



Relations entre karst et glaciers depuis 450 ka dans les grottes de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises) Nouvelles datations U/Th dans la grotte de Niaux.

Patrick Sorriaux, Magali Delmas, Marc Calvet, Yanni Gunnell, Nicolas Durand, Pons-Branchu Edwige

► To cite this version:

Patrick Sorriaux, Magali Delmas, Marc Calvet, Yanni Gunnell, Nicolas Durand, et al.. Relations entre karst et glaciers depuis 450 ka dans les grottes de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises) Nouvelles datations U/Th dans la grotte de Niaux.. Karstologia, 2016. hal-02154823

HAL Id: hal-02154823

<https://hal.science/hal-02154823>

Submitted on 24 Nov 2019

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.

Patrick SORRIAUX¹,
Magali DELMAS²,
Marc CALVET²,
Yanni GUNNELL³,
Nicolas DURAND⁴ et
Edwige PONS-BRANCHU⁵

(1) Géologue, 2, rue de la Rouvière
F-64160 Morlaas

(2) Université de Perpignan-Via Domitia,
CNRS UMR 7194 Histoire Naturelle
de l'Homme Préhistorique, 52 avenue
Paul Alduy, F-66860 Perpignan Cedex

(3) Université de Lyon, CNRS UMR 5600
Environnement-ville-société, 69365
Lyon Cedex 07

(4) MINES-ParisTech, PSL Research
university, Centre de Géosciences,
35 rue St-Honoré
77305 Fontainebleau Cedex

(5) Laboratoire des Sciences du Climat
et de l'Environnement, LSCE/IPSL,
CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-
Saclay, F-91191 Gif-sur-Yvette.

Relations entre karst et glaciers depuis 450 ka dans les grottes de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises) Nouvelles datations U/Th dans la grotte de Niaux

RÉSUMÉ : Les grottes de Niaux (680 m), Lombrives (600 m) et Sabart (560 m) se développent sur 14 km dans le massif du Cap de la Lesse (1 189 m), au confluent de l'Ariège et du Vicdessos, au sud du bassin de Tarascon-sur-Ariège. Le massif est constitué de calcaires du Crétacé inférieur, karstifiés probablement dès le Tertiaire, puis plusieurs fois recouverts par les glaciers de l'Ariège et du Vicdessos au cours du Quaternaire. Dans les années 1980, l'analyse stratigraphique et sédimentologique des remplissages karstiques, ainsi que des datations U/Th dans des planchers stalagmitiques, avaient fourni un cadre chronostratigraphique pour les derniers 350 ka. Plus récemment, la cartographie et la datation des dépôts de marges glaciaires dans les vallées de l'Ariège et du Vicdessos (37 datations par le nucléide cosmogénique ¹⁰Be produit in situ) ont permis de fixer la chronologie des fluctuations glaciaires pléistocènes dans le bassin de Tarascon et aux abords du massif de Cap de la Lesse.

Ces données, ainsi qu'une série inédite de 27 datations U/Th obtenues dans la grotte de Niaux, permettent de préciser ici la chronologie des périodes de réactivation du karst en phase avec les fluctuations des paléo-englacements dans les vallées voisines.

MOTS-CLÉS : Pyrénées, Ariège, karst, grottes, Niaux, Lombrives, Sabart, Pléistocène, glaciations, Würm, Éémien, MIS 5e, concrétions, U/Th dating, spéléogénèse.

ABSTRACT: THE RESPONSE OF KARST TO GLACIATION IN THE PYRENEES DURING THE LAST 450 KA, NEW U/TH AGE CONSTRAINTS FROM THE PREHISTORIC CAVE OF NIAUX (ARIÈGE - PYRÉNÉES). The caves of Niaux (680 m), Lombrives (600 m), and Sabart (560 m) form a 14 km underground network in the Cap de la Lesse massif (1 189 m), which is situated in the French Pyrenees on the south side of the Tarascon-sur-Ariège basin, at the junction between the Ariège and Vicdessos valleys. The Lower Cretaceous

limestone underwent underground karst development probably during the Cenozoic, and was covered by the Ariège icefield on several occasions during the Quaternary. In the 1980s, a detailed stratigraphic and facies analysis of the cave sediment fills, complemented by U/Th dating of successive generations of stalagmitic flowstone units, produced a preliminary chronostratigraphic frame for understanding the palaeoclimatic history of the last 350 ka. More recent work has also produced a chronology of glacier fluctuations based on 37 terrestrial cosmogenic nuclide exposure ages of moraines in the Tarascon basin. An additional 27 U/Th ages from the Niaux cave system presented in this study provide new constraints on the chronology of Quaternary karst reactivation in response to ice-mass fluctuations in the adjacent valleys. KEYWORDS: Pyrenees, Ariège, karst, caves, Niaux, Lombrives, Sabart, Pleistocene, glaciation, Würm, Eemian, MIS 5e, speleothem, U/Th dating, speleogenesis.

Introduction

Le karst de Niaux-Lombrives-Sabart est un karst ancien réactivé à plusieurs reprises au cours des glaciations pléistocènes [Sorriaux, 1981 et 1982; Bakalowicz et al., 1984]. L'objet de cet article est de revisiter les relations entre les glaciers et le système karstique durant les derniers 450 000 ans grâce à une vision renouvelée de l'englacement ariégeois et de nouvelles datations U/Th réalisées dans la grotte de Niaux.

Le bassin de Tarascon est un bassin nord-pyrénéen constitué d'une série secondaire (Trias au Cénomani) étroitement resserrée entre les massifs hercyniens des Trois-Seigneurs à l'ouest, du Saint-Barthélémy à l'est, de l'Arize au nord, et de l'Aston au sud. Les ensembles structuraux, constitués de plis anticlinaux et synclinaux, s'empilent vers le nord en une succession d'écaillés relativement étroites. Les calcaires qui soulignent l'ossature de ces structures y sont intensé-

ment plissés, fracturés, et de plus en plus bréchifiés et recristallisés à l'approche de la zone axiale. Sans préjuger de probables phases de karstification paléogène, lors de l'orogénèse pyrénéenne, les cavités et réseaux étagés de ces massifs se mettent en place en phase avec le soulèvement néogène de la surface d'aplanissement qui tronque conjointement les plis carbonatés et le socle gneissique de l'Aston, et qui s'incline de ~2200 m au sud jusque vers 1 400 m sur le Quié de Lujat au

nord [Calvet, 1996; Calvet & Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2009]. Au cours du Quaternaire, ces massifs ont été à plusieurs reprises entièrement recouverts par les glaciers de l'Ariège et du Vicdessos [figure 1; Calvet et al., 2011; Delmas et al., 2011 et 2012; Delmas, 2009 et 2015].

Dans le massif du Cap de la Lesse, la série karstifiée du Crétacé inférieur affleure au cœur d'un anticlinal recoupé par la vallée du Vicdessos à Sabart. La base de la série est constituée de formations calcaires et gréseuses du Néocomien, bien stratifiées, de 120 m d'épaisseur environ. Le sommet montre des calcaires compacts, longtemps assimilés aux calcaires à faciès urgonien. Ces calcaires, dont l'âge s'étend du Néocomien à l'Aptien, atteignent près de 400 m d'épaisseur et sont recouverts par une série marneuse qui affleure dans la dépression d'Arbiech. Une quarantaine de cavités sont connues dans le massif du Cap de la Lesse. Elles s'étagent entre 1 000 m et quasiment le cours actuel de l'Ariège. Les trois principales sont les grottes de Niaux (680 m) et de Sabart (560 m), qui s'ouvrent sur la vallée du Vicdessos, et la grotte de Lombrives (600 m) sur la vallée de l'Ariège. L'ensemble constitue un réseau de 14 km de développement (figure 2). Il comprend trois étages bien distincts (figure 3) : un étage supérieur

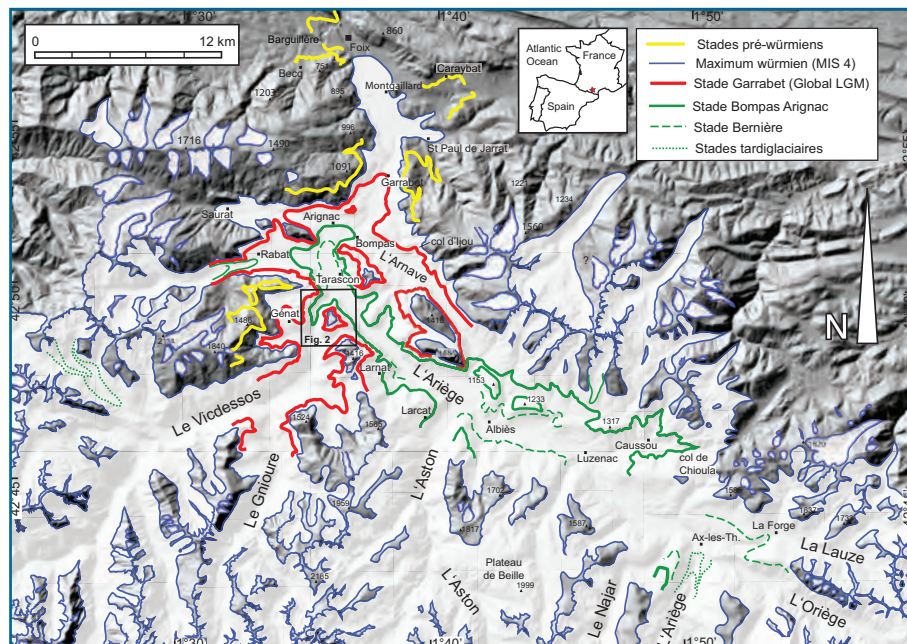


Figure 1: Étendue des paléoenglacements pléistocènes de la vallée de l'Ariège et localisation du site étudié [Delmas et al., 2012].

Extent of Pleistocene glaciation in the Ariège catchment and location of the studied area.

entre 650 et 700 m composé de la galerie principale reliant les grottes de Niaux et de Lombrives et les galeries supérieures de la grotte de Sabart ; un étage intermédiaire autour de 600 m, plus discontinu mais repérable dans les trois grottes ; et un étage inférieur autour de 550 m, constitué des galeries inférieures de Lombrives et de la grotte de Sabart. Le puits Garrigou de

42 m et un puits de 30 m dans la grotte de Lombrives permettent de relier le niveau 650-700 m à celui à 550 m. Deux grandes cheminées situées dans la grotte de Niaux remontent vers la surface : l'abîme Martel jusqu'à 967 m d'altitude, et les cheminées au-dessus du Salon Noir jusqu'à 780 m. La dénivellation totale du système est de 417 m.

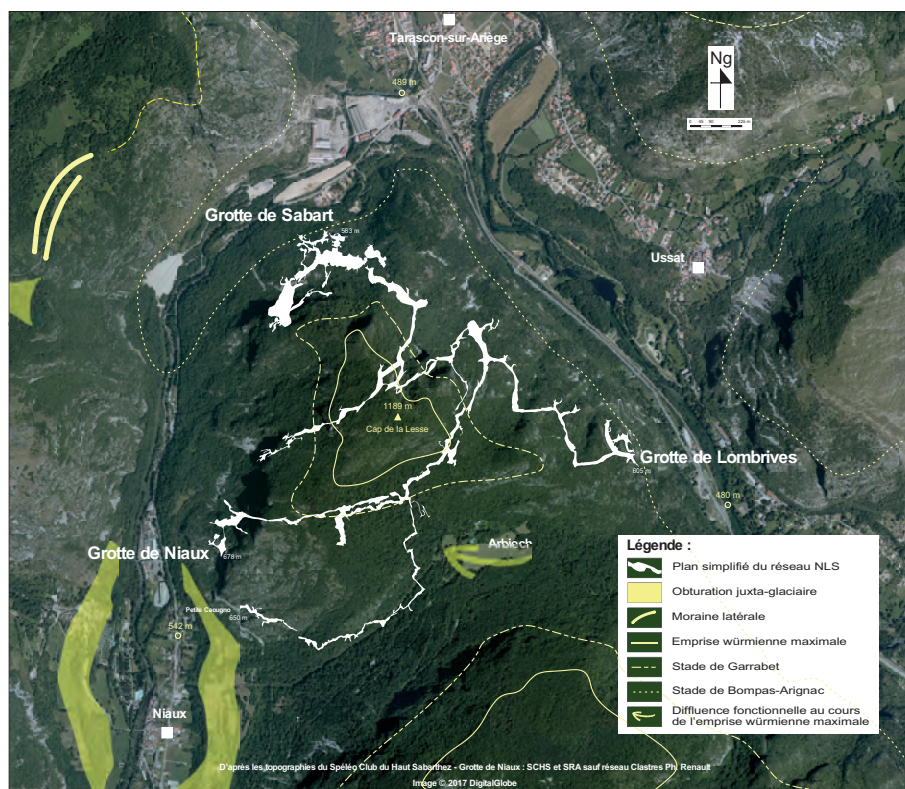


Figure 2: Topographie du système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart et morphologies glaciaires. Plan view of the studied cave system of Niaux-Lombrives-Sabart with glacial landforms.

I. Le remplissage karstique du réseau

Les premiers visiteurs scientifiques du XVIII^e siècle [Marcorelle, 1773], puis ceux de la fin du XIX^e siècle (Lucante, Garrigou, Noulet, Regnault), avaient remarqué la présence de dépôts variés dans les cavités, sans toutefois faire le lien avec l'histoire du karst, sa mise en place, ni son fonctionnement. De même, E-A. Martel [1908] a établi l'unité hydrologique des trois cavités et envisagé un modèle de fonctionnement du karst essentiellement fondé sur les données topographiques (altitude des porches d'entrée), sans référence explicite à la stratigraphie du remplissage. Il faut attendre les années 1970 pour que les dépôts contenus dans les galeries soient clairement perçus comme des marqueurs fondamentaux de la mise en place et du fonctionnement du karst. C'est dans ce contexte que Ph. Renault propose, à l'occasion d'une excursion de l'Association des sédimentologues français, une première analyse de la séquence sédimentaire

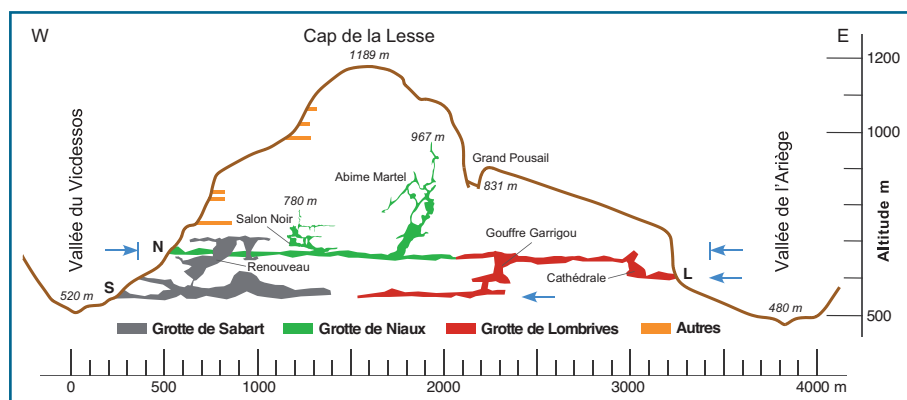


Figure 3 : Coupe schématique W-E du système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart. Niveaux étudiés indiqués par les flèches bleues. *E-W schematic cross section of the Niaux-Lombrives-Sabart cave system. Studied levels indicated by blue arrows.*

de Niaux-Lombrives-Sabart et, sur ces bases, un modèle d'évolution de ce karst en trois phases : (i) une période chaude ancienne (Villafranchien au Pléistocène, voire plus ancienne encore, jusqu'au Pliocène), caractérisée par un colmatage fin de couleur rouge ou jaune et se terminant par une phase sèche avec dépôts de calcite ; (ii) une période froide plus récente caractérisée par des dépôts grossiers postérieurs aux dépôts rouges (brèches, galets, gros blocs exogènes) et par des vagues d'érosion sur les parois des cavités ou sur les dépôts rouges de la phase antérieure ; (iii) enfin, un assèchement tardif du réseau, depuis 10 à 15 ka, associé à du concrétionnement depuis 5 à 6 ka [Renault, 1970].

Dans les années 1980, la thèse de P. Sorriaux permet de faire progresser significativement la connaissance du remplissage karstique et le fonctionnement du réseau [Sorriaux, 1981 et 1982 ; Bakalowicz et al., 1984]. L'étude sédimentologique réalisée à l'échelle du système karstique s'appuie sur des analyses pétrographiques et minéralogiques fines des sédiments ainsi que sur des datations U/Th sur planchers stalagmitiques réalisées dans le laboratoire de D.C. Ford à l'Université Mc Master (Hamilton, Canada). L'équipe de D.C. Ford était en pointe sur cette méthode [Ford et al., 1971 ; Thompson et al., 1974 ; Schwarcz, 1980]. Elle disposait déjà d'une solide base de données sur le continent américain et en Grande Bretagne et lors d'une visite en Europe, D.C. Ford avait noté l'intérêt des remplissages karstiques dans la grotte de Niaux. Trois séquences principales associant plusieurs formations sont alors décrites (figure 4). Les formations ont reçu le nom du site où elles étaient les plus caractéristiques (Formation Alluviale de Lombrives) ou

suivant leur spécificité (Complexe de la Calcite). Chaque séquence représente un cycle complet dans lequel se succèdent : (i) une phase de sédimentation détritique

exogène dans un karst actif et (ii) une phase de sédimentation endogène argileuse, détritique, carbonatée ou calcitique, dans un karst en voie d'assèchement.

Dans la séquence inférieure, les termes allogènes sont représentés par la Formation Alluviale de Lombrives (F1, figure 5 photo D). Cette dernière montre un faciès très hétérométrique à sa base, constituée de blocs et galets (pour l'essentiel granite et gneiss) très cimentés passant progressivement à des grès et des argilites à galets. La partie supérieure de la séquence correspond à la Formation Rouge (F2), précédemment mentionnée par Ph. Renault. Elle est essentiellement composée d'argilites très cimentées (figure 5 photo C), localement associées à des grès à graviers quartzux et ferrugineux ou à des nodules

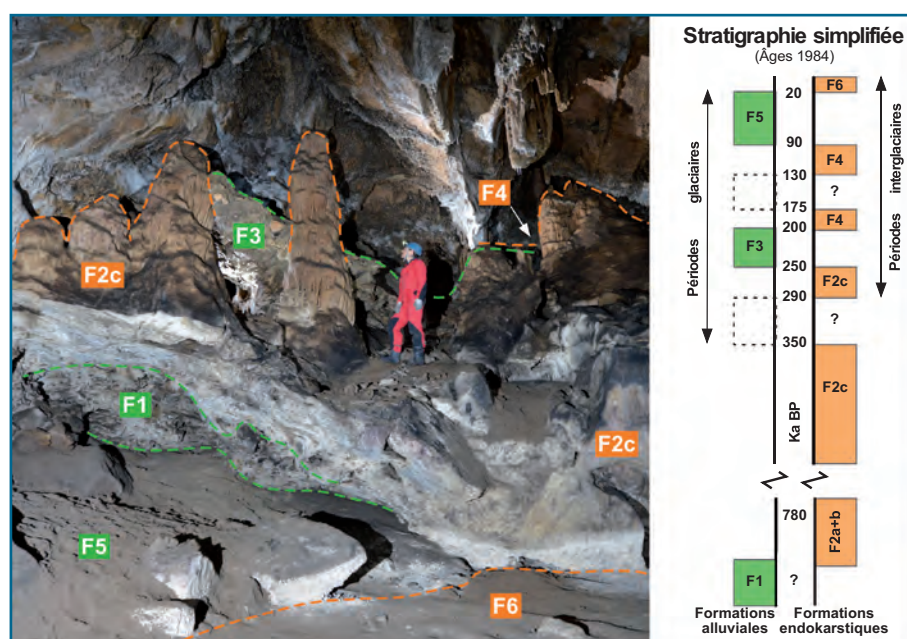


Figure 4 : Coupe stratigraphique de référence située dans la grotte de Niaux (galerie des Comtes de Foix), à quelques centaines de mètres de l'entrée et environ 670 m d'altitude. On peut y observer le complexe de la calcite (F2c), dont les parties les plus anciennes ont plus de 350 ka. Il peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et constitue un marqueur majeur dans le réseau. Le haut des piliers stalagmitiques est repris dans un conglomérat (F3), qui est scellé derrière le pilier de droite par un plancher stalagmitique (F4), non visible sur la photo, dont la formation s'échelonne entre 200 et 90 ka. Ce conglomérat correspond à une phase glaciaire pré-würmienne. Les sables (F5), en bas de la photo, sont d'origine fluvio-glaciaire et correspondent à la phase glaciaire majeure du Würm, qui a réactivé le karst entre 90 et 20 ka. Sur ce site, ces sables sont recouverts par des sédiments argilo-calcaires (F6) correspondant à la période d'assèchement holocène. Sous le complexe de la calcite apparaît une formation alluviale plus ancienne (F1). À droite, stratigraphie simplifiée extrait de P. Sorriaux, 1981 et 1982 ; M. Bakalowicz et al., 1984.

Underground outcrop in Niaux (Comtes de Foix gallery), a few hundred meters from the cave entrance and at about 670 m a.s.l. The exposure shows the "Complexe de la Calcite" (F2c), the base of which is > 350 ka. It can attain thicknesses of several meters and constitutes a major stratigraphic marker in the underground network. The top of its stalagmites is surmounted by a conglomerate bed (F3), which itself is capped by a younger stalagmitic flowstone unit (F4) - with ages ranging from 200 to 90 ka. The conglomerate unit was deposited during a pre-Würmian glacial stage. The sand formation (F5) is of glaciofluvial origin and of Würmian age (between 90 and 20 ka) when the underground karst network was flooded. The sand level here is covered by calcite-rich clay (F6), which was deposited when the cave dried out during the Holocene. An older alluvial formation (F1) occurs beneath the Complexe de la Calcite. To the right, stratigraphic column after P. Sorriaux 1981 and 1982.

carbonatés. Vers le haut, la sédimentation devient franchement lacustre avec des argilites jaunes litées, des niveaux à mondmilch indurés, et des niveaux carbonatés constitués de feuillets de calcite flottante compactée. Plusieurs niveaux de brèches d'effondrement s'intercalent aussi localement. Ces deux formations détritiques (F1 et F2) se caractérisent par des phénomènes d'altération et de diagenèse carbonatée très développés. Les grès sont rubéfiés et on y observe une épigenèse calcitique des minéraux silicatés. Les fractions argileuses sont caractérisées par des associations de kaolinite et d'interstratifiés provenant de l'altération *in situ* des illites et chlorites. Des mesures paléomagnétiques sur la Formation Rouge indiquent un âge antérieur à 780 ka [Bakalowicz et al., 1984]. Le Complexe de la Calcite (figure 5, photo B) représente le dernier terme de la séquence inférieure : il est constitué de planchers de plusieurs mètres d'épaisseur et de piliers stalagmitiques très imposants, qui traduisent une très longue période d'assèchement du karst, pour l'essentiel antérieure à 350 ka. La séquence moyenne est constituée de la Formation de la galerie des comtes de Foix (F3, figure 5 photo A), une formation détritique allogène composée de blocs et galets de granites et de gneiss, de taille décimétrique, pris dans une matrice sableuse grossière peu altérée. Cette formation allogène est scellée par une série

de planchers stalagmitiques regroupés dans la formation F4. La séquence supérieure regroupe deux formations. La Formation Alluviale de Niaux (F5) est constituée de sédiments fluvio-glaciaires (sables, sables à graviers, blocs) non cimentés se terminant par des silts et des argiles caractéristiques d'un ennoiment généralisé du système ; la Formation F6 regroupe une grande variété de dépôts endogènes récents (argiles de décalcification, concrétions, éboulis cryoclastiques, brèches d'effondrement).

L'opportunité de dater par U/Th (figure 4) les planchers stalagmitiques associés à ces trois séquences sédimentaires a permis de situer entre 250 et 200 ka la Formation de la galerie des comtes de Foix (F3), et entre 90 et 20 ka la Formation Alluviale de Niaux (F5). Ceci a aussi permis de faire le lien entre la mise en place de ces formations allogènes et une réactivation pléistocène. Cette remise en charge des cavités est directement liée à une remontée du niveau de base local déclenchée par l'englacement des vallées voisines et du Vicdessos. La multiplication des données U/Th a, par ailleurs, permis de mettre en évidence deux lacunes stratigraphiques : l'une située entre 350 et 290 ka au toit du Complexe de la Calcite (F2c), l'autre entre 175 et 130 ka au sein des planchers de génération F4. Ces deux événements ont également été reliés à des phases d'englacement dans les vallées voisines

au cours desquelles la réactivation du système karstique n'a pas été suffisamment puissante pour se traduire par une érosion des dépôts antérieurs et une sédimentation détritique comparable à celle observée dans les séquences détritiques moyennes et supérieures.

Au total, ces premiers travaux [Sorriaux, 1981 et 1982; Bakalowicz et al., 1984] ont permis de mettre en évidence la complexité de l'évolution du karst avec (i) une mise en place ancienne du réseau, probablement en contexte fluviale (Formation Alluviale de Lombrives) et en phase avec le creusement des vallées, les écoulements karstiques se faisant du Vicdessos vers l'Ariège ; (ii) une longue phase de fossilisation du réseau, associée à la Formation Rouge (qui se termine par un épisode de sédimentation lacustre) et au Complexe de la Calcite (qui correspond à une longue phase sèche) ; (iii) une remise en charge du karst à plusieurs reprises durant les derniers 350 ka, en phase avec les glaciations pléistocènes. Les sédiments sont alors d'origine fluvio-glaciaire. Les glaciers de vallée qui ont occupé à plusieurs reprises le Vicdessos et l'Ariège étaient des glaciers à base tempérée associés à de très gros volumes d'eau de fonte et transportant des volumes assez importants de sédiments. Ce sont ces flux liquides (eaux de fonte) et flux solides (sédiments d'origine fluvio-glaciaires) qui se sont engouffrés puis déposés dans les galeries du réseau.

Figure 5: Les formations pré-würmiennes du système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart. A: Formation de la galerie des Comtes de Foix (F3). B: Complexe de la Calcite (F2c). C: Formation Rouge (F2b). D: Formation Alluviale de Lombrives (F1). Pre-Würmian deposits in the Niaux-Lombrives-Sabart karst system. A: Formation de la galerie des Comtes de Foix (F3). B: Complexe de la Calcite (F2c). C: Formation Rouge (F2b). D: Formation Alluviale de Lombrives (F1).



II. Chronologie des glaciations pléistocènes dans les Pyrénées ariégeoises

Le bassin glaciaire ariégeois est le plus oriental des grands glaciers de vallée composites nord-pyrénéens (figure 1). Le glaciaire pyrénéen a fait l'objet dans le courant du XX^e siècle d'un débat qui a opposé une conception polyglacialiste, largement inspirée du modèle alpin [Faucher, 1937 ; Goron, 1941], à une conception monoglacialiste. Selon cette dernière, les Pyrénées n'auraient connu qu'une seule et unique phase d'englacement, localisée à la fin du Quaternaire après un épisode majeur d'aération du relief situé du Villafranchien au Quaternaire moyen et caractérisé par l'édification de « glaciaires alluviaux » étagés [Viers, 1960 et 1962 ; Taillefer, 1960, 1961 et 1963]. Les hautes et moyennes terrasses du piémont sont alors assimilées à cette longue période de glacioplation plutôt qu'à des nappes fluvioglaciaires. L'existence même de moraines anciennes est remise en cause, et la présence d'éléments altérés dans certains cordons morainiques est interprétée comme des remaniements de matériaux altérés avant leur prise en charge par le glacier en progression [Viers, 1963]. Il faut attendre le milieu des années 1980 et la datation par U/Th du remplissage de Niaux pour que la pluralité des glaciations soit définitivement reconnue, en bon accord avec les données paléoclimatiques globales [Emiliani, 1954]. Ainsi, F. Taillefer [1982 et 1985] distingue deux stades d'englacement, qu'il assimile respectivement au Riss et au Würm, mais les attributions chronologiques demeurent calquées sur le modèle alpin (les dépôts de marge glaciaire en position externe sont attribués au Riss et ceux en position interne sont attribués au Würm), sans analyse de l'état d'altération des dépôts. Une prise en compte du critère d'altération a permis de mettre en évidence que les moraines en position externes – le « stade d'expansion maximale » de Taillefer – renfermaient en fait des « moraines anciennes », suffisamment altérées pour être antérieures à l'Émien, et des « moraines récentes », contemporaines de la dernière glaciation. L'ensemble des constructions morainiques en position interne, localisées entre le bassin de Tarascon et les hautes vallées, jalonnent les étapes de la déglaciation immédiatement postérieure au dernier

maximum d'englacement [Delmas, 2009 ; Delmas *et al.*, 2012].

Une cartographie détaillée des dépôts de marge glaciaire à l'échelle du bassin versant a également permis d'identifier les relations géométriques entre la dernière réactivation des anciens conduits karstiques du réseau de Niaux-Lombrives-Sabart et l'emprise spatiale des paléo-englacements localisés dans les vallées voisines de l'Ariège et du Vicdessos. Plusieurs stades d'englacement ont ainsi été identifiés en amont de l'emprise würmienne maximale (figure 1). Le stade Garrabet correspond à une emprise glaciaire encore très étendue, très proche de l'emprise würmienne maximale en amont de Tarascon, en dépit d'une position terminale localisée 7 km en amont des moraines terminales de l'emprise würmienne maximale. À ce stade, la glace recouvre l'essentiel du massif du Cap de la Lesse jusque vers 1 150 m d'altitude. Au stade Bompas-Arignac, les langues de glace de l'Ariège et du Vicdessos sont considérablement amaigries et cantonnées au fond des auges. Grâce à une configuration topographique de la zone d'alimentation favorable aux accumulations neigeuses, le glacier de l'Ariège atteint encore le bassin de Tarascon où il construit la moraine frontale de Bompas-Arignac, 3,5 km en amont de celle de Garrabet. Par contre, dans la vallée du Vicdessos comme dans celle de la Courbière, les conditions d'alimentation sont moins favorables en raison de l'orientation est-ouest de ces vallées peu ouvertes aux perturbations d'origine océanique. De ce fait, dès le stade Bompas-Arignac, les glaciers du Vicdessos et de la Courbière ne confluent plus avec le glacier de l'Ariège, sur les marges duquel s'installent des lacs de barrage glacio-lacustres : lac de la basse vallée de la Courbière et lac de Niaux, dont le toit se situe vers 580 m d'altitude, soit sensiblement en contrebas du porche d'entrée de la grotte de Niaux (680 m). Sur ces bases, il apparaît que c'est entre le stade Garrabet et le stade Bompas-Arignac que la dernière mise en charge du système karstique a été interrompue.

Les différents stades d'englacement de la vallée de l'Ariège ont fait l'objet de 37 datations par le nucléide cosmogénique ¹⁰Be produit *in situ* [Delmas *et al.*, 2011 et 2012]. Ces données ont permis de proposer une chronologie relativement détaillée des fluctuations des marges glaciaires au cours de la dernière glaciation.

Il ressort que (i) l'emprise würmienne maximale du glacier de l'Ariège, comme de l'ensemble des glaciers de vallée composites de la façade nord-pyrénéenne, sont contemporains du stade isotopique marin MIS 4 ; (ii) que le front du glacier de l'Ariège a subi au cours du MIS 3 des fluctuations longitudinales de l'ordre d'une dizaine de kilomètres au minimum ; (iii) que la dernière avancée majeure du front est contemporaine du dernier maximum du froid à l'échelle globale [Global LGM : 24-19 ka, MARGO project members, 2009] et correspond à l'emprise du stade Garrabet ; (iv) enfin que les moraines frontales de Bompas-Arignac et Bernière, toutes deux localisées dans le bassin de Tarascon, se mettent en place vers 19-20 ka. Ce serait donc à la fin du Global LGM que le niveau de la glace dans la vallée du Vicdessos et de l'Ariège est devenu trop bas pour continuer à alimenter en eaux de fonte le système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart.

III. Une nouvelle série de datations U/Th

En 2013, une nouvelle campagne d'échantillonnage a été entreprise dans la grotte de Niaux dans le cadre d'une autorisation de prospection-inventaire [Sorriaux, 2014]. L'objectif était de préciser et compléter la chronostratigraphie du remplissage grâce à l'acquisition de deux séries de données : (i) des datations par enfouissement via la mesure de deux nucléides cosmogéniques (²⁶Al et ¹⁰Be) produits dans le quartz des formations alluviales siliceuses avant leur entrée dans le système karstique ; (ii) des datations U/Th sur les spéléothèmes des trois séquences sédimentaires qui caractérisent le remplissage. L'essentiel des datations par enfouissement est encore en cours d'étude.

Concernant les datations U/Th, 11 échantillons ont été prélevés dans Niaux, entre l'entrée et le lac terminal (figure 6) en essayant dans la mesure du possible de faire des carottes de 25 mm de diamètre pour préserver les sites. Pour certains prélèvements, ce sont les fragments de planchers laissés en 1980 qui ont été prélevés. 7 échantillons correspondent à des niveaux déjà datés en 1980 : Ni13-01, Ni13-21, Ni13-22, Ni13-07, Ni13-11, Ni13-06 et Ni13-04 respectivement ND1, ND16, ND8, ND2, ND7, ND6 et ND5. L'analyse par la méthode U/Pb n'a pas été réalisable du fait de teneurs

faibles en uranium et de la présence de plomb, commune dans ces échantillons (comm. orale, P. Deschamps, CEREGE).

A. Méthode de datation U/Th

En laboratoire, des ré-échantillonnages sur des zones ciblées (sommets ou base des planchers en particulier, profils axiaux sur les carottes) ont conduit à la réalisation de 27 datations. Pour certains échantillons, des indices de dissolution/recristallisation en certains endroits ont guidé l'échantillonnage sur les zones plus saines. Des échantillons de 0,1 à 0,5 g ont été utilisés pour les datations. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire des Sciences du climat et l'Environnement (LSCE, UMR 8212). Après dissolution et ajout d'un traceur ^{229}Th - ^{233}U et ^{236}U , les fractions uranium et thorium ont été purifiées sur résine U-TEVA (Eichrom) en milieu nitrique. Le protocole détaillé est décrit dans Pons-Branchu et al. [2014]. L'analyse a été effectuée par spectrométrie de masse, pour partie par ICPQ-MS (thermo-Fisher série X2), et pour le restant des échantillons par MC-ICPMS

(Neptune+) équipé d'un désolvateur de type Aridus 2. Les procédures d'analyses sur ces appareils sont décrites dans Douville et al. [2010] (pour l'ICPQMS) et Pons-Branchu et al. [2014] (pour le MC-ICPMS).

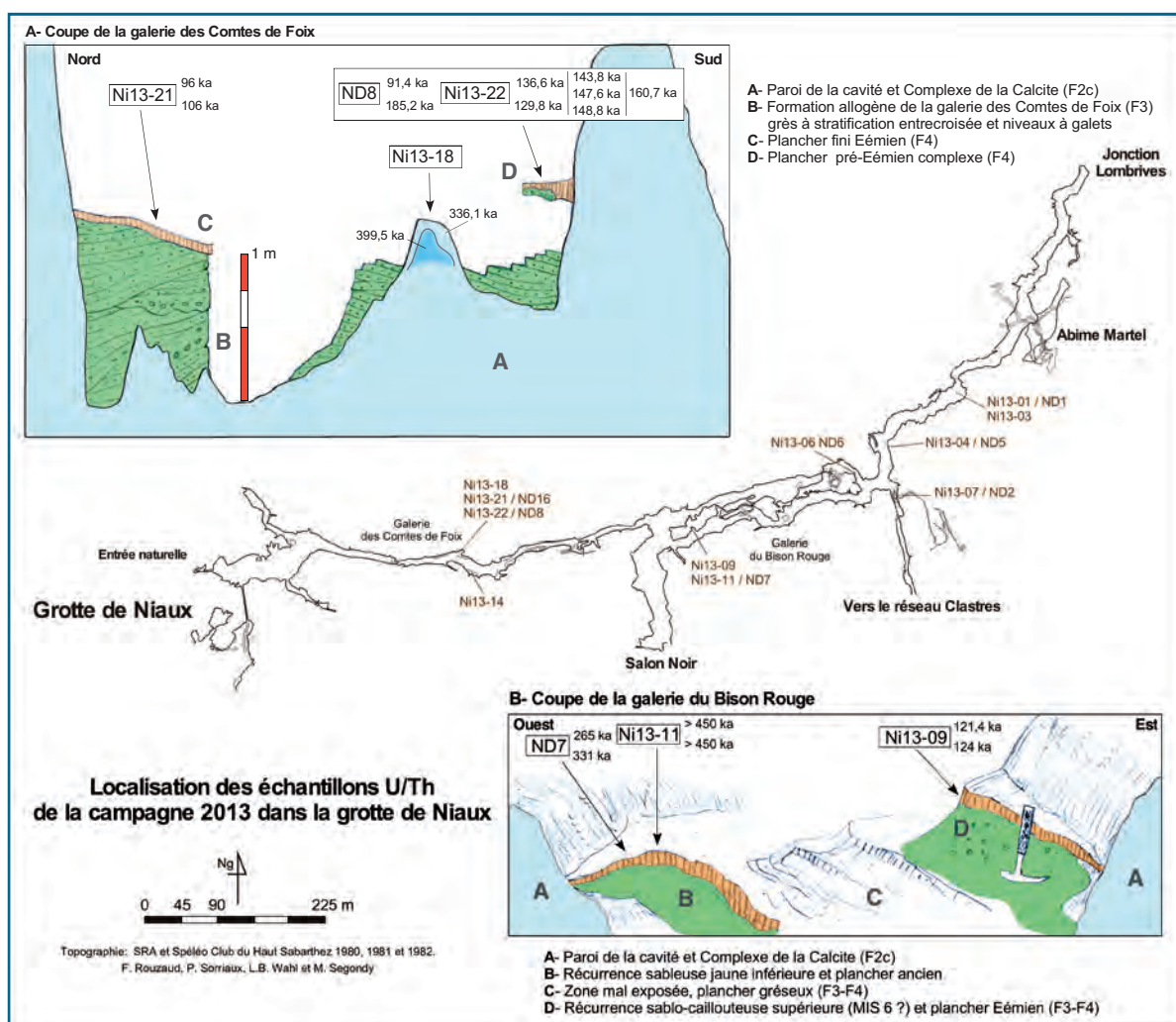
B. Résultats

Le tableau 1 reporte les résultats des analyses (concentrations et âges) récemment acquises. Les concentrations en uranium montrent une grande variabilité (entre $0,178 \pm 0,0001$ et $0,834 \pm 0,0001$ ppm). Pour certains niveaux présentant des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ faibles, une correction d'âge a été effectuée, basée sur un rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de $1,5 \pm 50\%$ pour la phase détritique. Les erreurs sur cette correction ont été propagées, augmentant ainsi la barre d'erreur de l'âge corrigé par rapport à l'âge brut. Les échantillons sont, par ordre stratigraphique descendant : 4 mesures concernent les planchers récents (F6) qui scellent la Formation Alluviale de Niaux (F5), 10 mesures les planchers intermédiaires (F4) et 13 le Complexe de la Calcite (F2c) et des

concrétions présumées plus anciennes (F2b) intercalées dans la Formation Rouge. La nouvelle série de datations U/Th montre une bonne conformité avec la stratigraphie déjà établie, et une excellente précision des âges avec des incertitudes réduites par rapport aux résultats produits en 1980.

La majorité des mesures (8 sur 13) réalisées dans les échantillons prélevés dans les niveaux calcitiques de la partie supérieure de la Formation Rouge ou dans le Complexe de la Calcite donnent des âges > 450 ka. Deux échantillons (Ni13-18 et Ni13-07) apportent cependant des informations importantes sur la fin du Complexe de la Calcite et les planchers intercalés au sommet de la Formation Rouge. La stalagmite Ni13-18 (figure 7) permet de préciser l'âge de la partie supérieure du Complexe de la Calcite dans le secteur de la coupe de référence (figure 4). Elle donne un âge à $336,1 \pm 2,4$ ka dans sa partie la plus externe, et $399,5 \pm 8,5$ ka au centre. Le plancher Ni13-07 (figure 8) est daté dans sa partie supérieure à $311,5 \pm 1,32$ ka.

Figure 6 : Localisation des échantillons U/Th de la campagne 2013 (code Ni), et correspondance avec les échantillons de la série 1982 (code ND). Localisation of the U/Th samples collected in 2013 (Ni sample code), and correspondence with the 1982 sample array (ND sample code).



Il est intéressant de noter que ce plancher avait été daté en 1980 (ND2) à 318,5 ka mais avec une fourchette d'incertitude beaucoup plus large (60-70 ka). Sa position au sein de la Formation Rouge suggère le caractère diachrone de cette dernière, qui pourrait réapparaître vers le toit du Complexe de la Calcite. Tous les autres échantillons (Ni13-06, 11 et 14) prélevés dans le Complexe de la Calcite donnent des âges > 450 ka. Les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ proches de l'équilibre dans les échantillons Ni13-14 (figure 9, photo A) et Ni13-06 (figure 9, photo B) attesteraient un âge très ancien, car pour atteindre cet équilibre il faut 2 millions d'années. L'échantillon Ni13-04 (figure 8 photo A) non analysé est une reprise de l'échantillon ND5 daté de façon assez sûre > 350 ka en 1980. Ces concrétions pariétales de couleur blanche, souvent très érodées et fossilisées par la Formation Rouge et le Complexe de la Calcite, représentent aujourd'hui les plus vieux dépôts calcitiques du réseau.

Une nouvelle série d'âges a été obtenue pour caractériser les planchers intermédiaires (F4). Le plancher Ni13-09 (figure 10 photos C et D) est le plus intéressant car la base et le sommet donnent respectivement des âges à $124,6 \pm 6,9$ ka et $121,4 \pm 9,4$ ka qui encadrent parfaitement le pic MIS 5e défini à 123 ka, soit l'Éémien [Lisiecki et Raymo, 2005 ; Vanssteenberge et al., 2016]. Le plancher Ni13-22, qui est une reprise du ND8 (figure 11), donne une série de 6 âges compris entre $160,7 \pm 1,14$ ka et $129,8 \pm 1,7$ ka. Ces nouvelles datations viennent compléter les âges du plancher ND8, dont la base et le sommet avaient été respectivement datés à $185,2 \pm 10,4$ / $- 9,6$ ka et $91,4 \pm 2,4$ ka. Les nouveaux âges ne retrouvent pas exactement les anciens, au toit et à la base, et posent un problème d'interprétation paléoclimatique qui sera discuté plus loin : en effet, plusieurs âges tombent en plein glaciaire MIS 6. Le sommet du plancher Ni13-21 (figure 10 photos A et B) à $96,2 \pm 0,6$ ka complète

l'âge de 1980 à $91,4 \pm 2,4$ ka qui avait permis de définir indirectement l'entrée dans la dernière glaciation.

En ce qui concerne la fin de la dernière glaciation et le passage à l'Holocène, les nouvelles datations n'apportent pas de nouveaux éléments mais viennent compléter la série d'âges déjà disponibles entre 19 ka et 3,7 ka, âges des planchers stalagmitiques les plus récents datés. La carotte Ni13-1, prélevée sur le même site que celui daté en 1980 à $19,1 \pm 1,6$ ka, donne, pour la base, un âge légèrement plus jeune ($12,2 \pm 4$ ka). Ce dernier point analysé étant relativement contaminé en matériel détritique ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 3,42$), l'âge de 1980 qui a été obtenu sur un échantillon très pauvre en éléments détritiques ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 30,5$) garde toute sa validité pour marquer la fin de la dernière glaciation.

C. Synthèse

Avec les nouvelles datations U/Th, on dispose aujourd'hui d'une cinquantaine

Échantillon 2013	F	Lab code	^{238}U ppm	$\delta^{234}\text{U}_M$ ‰	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Âge (ka)	Âge corrigé (ka)
Ni13-03 haut	6	4144	$0,196 \pm 0,0001$	$261,2 \pm 1,43$	$0,105 \pm 0,0006$	$45,5 \pm 0,250$	$9,5 \pm 0,07$	
Ni13-03 bas	6	5290	$0,185 \pm 0,0018$	$228,6 \pm 43,25$	$0,128 \pm 0,0100$	$93,2 \pm 15,340$	$12,0 \pm 1,46$	
Ni13-01-haut	6	6078	$0,207 \pm 0,0001$	$255,0 \pm 10,41$	$0,108 \pm 0,0014$	$30,9 \pm 0,420$	$9,8 \pm 0,22$	$9,4 \pm 0,44$
Ni13-01-bas	6	6079	$0,200 \pm 0,0001$	$381,4 \pm 8,59$	$0,229 \pm 0,0026$	$3,4 \pm 0,034$	$19,7 \pm 0,38$	$12,2 \pm 3,98$
Ni13-21a haut	4	5190	$0,178 \pm 0,0001$	$552,4 \pm 2,02$	$0,950 \pm 0,0024$	$233,2 \pm 0,590$	$96,2 \pm 0,57$	
Ni13-21a bas	4	4843	$0,214 \pm 0,0001$	$449,7 \pm 1,03$	$0,956 \pm 0,0030$	$14,5 \pm 0,045$	$109,1 \pm 0,69$	$106,2 \pm 1,40$
Ni13-09 haut	4	5362	$0,211 \pm 0,0005$	$280,4 \pm 15,06$	$0,886 \pm 0,0280$	$703,2 \pm 22,510$	$121,4 \pm 9,37$	
Ni13-09 bas	4	5361	$0,400 \pm 0,0015$	$234,0 \pm 21,07$	$0,864 \pm 0,0100$	$73,3 \pm 0,890$	$124,6 \pm 6,91$	
Ni13-22 B-top	4	6080	$0,834 \pm 0,0010$	$393,8 \pm 1,39$	$1,046 \pm 0,0040$	$198,7 \pm 0,730$	$136,6 \pm 1,48$	
Ni13-22 B-bas	4	6081	$0,681 \pm 0,0005$	$383,2 \pm 1,02$	$1,012 \pm 0,0036$	$72,4 \pm 0,258$	$129,8 \pm 1,74$	
Ni-13-22 haut	4	5938	$0,798 \pm 0,0005$	$394,1 \pm 1,52$	$1,073 \pm 0,0017$	$138,6 \pm 0,220$	$143,8 \pm 0,78$	
Ni-13-22 milieu	4	5450	$0,780 \pm 0,0023$	$392,0 \pm 1,40$	$1,086 \pm 0,0012$	$134,5 \pm 0,151$	$147,6 \pm 0,65$	
Ni-13-22 bas	4	5452	$0,710 \pm 0,0005$	$404,2 \pm 1,35$	$1,101 \pm 0,0008$	$169,4 \pm 0,129$	$148,8 \pm 0,54$	
Ni-13-22 7,5	4	7250	$0,592 \pm 0,0050$	$370,6 \pm 1,71$	$1,113 \pm 0,0022$	$13,24 \pm 0,027$	$160,7 \pm 1,14$	
Ni13-07 haut	2b	7248	$0,334 \pm 0,0027$	$9,5 \pm 0,91$	$0,953 \pm 0,0110$	$20,3 \pm 0,230$	$311,5 \pm 22,09$	
Ni13-07 milieu	2b	5366	$0,151 \pm 0,0004$	$1,5 \pm 13,49$	$1,008 \pm 0,0220$	$70,9 \pm 1,590$	> 450	
Ni13-07 bas	2b	5367	$0,736 \pm 0,0020$	$11,0 \pm 7,19$	$0,991 \pm 0,0099$	$113,3 \pm 1,320$	> 450	
Ni13-18 B ext	2c	6082	$0,361 \pm 0,0001$	$255,1 \pm 0,64$	$1,279 \pm 0,0009$	$2413,4 \pm 1,690$	$336,0 \pm 2,42$	
Ni13-18 A int	2c	5937	$0,186 \pm 0,0005$	$264,1 \pm 1,85$	$1,326 \pm 0,0012$	$60,1 \pm 0,050$	$399,5 \pm 8,49$	
Ni13-14-T1-3/5	2c	5454	$0,151 \pm 0,0002$	$6,6 \pm 1,59$	$0,986 \pm 0,0011$	$75,4 \pm 0,081$	> 400	
Ni13-14-T1-12	2c	5455	$0,648 \pm 0,0022$	$1,9 \pm 1,10$	$1,021 \pm 0,0014$	$166,0 \pm 0,219$	> 450	
Ni13-14-T2-1	2c	5192	$0,138 \pm 0,0001$	$6,7 \pm 1,35$	$1,006 \pm 0,0019$	$34,2 \pm 0,070$	> 450	
Ni13-14-T2-4	2c	5191	$0,161 \pm 0,0001$	$7,1 \pm 1,02$	$1,022 \pm 0,0021$	$54,3 \pm 0,110$	> 450	
Ni13-11a haut	2c	5294	$0,135 \pm 0,0005$	$260,6 \pm 18,91$	$3,422 \pm 0,0590$	$90,8 \pm 1,610$	> 450	
Ni13-11a bas	2c	5449	$0,142 \pm 0,0001$	$265,7 \pm 1,43$	$1,471 \pm 0,0016$	$75,1 \pm 0,080$	> 450	
Ni13-11b bas	2c	5292	$0,150 \pm 0,0006$	$43,4 \pm 19,05$	$1,069 \pm 0,0250$	$25,6 \pm 0,620$	> 450	
Ni13-06 haut	2c	5936	$0,276 \pm 0,0003$	$4,6 \pm 1,71$	$1,035 \pm 0,0011$	$2187,4 \pm 2,440$	> 450	

Tableau 1 : Datations U-Th des échantillons de la grotte de Niaux. Les colonnes présentent les concentrations en uranium, thorium, rapports isotopiques (avec $\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - 1) * 1000$), et les âges. Pour les échantillons nouveaux présentant des niveaux de matériel détritique importants, les âges ont été corrigés en utilisant un rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de $1,5 \pm 50$ %. *U-Th ages from the Niaux cave system. Columns report the uranium and thorium concentrations, the isotopic ratios (with $\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - 1) * 1000$), and the ages. In the case of the 2013 samples containing a significant detrital component, the ages were corrected by using a $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratio of $1.5 (\pm 50\%)$.*

d'âges. L'ensemble des deux séries est repris dans le tableau 2. Elles ont été mises en parallèle avec la courbe de variation du $\delta^{18}\text{O}$ globale de Lisiecki et Raymo [2005], sur laquelle ont été reportés les repères MIS des stades isotopiques jusqu'à 475 ka (figure 12).

Les formations calcitiques les plus récentes (F6), qui correspondent au post-glaciaire, débutent vers $19 \pm 1,6$ ka,

mais les concrétions postérieures à 12 ka sont les mieux représentées. Par rapport à l'évolution climatique globale, cela veut dire que le réseau présentait dès la fin du Global LGM des conditions paléo-climatiques favorables au concrétionnement. La glaciation du Würm (F5), quant à elle, est bien caractérisée par une absence totale de concrétionnement entre $91,4 \pm 2,4$ ka et $19 \pm 1,6$ ka.

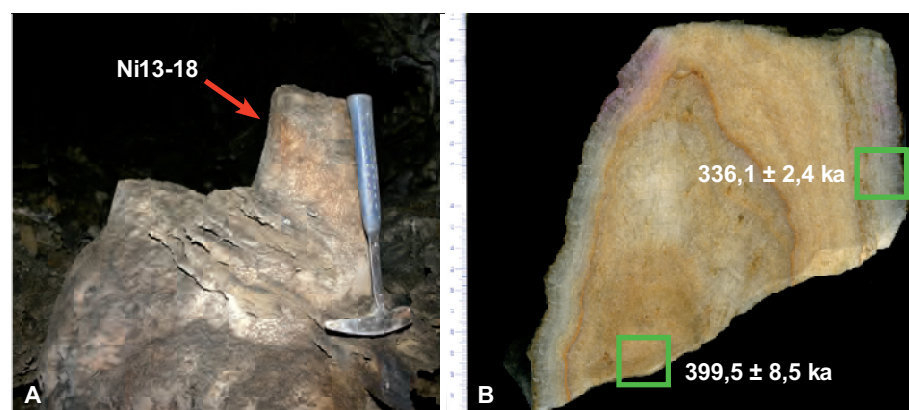


Figure 7: Stalagmite Ni13-18 située au sommet du Complexe de la Calcite, daté $336,1 \pm 2,4$ ka en périphérie et $399,5 \pm 8,5$ ka au cœur. Elle est recouverte par la formation des conglomérats de la galerie des Comtes de Foix (F3). *Stalagmite Ni13-18 on the top of the Complexe de la Calcite. Age of outer rings: $336,1 \pm 2,4$ ka; age of core: $399,5 \pm 8,5$ ka. This stalagmite was buried beneath the conglomerate formation of the galerie des Comtes de Foix (F3).*

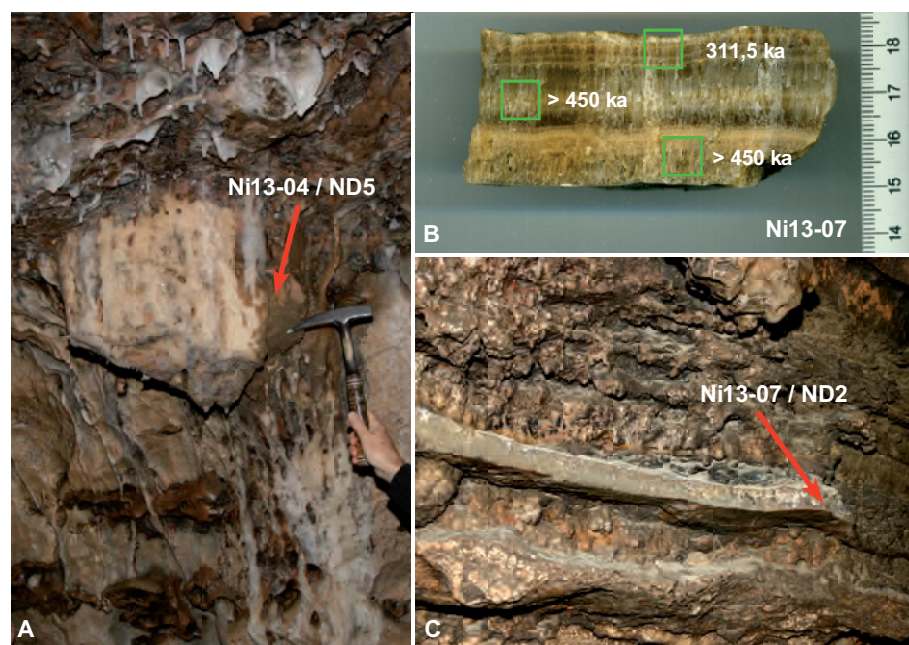


Figure 8: Concrétion et plancher associés à la Formation Rouge. A: concrétion non redatée, qui avait donné un âge ND5 indéterminé > 350 ka dans la série 1982. Elle est fossilisée par la Formation Rouge, son âge est donc probablement > 450 ka. B et C: plancher intercalé dans la Formation Rouge: Ni13-07/ND2. Noter l'amélioration de la précision de l'âge U-Th: ND2 = 331 ± 60 ka versus Ni13-07 = $311,5 \pm 22,9$. Cette datation implique l'âge diachrone de la Formation Rouge, un faciès qui se manifesterait à plusieurs niveaux de la séquence sédimentaire, avant le Complexe de la Calcite mais aussi vers son toit.

Speleothem and flowstone associated with the Formation Rouge. Photo A: speleothem (ND5) which in 1982 provided an undetermined age > 350 ka. However, given that it is buried beneath the Formation Rouge, its age is probably > 450 ka. B and C: stalagmitic flowstone unit interbedded within the Formation Rouge (Ni13-07/ND2). Note the increase in U-Th age precision, i.e. the 1982 sample (ND2) yielded an age of 331 ± 60 ka, whereas the 2013/2017 sample (Ni13-07) provides a narrower age band of $311,5 \pm 22,9$ ka. This result suggests that the Formation Rouge is diachronous, i.e. a facies involving several depositional pulses prior to the Complexe de la Calcite but also towards its top.

Le plancher ND8/Ni13-22 (figure 6 encadré A et figure 11) avec les 6 nouveaux âges obtenus posent un problème d'interprétation. Deux hypothèses contradictoires peuvent être suggérées: (i) ou bien il faut en inférer une grande stabilité des conditions paléoclimatiques entre 160 ka et l'Éémien proprement dit (MIS 5e), lequel est très bien caractérisé par les planchers Ni13-09, ND14 et ND16b, stabilité prolongée jusque vers 90 ka. Les nouvelles datations (Ni13-21 et Ni13-22), en effet, montrent que le réchauffement a pu être progressif et que les zones de transition antérieures et postérieures au cœur de l'interglaciaire auraient été relativement longues. On ne dispose pas de données suffisamment complètes dans les Pyrénées pour confirmer cette observation, mais c'est un phénomène mis en évidence dans le NW de l'Europe [Vansteenberghe et al., 2016; Kicinska et al., 2017]. Cette stabilité, qui aurait permis sur ce site la poursuite du concrétionnement pendant tout le cœur du MIS 6, ne manque cependant pas de surprendre, d'autant qu'un glaciaire MIS 6 sensiblement plus étendu que le Würm a été cartographié (figure 1) et daté dans la vallée de l'Ariège [Delmas et al., 2011]. (ii) Ou bien il faut admettre un hiatus sur ce plancher, donc une lacune de dépôt fluvio-glaciaire exogène au cours du Riss/MIS6, hypothèse proposée par Sorriaux [1982] et fondée sur les deux âges obtenus à la base et au toit de ND8. Cette seconde hypothèse semble plus vraisemblable, confirmée par l'orientation discordante des lamines de calcite successives mais aussi par la présence d'un micro-ravinement séparant la calcite de grès fins cimentés formant une partie du plancher (figure 11). On ajoutera que deux séries de mesures ont donné pour la même séquence calcitique des âges sensiblement discordants, au surplus avec une inversion, qui peuvent les rendre suspects (biais dû à un comportement en système ouvert de l'échantillon). Rappelons enfin qu'une séquence détritique sablo-graveleuse, représentant potentiellement le MIS 6, est scellée par le plancher clairement éémien Ni 13-09 (figure 6 encadré B et figure 10 photos C et D).

Entre le MIS 6 et le MIS 12, la réinterprétation des âges de la série de 1980 est plus difficile compte tenu des âges moins précis. Pour cet intervalle, on peut juste dire qu'il existe plusieurs planchers intercalés dans des formations détritiques dont la plus caractéristique

serait la Formation des conglomérats de la galerie des comtes de Foix (F3). Celle-ci semble bien se caler sur l'épisode froid MIS 8 (figure 6, encadré A; figure 12), entre au toit un plancher donnant 180 ka à sa base (figure 11A) et au plancher une stalagmite datée à 336 ka (figure 7). L'interglaciaire MIS 9 semble attesté par plusieurs âges. Il pourrait être caractérisé par la nouvelle datation du plancher ND2 (331 ka) / Ni13-07 (311,5 ka); mais sa base et son cœur à > 450 ka ne sont pas très cohérents avec cette attribution, d'autant qu'il ne montre aucune discordance interne (figure 8 photos B et C), sinon des variations de taille des cristaux et des lamines. La position de ce plancher, au sein d'une séquence lacustre détritique argileuse rouge, pose la question d'une pluralité des formations lacustres de ce type, dont la récurrence la plus récente se placerait clairement dans le Pléistocène moyen. Le MIS 9 est aussi potentiellement documenté par la concrétion Ni13-18, qui marque le sommet du Complexe de la Calcite (figure 7). La discontinuité entre le sommet de Ni13-18, daté du MIS 9, et son cœur, calé sur le MIS 11, marque probablement le refroidissement MIS 10, mais sans dépôts ni érosions identifiables sur la stalagmite échantillonnée. Il y a continuité ici entre ce niveau daté à 400 ka et tous les échantillons du Complexe de la Calcite sous-jacent, datés à > 450 ka. Il ne semble donc pas y avoir eu d'englacement majeur enregistré par la cavité pendant la phase de refroidissement MIS 12. Le ND7, initialement daté entre 265 et 331 ka pour le toit et la base et pouvant donc correspondre au MIS 9, est rejeté avec les nouvelles analyses (Ni13-11) à un âge > 450 ka dans le Complexe de la Calcite. Ce plancher fossilise des sables allogènes jaunes qui peuvent traduire un glaciaire ancien MIS 14 ou MIS 16 (figure 6 encadré B et figure 12).

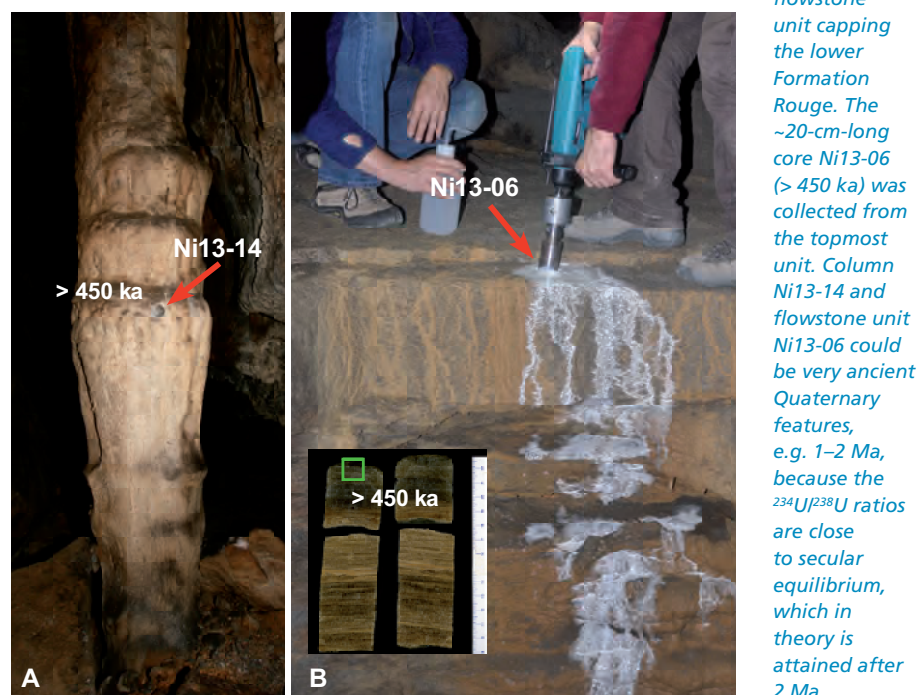
IV. Discussion: rapports entre karst et glaciers depuis 450 ka

A. Des modèles théoriques au cas du système Niaux-Sabart-Lombrives

À partir de l'analyse de karst de moyenne montagne dans les vallées du sud des Alpes, Bini et al. [1998] ont proposé un modèle qui rend compte de trois états du système karstique, ou d'une partie du système durant la phase d'expansion maximale du glacier. Le système peut ainsi (i) se trouver isolé,

Figure 9: Colonne et planchers stalagmitiques du Pléistocène ancien. A: colonne du Complexe de la Calcite carotée, Ni13-14 > 450 ka. B: plancher stalagmitique scellant la Formation Rouge inférieure. La carotte Ni13-06 (> 450 ka), prélevée dans le plancher sommital, fait une vingtaine de centimètres de long. La colonne Ni13-14 et le plancher Ni13-06 pourraient être très vieux, entre 1 et 2 Ma, car les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ sont proches de l'équilibre, en théorie atteint à 2 millions d'années.

Early Pleistocene column and stalagmitic flowstone. A: column of Complexe de la Calcite material, in which a horizontal core yielded a sample age (Ni13-14) > 450 ka. B: stalagmitic



flowstone unit capping the lower Formation Rouge. The ~20-cm-long core Ni13-06 (> 450 ka) was collected from the topmost unit. Column Ni13-14 and flowstone unit Ni13-06 could be very ancient Quaternary features, e.g. 1–2 Ma, because the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios are close to secular equilibrium, which in theory is attained after 2 Ma.

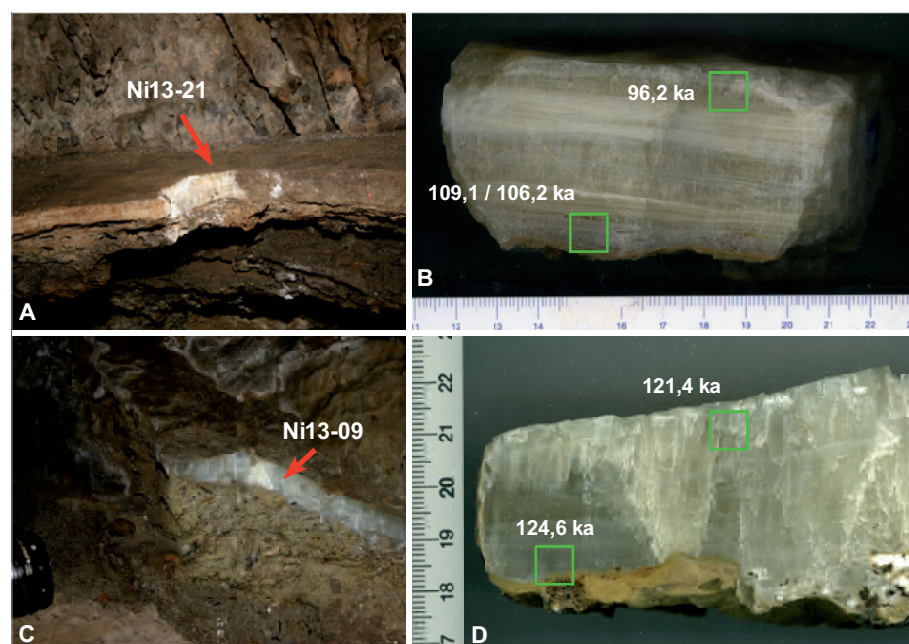


Figure 10: Planchers stalagmitiques datant de l'Éémien. A et B: plancher fini-éémien (galerie des Comtes de Foix, figure 6 coupe A). C et D: plancher éémien (galerie du Bison Rouge figure 6 coupe B). Le plancher stalagmitique Ni13-09, de quelques centimètres d'épaisseur, encadre avec une très bonne précision l'Éémien MIS 5e avec sa base datée à $124,6 \pm 6,9$ ka et son sommet à $121,4 \pm 9,4$ ka. Le plancher Ni13-21 scelle la Formation F3 dans la galerie des Comtes de Foix et donne des âges plus jeunes associés à des épisodes plus chauds dans le Würm ancien (MIS 5c), avant la reprise de la glaciation würmienne.

Eemian stalagmitic flowstones. A and B: late Eemian flowstone unit (galerie des Comtes de Foix, fig. 6 cross section A); C and D: Eemian flowstone unit (galerie du Bison Rouge, see cross-section B in fig. 6). Flowstone unit Ni13-09, just a few cm thick, provides a high-precision age bracket around MIS 5e, with its base ca. 124.6 ± 6.9 ka and its top ca. 121.4 ± 9.4 ka. Unit Ni13-21 caps Formation F3 in the galerie des Comtes de Foix and yielded younger ages correlated with relatively milder intervals during the older Würm (MIS 5c), i.e. prior to the full onset of Würmian glaciation.

Grotte	Numéro de l'échantillon	F	Âge non corrigé (ka)	Âge corrigé (ka)
Niaux	ND 10 (2)	6	3,7 ± 1,3 - 1,2	3,7 ± 1,3 - 1,2
Niaux	ND 18 t	6	13,6 ± 1,2	4,5 ± 2,2
Niaux	ND 18 b	6	4,8 ± 0,5	4,8 ± 0,5
Lombrives	LD 1	6	12,6 ± 1,5	5,7 ± 3,4
Lombrives	LD 2 b	6	11,2 ± 1,3	6,1 ± 2,6
Niaux	ND 1 (2)	6	19,9 ± 2,1	8,1 ± 3,9
Sabart	SD 2 b	6	11,7 ± 1,3	8,4 ± 2,3
Niaux	Ni13-01-haut	6	9,8 ± 0,2	9,4 ± 0,4
Niaux	Ni13-03 haut	6	9,5 ± 0,1	
Niaux	Ni13-03 bas	6	12,0 ± 1,5	
Niaux	Ni13-01-bas	6	19,7 ± 0,4	12,2 ± 4,0
Niaux	ND 1 (1)	6	19,1 ± 1,6	19,1 ± 1,6
Niaux	ND 8 t	4	91,4 ± 2,4	91,4 ± 2,4
Niaux	Ni13-21a haut	4	96,2 ± 0,6	
Niaux	Ni13-21a bas	4	109,1 ± 0,7	106,2 ± 1,4
Niaux	ND 14	4	130,6 ± 16,0 - 14,0	120,5 ± 18,1 - 16,3
Niaux	Ni13-09 haut	4	121,4 ± 9,4	
Niaux	Ni13-09 bas	4	124,6 ± 6,9	
Niaux	ND 16 b	4	132,6 ± 8,3 - 7,7	126,0 ± 9,0 - 8,5
Niaux	Ni13-22 B-top	4	136,6 ± 1,5	
Niaux	Ni13-22 B-bas	4	129,8 ± 1,7	
Niaux	Ni-13-22 haut	4	143,8 ± 0,8	
Niaux	Ni-13-22 milieu	4	147,6 ± 0,6	
Niaux	Ni-13-22 bas	4	148,8 ± 0,5	
Niaux	Ni-13-22 7.5	4	160,7 ± 1,1	
Niaux	ND 8 b	4	189,7 ± 9,9 - 9,1	185,2 ± 10,4 - 9,6
Sabart	SD 1 t	?	199,2 ± 59,0 - 36,5	186,8 ± 60,7 - 39,5
Niaux	ND 15 b	?	240,9 ± 54,4 - 36,5	216,9 ± 57,4 - 39,4
Niaux	ND 4	2 c	277,1 ± 48,6 - 33,2	257,0 ± 49,3 - 33,9
Niaux	ND 7 t	?	265,2 ± 94,5 - 51,4	265,2 ± 94,5 - 51,4
Niaux	Ni13-07 haut	2	311,5 ± 22,1	
Niaux	Ni13-07 milieu	2	> 450	
Niaux	Ni13-07 bas	2	> 450	
Niaux	ND 2 (2)	2	+ 62,1	+ 71,6
		b	331,3	318,5
			- 61	- 62,5
Niaux	ND 7 b	2 c	> 350	331,0 ± 29,1 - 58,5
Niaux	Ni13-18 B (ext)	2 c	336,1 ± 2,4	
Niaux	Ni13-18 A (int)	2 c	399,5 ± 8,5	
Niaux	Ni13-14-T1-3/5	2 c	> 400	
Niaux	Ni13-14-T1-12	2 c	> 450	
Niaux	Ni13-14-T2-1	2 c	> 450	
Niaux	Ni13-14-T2-4	2 c	> 450	
Niaux	Ni13-11a haut	2 c	> 450	
Niaux	Ni13-11a bas	2 c	> 450	
Niaux	Ni13-11b bas	2 c	> 450	
Niaux	Ni13-06 haut	2 c	> 450	
Niaux	ND 6	2 c	Indet.	
Niaux	ND 3 (2)	2 c	> 350	
Niaux	ND 12	2 c	> 350	
Niaux	ND 13	2 c	> 350	
Sabart	SD 1 b (2)	2 c	> 350	
Niaux	NI 4 t	2 c	> 350	
Niaux	ND 5	?	> 350	

Tableau 2 : Synthèse des datations U/Th réalisées dans le système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart. La série de 1982 est en italique (Âge BP). *Synthesis of U/Th data of the Niaux-Lombrives-Sabart karstic system. The 1982 series is in italics (Ages BP).*

donc exempt de circulation d'eau glaciaire ; (ii) être complètement noyé ; ou (iii) absorber des eaux par une entrée haute située sous le glacier ou sur sa bordure. Dans ce cas, soit le torrent rejoint la zone noyée du système, soit le système n'est pas noyé et le torrent peut parcourir toute la cavité et résurger en position sous-glaciaire plus en aval.

Dans le cas du système de Niaux, les relations entre les différentes phases de remplissage, la morphologie des galeries et les formes de parois montrent que, jusqu'à la glaciation würmienne, le réseau était encore entièrement colmaté sur certains tronçons de galeries. Le décolmatage n'a été possible que parce qu'il y a eu possibilité de capture des eaux d'origine glaciaire par le karst. Les eaux associées au glacier n'ont fait que réutiliser le système karstique préexistant, mais suivant la position des captures, le fonctionnement du système a pu prendre des configurations différentes.

Il n'est pas possible de situer précisément dans le temps chacun des stades de décolmatage, mais la

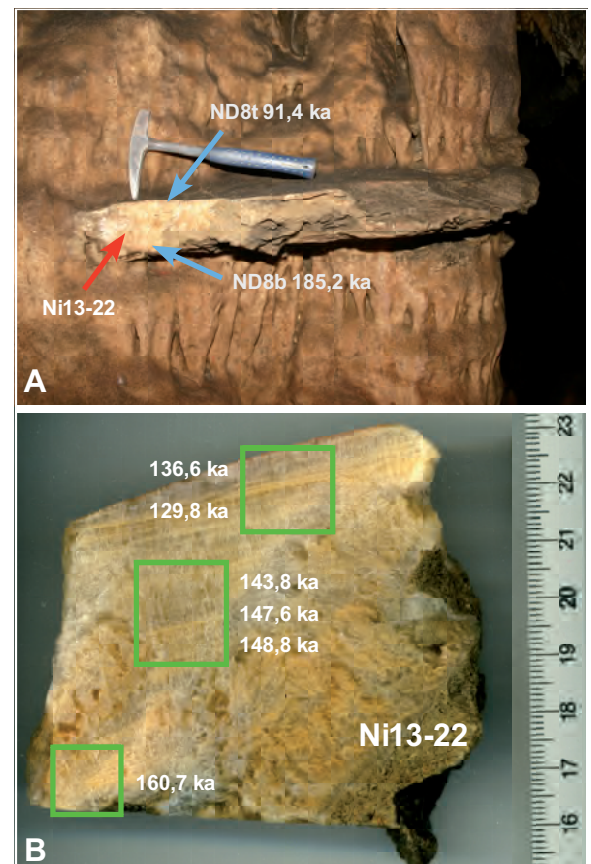


Figure 11 : Plancher Ni13-22 / ND8, qui s'accroche à un pilier du Complexe de la Calcite. Ce plancher est en face du plancher Ni13-21 (galerie des Comtes de Foix, figure 6 coupe A). Les âges de l'échantillon ND8 sont reportés sur la photo A. On peut y observer la discontinuité, datée à 91,4 ± 2,4 ka, qui sépare l'extrême sommet de la base, datée à 185,2 ± 10 ka. Les nouvelles datations qui s'intercalent entre les 2 âges sont localisées sur la photo B. *Ni13-22 / ND8 flowstone unit growing off a pillar of the Complexe de la Calcite. This unit faces unit Ni13-21 (galerie des Comtes de Foix, see cross-section A in fig. 6). The ages of sample ND8 are shown in panel A. Note the sharp age break suggested by the difference in age between the top (91.4 ± 2.4 ka), and base (185.2 ± 10 ka) of the unit. New intermediate ages obtained in 2013 are noted in panel B, and reveal a more continuous history of precipitation.*

réactivation ne peut s'expliquer que parce que les entrées du karst se trouvaient en position favorable par rapport aux glaciers pour capter les torrents glaciaires au niveau d'entrées déjà existantes sur les vallées [Häuselmann et al., 2008 ; Lauritzen et al. 2013]. Outre les grands porches que l'on connaît, il a dû exister des points de captures aujourd'hui comblés. Les puits verticaux remontants vers la surface ont aussi joué ce rôle. C'est souvent à l'aplomb de ces grands puits (abîme Martel à Niaux, et Cathédrale à Lombrives), en effet, que l'on peut observer les plus gros blocs exogènes constitués de granite et de gneiss (figure 13 photo D). Certains blocs à Lombrives comme dans la grande salle de l'entrée de Niaux sont suffisamment altérés et friables dans leurs écailles superficielles pour être attribuables à une glaciation pré-würmienne. Leur position au plancher des galeries implique un déboufrage déjà bien avancé de ces sites, mais pas nécessairement une interconnexion effective de l'ensemble du réseau, qui ne semble pas intervenir avant le Würm. C'est probablement lorsque que le karst était totalement recouvert par le glacier que l'ensemble du réseau a été totalement noyé. Les sédiments argileux associés à l'ennoisement scellent les dépôts détritiques de type torrentiel. Ils sont particulièrement bien conservés dans des réseaux de galeries en position latérale par rapport aux drains principaux. Ils recouvrent les concrétions anciennes du Complexe de la Calcite (figure 13 photo B), et les figures sédimentaires de décantation attestent aussi ces phases d'ennoisement généralisé.

B. Le fonctionnement du karst pendant le dernier cycle glaciaire

Pendant le cycle glaciaire würmien, la circulation des eaux dans le karst se faisait tantôt depuis l'Ariège vers le Vicedessos, tantôt dans l'autre sens, selon la position relative de la glace dans ces deux vallées [Sorriaux, 1981 et 1982]. La reconstitution des paléo-courants a été essentiellement établie à partir des figures d'érosion et des structures sédimentaires. Lors de l'avancée maximale du glacier de l'Ariège et jusqu'au MEG (MIS 4), mais probablement aussi au cours du Global LGM [24-19 ka, MARGO project members, 2009], les circulations souterraines se sont produites de la vallée de l'Ariège vers la vallée du Vicedessos en empruntant l'étage supérieur (figure 13 photo A). La raison en est que le glacier de l'Ariège était nettement mieux alimenté et plus épais que celui du Vicedessos, comme le montre sa diffuence vers l'ouest au col de Larnat, en direction de la vallée de Miglos, où la langue du Vicedessos était située nettement en contrebas. L'ennoisement est présumé se produire entre

91 et 19 ka. Faute de discontinuités visibles dans la sédimentation de la séquence F5 et/ou de spéléothèmes intercalés, on ne peut mettre en évidence de probables interruptions. Mais celles-ci se sont certainement produites, en particulier pendant le MIS 3 où l'on démontre la disparition du glacier dans le secteur de Tarascon et d'amples fluctuations de son front de plus de 10 km [Delmas, 2009 ; Delmas et al., 2011]. Ces fluctuations ont certainement joué un rôle dans le décolmatage, voire le recolmatage ponctuel de certaines entrées, en modifiant à plusieurs reprises le sens des écoulements et les points de pertes. La déglaciation, qui s'est amorcée après le stade de Garrabet (Global LGM), a abaissé à nouveau le niveau de base et les captures ont probablement été encore modifiées. Les vagues d'érosion présentes dans

Figure 12: Synthèse chronostratigraphique et paléoclimatique des dépôts du système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart. De gauche à droite : Courbe bleue : $\delta^{18}\text{O}$ LR04 stack de Lisiecki et Raymo [2005] ; stades du glacier de l'Ariège ; points bleus : série U/Th 1982 ; points orange : série U/Th 2013/2017. Barres verticales orange : périodes de croissance des spéléothèmes déduites des datations 2013/2017. Les barres bleues correspondent aux périodes de croissance déduites des datations de 1982 [in M. Bakalowicz et al., 1984, et figure 4 de cette publication]. Chronostratigraphic and paleoclimatic synthesis of deposits of the Niaux-Lombrives-Sabart karst system. Left to right: blue curve: $\delta^{18}\text{O}$ LR04 stack from Lisiecki et Raymo [2005]; Ariège glacier stages; blue dots: 1982 U/Th age series; orange dots: 2013/2017 U/Th age series. Vertical orange bars: periods of speleothem growth inferred from the 2013/2017 age set. Blue bars: growth periods inferred from the 1982 age set (see Bakalowicz et al., 1984 and figure 4 therein).

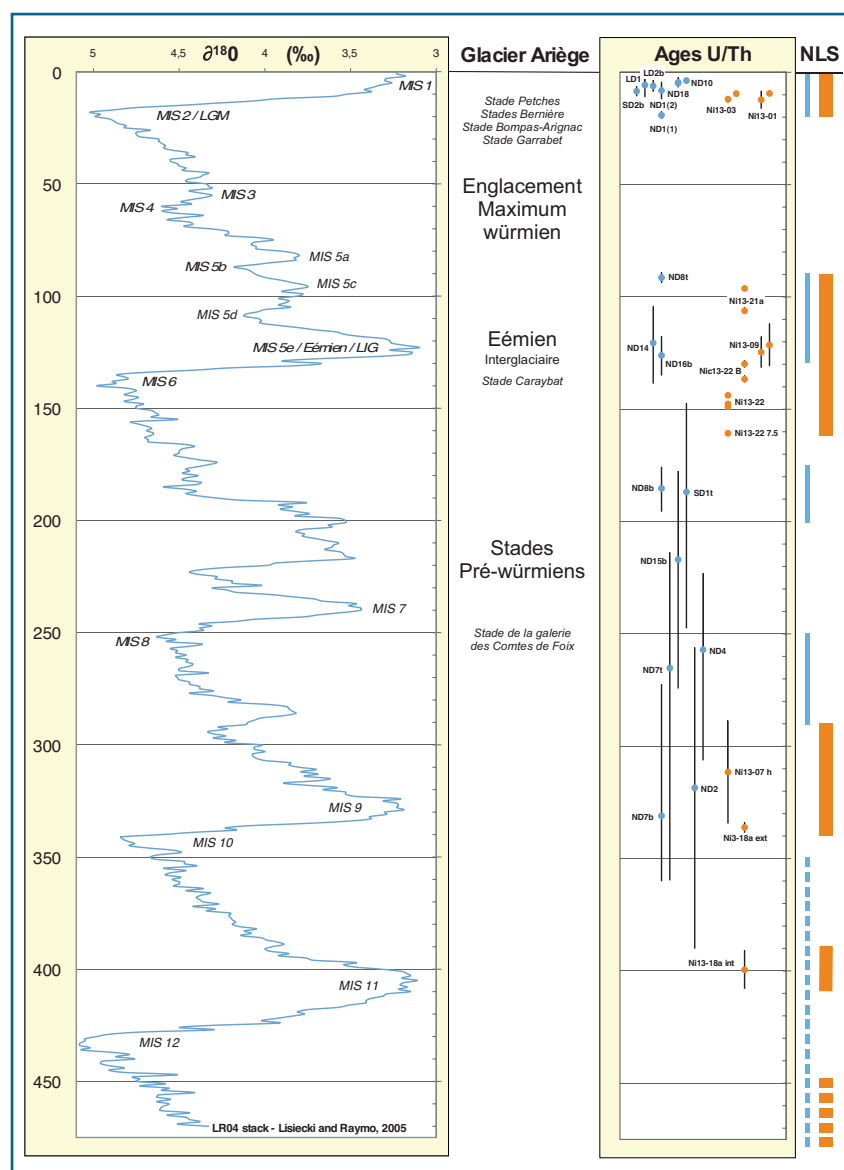




Figure 13: Morphologie de l'endokarst et remplissages associés au glacier würmien. A: Galerie phréatique associée à la remise en charge du karst pendant la dernière phase glaciaire. Les coups de gouge indiquent une circulation vers la vallée du Vicdessos. B: colonne ancienne datée de plus de 350 ka et recouverte par les argiles de décantation würmienne. C: blocs exogènes imbriqués d'origine morainique. Certains blocs clairement altérés en écaillés périphériques sont probablement un héritage pré-würmien.

Morphological features of the endokarst and sediment fills associated with the Würmian Ariège glacier. A: phreatic gallery associated with the flooding of the karst during the last glacial stage. The cave-wall scallops indicate water flow direction towards the Vicdessos valley. B: ancient column (> 350 ka) coated with Würmian slackwater clay deposits. C: cobbles (likely brought into the cave from a subaerial moraine deposit) showing clast imbrications. Onion-peel weathering, probably the legacy of post-depositional chemical alteration of a pre-Würmian bedload deposit.

le niveau inférieur de Lombrives montrent qu'il y avait probablement une capture de torrents glaciaires par une entrée aujourd'hui colmatée sur la vallée du Vicdessos. Les courants souterrains dans l'étage supérieur de Lombrives ne se dirigeaient plus vers Niaux mais entièrement vers Sabart par les puits de Lombrives. Faute de marqueurs fiables, il n'est pas possible de corréliser ces changements d'orientation des écoulements karstiques avec les stades glaciaires subaériens.

Le retour progressif à un régime vadose est étroitement corrélé à la déglaciation des vallées voisines. Le stade Bompas-Arignac se caractérise par un amaigrissement généralisé des glaciers (~100 m au droit de Tarascon). Les reconstitutions paléogéographiques montrent qu'au moment où le glacier de l'Ariège construit les vallums de Bompas-Arignac, la basse vallée du Vicdessos est déglacée et un lac de barrage glaciaire occupe alors l'ombilic de Niaux jusqu'à 580 m d'altitude, 100 m en contrebas du porche de la grotte de Niaux (figures 1 et 2). Une partie des changements de sens des écoulements souterrains signalés plus haut sont peut-être attribuables à la mise en charge du réseau inférieur imposée par le paléo-lac de Niaux. Au stade de Bompas-Arignac, le toit de la glace était donc bien trop bas pour encore favoriser des captures vers le niveau 650-700 m du karst : les conditions étaient désormais favorables à la reprise du concrétionnement. L'événement est précisément daté par l'âge U/Th à $19,1 \pm 1,6$ ka (ND1-1) à la base du plancher stalagmitique qui scelle la Formation Alluviale de Niaux, et que l'on peut corréliser à des données ^{10}Be acquises sur le front morainique de Bernière, dans le bassin de Tarascon [surface I1 datée à $18,8 \pm 1,3$ ka et surface I2 datée à $17,5 \pm 1,1$ ka ; âges à vieillir un peu en fonction des taux de production actuellement admis pour le ^{10}Be : Delmas et al., 2011]. Ces âges indiquent qu'à la fin du Global LGM, la vallée était libre de glace au niveau de la grotte de Niaux. Cette rapide amélioration climatique, enregistrée localement dans le karst comme dans le glaciaire, aurait même une signification plus globale [GS 2-1b, Rasmussen et al., 2014].

C. La question des glaciaires anciens

Entre la fin du Complexe de la Calcite (MIS 11 et MIS 9) et les premières manifestations de l'avant-dernier interglaciaire, on compte au moins 3 phases détritiques qui sont scellées par des planchers stalagmitiques d'âges différents. Les sédiments témoins de ces périodes froides sont discontinus dans le réseau, immatures, avec une phase calcaire importante, et semblent relever d'une dynamique de dépôt plus désorganisée que pendant le Würm. À Lombrives inférieur, le faciès d'imbrication des galets permet de reconstituer localement un courant venant de la vallée de l'Ariège. À Niaux, dans la même génération de formations, l'évolution granulométrique, décroissante depuis l'entrée,

témoigne d'un apport venant plutôt de la vallée du Vicdessos [Sorriaux, 1982].

Ces phases peuvent être associées à des épisodes glaciaires d'âges MIS 6 et MIS 8, qui semblent donc avoir eu beaucoup moins d'impact sur le système karstique que l'englacement du Würm. Pour ces cycles glaciaires et les dépôts associés, on peut penser que le réseau est resté isolé et qu'il ne se situait pas en position favorable pour permettre des captures et la réactivation généralisée du système. Seuls certains puits et segments de galerie précocement vidangés ont piégé des gros blocs d'origine morainique, dont l'état d'altération suppose un âge pré-würmien. Les sables graveleux fossilisés par le plancher éémien Ni13-09 doivent représenter le MIS 6 (figure 10 photo C). La formation F3 de la galerie des comtes de Foix est le dépôt sablo-caillouteux d'origine fluvio-glaciaire le plus caractéristique et le plus puissant (figure 4 et figure 5 photo A). En raison de l'âge des planchers qui l'encadrent, il peut être assimilé au MIS 8. Un épisode glaciaire plus ancien, des sables jaunes fossilisés par le plancher Ni13-11/ND 7 (épais de 3 à 10 cm), pouvaient représenter le MIS 10, en fonction des anciens âges obtenus sur ce plancher (ND 7 : base à 331 ka et toit à 265 ka, avec de très grandes incertitudes) ; mais la redatation de ce niveau a donné partout > 450 ka, ce qui renverrait ce glaciaire potentiel au plus récent vers les MIS 14 ou MIS 16, voire avant.

Dans la vallée de l'Ariège, les paléo-englacements pouvant être assimilés à une ou plusieurs des phases anciennes reconnues dans le karst ont été ponctuellement identifiés. Comme ailleurs dans les Pyrénées, ils ont eu une ampleur nettement plus grande que la dernière glaciation. Mais même si, comme lors de la dernière glaciation, le glacier a recouvert le massif du Cap de la Lesse, il ne semble pas y avoir eu, comme on vient de le préciser, de réactivation généralisée du karst. La phase glaciaire contemporaine de la nappe alluviale T2, attribuée au Riss/MIS 6 [Delmas et al., 2015], est jalonnée aux abords du bassin de Tarascon et dans les hautes vallées par une série de placages altérés et par des blocs erratiques dominant de 50 à 100 m les restes du maximum würmien d'englacement (figure 1). L'un de ces blocs, à Caraybat, a livré un âge à $122,2 \pm 4,9$ ka. Une partie de ces hauts placages morainiques altérés et obturations latérales associées sont probablement plus

anciennes encore : si, au MIS 6, le glacier est réputé avoir dépassé la cluse de Foix, les erratiques les plus anciens sont situés 9 km en aval de Foix, perchés au-dessus de la terrasse T3 à Varilhes [Delmas et al., 2011].

Conclusion

Le karst de Niaux-Lombrives-Sabart a conservé des témoins sédimentaires et paléoclimatiques de plusieurs cycles glaciaires-interglaciaires. On a pu préciser et compléter la chronologie déjà acquise en croisant les datations U/Th anciennes et nouvelles des spéléothèmes (i) avec l'âge ^{10}Be des constructions morainiques extérieures au karst et (ii) avec les reconstitutions paléogéographiques des limites d'englacement au cours des stades successifs du Würm (et, plus ponctuellement, des glaciations antérieures).

Les maximums d'englacement enregistrés dans le karst correspondent, pour le plus récent, aux stades isotopiques MIS 4 à MIS 2, et pour les plus anciens pourraient correspondre aux stades isotopiques MIS 6, MIS 8 et, éventuellement, MIS 14 ou MIS 16. La Formation Alluviale de Lombrives, compte tenu de l'âge potentiellement très ancien du Complexe de la Calcite, pourrait être pliocène [Renault, 1970; Sorriaux, 1981, 1982]. Le matériel serait contemporain de la phase de genèse du réseau. En définitive, il serait possible de retrouver dans les Pyrénées le même modèle chronologique de karstogenèse que celui proposé pour les Alpes, avec une phase majeure de formation des réseaux au Pliocène, ou du moins avant le Quaternaire [Audra et al., 2006]. Les interglaciaires sont bien caractérisés par le développement des spéléothèmes [Baker et al., 1993]. Cependant, les datations autour du dernier interglaciaire (MIS 5e, Éémien) pourraient suggérer une inertie importante du karst en réponse aux phases d'englacement et de déglaciation qui précèdent l'événement. En effet, certains planchers ont fourni des âges allant de l'Éémien au cœur du MIS 6, suggérant, contrairement aux données externes, que cette phase froide a été très amortie. C'est aussi le cas pour la déglaciation würmienne, qui se marque précocement dans le karst avec le développement des premiers spéléothèmes dès le MIS 2. Pour les périodes anciennes, un nouvel âge permet de situer la fin du Complexe de la Calcite dans la grotte de Niaux à 336 ka, donc dans l'interglaciaire

MIS 9. Ce complexe puissant et massif reste néanmoins, pour l'essentiel, bien antérieur à 450 ka (limite de la méthode U/Th). Seule sa partie supérieure, formée de minces planchers, s'interstratifie localement (Ni13-11) avec des apports allogènes plus anciens (figure 6B) peut-être assimilables aux MIS 14 ou MIS 16, ou bien encore (Ni13-07) avec une formation lacustre argileuse rouge à niveaux de mondmilch induré (figure 8). Cette observation, appuyée sur un âge U/Th, démontre que la série rouge lacustre définie dans les premiers travaux [Sorriaux, 1981 et 1982] ne constitue pas une entité chronostratigraphique unique antérieure au complexe de la calcite, mais un faciès susceptible d'apparaître jusqu'au cœur du Pléistocène moyen.

À chaque glaciation, la totalité du réseau du Cap de la Lesse pouvait potentiellement être remise en charge, mais c'est la dernière glaciation associée aux MIS 2 à 4 qui a laissé les traces les plus fraîches et les plus généralisées de la réactivation du réseau. D'un point de vue de la dynamique du karst, cette différence montre qu'il faut une coïncidence entre les circulations d'eau de fonte glaciaire en surface et les zones de captures potentielles du karst vers un réseau profond pour que la réactivation se produise. Sans cette coïncidence, le karst reste isolé. Même avec un recouvrement total par les glaciers, la réactivation ne peut avoir lieu, ou produit des enregistrements plus faibles (cas des stades pré-würmiens MIS 6 et MIS 8). À noter que la puissance et la continuité du Complexe de la Calcite, qui a scellé le système entre 2 et 0,4 Ma (nouvelles datations U/Th et rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ proches de l'équilibre), explique largement la lenteur et le caractère tardif du débouillage.

Les relations morphogéniques entre les différentes phases de remplissage montrent enfin clairement que certains tronçons du système karstique de Niaux-Lombrives-Sabart sont antérieurs aux glaciations. Comme dans les Alpes [Audra et al., 2006], les eaux associées aux glaciers n'ont fait que réutiliser un système karstique préexistant lorsque les conditions hydrogéomorphologiques étaient favorables. Les formes endokarstiques résultantes correspondent alors à un rajeunissement des réseaux anciens, ou localement à la genèse de nouvelles formes. L'englacement quaternaire n'a pas engendré de modification profonde de la structure du drainage karstique.

Remerciements

La Direction Régionale des Affaires Culturelles de Midi-Pyrénées (DRAC) qui nous a donné l'autorisation d'échantillonnage dans la grotte préhistorique de Niaux et Yanik Le Guillou (DRAC/SRA, Occitanie), qui nous a toujours soutenus pour

les différents projets dans la grotte. Le Service d'Exploitation des Sites Touristiques de l'Ariège (SESTA) sous la direction de Pascal Alard. Jacques Azéma responsable du site de la grotte de Niaux et Jean-Noël Lamiabie. René Bodin pour l'accès à la grotte de Lombrives dont il a été l'exploitant jusqu'en 2016.

Catherine Simonnot, qui a pris la suite. Vincent Guinot et les amis du Spéléo Club du Haut Sabarthez, pour les photos des figures 4, 5B, 13A et 13C. L. Foliot (LSCE) pour la préparation des échantillons au LSCE.

Bibliographie

- AUDRA P., BINI A., GABROVSEK FR., HÄUSELMANN PH., HOBLEA F., JEANNIN P.-Y., KUNAVAR J., MONBARON, M., ŠUSTERSIC F., TOGNINI P., TRIMMEL H. & WILDBERGER A. 2006 - Cave genesis in the Alps between the Miocene and today: a review. *Zeitschrift für Geomorphologie*, t. 50, n° 2, p. 153-176.
- BAKALOWICZ M., SORRIAUX P. and FORD D.C. 1984 - Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38, 193-197.
- BAKER A., SMART P. L. and FORD D. C. 1993 - Northwest European palaeoclimate as indicated by growth frequency variations of secondary calcite deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 100, 291-301.
- BINI A., TOGNINI P. et ZUCCOLO L. 1998 - Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du sud des Alpes. *Karstologia*, 32, 7-26.
- CALVET M., 1996 - Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées-Orientales, Document du BRGM 255, Orléans, 3 t., pochette de cartes hors texte, 1177 p.
- CALVET M. and GUNNELL Y., 2008 - Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: GALLAGHER K., JONES S.J., WAINWRIGHT J. (eds), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*, Geological Society Special Publications, London, 296, 147-166.
- CALVET M., DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R. and BOURLÈS D., 2011 - Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., HUGHES, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look Part IV*. Elsevier, Amsterdam, pp. 127-139.
- DELMAS M., 2009 - *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse de Doctorat, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris, 529 p.
- DELMAS M., 2015 - The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 109-137.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL M., BRAUCHER R. and BOURLÈS D., 2011 - Palaeogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 109-122.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R. et BOURLÈS D., 2012 - Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariégeoises: approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire*, 23, 61-85.
- DELMAS M., BRAUCHER R., GUNNELL Y., GUILLLOU V., CALVET M. and BOURLÈS D., 2015 - Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ¹⁰Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). *Global and Planetary Change*, 132, 39-53.
- DOUVILLE E., SALLE E., FRANK N., EISELE M., PONS-BRANCHU E. and AYRAULT S., 2010 - Rapid and accurate U/Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology*, 272, 1-11.
- EMILIANI C., 1954 - Temperature of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary. *Science*, 119, 853-855.
- FAUCHER D., 1937 - Le glacier de l'Ariège dans la basse vallée montagnarde. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 8, 335-349.
- FORD D.C., THOMPSON P. and SCHWARZ H.P., 1971 - Dating cave calcite deposits by the uranium disequilibrium method: some preliminary results from Crounvest Pass, Alberta. In *Geomorphology Symposium*, University of Guelph, Ontario, Canada, pp. 247-255.
- GORON L., 1941 - Les vallums morainiques et les terrasses des dernières glaciations dans la région prépyrénéenne et son avant-pays. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 12, 5-429.
- GUNNELL Y., CALVET M., BRICHOU S., CARTER A., AGUILAR J.P. and ZEYEN H., 2009 - Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 208-218.
- HÄUSELMANN P., LAURITZEN S.E., JEANNIN P.-Y. and MONBARON M., 2008 - Glacier advances during the last 400 ka as evidenced in St Beatus Caves (BE, Switzerland). *Quaternary International* 189, 173-189.
- KICINSKA D., HERCMAN H. & NAJDEK K., 2017 - Evolution of the Bystrej valley caves (Tatra Mts, Poland) based on corrosive forms, clastic deposits and U-series speleothem dating. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, vol. 87: 101-119.
- LAURITZEN S.E. and SKOGLUND R.Ø., 2013 - Glacier ice-contact speleogenesis in marble stripe karst. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 363-396.
- LISIECKI L. E. and RAYMO M. E., 2005 - A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^δ18O records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071
- MARCORELLE M., 1973 - Voyage souterrain ou description des grottes de Lombrive et de Bedeilhac dans le pays de Foix. Article premier dans *Mémoires présentés à l'Académie des Sciences*, pp. 565-572.
- MARGO Project Members, 2009 - Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience*, 2, 127-132.
- MARTEL E.A., 1908 - *Cavernes de Tarascon-sur-Ariège*. Spelunca, Bulletin & Mémoires de la société de Spéléologie, 54, VII, 47 p.
- PONS-BRANCHU E., DOUVILLE E., ROY-BARMAN M., DUMONT E., BRANCHU E., THIL F., FRANK N., BORDIER L. and BORST W., 2014 - A geochemical perspective on Parisian urban history based on U/Th dating, laminae counting and Yttrium and REE concentrations of recent carbonates in underground aqueducts. *Quaternary Geochronology*, 24, 44-53.
- RASMUSSEN S. O., ANDERSEN K. K., SVENSSON A. M., STEFFENSEN J. -P., VINSTER B., CLAUSEN H. B., SIGGAARD-ANDERSEN M. L., JOHNSEN S. J., LARSEN L. B., DAHL-JENSEN D., BIGLER M., RÖTHLISBERGER, R., FISCHER H., GOTO-AZUMA K., HANSSON M. and RUTH U. 2006 - A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- RENAULT P., 1970 - Excursion dans les grottes de Niaux et de Lombrives, réunion intergroupe sur les remplissages karstiques de l'Association des Sédimentologues Français, 20-21 novembre 1970 à Foix, 14 p.
- SCHWARZ H.P., 1980 - Absolute age determination of archeological sites by uranium series dating of travertines. *Archaeometry* 22, 1, 3-24.
- SORRIAUX P., 1981 - Etude et datation de remplissages karstiques: nouvelles données sur la paléogéographie quaternaire de la région de Tarascon (Pyrénées ariégeoises). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, série II 293, 703-706.
- SORRIAUX P., 1982 - Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées Ariégeoises). Thèse de doctorat de 3^e cycle, Univ Toulouse et Laboratoire Souterrain de Moulis CNRS, 255 p.
- SORRIAUX P., 2014 - Echantillonnage de dépôts pré-wurmien pour datations par cosmonucléides et U/Th dans la grotte de Niaux. Direction Régionale des Affaires Culturelles de Midi-Pyrénées, bilan scientifique 2013, 37-38.
- TAILLEFER F., 1960 - Les terrasses d'obturation glaciaire de la vallée de Saurat (Ariège). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 31, 45-61.
- TAILLEFER F., 1961 - Recherches récentes sur le relief glaciaire de la vallée de l'Ariège. In Pays de l'Ariège: archéologie, histoire, géographie. *Actes du XVI^e congrès d'études de la Fédération des sociétés académiques et savantes Languedoc-Pyrénées-Gascogne*, Foix, 28-30 mai 1960. F. Cocharaux, Auch, pp. 211-224.
- TAILLEFER F., 1963 - La carte de Morphologie glaciaire des Pyrénées au 1/50 000. Feuilles de Foix et de Vicdessos. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 34, 5-10.
- TAILLEFER F., 1982 - Sédiments des karsts et géomorphologie. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 53, 433-447.
- TAILLEFER F., 1985 - Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 56, 323-338.
- THOMPSON P., SCHWARZ H.P. and FORD D.C., 1974 - Continental Pleistocene climatic variations from speleothem age and isotopic data. *Science*, 184, 893-895.
- VANSTEENBERGE S., VERHEYDEN S., CHENG H., EDWARDS R. L., KEPPENS E. and CLAEYS P., 2016 - Paleoclimate in continental northwestern Europe during the Eemian and early Weichselian (125-97 ka): insights from a Belgian speleothem. *Climate of the Past*, 12, 1445-1458.
- VIERS G., 1960 - *Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont: Pays Basque français et Barétous*. Privat, Toulouse, 604 p.
- VIERS G., 1962 - *Les Pyrénées*. Que sais-je ? n° 995, Presses Universitaires de France, Paris, 128 p.
- VIERS G., 1963 - Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées orientales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales. In INQUA (ed.), *Report of the 6th International Congress on Quaternary*, Warsaw 1961. 3, Geomorphological Section and Symposium on Marginal Glacial Forms and Deposits. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Łódź pp. 385-393.