



**HAL**  
open science

## **Archives lacustres de l'évolution du climat et des activités humaines récentes dans les Pyrénées ariégeoises au cours de l'Holocène (étang majeur, vallée du Haut-Vicdessos, Pyrénées, France)**

Anaëlle Simonneau, Emmanuel Chapron, T. Courp, K. Tachikawa, Gaël Le Roux, Didier Galop, M. Garcia, Marc Desmet, E. Bard

### **► To cite this version:**

Anaëlle Simonneau, Emmanuel Chapron, T. Courp, K. Tachikawa, Gaël Le Roux, et al.. Archives lacustres de l'évolution du climat et des activités humaines récentes dans les Pyrénées ariégeoises au cours de l'Holocène (étang majeur, vallée du Haut-Vicdessos, Pyrénées, France). *Sud-Ouest Européen*, 2012, 33, pp.101-116. <hal-01208398>

**HAL Id: hal-01208398**

**<https://hal.science/hal-01208398v1>**

Submitted on 2 Oct 2015

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.



HAL Authorization

# ARCHIVES LACUSTRES DE L'ÉVOLUTION DU CLIMAT ET DES ACTIVITÉS HUMAINES RÉCENTES DANS LES PYRÉNÉES ARIÉGEOISES AU COURS DE L'HOLOCÈNE (ÉTANG MAJEUR, VALLÉE DU HAUT-VIDESSOS, PYRÉNÉES, FRANCE)

A. SIMONNEAU \*, E. CHAPRON \*, T. COURP \*\*, K. TACHIKAWA \*\*\*, G. LE ROUX \*\*\*\*,  
D. GALOP \*\*\*\*\*, M. GARCIA \*\*\*, M. DESMET \*\*\*\*\*, E. BARD \*\*\*

**RÉSUMÉ** – Dans le cadre de l'Observatoire Hommes Milieux Haut-Videssos, des archives lacustres sont utilisées pour distinguer les impacts de l'Homme ou du climat dans les Pyrénées (Ariège, 42°N). Associée à la cartographie acoustique de l'Étang Majeur, les analyses des sols et des sédiments lacustres mettent en évidence une sédimentation Tardiglaciaire riche en titane, qui contraste avec une sédimentation Holocène de type dy résultant de l'érosion diffuse des tourbes présentes en amont du lac. L'enregistrement indique des périodes plus humides, datées en 1200, 1950, 3400 et 4550 cal BP et associées aux apports d'un canyon drainant les zones d'altitude. Depuis 1907, le niveau d'eau du lac est régulé par deux barrages hydroélectriques. Il en résulte un marnage de 10 m affectant jusqu'à 37 % du bassin. Ceci a pour conséquences de remobiliser le matériel issu des berges, et d'augmenter la productivité algale et les taux d'accumulation.

**ABSTRACT** – USING LAKESIDE ARCHIVES TO ASSESS THE EVOLUTION OF BOTH CLIMATE AND HUMAN ACTIVITIES DURING THE HOLOCENE. The Human-Environment Observatory from the Haut-Videssos valley (42°N, France) enabled us to use sediment archives from a Pyrenean lake to discriminate the environmental impacts of societies on the one hand and of climate on the other one. Our analyses of soil samples and sediment cores, jointly with the high-resolution seismic profiling of the Étang Majeur, demonstrated that late glacial sediments are titanium rich, whereas Holocene sedimentation -which can be typed as "dy", relies on the slow erosion of upstream bogs. More humid periods, dated ca. 1200, 1950, 3400 and 4550 cal. yrs BP, were also detected and, then, linked to the inputs from higher soils brought in by a canyon. Since 1907, two dams have regulated the level of the lake for hydropower production. The resulting 10 meters tidal range affects no less than 37% of the area. As a consequence, sediments are set in motion along the shores, while algae production is also favoured and the overall sedimentation rate doubles. **THE PYRENEES – HOLOCENE – TERRIGENOUS SUPPLY – HYDROELECTRICITY**

**RESUMEN** – ARCHIVOS LACUSTRES DE LA EVOLUCIÓN DEL CLIMA Y DE LAS ACTIVIDADES HUMANAS RECIENTES EN EL PIRINEO DEL ARIÈGE EN EL PERÍODO HOLOCENO. En el marco del l'Observatoire Hommes-Milieux Haut-Videssos, son utilizados archivos lacustres para distinguir los impactos del hombre o del clima en los Pirineos (Ariège, 42N). Asociados a la cartografía acústica del Lago Mayor, los análisis de los suelos y de los sedimentos lacustres ponen en evidencia una sedimentación Tardiglaciara rica en titanio que contrasta con una sedimentación del holoceno de tipo dy que resulta de la erosión difusa de las turbas presentes mas arriba del lago. Los registros indican periodos mas húmedos en 1.200, 1.950, 3.400 y 4.550 cal BP y asociados a los aportes de un cañón que dreña las zonas de altitud. Desde 1907 el nivel de agua del lago es regulado por dos diques hidroeléctricos. De ello resulta una diferencia entre los niveles de agua de 10 metros que afectan hasta el 37% de la cuenca. Esto tiene como consecuencia la removilización del material nacido en las riberas y de aumentar la producción de algas y las tasas de acumulación. **PIRINEOS – HOLOCENO – REFLEXIÓN SÍSMICA – DETRISME – HIDROELECTRICIDAD**

PYRÉNÉES – HOLOCÈNE – SISMIQUE  
RÉFLEXION – DÉTRITISME – HYDRO-  
ÉLECTRICITÉ

\* Simonneau A. : Doctorante ISTO/CNRS/Université d'Orléans, anaelle.simonneau@univ-orleans.fr, Chapron E. : Maître de conférences, ISTO, UMR 7327, CNRS ; Université d'Orléans ; BRGM, 1A rue de la Férolierie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

\*\* Maître de conférences, Laboratoire CEFREM, UMR5110, Université de Perpignan via Domitia, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France.  
\*\*\* Tachikawa K. : Chargée de Recherche CNRS, Garcia M. : Assistante ingénieur CNRS, Bard E. : Professeur au Collège de France, CEREGE, Université Aix-Marseille, CNRS, IRD, Collège de France, Technopole de l'Arbois, BP80, 13545 Aix en Provence, France.

\*\*\*\* Chargé de recherche CNRS, Université de Toulouse, INP, UPS, EcoLab (Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement), ENSAT, Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan, France.

\*\*\*\*\* Chargé de recherche CNRS, GEODE, UMR 5602 CNRS/Université de Toulouse 2, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.

\*\*\*\*\* Professeur des universités, ISTO, UMR 7327, CNRS ; Université d'Orléans ; BRGM, 1A rue de la Férolierie, 45071 Orléans Cedex 2, France, E.A. 6293 GÉHCO, Géohydrologie Continentaux, Université F. Rabelais de Tours, Département Géosciences-environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France.

## Introduction

Historiquement, les étangs de Bassiès sont soumis à l'impact humain croissant et quasi continu depuis la période protohistorique (Galop et Jalut, 1994). Dans le but de préserver ce patrimoine naturel, l'Observatoire Homme Milieu (OHM) du Haut-Videssos se propose de comprendre les interactions passées et présentes entre l'Homme et son environnement au travers d'archives variées (Galop *et al.*, 2011). Les remplissages lacustres sont des archives naturelles capables d'enregistrer l'évolution environnementale induite par les forçages naturels (climat et tectonique par exemple) ou anthropiques (Desmet *et al.*, 2005 ; Anselmetti *et al.*, 2007 ; Chapron *et al.*, 2007 ; Magny *et al.*, 2008).

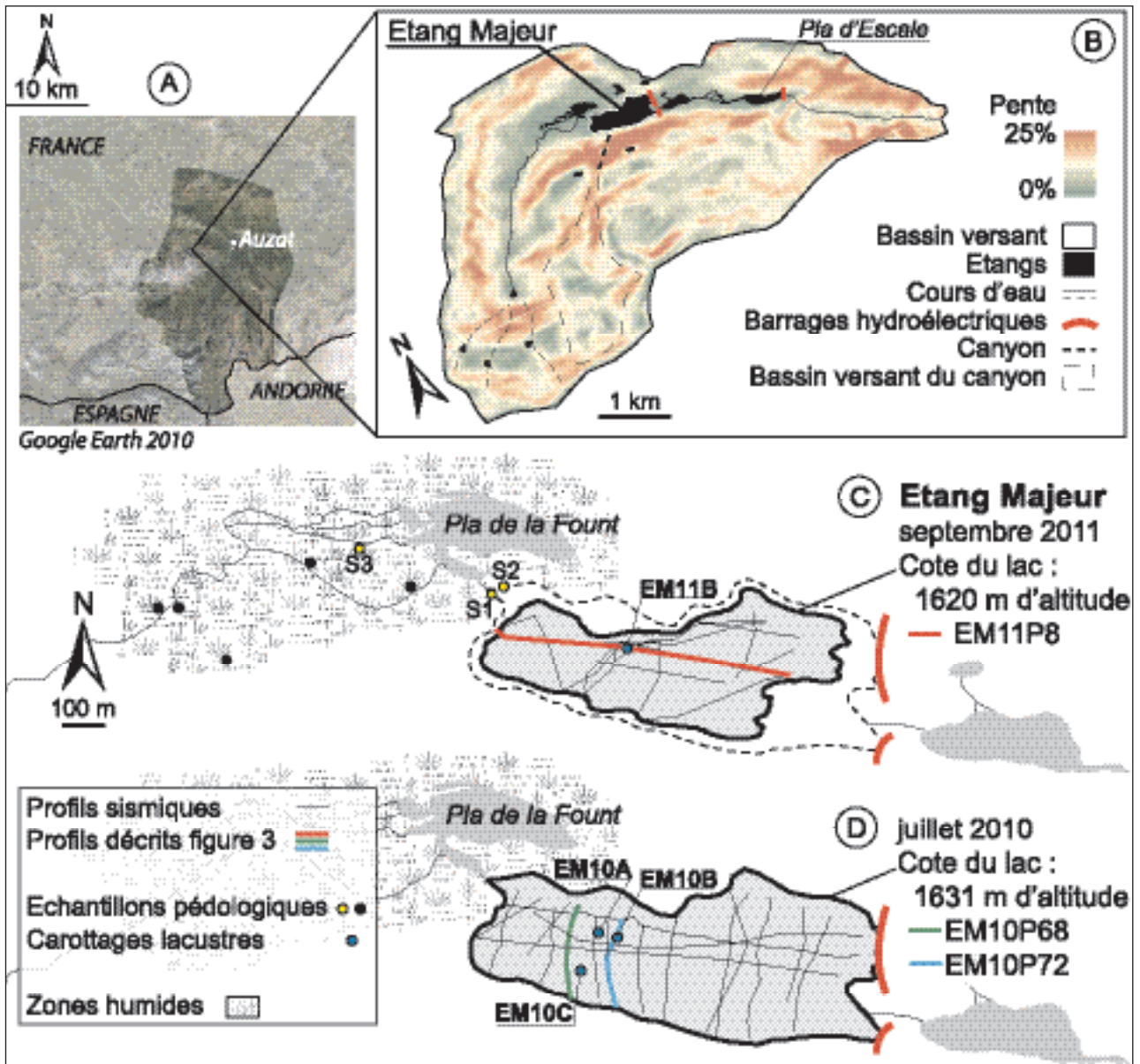
Contrairement à leurs homologues alpins, les systèmes lacustres pyrénéens sont peu étudiés. Des reconstitutions climatiques basées sur les régimes d'incendies soulignent cependant que l'Holocène pyrénéen répond à un contrôle climatique de grande échelle mais est également largement influencé par les activités humaines locales (Rius *et al.*, 2011 ; Galop *et al.*, 2011). La haute vallée du Videssos et son bassin versant sont un exemple de paysage où différentes phases d'activités humaines dominées par le pastoralisme et le charbonnage (Galop et Jalut, 1994 ; Davasse, 1998) se sont succédées au cours des derniers millénaires. Sculptée par les glaciers qui se sont retirés il y a environ 25 000 ans (Delmas *et al.*, 2011 ; Jalut *et al.*, 1992 ; Andrieu-Ponel *et al.*, 1988), cette vallée est façonnée par une succession d'ombilics, de verrous et de cirques glaciaires. Aujourd'hui, ce paysage se partage entre de nombreux lacs ou étangs interconnectés avec des zones humides où se développent des tourbières à sphaignes. Dans le cadre de l'OHM Haut-Videssos, l'analyse détaillée des archives environnementales et en particulier ici des remplissages lacustres et des sols d'un même bassin versant soumis aux effets du climat et des activités anthropiques permet (1) de mettre en évidence leurs conséquences sur le milieu naturel (arrêt de l'industrialisation récente, pastoralisme et anthropisation Holocène) et (2) d'identifier les sources de sédimentation. L'approche multiparamètres proposée dans cet article repose sur une stratégie source/puit qui consiste en une caractérisation des sols (source de matériel érodable) et des zones d'accumulation que constituent les pièges lacustres au sein d'un même bassin versant. *In fine*, l'objectif est de documenter l'évolution de l'environnement dans le passé tout en précisant la part du climat et/ou de l'Homme sur la dynamique de l'écosystème.

## I – Site étudié

Le bassin versant du Haut-Videssos se situe en Haute Ariège (42°7'N-1°42'E, fig. 1A). La zone est soumise à un climat atlantique montagnard, caractérisé par d'intenses précipitations estivales orageuses et par un enneigement hivernal important. Le ruisseau du Videssos est sous régime nival ce qui signifie que les facteurs climatiques liés à l'altitude tels que les apports saisonniers consécutifs à la fonte des neiges jouent un rôle très important dans l'hydrologie de la zone. Celle-ci s'inscrit au sein d'un massif granitique dont la topographie moutonnée résulte de l'érosion du dernier maximum glaciaire pyrénéen. Compte tenu du relief de type montagnard qui culmine à 2 676 m d'altitude (Pic Rouge de Bassiès), les pentes sont localement abruptes et atteignent 25 % notamment sur le flan sud de l'Étang Majeur où la présence d'un canyon actif témoigne actuellement des apports détritiques minéraux issus du bassin versant (fig. 1B et 2A). Les zones les plus hautes en altitude où la pente est la plus prononcée sont dépourvues de végétation ou partiellement recouvertes de pelouses rases. Le pourtour immédiat des étangs est, quant à lui, bordé de pelouses ou de fruticées à *Ericacées* (*Vaccinium myrtillus*, *Rhododendron*, *Calluna*) et de zones boisées par des accrues récentes de pins et de bouleaux (CLC, 2006). Enfin, les zones avals des étangs coïncident avec des espaces de transition entre landes et pinèdes (Galop *et al.*, 2011).

D'une surface de 15 km<sup>2</sup>, cette vallée suspendue est caractérisée par la présence de nombreux étangs dont le plus vaste est l'Étang Majeur. Depuis AD1907, cet étang, tout comme le Pla de l'Escale en aval, sont régulés par des retenues qui servent à alimenter la centrale électrique des lacs de Bassiès. Si l'activité pastorale et l'exploitation des forêts pour le charbonnage ont constitué les principales activités humaines dans cette haute vallée au cours du dernier millénaire ; aujourd'hui et consécutivement au mouvement d'exode rural qui a affecté la vallée du Videssos depuis les années 1960, seules l'hydroélectricité et la fréquentation touristique (principalement halieutique) persistent tandis que de rares troupeaux d'ovins et bovins parcourent encore de manière occasionnelle les versants ou les plats de la vallée.

L'Étang Majeur est localisé en aval de zones humides aux pentes nulles (fig. 1 et 2B) et notamment d'une vaste tourbière qui se développe en amont du Pla de la Fount depuis au moins 750 ans cal BP (Galop, 1998). L'Étang du Pla de la Fount est donc en amont de l'Étang Majeur et filtre ses apports détritiques (fig. 1C et 1D). L'Étang Majeur est un petit lac (0,2 km<sup>2</sup>, 700 m de long,



**Fig. 1 – Localisation du bassin versant des étangs de Bassiès au sein du territoire étudié par l’OHM Vicdessos (A)**

Le bassin versant se caractérise par des pentes pouvant localement atteindre 25 %, un canyon actif au sud de l’Étang Majeur et de nombreux étangs dont l’Étang Majeur et le Pla d’Escale qui sont équipés de barrages hydroélectriques (B) qui régissent la hauteur du plan d’eau notamment sur l’Étang Majeur (C et D). Deux campagnes d’acquisition de profils sismiques, de carottages et de l’échantillonnage du bassin versant ont été effectuées.

300 m de large) d’allongement est/ouest et barré par un verrou rocheux. Ce dernier est équipé de deux barrages artificiels qui ont permis d’élever de 6 m l’altitude naturelle du plan d’eau. Ainsi, au gré des besoins hydroélectriques, la cote du lac peut fluctuer depuis des altitudes inférieures au seuil naturel en périodes de basses eaux (– 4 m, fig. 1C) jusqu’à des altitudes supérieures en période de hautes eaux (+ 6 m, fig. 1D).

## II – Méthodes

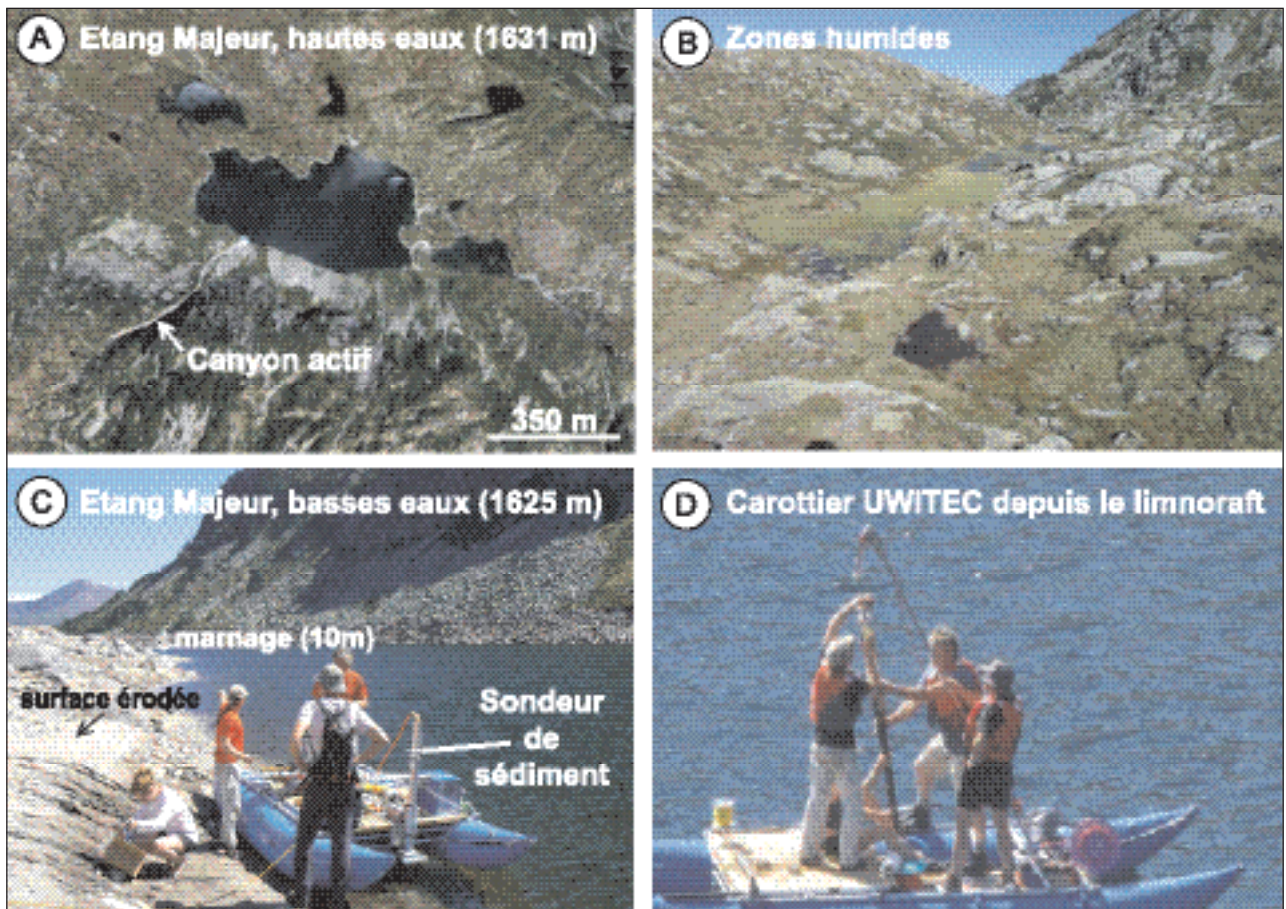
Afin d’imager le remplissage lacustre de l’Étang Majeur, deux campagnes de cartographie acoustique ont été réalisées en juillet 2010 (période de hautes eaux, fig. 1D) et septembre 2011 (périodes de basses eaux, fig. 1C). L’échosondeur paramétrique de type INNOMAR SES-2000 compact (sondeur de sédiments, fig. 2C) a été mis en œuvre depuis le

limnoraft de l'ISTO en utilisant deux fréquences distinctes (8 kHz en 2010 et 10 kHz en 2011) afin d'optimiser la résolution et la pénétration du signal acoustique dans le remplissage sédimentaire. À partir de ces données, des sites de carottages ont été sélectionnés dans les zones de biseaux sédimentaires qui constituent des cibles propices à l'enregistrement d'une histoire sédimentaire la plus longue possible dans une épaisseur de sédiment réduite. Au cours des campagnes 2010 et 2011, six carottages gravitaires ont été effectués en utilisant les carottiers gravitaires UWITEC et BOBCORER depuis le limnoraft (fig. 2D). Quatre carottes principales (fig. 1C et 1D) d'en moyenne 1,30 m de long ont été sélectionnées pour ouverture et description.

Parallèlement, en septembre 2011, huit échantillons pédologiques ont été prélevés dans le bassin versant de l'Étang Majeur, dans les zones de faible pente, où l'accu-

mulation de matériel est possible (fig. 1C et 2A). Le pluton granitique n'a pas été échantillonné mais l'arène issue de son altération a été décrite.

La description des sédiments lacustres a été effectuée au laboratoire ISTO et repose sur des mesures indirectes à haute résolution de la susceptibilité magnétique mesurée tous les 0,5 cm à l'aide du capteur MS2E de Bartington, de la spectrophotométrie acquises tous les 0,5 cm avec le spectrophotomètre Minolta CM-700d et de la micro-fluorescence des rayons X (XRF exprimé en teneur relative) détectée tous les 1 mm par un scanner ITRAX (Cox Analytical System), au CEREGE d'Aix en Provence. Les indices d'incohérence (« Compton scattering ») ou de cohérence (« Rayleigh scattering ») issus du scanner ITRAX correspondent respectivement à la dispersion du signal de fluorescence par les éléments lourds ou légers.



**Fig. 2 – Illustration de l'Étang Majeur lors des périodes de hautes et basses eaux ainsi que du matériel mis en place pour l'étude du remplissage lacustre**

Le canyon actif (A) où les zones humides amont (B) alimentent le lac en éléments détritiques. Le marnage lié à l'hydroélectricité expose une large surface érodée, composée de débris organiques et d'argiles grises (C). Depuis le limnoraft, sondeur de sédiment (C) et carottier gravitaire (D) sont mis en œuvre.

La pyrolyse Rock Eval effectuée à Orléans sur les échantillons issus de l'étang et du bassin versant permet (1) de décrire le degré d'altération de la matière organique et (2) de discriminer les sources de cette matière organique associée aux types I (algair), III (végétaux terrestres) ou II (mélange entre les deux) définis par Van Krevelen (1961) et Espitalié *et al.* (1977). Cette caractérisation repose notamment sur la détermination de différents indices dont ceux relatifs à la quantité d'hydrocarbures et de composés oxygénés libérés pendant la phase de pyrolyse (IH en mg HG/g COT ou S2 en mg HG, et IO en mg CO<sub>2</sub>/g COT).

Une analyse quantitative du palynofaciès a également été réalisée. Elle permet d'identifier et de quantifier les constituants de la fraction organique des échantillons (Tyson, 1995 ; Noël, 2001) après élimination des carbonates et des silicates par attaques successives des acides chlorhydrique et fluorhydrique. Les particules organiques sont observées au microscope et sont classées selon leurs propriétés optiques (couleur et réflectance), leurs formes (amorphe ou figurative) et leurs origines (autochtone, algair ou allochtone, terrestre). L'ajout d'une concentration connue de solution standard permet d'exprimer la quantification en milligrammes par gramme d'échantillon (Graz *et al.*, 2010).

Sur la période récente, la chronologie du remplissage lacustre repose sur les datations radionucléides (<sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs) faites à l'Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse sur la carotte EM10B. Échantillonnés tous les centimètres sur les 20 premiers centimètres, les échantillons sont conditionnés et analysés selon la méthode décrite par Pinglot et Pourchet (1995).

Pour la période Holocène (11 500 dernières années), quatre datations radiocarbone ont été effectuées au laboratoire de Poznan (Pologne) sur des restes végétaux (aiguilles de sapin) par spectrométrie de masse (AMS). Ces âges sont calibrés en utilisant le module clam (Blaauw, 2010) sous le logiciel R<sup>®</sup> suivant la courbe de calibration IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009).

### III – Résultats des analyses et caractérisation sédimentologique

#### 1. Sismique

Les deux campagnes de cartographie acoustique réalisées en 2010 et 2011 ont permis de générer la carte bathymétrique de l'Étang Majeur dont la profondeur maximale atteint 28 m en période de hautes eaux (1 631 m).

Les profils mettent en évidence la présence de deux verrous rocheux délimitant trois sous-bassins lacustres se succédant d'ouest en est (fig. 3A). Si le sous-bassin ouest ne montre pas la présence d'un delta et piège peu de sédiment, l'ensemble des profils indiquent que le remplissage sédimentaire peut atteindre près de 6 m d'épaisseur dans les parties centrale et est de l'étang. De façon générale, ce remplissage tend à s'affiner sur les flancs du bassin pour former des biseaux sédimentaires (fig. 3B et 3C).

Trois unités sismiques (US a, b et c) sont identifiées depuis la base vers le sommet du remplissage (fig. 3).

L'US-a est uniquement observée dans le sous-bassin central. Son épaisseur peut varier entre 1 et 2 m. Elle se caractérise par un faciès acoustique chaotique et l'existence de réflexions discontinues de forte amplitude.

L'US-b est observée dans les sous-bassins central et est. Son épaisseur moyenne est de 2 m et son faciès acoustique transparent devient plus chaotique vers le sommet.

L'US-c est la seule unité sismique observable dans tout le bassin. Son épaisseur est métrique. Elle se caractérise par un faciès transparent au sein duquel des réflexions continues de plus fortes amplitudes sont localement identifiées notamment au large du canyon au niveau de la carotte EM10C (fig. 3B).

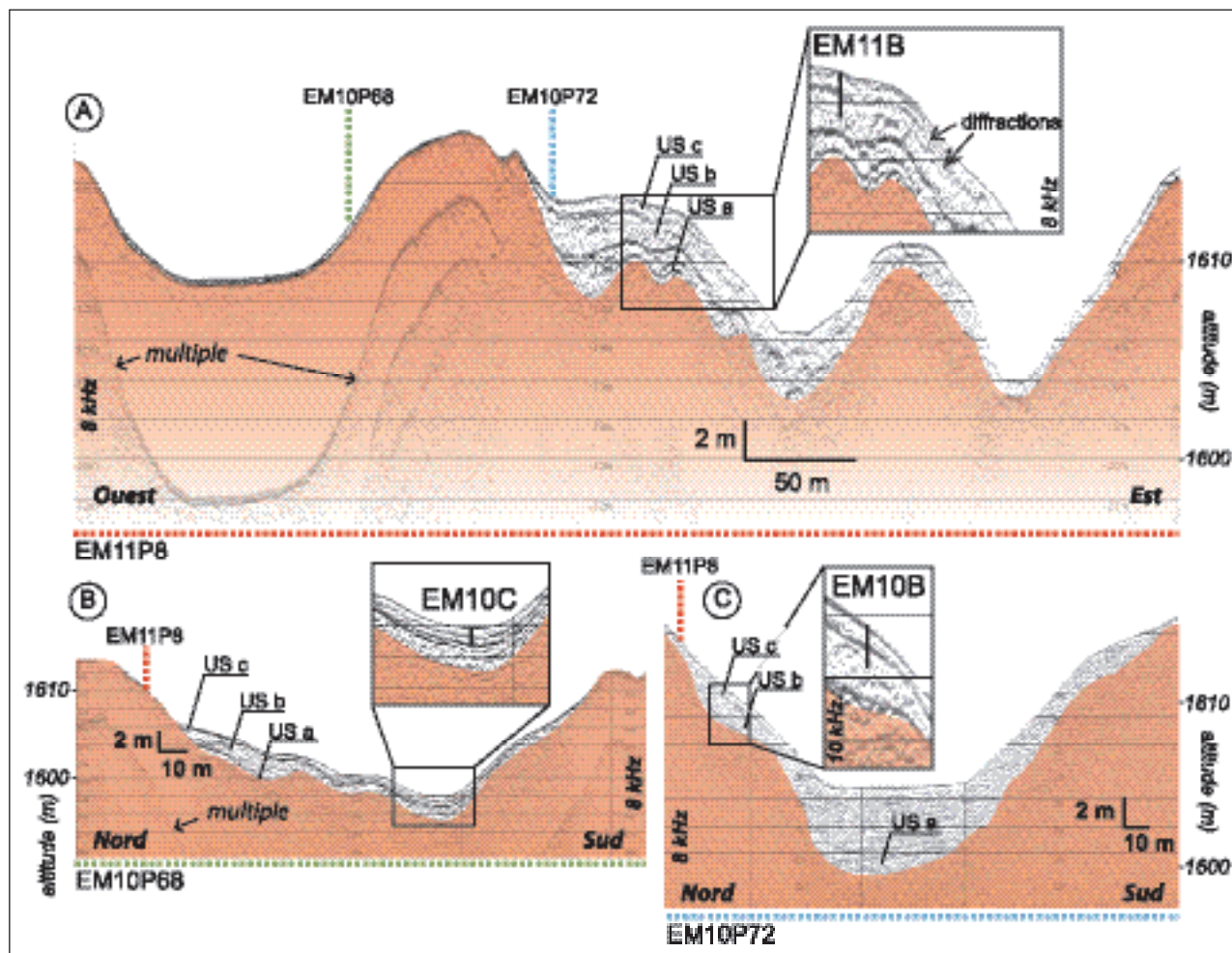
Outre ces unités stratifiées, certaines zones montrent des réflexions internes témoignant de dépôts chaotiques entre autre observés à la transition des unités c et b (fig. 3C). Des diffractifs du signal acoustiques sont également observables dans les zones de fortes pentes (fig. 3A), où unités et réflecteurs ne sont pas continus latéralement.

#### 2. Carottages lacustres

Quatre carottages gravitaires lacustres (EM10B, EM10A, EM10C et EM11B, fig. 1 et 5) ont été sélectionnés pour calibrer les faciès acoustiques identifiés en sismique réflexion. La carotte EM11B recoupe les unités sismiques US-b et US-c (fig. 3A) tandis que les carottes EM10B, EM10A et EM10C ne recoupent que l'unité sismique sommitale US-c. La base de la carotte EM10B correspond à un faciès acoustique chaotique (fig. 3C).

L'utilisation du paramètre de spectrophotométrie L\*, proportionnel à la clarté du sédiment (variant de 0 (noir) à 100 (blanc)), permet d'identifier différentes unités sédimentaires.

EM11B est la plus longue carotte prélevée (166 cm). Elle se caractérise par la présence de six unités sédimentaires. Ces faciès lithologiques (numérotés de U0 à U5 depuis la base vers le sommet, fig. 4) ne seront



**Fig. 3 – Illustration des profils sismiques acquis sur l'Étang Majeur et position des carottages**

Les profils et les carottages sont localisés dans la figure 1. Le profil longitudinal EM11P8 d'orientation est-ouest montre une succession de trois sous-bassins qui témoignent de l'origine glaciaire du lac. Les profils transversaux EM10P68 (B) et EM10P72 (C) montrent que le remplissage sédimentaire peut atteindre 6 m d'épaisseur.

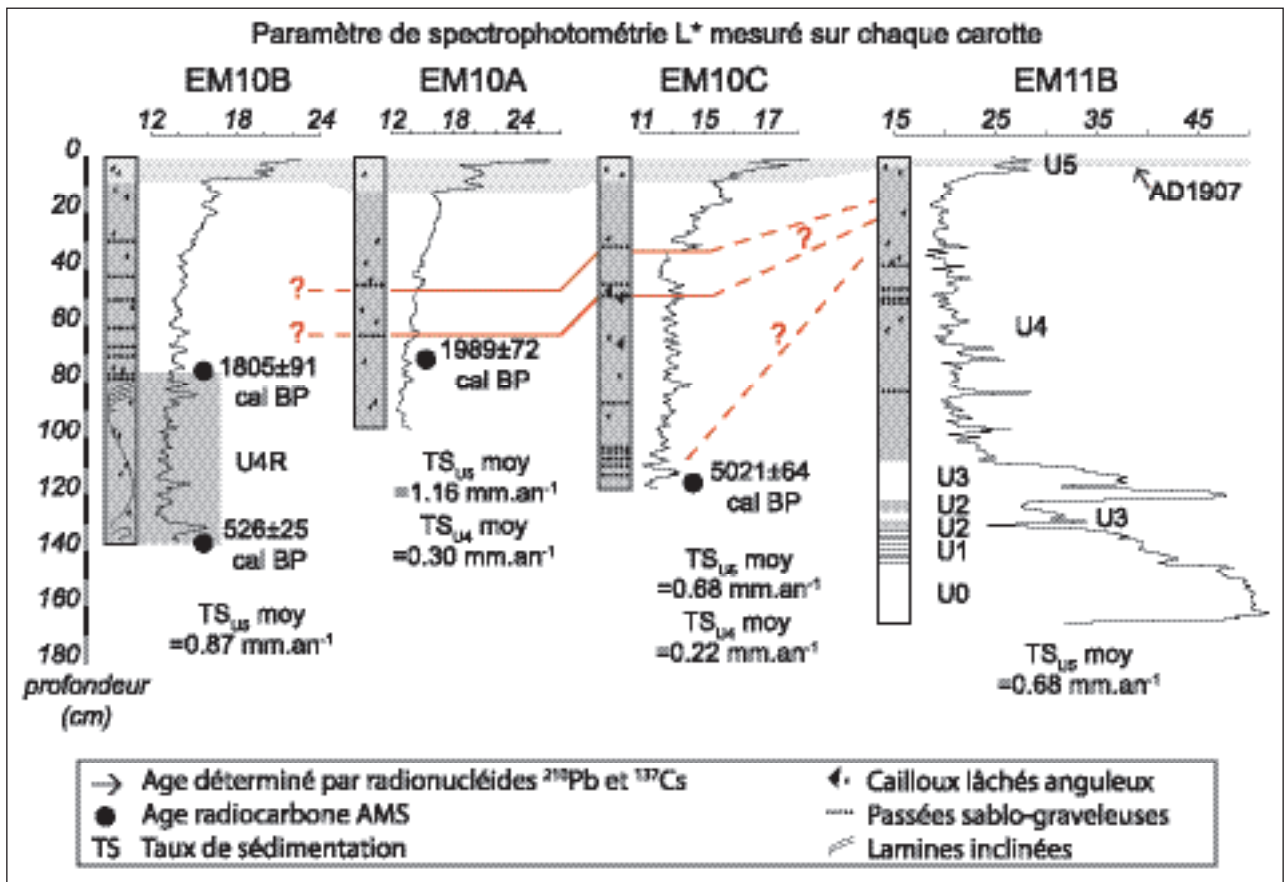
pas détaillés ici mais se distinguent par des valeurs variables de  $L^*$  (de 20 pour U4 à 50 pour U0). Il apparaît également que les unités les plus claires (U0, U1 et U3) sont de texture silteuse tandis que les unités sombres (U2 et U4) sont grumeleuses et riches en débris organiques. U5 présente un signal  $L^*$  intermédiaire et se différencie d'U4 et U2 par l'absence de débris organiques macroscopiques. Le signal semble homogène pour chaque unité excepté pour l'unité U4 ponctuée par des pics de  $L^*$ . Ces pics correspondent le plus souvent à la présence de passées sablo-graveleuses ou d'éléments grossiers anguleux pouvant être de taille centimétrique.

EM10C, EM10A et EM10B sont uniquement constituées des unités sédimentaires U4 et U5. Ces dernières montrent les mêmes caractéristiques que dans la carotte

EM11B y compris en ce qui concerne l'identification de passées sablo-graveleuses, présentes dans l'ensemble des carottes. Ces dépôts sableux permettent de corrélater stratigraphiquement les séquences EM10A et EM10C et d'émettre des corrélations potentielles, notamment avec la carotte longue EM11B (lignes rouges, fig. 4).

Le diagramme S2 versus COT (fig. 6A et 6B) permet de mettre en évidence des familles de même composition organique (Ariztegui *et al.*, 2001) et celui de Van Krevelen (Van Krevelen, 1961) de comparer l'ensemble des échantillons terrestres et lacustres (fig. 6C).

Dans la carotte EM10B, les mesures de susceptibilité magnétique (fig. 5A), d'intensité XRF en titane (fig. 5B), de rapport d'intensité XRF d'incohérence sur cohérence (fig. 5C), de carbone organique total (fig. 5D) et de palynofaciès quantitatif (fig. 5F) permettent de



Le paramètre L\* met en évidence cinq unités depuis la base vers le sommet : U<sub>0</sub>, U<sub>1</sub>, U<sub>2</sub>, U<sub>3</sub>, U<sub>4</sub> et U<sub>5</sub>. Les passées sableuses identifiées dans U<sub>4</sub> corrélat stratigraphiquement les différentes séquences (lignes rouges). Les datations radionucléides datent la transition U<sub>5</sub>/U<sub>4</sub> en AD1907. Quatre datations radiocarbones AMS mettent en évidence (1) deux dates inversées à la base de la carotte EM10B résultant d'un remaniement gravitaire (U<sub>4</sub>R) et (2) permettent de dater U<sub>4</sub> pendant l'Holocène récent.

préciser la présence des deux unités sédimentaires mises en évidence par L\* (fig. 4) et correspondant aux descriptions visuelles et radiographiques (fig. 5E). Il apparaît que le rapport incohérence sur cohérence n'est pas corrélé avec la teneur en eau ( $R = 0,06$ , fig. 5G) mais est corrélé avec le carbone organique total ( $R = 0,79$ , fig. 5H) comme cela a été décrit dans des sédiments issus de lacs alpins d'altitude (Guyard *et al.*, 2007). Les résultats sur sédiment total issus du RE (fig. 6A) suggèrent une composition différente entre U<sub>5</sub> et U<sub>4</sub> (en moyenne,  $IH(U_5) = 375 \text{ mg HC.g}^{-1}\text{Corg}$  et  $IH(U_4) = 407 \text{ mg HC.g}^{-1}\text{Corg}$ ). Cependant, l'ensemble des échantillons d'origine lacustre se caractérise par des IH supérieurs à  $300 \text{ mg HC.g}^{-1}\text{Corg}$  et se positionne donc dans le domaine intermédiaire de type II (fig. 6C) relatif au mélange entre la production algale autochtone et les apports terrestres allochtones (Ramanampisoa and Disnar, 1994 ; Calvert, 2004).

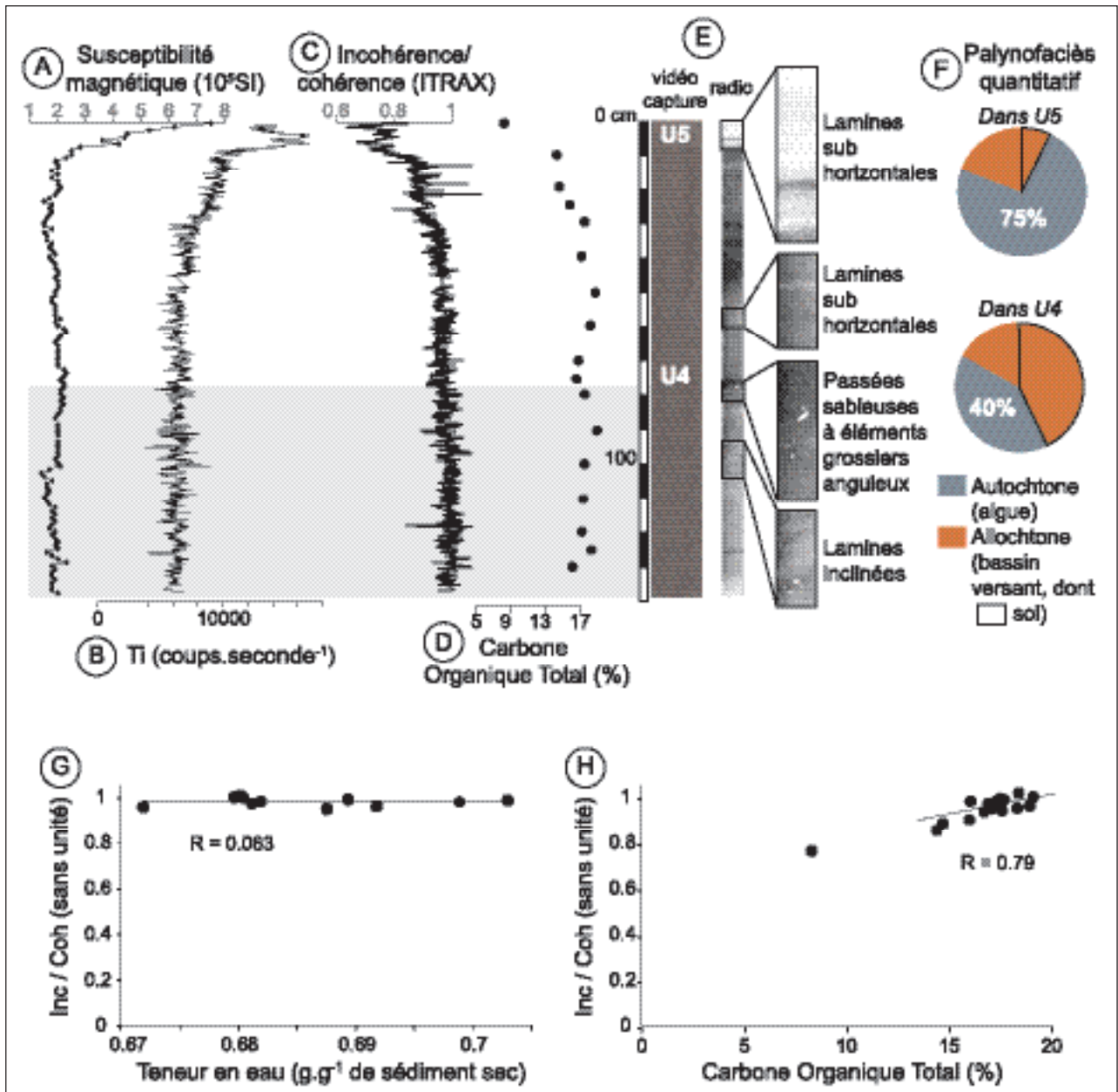
Dans la carotte EM10B, l'unité sédimentaire U<sub>5</sub> (de 0 à 10 cm) est un faciès sombre, silteux, dépourvu en débris organiques et parsemé de débris rocheux anguleux de petite taille. Dense et stratifiée, il se définit par sa plus forte susceptibilité magnétique ( $7,5 \cdot 10^5 \text{ SI}$ ) et sa richesse en titane ( $> 10\,000$  coups par seconde). Le rapport incohérence sur cohérence est plus faible (0,7) tout comme les teneurs en carbone organique total (7 %). Le paly-nofaciès quantitatif montre que l'unité est composée à 75 % de particules amorphes grises et 25 % de particules ligno-cellulosiques et amorphes rougeâtres. L'unité sédimentaire U<sub>4</sub> (de 10 à 138 cm) est un faciès noirâtre, silteux, riche en débris organiques macroscopiques et en passées sablo-graveleuses. Il n'est pas dense et se caractérise par des valeurs plus faibles de susceptibilité magnétique ( $2,10^5 \text{ SI}$ ) et de teneur en titane (6 000 coups par seconde) mais élevées pour le rapport incohérence sur cohérence (0,95) et le carbone organique total (17 %). La proportion de particules

amorphes grises est de 40 % et 60 % de particules ligno-cellulosiques et amorphes rougeâtres. L'ensemble des paramètres mesurés illustre un signal monotone dans cette unité, cependant la radiographie met en évidence la présence de lamines sub-horizontales de 10 à 78 cm qui évoluent vers des lamines inclinées au-delà de 78 cm (fig. 5E).

### 3. Marqueurs organiques des versants

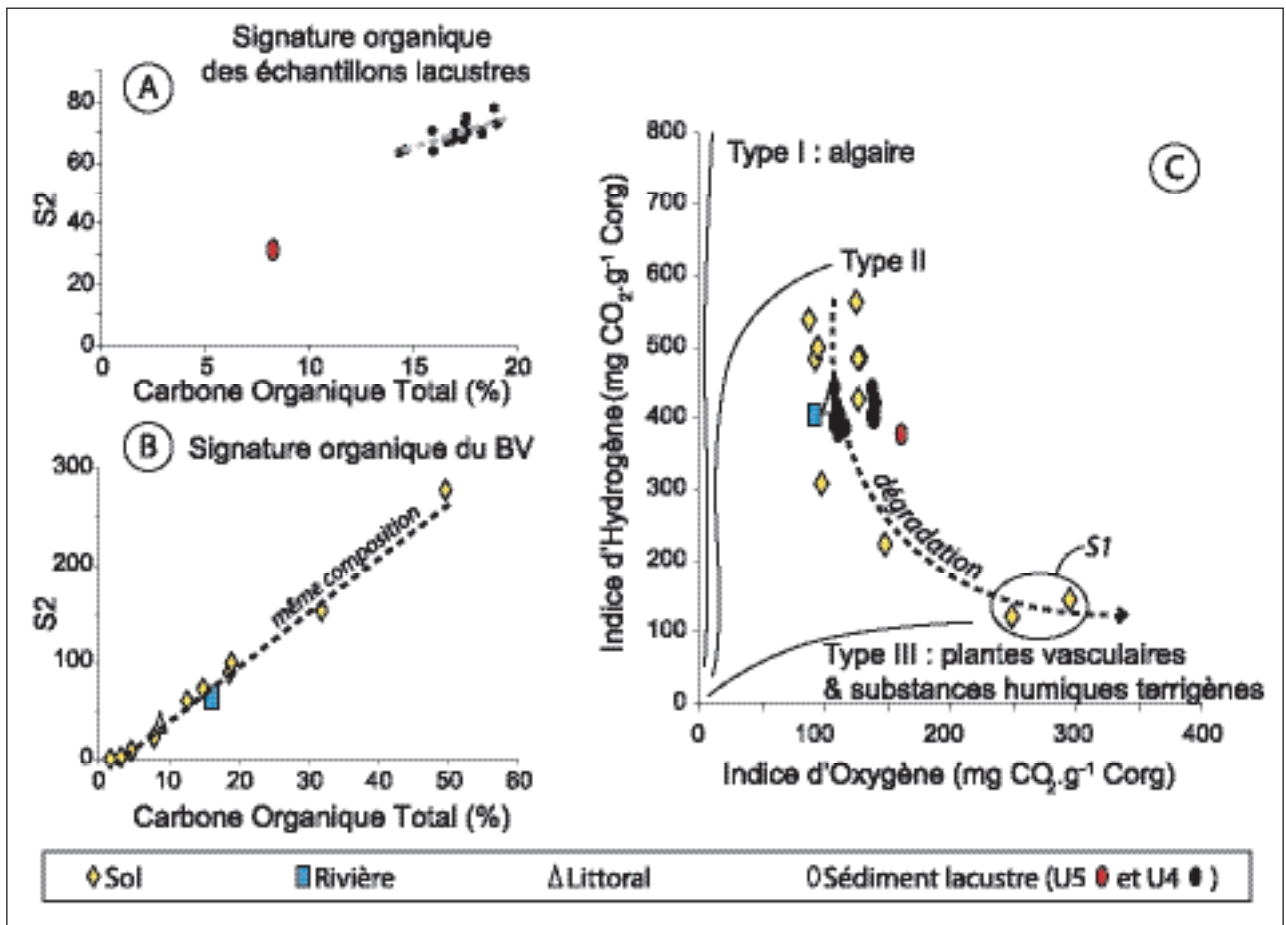
Les profils S1 et S2 sont localisés sur l'arène granitique autour de l'Étang Majeur (respectivement à 1 640 et 1 632 m) tandis que le profil S3 (1 647 m) est situé en amont du Pla de la Fount (fig. 1).

La texture du sol S1 est sableuse et homogène sur



**Fig. 5 – Caractérisation des unités sédimentaires U5 et U4 de la carotte EM10B**

La susceptibilité magnétique (en SI, A), la teneur en titane (en coups, B) et le rapport incohérence sur cohérence (C) sont mesurés en continu sur la carotte. Le carbone organique total issu de la pyrolyse Rock-Eval est exprimé en pourcentage et est mesuré tous les 10 cm (D). L'image et la radiographie X sont également acquises (E). Les résultats du palynofaciès quantitatif illustrent deux populations correspondant aux productions autochtone (gris) et allochtone (orange, F). Le paramètre incohérence sur cohérence est comparé à la teneur en eau (G) et à la teneur en carbone organique total (H).



**Fig. 6 – Caractérisation organique par pyrolyse Rock-Eval des échantillons issus du bassin versant (sol, rivière) et du lac associé à ce bassin versant (sédiment lacustre et littoral)**

110 cm. Les deux horizons pédologiques qui le composent se différencient par leur charge en éléments grossiers siliceux progressant des graviers aux blocs avec la profondeur.

Le sol S2 est localisé sur la berge de l'étang. Il est composé de trois horizons pédologiques dont la texture est silteuse en surface puis devient silto-argileuse et sableuse en profondeur. Les graviers siliceux sont très abondants jusqu'à 90 cm.

Le profil pédologique S3 se développe le long de l'affluent du Pla de la Fount. Les deux horizons pédologiques sablo-silteux et silteux qui composent ce solum sont séparés par une bande de graviers grossiers à 20 cm de profondeur. La base du profil est marquée par l'occurrence de blocs émoussés siliceux.

Les résultats de géochimie organique issus des échantillons de versant (sols : losanges jaunes et rivière : carré bleu, fig. 6B) montrent que quelle que soit leur typologie et leur teneur en COT, tous ont une signature identique

caractéristique d'une même composition terrestre (en moyenne,  $IH = 456 \text{ mg CO}_2 \cdot \text{g}^{-1} \text{Corg}$ ). La diminution d'IH, associée à l'augmentation d'IO (fig. 6C), témoigne de différents degrés de dégradation entre les échantillons. Ainsi l'ensemble des sols présents à Bassiès se caractérise par des IH supérieurs à  $400 \text{ mg CO}_2 \cdot \text{g}^{-1} \text{Corg}$ , typiques des horizons de litières ou de tourbes (Disnar *et al.*, 2003, 2008). Seuls quatre échantillons ont des degrés de dégradation plus avancés, notamment ceux issus du sol S1 (fig. 6C).

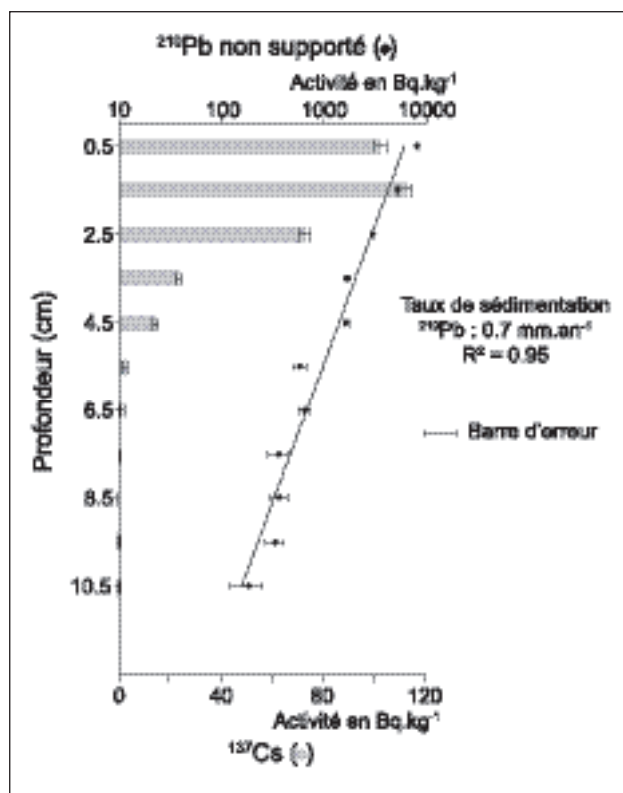
Les palynofaciès quantitatifs réalisés sur ces échantillons pédologiques ne sont pas illustrés ici mais montrent qu'ils sont essentiellement constitués d'amorphes rougeâtres et de débris ligno-cellulosiques.

#### 4. Chronologie

Sur la carotte EM10B, la comparaison des mesures de  $^{137}\text{Cs}$  et des  $^{210}\text{Pb}$  permet de dater le pic de  $^{137}\text{Cs}$  ( $113 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) à 1,5 cm de profondeur entre AD1982 et AD2010, soit

AD1996+/-14 (fig. 7). Ce pic est donc corrélé avec l'accident de Tchernobyl de AD1986 (Nomade *et al.*, 2005) déjà enregistré en Ariège (Roussel-Debet *et al.*, 2007). Le taux de sédimentation constant moyen issu des données <sup>210</sup>Pb et calculé à partir d'un modèle CRS (Appleby and Oldfield, 1992) est de 0,7 mm.an<sup>-1</sup>. Il permet d'estimer l'âge de la transition entre les unités sédimentaires U5 et U4 en AD1907, date de mise en service du barrage hydroélectrique (fig. 4).

Les âges obtenus sur les carottes EM10A et EM10C (tabl. 1 et fig. 4) indiquent que l'unité sédimentaire U4 est Holocène et



**Fig. 7 – Mesures de radioactivité gamma effectuées sur la carotte EM10B en fonction de la profondeur**

Basé sur 11 mesures, le taux de sédimentation moyen issu du profil de désintégration du <sup>210</sup>Pb est estimé à 0,7 mm.an<sup>-1</sup>. La comparaison avec les mesures de <sup>137</sup>Cs suggère que le pic à 1,5 cm de profondeur soit associé avec l'accident de Tchernobyl de AD1986.

**Tableau 1 – Résultats et calibration des âges radiocarbones AMS**

Matériel	Carotte et profondeur (cm)	Laboratoire	Âges radiocarbones (BP)	Âges radio carbone calibrés (cal BP)
Aiguille de pin	EM10B (81,5 cm)	Poz-38193	1880+/-40	1805+/-91
	EM10B (138 cm)	Poz-38192	500+/-30	526+/-25
	EM10A (71,5 cm)	Poz-42006	2030+/-30	1989+/-72
	EM10C (118 cm)	Poz-42019	4445+/-35	5021+/-64

se dépose depuis au moins 5 000 ans. Ceux issus de la base de la carotte EM10B sont inversés (1808+/-91 et 526+/-25 cal BP, respectivement à 80 et 140 cm) et suggèrent que dans cette carotte la base de l'unité U4 est remaniée (fig. 4 et 5). Ces âges ne sont pas affectés par la remobilisation des tourbes en amont du Pla de la Fount puisqu'ils sont plus vieux que celles-ci (750 ans BP).

Les taux de sédimentation calculés dans U5 sont d'en moyenne 0,8 mm par an (fig. 5). Calculés pour EM10A et EM10C, les taux de sédimentation moyens dans l'unité U4 sont respectivement de 0,3 et 0,2 mm par an. Ils permettent d'estimer des âges préliminaires pour les principales passées sableuses dans chacune des carottes. Les estimations chronologiques obtenues sont cohérentes entre EM10A et EM10C et mettent en évidence quatre principales phases de dépôts sablo-graveleux répertoriés dans tout le lac et datés en 1200, 1950, 3400 et 4550 ans cal BP. Comme mentionné précédemment, EM10C comporte davantage de dépôts sableux que les autres carottes et ceci s'explique par sa proximité au canyon actif présent sur le flan sud de l'Étang Majeur. Ainsi, en plus des quatre phases sableuses précédemment identifiées, trois autres phases sont uniquement enregistrées dans la carotte EM10C. Leurs âges sont respectivement estimés à 2550, 4300 et 4800 ans cal BP.

## IV – Interprétations et discussion

La calibration des données sismiques par les carottages gravitaires permet de corréliser l'US-c avec le faciès U4 et l'US-b avec les faciès antérieurs à U4. En effet, la résolution du sondeur de sédiment ne permet pas de distinguer les unités sédimentaires d'épaisseur réduite comme U5 ou U2 par exemple. Le faciès sismique US-c est donc corrélé avec la sédimentation lacustre holocène. La présence de diffractions acoustiques au sein de cette unité suggère que les zones de pente au sein du bassin ne sont pas stables et qu'elles peuvent être affectées par des glissements gravitaires comme

c'est le cas à la base de la carotte EM10B (ce qui est confirmé par la présence des lamines inclinées et l'inversion des âges radiocarbones sur cette même carotte). Le faciès acoustique chaotique et la présence de réflexions discontinues de fortes amplitudes dans l'unité US-a est typique de dépôts glaciaires (Van Rensbergen *et*

al., 1999). Cette unité correspondrait donc à la dernière période glaciaire pyrénéenne. Comprise entre l'US-a et l'US-c, l'unité US-b serait donc contemporaine du Tardiglaciaire. Le remplissage sédimentaire de l'Étang Majeur correspondrait donc à l'enregistrement continu du dernier cycle glaciaire. De nouveaux contrôles chronologiques permettront de préciser la chronologie de ce remplissage.

Les unités sédimentaires se distinguent en deux familles : les sombres (U2, U4 et U5) et les claires (U0, U1 et U3). Les unités claires sont clastiques (davantage magnétiques et riches en titane) : des caractéristiques fréquentes dans des faciès glaciaires ou proglaciaires, c'est-à-dire des environnements dominés par les apports détritiques minéraux liés à l'érosion mécanique glaciaire du bassin versant (Karlén, 1981 ; Leonard, 1986 ; Chapron *et al.*, 2008). À l'inverse, les unités sombres holocènes (U4 et U5) sont très riches en matière organique et composées d'un mélange entre les productions autochtones (amorphes grises issues des blooms algaires, Tyson (1995)) et allochtones (marqueurs organiques similaires à ceux identifiés sur les échantillons pédologiques) dont les proportions sont variables d'une unité sédimentaire à l'autre. La distinction entre les unités claires ou sombres est aisée notamment grâce à l'utilisation du paramètre  $L^*$  de spectrorimétrie. Dans ce contexte précis, cet outil permet de documenter en continu les périodes de connexion ou de déconnexion entre les systèmes glaciaires et lacustres ainsi que d'estimer la vitesse des dernières fluctuations glaciaires dans cette partie des Pyrénées.

Les unités lacustres holocènes très riches en matière organique et de composition mixte sont définies comme étant des gyttyas (Hansen, 1959). Elles illustrent la réduction des apports détritiques minéraux d'origine glaciaire (farine glaciaire) et suggèrent donc le retrait des glaciers dans le bassin versant (Karlén, 1981).

Le rapport surface du bassin versant sur surface du lac (74) indique que la sédimentation lacustre tend à être dominée par les apports de versant (Campy et Meybeck, 1995). En effet, les gyttyas holocènes résultent ici essentiellement de l'érosion des sols présents autour de l'Étang Majeur et notamment de l'érosion des tourbes amont qui se traduisent par des valeurs de IH dans les sédiments voisines de celles mesurées dans les tourbes. De plus, la proportion de matériel organique associée au lessivage des versants atteint 60 % dans l'unité U4 soulignant leur importance dans la sédimentation lacustre pendant l'Holocène récent (Talbot and Livingstone, 1989 ; Meyers and Ishiwatari, 1993). Cette érosion naturelle a pu s'intensifier sous les effets conjoints du climat et des activités anthropiques. Cependant, des analyses complémentaires sont nécessaires pour démontrer l'impact du déboisement ou de l'activité pastorale sur le système.

L'Holocène récent est également marqué par la présence de nombreux cailloux lâchés (dropstone) piégés dans la sédimentation organique. Ces débris anguleux ont pu être véhiculés pendant des périodes d'englacement du lac et sédimenter lors des phases de dégel.

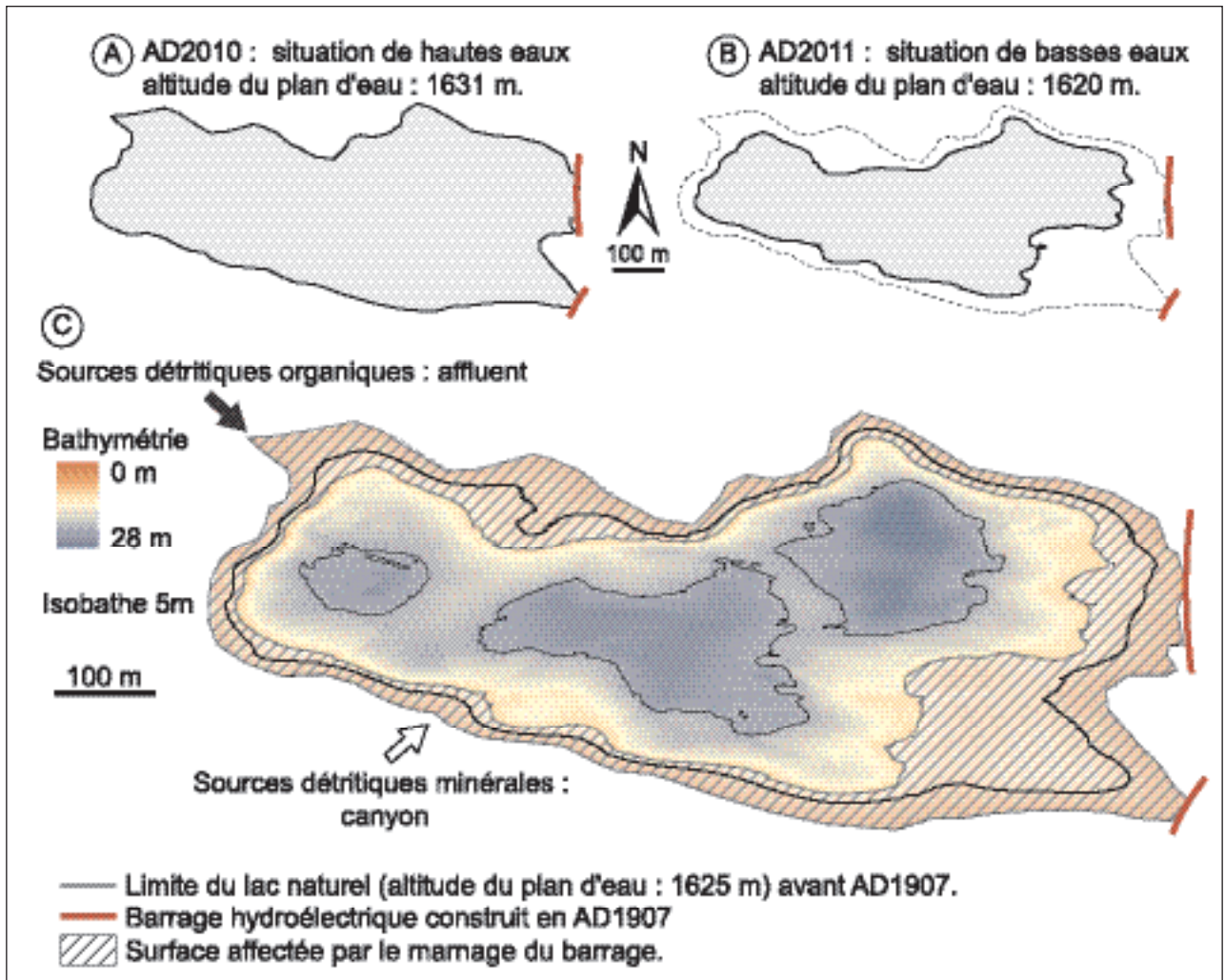
La présence de passées sablo-graveleuses correspondant aux réflecteurs continus de fortes amplitudes mis en évidence dans l'unité sismique US-c est également remarquable pendant cette période. Localisés au large du canyon actif, ils correspondent vraisemblablement à des phases de réactivation du système lors de périodes hydrologiques plus marquées telles que la fonte des neiges ou les précipitations orageuses. Quatre épisodes majeurs de détritisme datés respectivement de 1200, 1950, 3400 et 4550 ans cal BP sont enregistrés dans tout le remplissage sédimentaire de l'étang. Des épisodes de plus faible intensité, datés de 2550, 4300 et 4800 ans cal BP sont également identifiées à proximité immédiate du canyon. L'ensemble de ces passées sablo-graveleuses semblent correspondre à des périodes plus humides documentées en Europe (Magny *et al.*, 2003 ; Debret *et al.*, 2010). Dans cette partie des Pyrénées, la seconde moitié de l'Holocène apparaît donc à la fois ponctuées de phases humides résultant de phénomènes à grande échelle mais est également influencée par des manifestations climatiques à l'échelle plus locale. L'absence de passées détritiques entre le XIV<sup>e</sup> et le XIX<sup>e</sup> siècle dans le remplissage de l'Étang Majeur suggère cependant que le Petit Âge Glaciaire du Moyen Âge (dernière grande avancée glaciaire largement documentée dans le massif alpin) n'a pas été associé à des changements hydrologiques prononcés dans cette partie des Pyrénées. Des études similaires à celle présentée dans cet article et menées dans les vallées voisines permettraient de valider ces résultats préliminaires sur la paléohydrologie holocène pyrénéenne.

L'augmentation récente des apports minéraux, marquée par l'augmentation conjointe de la susceptibilité magnétique et des teneurs en titane dans l'unité U5, se fait au détriment des apports détritiques organiques et induit une augmentation des taux de sédimentation qui sont quasiment doublés. Datée en AD1907, la formation de cette unité semble pouvoir être directement corrélée avec la mise en œuvre du barrage hydroélectrique. L'altitude du plan d'eau peut alors varier depuis des périodes de hautes eaux à des périodes de basses eaux (fig. 8A et 8B). Depuis la mise en place du barrage, le marnage peut atteindre près de 10 m, multipliant par deux la surface exposée (fig. 8C) par rapport au lac naturel. Celle-ci représente 78 635 m<sup>2</sup>, soit 37 % de la surface du lac lorsque celui-ci est en pleine eau. Constituée d'une fine pellicule organique recouvrant des faciès gris silteux identiques aux unités sédimentaires U0, U1 ou U3, les silts glaciaires et post glaciaires se

retrouvent ainsi mobilisés à chaque baisse prolongée du barrage. C'est là la signature directe de l'impact anthropique récent lié à la mise en œuvre des barrages hydroélectriques. Cette remobilisation des berges de l'étang se traduit notamment par un doublement du taux de sédimentation du système lacustre. Nous mettons également en évidence qu'en plus de modifier la dynamique de sédimentation, la composition organique du sédiment lacustre est, elle aussi, influencée par la mise en œuvre des barrages, suggérant que les régimes trophiques naturels du lac puissent être modifiés par les usages anthropiques.

Le bassin versant des étangs de Bassiès est partiellement végétalisé (landes et pins à crochets) et essentiellement recouvert d'une fine pellicule organique qui ne constitue pas une couverture pédologique vraie. Seuls les profils S1, S2 et S3 sont des sols subdivisés en horizons pédologiques. La texture et l'épaisseur du profil S1 le rattachent aux

Arénosols. Surplombant l'Étang Majeur, ce type de sol n'est jamais saturé en eau permettant une nette minéralisation de sa matière organique. Sa texture sableuse est liée au substrat géologique granitique. La pédogenèse pouvant se mettre en place dès le retrait glaciaire, nous estimons que ce profil est en réalité un affleurement quaternaire de la déglaciation pyrénéenne. Il se distingue clairement des profils S2 et S3 dont l'engorgement en eau est quasi permanent. En effet, les berges de l'Étang Majeur, tout comme les rives du ruisseau affluent, sont des endroits constamment humides voire même submergés pendant une partie de l'année. Cette saturation en eau limite la décomposition de la matière organique mais n'empêche pas son accumulation. Les faibles tranches d'eau en présence permettent alors à la végétation hydrophile de se développer. Les sols S2 et S3 sont caractéristiques de ces environnements humides et répondent au nom d'Histosols (tourbes). La pédogenèse de



**Fig. 8 – Illustration de l'impact du barrage hydroélectrique sur le système lacustre de l'Étang Majeur**

Les situations de hautes eaux (A) et de basses eaux (B) sont cartographiées afin de mettre en évidence la surface influencée par le marnage du lac.

S2, en bordure de l'étang, est régit par le processus d'atterrissement (comblement lacustre progressif) tandis que S3, en bord de ruisseau et en amont du Pla de la Fount, est lui influencé par la dynamique d'incision fluviale. Son développement dépend donc d'un régime de paludification (passage rapide de conditions sèches à humides, Baize *et al.*, 2008).

## Conclusion

La géomorphologie du bassin versant des étangs de Bas-siès est héritée du dernier maximum glaciaire. Elle dévoile un relief moutonné où les verrous et les ombilics délimitent les lacs et des surfaces pentues peu végétalisées. Il en résulte une couverture pédologique peu diversifiée, composée d'Arénosols qui témoignent de la déglaciation et d'Histosols (tourbes) qui traduisent la présence des zones humides dans les surfaces planes.

La cartographie acoustique de l'Étang Majeur permet d'illustrer la morphologie glaciaire de ce lac, caractérisée par deux verrous rocheux qui délimitent trois sous-bassins. La puissance du remplissage sédimentaire peut atteindre six mètres d'épaisseur dans l'axe du système et se concentre essentiellement dans les sous-bassins central et est en formant des biseaux sédimentaires sur les bordures. Trois unités sismiques ont été identifiées et associées à des dépôts glaciaires, Tardiglaciaires et Holocènes suggérant que ce remplissage couvre le dernier cycle climatique.

Dans ce contexte, l'utilisation des paramètres tels que la brillance du sédiment permet de documenter pour la première fois et en continu les fluctuations glaciaires du dernier cycle glaciaire, dans cette partie des Pyrénées. Le Tardiglaciaire s'illustre par un faciès acoustique et une sédimentation clastique silteuse typiques des environnements glaciaires ou proglaciaires. Suite au retrait des glaciers, la sédimentation Holocène évolue vers un dépôt organique de type gyttja dont la composition est essentiellement liée au détritisme organique issu de l'érosion des tourbes présentes sur les versants. Au cours des 5000 dernières

années, des périodes plus humides ont également été mises en évidence par la présence de passées sablo-graveleuses associées à la réactivation d'un canyon au sud de l'étang. Quatre phases de dépôts sont répertoriées dans tout le lac et semblent être liées avec des phénomènes climatiques de grande échelle. Leurs âges sont pour le moment approximatifs mais cohérents d'une carotte à l'autre. Ils sont estimés en 1200, 1950, 3400 et 4550 ans cal BP et correspondent à des périodes plus humides documentées en Europe. D'autres passées sableuses sont également documentées à proximité immédiate du canyon actif. Leur présence est restreinte au flan sud du lac et suggère des périodes humides de plus faible intensité et liées à des manifestations climatiques de plus petite échelle. Leurs âges sont estimés en 2550, 4300 et 4800 ans cal BP et correspondent également à des périodes humides documentées. L'influence du Petit Âge Glaciaire dans cette partie est des Pyrénées semble moins marquée que dans les Alpes. Cependant, l'analyse détaillée d'autres marqueurs tel que le rubidium semble indiquer une augmentation du détritisme minéral pendant cette période. Cela demande encore à être confirmé par l'ajout de datations.

Aujourd'hui, nous démontrons que les étangs de la vallée du Haut-Vicdessos sont des cibles intéressantes pour l'étude des impacts croisés du climat et des activités humaines. Nous soulignons ici que les barrages hydroélectriques actuellement mis en œuvre sur l'Étang Majeur modifient son mode de sédimentation et la dynamique naturelle du système. D'autres analyses telles que la palynologie ou l'isotopie ainsi que l'ajout de datations radiocarbones sur la carotte longue EM11B permettront de confirmer les résultats préliminaires présentés dans cet article et de mieux contraindre la chronologie de la déglaciation dans les Pyrénées ariégeoises. Elles apporteront également des compléments d'information vis-à-vis de la part du déboisement ou du pastoralisme sur l'érosion des sols mise en évidence durant tout l'Holocène. De même, la mise en place d'approches similaires à celle-ci dans des vallées voisines permettra de confirmer les pulses d'humidité ici suggérés par l'identification de passées sablo-graveleuses.

## Remerciements

Cette étude a été possible grâce aux supports financiers de l'Institut de l'Écologie et de l'Environnement français (INEE) au travers des projets de l'Observatoire Homme Milieu (OHM) Haut-Vicdessos (EMPAL 2010 et ALTOS 2011) et du Réseau des OHM (ROHM, ARCHIVOS, 2011). Un remerciement particulier s'adresse à Patrick Bart pour son aide à l'acquisition des données sismiques et des carottages lacustres réalisés en 2010. Nous remercions Rachel Boscardin et Marielle Hatton (ISTO) pour leur aide à la préparation des échantillons et plus particulièrement Jean-Robert Disnar pour l'accès au Rock-Eval et la vérification des résultats. Merci également à Thomas Houet pour les crédits photographiques et son aide lors de la campagne 2011. Nous remercions également les examinateurs anonymes de ce travail pour leurs précieuses remarques.

## Références bibliographiques

- ANDRIEU-PONEL V., HUBSCHMAN J., JALUT G., HÉRAIL G., « Chronologie de la déglaciation des Pyrénées Françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire », *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, n° 25 (2/3), 1988, p. 55-67.
- ANSELMETTI F. S., BÜHLER R., FINGER D., GIRARD-CLOS S., LANCINI A., RELLSTAB C., STURM M., « Effects of Alpine hydropower dams on particles transport and lacustrine sedimentation », *Aquatic Sciences*, n° 69, 2007, p. 179-198.
- APPLEBY P. G., OLDFIELD F., « Application of lead-210 to sedimentation studies », chap. 21, in IVANOVICH M., HAIMAN R. S. (editors), *Uranium series disequilibrium*. Oxford, 1992, p. 731-778.
- ARIZTEGUI D., CHONDROGIANNI C., LAMI A., GUILIZZONI P., LAFARGUE E., « lacustrine organic matter and the Holocene palaeoenvironmental record of Lake Albano (central Italy) », *Journal of Paleolimnology*, 26, 2001, p. 283-292.
- BAIZE D., GIRARD M. C., JABIOL B., ROSSIGNOL J. P., EIMBERCK M., BEAUDOU A., *Référentiel Pédologique 2008*, Paris, Quae, 2009, 407 p.
- BLAAUW M., « Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences », *Quaternary Geochronology*, 5 (5), 2010, p. 512-518.
- Calvert S. E., « Beware intercepts : interpreting compositional ratios in multi-component sediments and sedimentary rocks », *Organic Geochemistry*, 35, 2004, p. 981-987.
- CAMPY M., MEYBECK M., « Les sédiments lacustres », in POURRIOT R., MEYBECK M., (éd.), *Limnologie Générale*, Paris, Masson, 1995, p. 185-226.
- CHAPRON E., FAÏN X., MAGAND O., CHARLET L., DEBRET M., MÉLIÈRES M. A., « Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France) », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252, 2007, p. 586-600.
- CHAPRON E., BAILLY-MAITRE M. C., ANSELMETTI F. S., GUYARD H., SAINT ONGE G., DESMET M., CHAUVEL C., WINIARSKI T., MAGAND O., ARNAUD F., CHARLET L., DELINE P., MAGNY M., MÉLIÈRES M. A., « Impacts des fluctuations glaciaires et des anciennes activités minières d'altitude sur la sédimentation lacustre proglaciaire au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le massif des Grandes Rousses (Alpes Occidentales, France) », *Cahier de Paléoenvironnement*, Collection EDYTEM 6, 2008, p. 39-50.
- DAVASSE B., *La forêt du charbonnier et les forêts des paysans dans les Pyrénées de l'est (du Moyen Âge à nos jours). Étude d'écologie historique : aspects biogéographiques écohistoriques et anthracologiques. Contribution à une histoire de l'environnement*, Thèse de doctorat de géographie, Université Toulouse II, 1998, 434 p.
- DEBRET M., CHAPRON E., DESMET M., ROLLAND-REVEL M., MAGAND O., TRENTESAUX A., BOUT-ROUMAZEILLE V., NOMADE J., ARNAUD F., « North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France », *Quaternary Science Reviews*, 29, 2010, p. 2 185-2 200.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNEL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D., « Palaeogeography and  $^{10}\text{Be}$  exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees : Implications for reconstructing regional palaeoclimates », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 2011, p. 109-122.
- DESMET M., MÉLIÈRES M. A., ARNAUD F., CHAPRON E., LOTTER A. F., « Holocene climates in the Alps : toward a common framework – an introduction », *Bores*, 34, 2005, p. 401-403.
- DISNAR J.-R., GUILLET B., KERAVIS D., DI GIOVANNI C., SEBAG D., « Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis : scope and limitations », *Organic Geochemistry*, 34, 2003, p. 327-343.
- DISNAR J.-R., JACOB J., MORCHED-ISSA M., LOTTIER N., ARNAUD F., « Assessment of peat quality by molecular and bulk geochemical analysis : Application to the Holocene record of the Chautagne marsh (Haute Savoie, France) », *Chemical Geology*, 254, 2008, p. 101-112.
- ESPITALIÉ J., LAPORTE J., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J., BOUTEFEU A., « Méthode rapide de caractérisation des roches-mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution », *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, n° 32, 1977, p. 23-42.
- GALOP D., JALUT G., « Differential human impact and vegetation history in two adjacent Pyrenean valleys in the Ariège basin, southern France, from 3000 BP to the present », *Vegetation History and Archeobotany*, 3, 1994, p. 225-244.
- GALOP D., *La forêt, l'Homme et le troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée*, Thèse de doctorat, GEODE Laboratoire d'Écologie Terrestre et FRAMESPA, Toulouse, 1998, 303 p.
- GALOP D., HOUET T., MAZIER F., LEROUX G., RIUS D., « Grazing activities and biodiversity history in the Pyrenees : New insights on high altitude ecosystems in the framework of a Human-Environment Observatory », *PAGES News*, 19 (2), July 2011, p. 53-55.
- GRAZ Y., DI GIOVANNI C., COPARD Y., LAGGOUN-DÉFARGE F., BOUS-SAFIR M., LALLIER-VERGÈS E., BAILLIF P., PERDEREAU L., SIMONNEAU A., « Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments », *International Journal of Coal Geology*, 84 (1), 2010, p. 49-62.
- GUYARD H., CHAPRON E., SAINT ONGE G., ANSELMETTI F. S., ARNAUD F., MAGAND O., « High-altitude varves records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses massif) », *Quaternary Science Reviews*, 26, 2007, p. 2 644-2 660.
- HANSEN K., « The terms of Gyttya and Dy », *Hydrobiologia*, 13 (4), 1959, p. 309-315.
- JALUT G., MARTI MONSERRA J., FONTUGNE M., DELIBRIAS M., VILAPLAN J. M., JULIA R., « Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: Deglaciation, vegetation cover and chronology », *Quaternary Science Reviews*, 11 (4), 1992, p. 449-480.
- KARLÉN W., « Lacustrine sediment studies. A technique to obtain a continuous record of Holocene Glacier variations », *Geografiska Annaler, Serie A. Physical Geography*, 63 (3/4), 1981, p. 273-281.
- LEONARD E.M., « Use of lacustrine sedimentary sequences as indicator of Holocene glacial history, Banff National Park, Alberta, Canada », *Quaternary Research*, 26 (2), 1986, p. 218-231.
- MAGNY M., BÉGEOT C., GUIOT J., PEYRON O., « Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases », *Quaternary Science Reviews*, 22, 2003, p. 1 589-1 596.

- MAGNY M., GAUTHIER E., VANNIÈRE B., PEYRON O., « Palaeo-hydrological changes and human-impact history over the last millennium recorded at Lake Joux in the Jura Mountains, Switzerland », *The Holocene*, 18 (2), 2008, p. 255-265.
- MEYERS P., ISHIWATARI R., « Lacustrine organic geochemistry – An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments », *Organic Geochemistry*, 20, 1993, p. 867-900.
- NOËL H., *Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années*, Thèse de doctorat, Orléans, 2001, 255 p.
- NOMADE J., CHAPRON E., DESMET M., REYSS J. L., ARNAUD F., LIGNIER V., « Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France) », *Terra Nova*, 17 (4), 1993, p. 350-357.
- PINGLOT J-F., POURCHET M., « Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments », *The Science of the Total Environment*, 173/174, 1995, p. 211-223.
- RAMANAMPISOA L., DISNAR J. R., « Primary control of paleo-production on organic matter preservation and accumulation in the Kimmeridge rocks of Yorkshire (UK) », *Organic Geochemistry*, 21 (12), 1994, p. 1 153-1 167.
- REIMER P. J., BAILLIE M. G. L., BARD E., BAYLISS A., BECK J. W., BLACKWELL P. G., BRONK RAMSEY C., BUCK C. E., BURR G. S., EDWARDS R. L., FRIEDRICH M., GROOTES P. M., GUILDERSON T. P., HAJDAS I., HEATON T. J., HOGG A. G., HUGHEN K. A., KAISER K. F., KROMER B., MCCORMAC F. G., MANNING S.-W., REIMER R. W., RICHARDS D. A., SOUTHON J. R., TALAMO S., TURNER C. S. M., VAN DER PLICHT J., WEYHENMEYER C. E., « IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP », *Radiocarbon*, 51 (4), 2009, p. 1 111-1 150.
- RIUS D., VANNIÈRE B., GALOP D., RICHARD H., « Holocene fire regime changes from multiple-site sedimentary charcoal analyses in the Lourdes basin (Pyrenees, France) », *Quaternary Science Reviews*, 30, 2011, p. 1 696-1 709.
- ROUSSEL-DEBET S., RENAUD P., MÉTIVIER J. M., « <sup>137</sup>Cs in French soils : Deposition patterns and 15-year evolution », *The Science of the Total Environment*, 374 (23/), 2007, p. 388-398.
- TALBOT M. R., LIVINGSTONE D. A., « Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 1989, p. 121-137.
- TYSON R. V., *Sedimentary Organic Matter : Organic Facies and Palynofacies*, London, Chapman & Hall, 1995, 615 p.
- VAN KREVELEN D. W., *Coal – Typology, chemistry and Constitution*, Amsterdam, Elsevier, 1961, 513 p.
- VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C., CHAPRON E., « High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France », *Sedimentary Geology*, 128, 1999, p. 99-129.