nous avons observé des galets assemblés en conglomérats grossiers soudés par une matrice carbonatée bien cristallisée avec des grains de sable (figures 8 & 12).

Seuls les échantillons cristallins recueillis dans les baumes des Jalabres et du Petit Odieux ont été analysés pour déterminer les âges d'enfouissement cosmogéniques. Tous les échantillons recueillis sont profondément enfouis dans les calcaires sénoniens avec 180 m d'épaisseur estimée dans la baume des Jalabres et 100 m pour la baume du Petit Odieux (la baume du Calvaire n'était pas encore été prospectée au moment de l'échantillonnage pour cette étude).

## III. Principe de datation cosmogénique par $^{26}$Al, $^{10}$Be et $^{21}$Ne

Les nucléides cosmogéniques *in situ* $^{26}$Al, $^{10}$Be et $^{21}$Ne sont produits par interaction entre les rayons cosmiques et les minéraux silicatés à la surface de la Terre. Leur usage en karstologie constitue une méthode privilégiée pour estimer le laps de temps durant lequel du matériel cristallin est resté piégé dans le karst après son enfouissement [e.g., Granger and Muzikar, 2001]. Dans ce cas de figure, le karst va jouer le rôle de bouclier protégeant les roches enfouies du rayonnement cosmique. Cette méthode cherche donc à déterminer à partir de quand a eu lieu la phase d'enfouissement, en mesurant la décroissance radioactive des nucléides cosmogéniques piégés dans le quartz de la roche, dès lors qu'elle n'est plus soumise au bombardement cosmique. Pour cela, les concentrations en nucléides cosmogéniques $^{26}$Al, $^{10}$Be et $^{21}$Ne sont mesurées dans des grains de quartz provenant de la surface et ayant transité dans le karst. In fine, la méthode consiste à mesurer soit le rapport isotopique entre $^{26}$Al et $^{10}$Be dont les demi-vies radioactives sont différentes (respectivement ~ 0,7 Ma et ~ 1,4 Ma) ou le rapport isotopique $^{10}$Be et $^{21}$Ne, avec l'avantage que $^{21}$Ne est un isotope stable. La mesure de ces rapports évolue au cours du temps suivant une loi de désintégration radioactive classique.

La plage théorique de méthode de datation avec le couple $^{26}$Al/$^{10}$Be est comprise entre ~ 0,3 et 5,5 Ma. En effet, après 5 Ma, les concentrations de $^{26}$Al sont généralement trop faibles pour pouvoir être mesurées par la technique SMA (spectromètre de Masse par Accélérateur). Pour dater des échantillons plus anciens, il faut utiliser le nucléide cosmogénique stable $^{21}$Ne en le combinant avec $^{10}$Be [Sartégou, 2017]. Cette dernière méthode a été mise au point récemment [Balco et Shuster, 2009] et permet de déterminer l'âge d'enfouissement des sédiments cristallins jugés auparavant indatables avec $^{26}$Al/$^{10}$Be, car trop anciens. Sa limite théorique est de l'ordre de 15 Ma, au-delà, les teneurs en $^{10}$Be deviennent également trop faibles pour être détectées.

## IV. Préparation des échantillons et analyses de nucléides comogéniques

La préparation consiste à extraire des nucléides cosmogéniques de minéraux de quartz contenus dans les échantillons. Afin d'extraire le quartz des sédiments, les échantillons sont broyés et tamisés. Les échantillons ainsi obtenus contiennent aussi bien des grains de quartz non magnétiques que des feldspaths ou des micas magnétiques. La fraction magnétique est retirée à l'aide d'un séparateur magnétique. Ensuite les grains de quartz purifiés subissent des dissolutions séquentielles [Brown et *al.*, 1991] avec de l'acide fluorhydrique (HF). Le quartz pur décontaminé est totalement dissous dans de l'acide HF après ajout d'un entraineur $^{9}$Be. Cette étape permet de passer d'un échantillon solide à un échantillon liquide, afin de placer les éléments analysés en solution.

Le Béryllium et l'Aluminium sont ensuite extraits par deux étapes sur résines échangeuses d'ions [Merchel et Herpers, 1999]. Les hydroxydes obtenus, sont oxydés par chauffage à 700° C. Le BeO est ensuite mélangé à de la poudre de Niobium et l'$Al_2O_3$ à de l'argent afin d'être mesurés par le spectromètre de masse par accélérateur ASTER au CEREGE (Aix-en-Provence).

Les mesures $^{10}$Be ont été normalisées au standard SRM 4325 NIST avec une valeur assignée pour le rapport $^{10}$Be / $^{9}$Be de $(2{,}79 \pm 0{,}03) \times 10^{-11}$. Les rapports $^{26}$Al / $^{27}$Al obtenus ont été calibrés par rapport au standard interne ASTER SM-Al-11 avec un rapport $^{26}$Al / $^{27}$Al de $(7{,}401 \pm 0{,}064) \times 10^{-12}$ [Merchel et Bremser, 2004]. Les incertitudes analytiques (1σ) incluent les incertitudes associées aux statistiques de comptage, à l'incertitude externe (0,5 %) et aux mesures de blanc chimique.

Dans cette étude, nous avons analysé cinq échantillons riches en quartz collectés dans la baume des Jalabres (un galet granitique, un galet de gneiss et trois échantillons composés de divers fragments granitiques et de sables). Suite à la découverte d'alluvions allochtones dans la baume du Petit Odieux, deux autres échantillons d'un conglomérat composé de galets granitiques et d'une matrice contenant des sables ont été

analysés (figure 12). À ce stade, des indices permettaient de penser que les concentrations en nucléides cosmogéniques seraient faibles, il a donc été décidé d'augmenter le poids de quartz pur extrait et de préparer des échantillons plus volumineux.

Un échantillon de la baume des Jalabres, JAL1 (figure 10d), a été analysé pour mesurer la teneur en $^{21}$Ne à titre expérimental au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy [Sartégou, 2017 ; Sartégou et *al.*, 2020]. 386,6 mg des quartz obtenus après purifications chimiques sont placés dans un creuset en étain au sein d'un four à induction permettant une fusion sous vide. L'échantillon est chauffé à un premier palier à 600 °C afin d'extraire et de piéger l'eau et les éléments adsorbés. Puis une ultime extraction à 1 300 °C permet de vaporiser les gaz rares contenus dans les quartz. Le dégazage dans le four libère outre le néon, du $CO_2$, de l'eau, des hydrocarbures, d'autres gaz rares, etc. Une fois extraits de l'échantillon, les gaz libérés sont détendus dans la ligne de purification où différents types de pièges, physiques et chimiques, sont utilisés pour piéger tous les gaz sauf le néon, qui est envoyé dans le système d'analyse par un spectromètre de masse. Les teneurs en $^{20}$Ne, $^{21}$Ne et $^{22}$Ne sont ainsi mesurées. Les rapports isotopiques obtenus pour l'échantillon JAL1 ont confirmé la présence de $^{21}$Ne d'origine cosmogénique.

## V. Résultats

### A. Description pétrographique et provenance des galets allochtones

La description pétrographique a été effectuée sur les galets excavés par les marmottes. Les galets sont nombreux et pour certains ils ont une taille décimétrique, ce qui facilite les observations pétrographiques. La présence et la bonne conservation de galets sont un réel atout pour déterminer leur provenance, une tâche qui est plus ardue sur des fractions plus fines. La pétrographie a été établie sur un total de 126 galets, pour un poids d'environ 30 kg.

Cette étude livre une importante diversité lithologique (tableau 1) qu'il convient de classer en plusieurs catégories : i) socle métamorphique (migmatites à biotite, migmatites à amphibole, orthogneiss œillés, gneiss amphiboliques, leptynites, méta-conglomérats) ; ii) socle granitique (granites leucocrates à biotite, granites leucocrates à deux micas, granites rose, granodiorites à orthose) ; iii) roches volcaniques diverses (andésites, dolérites, spilites triasiques) et iv) roches sédimentaires (calcaires argileux, grès du Champsaur couleur brune, grès clairs fins et grossiers, calcaires gréseux à nummulites). En proportion, les roches métamorphiques représentent 45 % du matériel, les granitoïdes 26 %, les roches sédimentaires 22 % et les roches volcaniques diverses 7 %.

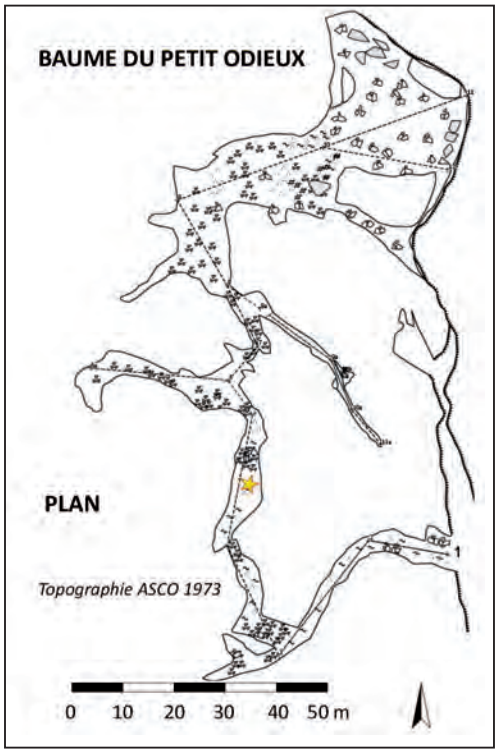



Figure 11 : Topographie en plan de la baume du Petit Odieux. L'astérisque jaune indique la localisation du remplissage alluvial échantillonné pour notre étude (figure 12). La coupe projetée n'est pas réalisée mais le développement de la grotte est à dominante horizontale.
*Map (plan) of the cave Baume du Petit Odieux. The yellow asterisk shows the localization of the alluvial deposits sample site (fig. 12). The profile of the cave is not available, but it is dominantly horizontal.*

La diversité pétrographique des galets indique comme zone de provenance les massifs cristallins externes (figure 13) et notamment le secteur sud-ouest du massif des Écrins (massif du Pelvoux pour les géologues) où une telle diversité minéralogique est observable [figure 14 ; Guillot et Ménot, 2009]. La bordure du domaine cristallin des Alpes externes se situe à 16 km à l'est de l'Obiou, secteur qui est drainé par les vallées du Drac et son affluent la Séveraisse (Champsaur et Valgaudemar). Les grès du Champsaur et les calcaires gréseux à nummulites affleurent dans le Champsaur et sont absents du Valgaudemar. Tandis que dans

Figure 12 : Conglomérat prélevé dans la baume du Petit Odieux. Contrairement au matériel très largement altéré prélevé dans la baume des Jalabres, les affleurements observés sont moins altérés, mais sont remaniés et découpés en blocs grossiers de quelques kilogrammes.
*Conglomerates that were sampled in the Baume du Petit Odieux cave. In comparison to the deposits in the cave Baume des Jalabres, which are affected by weathering, the outcrops from this cave are less weathered, but they were remobilized and are dislocated into blocks of several kilograms.*

le Valgaudemar, on retrouve davantage de granites à l'affleurement. Les grès du Champsaur présentent localement des éléments détritiques volcaniques tels que des basaltes et des andésites issus du volcanisme calco-alcalin paléogène [Waibel, 1990] ce qui explique la présence d'alluvions d'origine andésitique dans ce remplissage karstique. Les roches métamorphiques (orthogneiss, migmatites, gneiss amphiboliques, leptynites) sont présentes dans les deux secteurs, avec la prédominance d'orthogneiss œillés dans le Champsaur. Les spilites triasiques et dolérites sont également présents dans les deux secteurs. La forme majoritairement émoussée et très arrondie des galets indique assez clairement un transport fluviatile.

Pour comparer les deux zones de provenance (Champsaur et Valgaudemar) de manière quantitative, nous avons effectué un comptage des alluvions actuelles pour chaque rivière, ainsi qu'un comptage effectué sur une terrasse fluvio-lacustro-glaciaire du Würm, qui résulte d'un mélange des apports de ces deux rivières. Le comptage du Drac a été effectué à La Guingette (avant la confluence avec la Séveraisse), celui de la Séveraisse au Pont des Roux, et celui de la terrasse würmienne au niveau du barrage du Sautet après la confluence du Drac et de Séveraisse. Les résultats sont reportés dans le tableau 1 et montrent que les deux bassins versants semblent avoir été mis à contribution dans les apports alluviaux retrouvés dans le karst. En effet, la terrasse würmienne possède le spectre pétrographique le plus proche de celui observé dans les remplissages des grottes de l'Obiou. Pour autant, le Drac champsaurin a dû inévitablement ramener les éléments d'âge éocène-oligocène (grès du Champsaur, calcaires à nummulites, andésites et autres grès clairs fins et grossiers), car ces derniers sont totalement absents dans la vallée du Valgaudemar. Tandis que le Drac actuel, sans contribution de la Séveraisse, paraît trop pauvre en alluvions provenant du socle métamorphique et granitique.

Du point de vue du drainage, les galets proviennent donc du bassin versant du Drac actuel (Séveraisse incluse) et ont été transportés par ce que nous appellerons un « paléo-Drac ». En revanche, nous n'avons pas identifié d'éléments typiques de la zone des Alpes internes, tels que les radiolarites, serpentinites ou métagabbros. Rappelons que ces lithologies sont pourtant présentes dans les conglomérats de Montmaur qui affleurent au sud du massif du Dévoluy entre les localités de la Cluse et de Montmaur à environ 1 300/1 400 m de l'altitude. Ces conglomérats appartiennent à un bassin molassique [Grosjean, 2013 ; Grosjean et *al.*, 2012 ; Fauquette et *al.*, 2015] et sont datés entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène. Un âge d'environ 20 Ma pour les plus récents a été estimé sur la base de la thermochronologie et de la ressemblance morpho-stratigraphique avec les autres bassins molassiques dans le Sud-Est de la France [Jourdan, 2012 ; Grosjean, 2013]. Cet élément permet de fixer une limite chronologique maximale pour l'âge des remplissages karstiques de l'Obiou dans la mesure où le « paléo-Drac » responsable de ce dépôt ne peut

| **Provenance** | **Drac** | **Drac** | **Séveraisse** | **Séveraisse** | **Drac** | **Terrasse** | **Remplissage karstique l'Obiou** | **Remplissage karstique** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Alluvions actuelles** | | **Alluvions actuelles** | | **Terrasse fluvio-lacustro-glaciaire Würm** | | **Sédiments allochtones** | |
| Localisation de comptage | Pont de la Guingette | | Pont des Roux | | Barrage du Sautet | | Trou Marmotte | |
| **Pétrographie** | | | | | | | | |
| Orthogneiss oeillé | 23 | 15 | 10 | 10 | 19 | 12 | 12 | 10 |
| Gneiss non-différenciés | 3 | 2 | 14 | 14 | 6 | 4 | 15 | 12 |
| Gneiss amphibolique | 10 | 6 | 4 | 4 | 17 | 11 | 16 | 13 |
| Migmatite à biotite | 1 | 1 | 9 | 9 | 17 | 11 | 3 | 2 |
| Migmatite à amphibole | 2 | 1 | 13 | 13 | 9 | 6 | 2 | 2 |
| Méta-conglomérat | 1 | 1 | 2 | 2 | 0 | 0 | 2 | 2 |
| Micaschistes | 0 | 0 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 |
| Leptynites | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 2 |
| **Socle métamorphique** | | **26** | | **54** | | **45** | | **45** |
| Granite leucocrate à muscovite | 9 | 6 | 14 | 14 | 6 | 4 | 14 | 11 |
| Granite leucocrate à 2 micas | 8 | 5 | 4 | 4 | 14 | 9 | 14 | 11 |
| Granite rose | 2 | 1 | 0 | 0 | 2 | 1 | 3 | 2 |
| Granodiorite à orthose | 0 | 0 | 5 | 5 | 1 | 1 | 3 | 2 |
| **Socle granitique** | | **12** | | **23** | | **15** | | **26** |
| Calcaires non-différenciés | 13 | 9 | 12 | 12 | 23 | 14 | 8 | 6 |
| Grès clairs fins | 25 | 16 | 0 | 0 | 6 | 4 | 6 | 5 |
| Grès clairs grossiers | 19 | 12 | 0 | 0 | 9 | 6 | 0 | 0 |
| Conglomérats gréseux | 6 | 4 | 0 | 0 | 3 | 2 | 0 | 0 |
| Grès bruns (typique grès du Champsaur) | 22 | 14 | 0 | 0 | 8 | 5 | 14 | 11 |
| **Roches sédimentaires** | | **56** | | **12** | | **31** | | **22** |
| Spilite, dolérite | 6 | 4 | 12 | 12 | 7 | 4 | 8 | 6 |
| Andésite | 3 | 2 | 0 | 0 | 11 | 7 | 1 | 1 |
| **Roches volcaniques** | | **6** | | **12** | | **11** | | **7** |
| **Nombre de galets comptés** | **153** | | **101** | | **160** | | **126** | |

Tableau 1 : Résultats de comptage et d'analyse pétrographique des galets dans les alluvions actuelles du Drac et de Séveraisse, terrasse würmienne et le remplissage karstique à l'Obiou (site « trou des marmottes »). *Results of pebble counting and petrographic analysis from today's sediments in the rivers Drac and Séveraisse, from Würm terrace and karstic deposits in Obiou (marmots excavations).*

être que postérieur à la phase des dépôts molassiques. En effet, ces dépôts peuvent être attribués à une « paléo-Durance » en provenance de la Zone interne dont ils révèlent la signature pétrographique (figure 13).

Enfin, pour répondre à une question qui nous a souvent été posée, la possibilité de l'origine glaciaire – et donc pléistocène – de ces galets est difficilement défendable pour plusieurs raisons. Si ces galets avaient une origine glaciaire, ils correspondraient à la moraine latérale en rive gauche du glacier du Drac. Or, l'essentiel du matériel cristallin ne pourrait être le résultat que d'un dépôt morainique de rive droite, étant donné que la rive gauche du glacier du Drac côtoyait pour l'essentiel des roches sédimentaires. Par ailleurs, le Dévoluy était armé d'un petit glacier tributaire de celui du Drac [Brocard et *al.*, 2003] pouvant être à même de repousser latéralement le glacier du Drac et ses moraines. Enfin dernier argument, nous n'avons relevé nulle part la présence de varves glaciaires ni même de farine glaciaire qui accompagnent généralement les dépôts glaciaires souterrains [Audra, 1995] alors que des dépôts argileux lités ont été observés, preuve d'une bonne conservation des dépôts fins et anciens dans les parties hautes de la baume de Jalabres (figure 9).

### B. Âges d'enfouissement par analyses des nucléides cosmogéniques

Les résultats des mesures sur le SMA ASTER sont résumés dans le tableau 2. Les concentrations de $^{10}$Be dans les échantillons sont relativement faibles et vont de $1{,}53 \pm 1{,}30 \times 10^3$ at $g^{-1}$ à $8{,}56 \pm 1{,}17 \times 10^3$ at $g^{-1}$. Toutes les concentrations de $^{26}$Al sont inférieures à la limite de détection (le rapport isotopique $^{26}$Al/$^{27}$Al du Blanc machine à ASTER était de 4,8 × 10-15 lors de nos analyses). $^{26}$Al possède une demi-vie deux fois plus courte que $^{10}$Be (respectivement ~ 0,7 Ma et ~ 1,4 Ma), ainsi l'absence d'$^{26}$Al indique sa désintégration totale, tandis que les nucléides $^{10}$Be sont présents, mais à de très faibles concentrations. À partir de ces mesures nous supposons donc un âge d'enfouissement supérieur à la limite de cette méthode qui est de l'ordre de 5 Ma. De fait, cet âge représente un âge minimum pour l'enfouissement des échantillons.

Suite aux tentatives de datation $^{26}$Al/$^{10}$Be infructueuses, un échantillon de la baume des Jalabres (JAL1) a été analysé à titre exploratoire au CRPG de Nancy, afin de déterminer la concentration en $^{21}$Ne. Les analyses réalisées ont permis de valider la présence de $^{21}$Ne d'origine cosmogénique (le $^{21}$Ne mesuré pouvant avoir une autre origine). Cet échantillon contient une concentration de $^{21}$Ne cosmogénique de $2{,}60 \pm 0{,}05 \times 10^7$ at $g^{-1}$. En considérant sa concentration en $^{10}$Be de $2{,}69 \pm 1{,}26 \times 10^3$ at $g^{-1}$, nous obtenons via le rapport $^{10}$Be/$^{21}$Ne une durée d'enfouissement de 15,6 ± 3,8 Ma. Cette deuxième méthode de datation est valide dans nos conditions et il conviendra donc d'analyser un nombre plus grand d'échantillons pour déterminer des durées d'enfouissement et une chronologie plus robuste. Le taux de dénudation avant l'enfouissement déterminé à partir de $^{10}$Be/$^{21}$Ne est de 3 m/Ma. Il s'agit de paléotaux minimum et nous pouvons constater qu'il est deux ordres de grandeur inférieur au taux de dénudation moyen [200 - 400 m/Ma ; Bernet, 2013].

En croisant les âges obtenus avec nos résultats sur la provenance du matériel allochtone, nous pouvons estimer que ces sédiments ont été piégés dans les

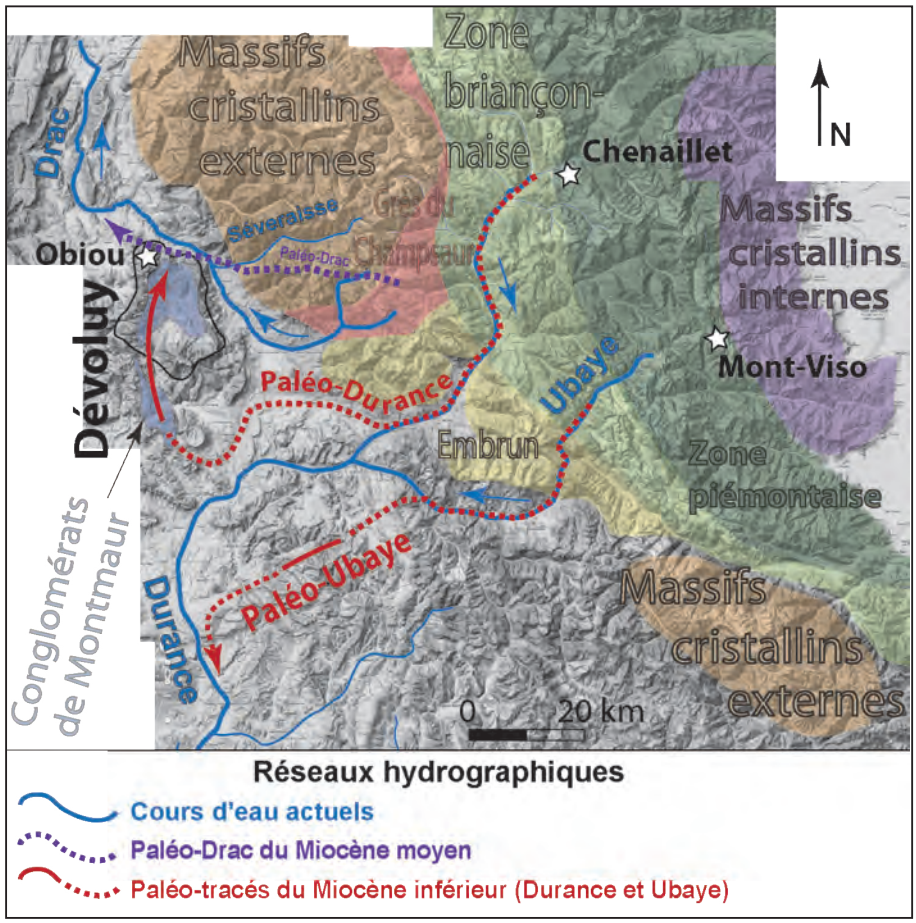
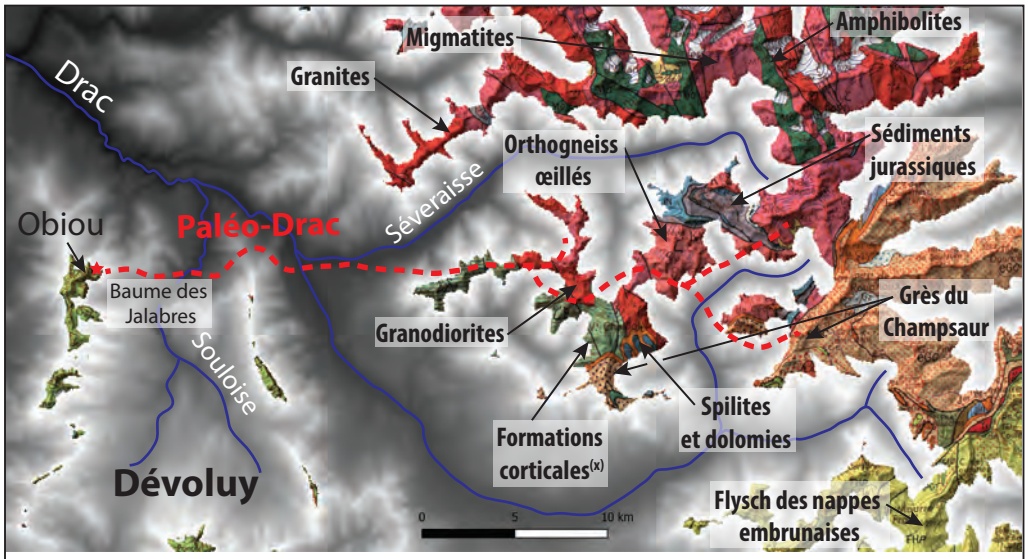



Figure 13 : Carte montrant l'évolution du drainage hydrographique des Alpes du Sud entre le Miocène inférieur et l'Actuel, tel que nous l'interprétons en fonction de pétrographie et provenance de sédiments de différents bassins molassiques et le remplissage allochtone dans les cavités à l'Obiou. Le bassin versant du Miocène inférieur s'enracinait à l'est, dans le domaine des Alpes Internes (pour nous, il s'agirait de la « paléo-Durance »), dont les vestiges sont des conglomérats de Montmaur composés des basaltes, radiolarites et serpentinites. La présence du remplissage allochtone à l'Obiou montre qu'il y a eu la séparation de bassins versants entre le « paléo-Drac », qui draine le domaine des massifs cristallins externes au Miocène moyen, et de la Durance qui draine toujours la zone des Alpes Internes et qui a été déviée vers le sud. L'âge d'enfouissement des galets allochtones de la baume des Jalabres et de la baume du Petit Odieux correspondrait à l'âge minimum de séparation de ces deux drainages [cartes d'après Grosjean, 2013, modifié et adapté]. *Map showing the evolution of the Southwestern Alps drainage system between Lower Miocene and nowadays as we interpret it according to petrographic origin of sediments in the foreland basins and the allochthonous deposits in the Obiou caves. The drainage of Lower Miocene originated in Internal Alpine domain (it would be "paleo-Durance" river according to us), whose deposits are Montmaur conglomerates composed of basalts, radiolarites and serpentinites. The existence of allochthonous karstic deposits suggests the separation between the drainage of the "paleo-Drac" river, which originates in the domain of External Crystalline massifs and the Durance river, which still drains Internal Alps and which flows today to the South. The burial age of allochthonous pebbles in the caves Baume de Jalabres et Baume du Petit Odieux would indicates the minimum age of the separation between these two drainages [maps from Grosjean, 2013, modified and adapted].*




(x) Gneiss leptyno-amphibolitiques, micaschistes et méta-conglomérats du Vieux Chaillol

Figure 14 : Carte géologique (source BRGM) superposée à la topographie et coupée à niveau de 2 300 m de l'altitude montrant les lithologies susceptibles d'avoir été érodées dans les massifs cristallins externes des Écrins au cours du Miocène moyen. On retrouve l'ensemble de la pétrographie décrite dans le remplissage fluvio-karstique allochtone sous l'Obiou.
*Geologic map (by BRGM) overlaying topography and cut at 2 300 m of altitude showing the lithologies which could have been eroded in External Crystalline massifs (Écrins) during middle Miocene. All of these lithologies are found in kart deposits of Obiou's caves.*

cavités de l'Obiou au cours du Miocène moyen à supérieur. Un « paléo-Drac » ou un de ses affluents a ainsi pu circuler à hauteur des grottes de l'Obiou durant cette période. Si ce résultat est confirmé par de futures analyses, il s'agirait des plus anciens sédiments karstiques allochtones identifiés dans les Alpes françaises.

## VI. Discussion

Les cavités et leurs remplissages allochtones étudiés dans le secteur de l'Obiou sont des objets géologiques très riches en informations. La nature pétrographique de ces alluvions fluvio-karstiques montre une provenance des massifs cristallins externes par le biais d'un « paléo-Drac » assurant un drainage du Champsaur et du Valgaudemar (figures 13 & 14). Un réseau hydrographique relativement vaste s'est probablement mis en place au Miocène moyen et s'écoulait à la base d'un relief (proto-Obiou) déjà bien marqué (au moins 400 m) qui deviendra par la suite le plus haut sommet du Dévoluy. Ce relief fut soumis à une spéléogenèse précoce sous la forme d'un bras souterrain du « paléo-Drac » qui recoupait une large partie de l'Obiou avec un système de pertes/résurgence sur son flanc oriental. Ces résultats préliminaires demeurent à affiner par le prélèvement et le traitement de nouveaux échantillons afin de conforter l'âge très ancien de ce karst, antérieur au Plio-Pléistocène.

En utilisant la diversité pétrographique du remplissage karstique, nous proposons un tracé probable de ce « paléo-réseau de drainage » (figures 13 & 14). Pour ce faire, nous avons utilisé une carte géologique couplée à un MNT topographique en ne faisant ressortir que les roches affleurant au-dessus de 2 300 m (altitude des dépôts fluvio-karstiques ; figure 14). Les lithologies en dessous de 2 300 m n'ont sans doute pas contribué à la formation des dépôts fluvio-karstiques. Dès lors, en masquant ces lithologies, la lecture de la carte s'en trouve simplifiée et permet de visualiser l'ensemble des terrains susceptibles d'avoir été érodés au Miocène par le « paléo-Drac ». Certaines lithologies, dont la présence semble bien délimitée au-dessus de 2 300 m, se trouvent cantonnées au sud de la carte : comme les grès du Champsaur (secteur des Piniers, Méolion, secteur d'Orcières), certaines formations corticales (méta-conglomérats, gneiss amphiboliques et leptynites au Vieux Chaillol, Banc de Peyron et Chaperon), ou encore les orthogneiss œillés (lacs de Crupillouse, pic de Parières). L'affleurement

Tableau 2 : Résultats d'analyses des teneurs en nucléides cosmogéniques du remplissage allochtone et des âges d'enfouissement déduits. Cinq échantillons ont été analysés pour la baume des Jalabres et deux pour la baume du Petit Odieux pour les teneurs en 10Be et 26Al. Toutes les teneurs en 26Al ont été sous la limite de détection. Seulement un échantillon de la baume des Jalabres (JAL1) a été analysé pour les teneurs en 21Ne.
*Analytical results of cosmogenic nuclide concentrations in allochthonous karstic deposits and estimated burial ages. Five samples from the Baume des Jalabres cave and two from the Baume du Petit Odieux cave were analyzed for 10Be and 26Al concentrations. All samples had their 26Al concentrations under the detection limit. Only one sample from Baume des Jalabres cave (JAL1) was analyzed for 21Ne concentrations.*

| Echantillon | Pétrographie | Quartz dissout | $^{10}$Be | $^{21}$Ne | Ages d'enfouissement |
|---|---|---|---|---|---|
| | | g | (× $10^3$ at $g^{-1}$) | (× $10^7$ at $g^{-1}$) | Ma |
| JAL1 | granite clair à muscovite, patine orangée, feldspaths sont altérés | 20,6 | 2,69 ± 1,26 | 2,60 ± 0,05 | 15,6 ± 3,8 |
| JAL7 | gneiss à muscovite, plus minéraux Fe/Mg, finement lité | 13,9 | 1,53 ± 1,30 | | > 5 |
| JAL16 | éch. composite sables et fragments de galets | 11,7 | 1,94 ± 1,75 | | > 5 |
| JAL17 | éch. composite sables | 14,9 | 2,60 ± 1,68 | | > 5 |
| JAL18 | éch. composite sables et fragments de galets | 10,8 | 1,99 ± 1,87 | | > 5 |
| PO-7-10 | éch. composite galets granitiques et matrice siliceuse | 38,0 | 8,56 ± 1,17 | | > 5 |
| PO-7-MIX | éch. composite galets granitiques et matrice siliceuse | 40,0 | 4,60 ± 0,83 | | > 5 |

de ces lithologies permet d'enraciner le réseau hydrographique du « paléo-Drac » sur ce secteur reflétant mieux l'abondance de certaines lithologies et même l'absence d'autres (figure 14). De fait, ce tracé assure un drainage des terrains contenant des granites leucocrates (granite de Pétarel, granite de Colle Blanche et de Moutières), qui présentent des niveaux enrichis en granodiorite et enfin des migmatites de Sirac. Ce tracé évite en revanche les flysch à helminthoïdes de nappes embrunaises (absent des alluvions fluvio-karstiques), comme le fait le Drac Noir actuel. Ces lithologies n'ont en effet pas été identifiées dans le remplissage karstique, il faut néanmoins rester prudent car la confusion avec d'autres grès reste possible (le flysch contient des niveaux gréseux) et leur préservation est moins importante que pour les roches cristallines, surtout lorsqu'il s'agit d'identifier des niveaux contenant des traces d'helminthoïdes.

Le tracé proposé est à cheval sur les deux vallées actuelles, celles du Drac et de la Séveraisse. Le Drac actuel chemine dans les terrains jurassiques plus sensibles à l'érosion que le socle cristallin, ce qui peut expliquer sa migration récente vers ces terrains. En ce qui concerne le relief topographique, si on considère l'altitude des sommets actuels de 3 500 m sur le secteur du Champsaur-Valgaudemar, nous pouvons supposer qu'au Miocène moyen, les plus hauts sommets dans le massif des Écrins étaient au moins 1 200 m plus hauts que le niveau du paléo-réseau du drainage à son passage dans les cavités à l'Obiou (environ 2 300 m actuellement).

Le secteur du Dévoluy a aussi la particularité de préserver des vestiges d'un réseau hydrographique encore plus ancien [Grosjean, 2013] dont le spectre pétrographique (observé dans les conglomérats de Montmaur) montre une provenance exclusivement de la Zone interne des Alpes (figure 13). Ces conglomérats ont été datés de l'Oligocène au Miocène inférieur [Grosjean et *al.*, 2012 ; Grosjean, 2013]. Le contraste pétrographique entre les conglomérats de Montmaur et le remplissage fluvio-karstique de la baume des Jalabres suppose une réorganisation majeure du réseau hydrographique de ce secteur des Alpes durant le Miocène inférieur à moyen, passant d'un drainage en provenance de la Zone des Alpes internes par la « paléo-Durance », à un drainage en provenance des massifs cristallins externes

Figure 15 : Panorama depuis le sommet de l'Obiou jusqu'à la bordure sud-ouest des Écrins montrant le différentiel d'altitude entre le Drac actuel et son homologue du Miocène passant au niveau des cavités. Ce différentiel résulte d'une géodynamique qui peut impliquer le soulèvement et/ou l'incision fluviatile. *Panorama from l'Obiou to the southwestern border of Ecrins showing the altitudinal difference between the present Drac river and its historical passage at altitude of the caves. This difference may be explained in terms of geodynamics including uplift and/or river incision.*

par le « paléo-Drac » (figures 13 & 14). Avant le Miocène inférieur, les massifs cristallins externes ne contribuaient pas ou peu aux dépôts mollassiques [Jourdan, 2012 ; Grosjean, 2013], tandis qu'ils deviendront largement prédominants (voire exclusifs) au cours du Miocène moyen dans les remplissages karstiques allochtones à l'Obiou. Ainsi nos résultats obtenus pour l'âge d'enfouissement des alluvions donnent une forte contrainte chronologique pour le soulèvement et le dénudement des massifs cristallins externes. Ces résultats nous renseignent également sur la formation du relief topographique dans ces massifs et chaînons subalpins.

D'un point de vue géomorphologique, les cavités contenant ces remplissages allochtones sont perchées en contre-haut du Drac actuel. La baume du Jalabres se situe à 2 370 m d'altitude, tandis que la baume du Petit Odieux et du Calvaire sont à 2 250 m d'altitude. L'altitude du Drac en amont du barrage du Sautet est de 761 m, offrant un différentiel altimétrique proche de 1 600 m (figure 15). En utilisant ces cavités comme niveau repère d'une position ancienne du « paléo-Drac », il est possible de considérer plusieurs hypothèses pour expliquer une telle différence d'altitude : soulèvement incision fluviatile, crise de salinité messinienne… Pour autant, ces hypothèses doivent être encadrées par de meilleures datations afin d'obtenir un bon réglage de notre chronomètre et de proposer des vitesses de processus (géodynamique, géomorphologique…) cohérentes. Notons que dans le cas de l'hypothèse d'un soulèvement compensé par l'incision fluviatile, de nouvelles datations permettaient de mieux contraindre les modèles géodynamiques de soulèvement des massifs cristallins externes et des chaînons subalpins, lesquels sont encore très largement discutés (soulèvement tectonique *versus* soulèvement isostatique). Dans cette optique, le remplissage karstique de l'Obiou présente un marqueur géomorphologique de première importance.

## Conclusion

Avec le concours des marmottes, un remplissage cristallin allochtone très ancien de nature alluviale a été récemment découvert dans plusieurs cavités sous l'Obiou (massif du Dévoluy). Ces remplissages se trouvent à des altitudes comprises entre 2 370 et 2 250 m, soit près de 1 600 m au-dessus du Drac. L'hypothèse d'une origine glaciaire étant exclue, de nombreuses questions sur la paléogéographie et la géodynamique régionale se posent alors. L'étude pétrographique a permis de démontrer que ces alluvions proviennent des massifs cristallins externes et notamment du sud-ouest du massif des Écrins (Champsaur et Valgaudemar). Afin de déterminer les âges d'enfouissement des alluvions cristallines, nous avons analysé des teneurs en nucléides cosmogéniques dans la baume des Jalabres et dans la baume du Petit Odieux. Les faibles teneurs obtenues en $^{10}$Be (de $1{,}53 \pm 1{,}30 \times 10^3$ at g$^{-1}$ à $8{,}56 \pm 1{,}17 \times 10^3$ at g$^{-1}$) et des teneurs en $^{26}$Al inférieures à la limite de détection suggèrent un âge d'enfouissement plus ancien que 5 Ma. Un seul échantillon a été analysé en $^{21}$Ne donnant un âge d'enfouissement $^{10}$Be/$^{21}$Ne de 15,6 ± 3,8 Ma. Pour confirmer cet

âge, d'autres échantillons devraient être analysés dans le futur.

Néanmoins, et même en absence de datations plus précises, nous pouvons suggérer que les cavités sous l'Obiou représentent un repère morphologique du niveau de passage d'un « paléo-Drac » miocène en provenance des massifs cristallins externes vers les chaînons subalpins. Ce drainage « local » succède à un drainage plus ancien ayant sollicité une « paléo-Durance », comme en témoignent les conglomérats de Montmaur. Le Drac actuel s'écoule quelque 1 600 m en contrebas des grottes de l'Obiou, pour une altitude proche de 760 m au niveau du barrage du Sautet. En précisant des paléoaltitudes et des âges d'enfouissement, nous pourrions déterminer des taux d'incision et/ou soulèvement de ce secteur des Alpes françaises depuis le Miocène moyen. Enfin, ces cavités sont aussi le témoin d'une spéléogènese très ancienne, bien antérieure aux nombreux chourums du massif qui concourent au drainage de la source des Gillardes. De fait, la spéléogènese du massif du Dévoluy semble bien polyphasée. La richesse de cette histoire géodynamique, révélée en partie par ces travaux, doit nous inciter à retravailler l'histoire géologique et géomorphologique du Dévoluy, trop longtemps demeuré le parent pauvre des massifs karstiques français.

*Remerciements*

*Les auteurs remercient Martin Hurtaj, Sylvain Block, Pascal Sombardier, Marian Jagercik, Bernard Baudet et Fred Damasco pour leur aide à exploration des cavités et leur documentation photographique ; Stéphane Guillot, Thierry Dumont, Stéphane Schwartz et Jean-Baptiste Jacob pour leur aide à identifier les échantillons et encouragements à mener à bien ce travail ; Anne-Sabine Grosjean et Bernard Pittet pour nos discussions et visites du terrain. Un grand merci également à l'équipe d'ASTER pour les analyses réalisées au CEREGE et Régis Braucher pour son aide et ses commentaires, ainsi qu'aux équipes de CRPG à Nancy. Un immense merci à François Lemot, Pierre Valla et Peter Van Der Beek pour le nouveau souffle sur ce projet et des nouvelles données à l'avenir. Merci aux relecteurs pour leurs suggestions pour améliorer le manuscrit.*

## Bibliographie

**AUDRA P., 1995 -** Signification des remplissages des karsts de montagne. Quelques clés à l'usage des spéléologues, *Karstologia* n° 25, p.13-20.

**AUDRA P., 1996 -** L'apport de l'étude des remplissages à la compréhension de la karstogenèse : le cas du chourum du Goutourier (Massif du Dévoluy, Hautes-Alpes). *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative & Appliquée* n°38 & 39.

**BALCO G. & SHUSTER D.L., 2009 -** 26Al – 10Be – 21Ne burial dating. *Earth and Planetary Science Letters. 286* (3–4), 570-575.

**BERNET M., 2013 -** Detrital Zircon Fission-Track Thermochronology of the Present-Day Isère River Drainage System in the Western Alps: No Evidence for Increasing Erosion Rates at 5 Ma, *Geosciences*, 3 (3), 528-542,

**BROCARD G. Y., VAN DER BEEK P. A., BOURLÈS D. L., SIAME L. L. & MUGNIER J. L., 2003 -** Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from 10Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects, *Earth and Planetary Science Letters, 209* (1-2), 197-214.

**BROWN E. T., EDMOND J. M., RAISBECK G. M., YIOU F., KURZ M. D. & BROOK E. J., 1991 -** Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using *in situ* produced 10Be and 26Al. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8), 2269-2283.

**CLAUZON G., 1996 -** Limites de séquences et évolution géodynamique/Sequence boundaries and geodynamic evolution, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2(1), 3-21.

**FAUQUETTE S., BERNET M., SUC J. P., GROSJEAN A. S., GUILLOT S., VAN DER BEEK P., ... & PITTET B., 2015 -** Quantifying the Eocene to Pleistocene topographic evolution of the southwestern Alps, France and Italy, *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 220-234.

**GIDON M. & PAIRIS J. L., 1976** - Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne, *Géologie alpine*, 52, 73-83.

**GIDON M., 1980 -** *Carte géologique de France 1: 50 000, Feuille St Bonnet, notice explicative*, 1-43. BRGM, Orléans.

**GRANGER D. E., KIRCHNER J. W. & FINKEL R. C., 1997 -** Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic 26Al and 10Be in cave-deposited alluvium, *Geology,* 25(2), 107-110.

**GRANGER D. E. & MUZIKAR P. F., 2001 -** Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations, *Earth and Planetary Science Letters,* 188(1-2), 269-281.

**GROSJEAN A. S., PITTET B., FERRY S., MAHÉO G. & GARDIEN V., 2012 -** Reconstruction of Tertiary palaeovalleys in the South Alpine Foreland basin of France (Eocene-Oligocene of the Castellane arc), *Sedimentary Geology*, 275, 1-21.

**GROSJEAN A. S., 2013 -** *Paléoréseaux hydrographiques et paléoreliefs en période de tectonique active : l'Eocène-Miocène basal (45-20 Ma) du bassin du SE de la France, témoin de la formation des Alpes occidentales.* Thèse Univ. Lyon I, 232 p.

**GUILLOT S. & MÉNOT, R. P., 2009 -** Paleozoic evolution of the external crystalline massifs of the Western Alps, *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 253-265.

**HÄUSELMANN P., GRANGER D.E., JEANNIN P.-Y. & LAURITZEN S.E., 2007 -** Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology, 35*(2), 143-146.

**HOBLÉA F., HÄUSELMANN P. & KUBIK P., 2011 -** Cosmogenic nuclide dating of cave deposits of Mount Granier (Hauts de Chartreuse Nature Reserve): morphogenic and palaeogeographical implications. *Géomorphologie : relief, processus, environnement. 4,* 395-406.

**JOURDAN S., 2012 -** *Reconstitution de la morphogenèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire.* Thèse Univ. Grenoble, 369 p + annexes.

**LEMOT F., 2021 -** *Origin and Dating of Karst deposits linked to the Neogene Evolution of Alpine Massifs.* Master II Thesis, ISTerre-UGA, 43 p.

**MARTINI J., 2005 -** Étude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France): mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne, *Karstologia*, n°45(1), 1-18.

**MECKEL L. D., FORD M. & BERNOUILLI D., 1996 -** Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary Western Alpine foreland basin, SE France, *Géologie de la France,* n° 2, p. 3-26.

**MERCHEL S. & HERPERS U., 1999 -** An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry, *Radiochimica Acta*, 84(4), 215-220.

**MERCHEL S. & BREMSER W., 2004 -** First international 26Al interlaboratory comparison-Part I, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms,* 223, 393-400.

**MICHARD A., DUMONT T., ANDREANI L. & LOGET N., 2010 -** Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at the European paleomargin versus compressional event, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(6), 565-581.

**MONJUVENT G., 1979 -** *Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin.* Thèse Univ. Paris VII, 421 p.

**NICOD J., 1978 -** Phénomènes glacio-karstiques et nivo-karstiques sur la carte géomorphologique du Dévoluy méridional, plateaux de Bure et d'Aurouze, *Revue de Géographie Alpine*, 66(2), 149-165.

**REFSNIDER K. A., 2010 -** Dramatic increase in late Cenozoic alpine erosion rates recorded by cave sediment in the southern Rocky Mountains, *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 505-511.

**SARTÉGOU A., 2017 -** *Évolution morphogénique des Pyrénées orientales : apports des datations de systèmes karstiques étagés par les nucléides cosmogéniques et la RPE.* Thèse Univ. Perpignan, 568 p.

**SARTÉGOU A., BLARD P. H., BRAUCHER R., BOURLÈS D. L., SORRIAUX P., ZIMMERMANN L., ... & BOURDET A., 2020 -** Late Cenozoic evolution of the Ariège River valley (Pyrenees) constrained by cosmogenic 26Al/10Be and 10Be/21Ne dating of cave sediments. *Geomorphology*, 371, 107441.

**STOCK G. M., ANDERSON R. S. & FINKEL R. C., 2004 -** Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California, revealed by cosmogenic dating of cave sediments, *Geology,* 32(3), 193-196.

**TASSY A., MOCOCHAIN L., BELLIER O., BRAUCHER R., GATTACCECA J. & BOURLÈS D., 2013 -** Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France, *Geomorphology*, 189, 81-92.

**WAIBEL A. F., 1990 -** *Sedimentology, petrographic variability, and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes-Alpes, France); evolution of volcaniclastic foreland turbidites in the external Western Alps.* Thèse Univ. Genève, 78 p.