

# CARACTÉRISATION DES REMBLAIEMENTS SÉDIMENTAIRES DE SIX PALÉOCHENAUX DE LA PLAINE ALLUVIALE DU RHÔNE PAR LA MÉTHODE GRANULOMÉTRIQUE DE PASSEGA (BASSES TERRES, AIN, ISÈRE)

Pierre-Gil SALVADOR

## Résumé

La méthode de Passega (image CM) a été appliquée au remblaiement sédimentaire de plusieurs paléochenaux holocènes conservés dans la plaine alluviale du Haut-Rhône afin de caractériser les modalités de leur alluvionnement. L'image CM construite traduit la diversité des processus contribuant au colmatage des paléochenaux, suspension uniforme et graduée mélangées, suspension uniforme, décantation. Cette image reflète en grande partie les modalités d'écoulement inféodées à un système fluvial méandriforme qui est récurrent sur la période. La représentativité régionale des résultats est discutée en raison de l'importance des facteurs locaux participant au colmatage des paléochenaux. En conclusion, il apparaît que les résultats sont pertinents à l'échelle intra-site mais plus difficiles à synthétiser à l'échelle inter-site, du fait d'un chevauchement chronologique insuffisant des remblaiements et du rôle probable des facteurs locaux.

## Mots clés

paléochenal, remblaiement sédimentaire, Passega, Image CM, Rhône

## Abstract

*The Passega CM image technique has been used on the minerogenic infillings of several holocene palaeochannels preserved on the floodplain's surface of the Haut-Rhone River (Basses Terres basin) to characterize depositional processes. The study have provided evidence on three types of sediment movement : mixed graded and uniform suspension, uniform suspension and "pelagic" suspension. The CM image of the palaeochannel infillings characterize a meandering pattern, which is the dominant and recurrent pattern during the Holocene in this floodplain. The representativeness of the results is discussed, because of the importance of local factors which can influence palaeochannel alluviation. In conclusion, it appears that the results are relevant to the intra-site scale, but more difficult to synthesize at a regional scale, due to insufficient chronological overlap of the dated deposits and the likely role of local factors.*

## Keywords

*palaeochannel, minerogenic infilling, Passega, CM diagram, Rhone River*

## I. INTRODUCTION

Les études rétrospectives menées dans les plaines alluviales du Haut-Rhône français au début des années 80, sur l'initiative de Bravard (1987), ont fortement contribué à une bonne connaissance de la paléodynamique fluviale de cette partie du bassin versant rhodanien. Pour caractériser les environnements sédimentaires, Bravard (1983) a mis en œuvre la méthode de Passega (1964), qui, par le biais de deux critères granulométriques, permet d'identifier les modes de transport et de dépôt des alluvions. La méthode, initialement destinée à la recherche de gîtes pétrolifères (Passega, 1957, 1964), a été adaptée à l'étude des paléoenvironnements fluviaux (Bravard *et al.*, 1986 ; Bravard et Peiry,

1999) et, en raison de sa facilité de mise en œuvre et de l'intérêt des résultats, fit l'objet de nombreuses applications et de développements dans le bassin du Rhône (Salvador, 1991 ; Arnaud-Fassetta, 1998, 2002, 2004 ; Peiry, 1988, 1994 ; Salvador *et al.*, 2002), plus récemment sur la Garonne (Lescure, 2015) et le Tibre (Salomon, 2013).

Les études paléoenvironnementales menées plus spécifiquement dans la plaine des Basses Terres dauphinoises (Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1990 ; Roberts *et al.*, 1997 ; Bravard, 2010) ont été confortées au début des années 2000 grâce à l'émergence de deux programmes pluridisciplinaires, un PCR porté par J.-F. Berger (2010, CNRS Lyon) et une A.N.R. coordonnée par F. Arnaud (CNRS

Chambéry), qui ont permis de mieux cerner les grandes fluctuations hydrosédimentaires du fleuve, et du lac du Bourget voisin, au cours de l'Holocène (Arnaud *et al.*, 2005 ; Salvador, 2005 ; Berger *et al.*, 2008 ; Gaucher *et al.*, 2009 ; Debret *et al.*, 2010 ; Arnaud, 2013 ; Salvador et Berger, 2014 ; Berger, 2015). L'approche paléoenvironnementale s'est alors fortement appuyée sur l'analyse du colmatage organo-sédimentaire des paléochenaux conservés à la surface de la plaine alluviale, les considérant comme de bons marqueurs des fluctuations hydrodynamiques régionales (Erskine *et al.*, 1992 ; Bishop et Godley, 1994 ; Toonen *et al.*, 2012). L'objet de cet article est de caractériser les environnements sédimentaires présidant au remblaiement de six paléochenaux de la plaine

alluviale du Rhône des Basses Terres par la méthode de Passega, en bénéficiant d'une bonne connaissance préalable de la paléodynamique fluviale sur le secteur et d'un cadre chronologique assez étoffé.

## II. LE SECTEUR D'ÉTUDE

Les six paléoméandres sont conservés en surface de la plaine alluviale du Rhône des Basses Terres (Figure 1). Le secteur correspond à une vaste dépression d'origine tectonique d'orientation SE-NO, développée au pied des chaînons calcaires du Bugey, terminaison méridionale du Jura au Nord et à l'Est, le plateau calcaire de l'Isle Crémieu à

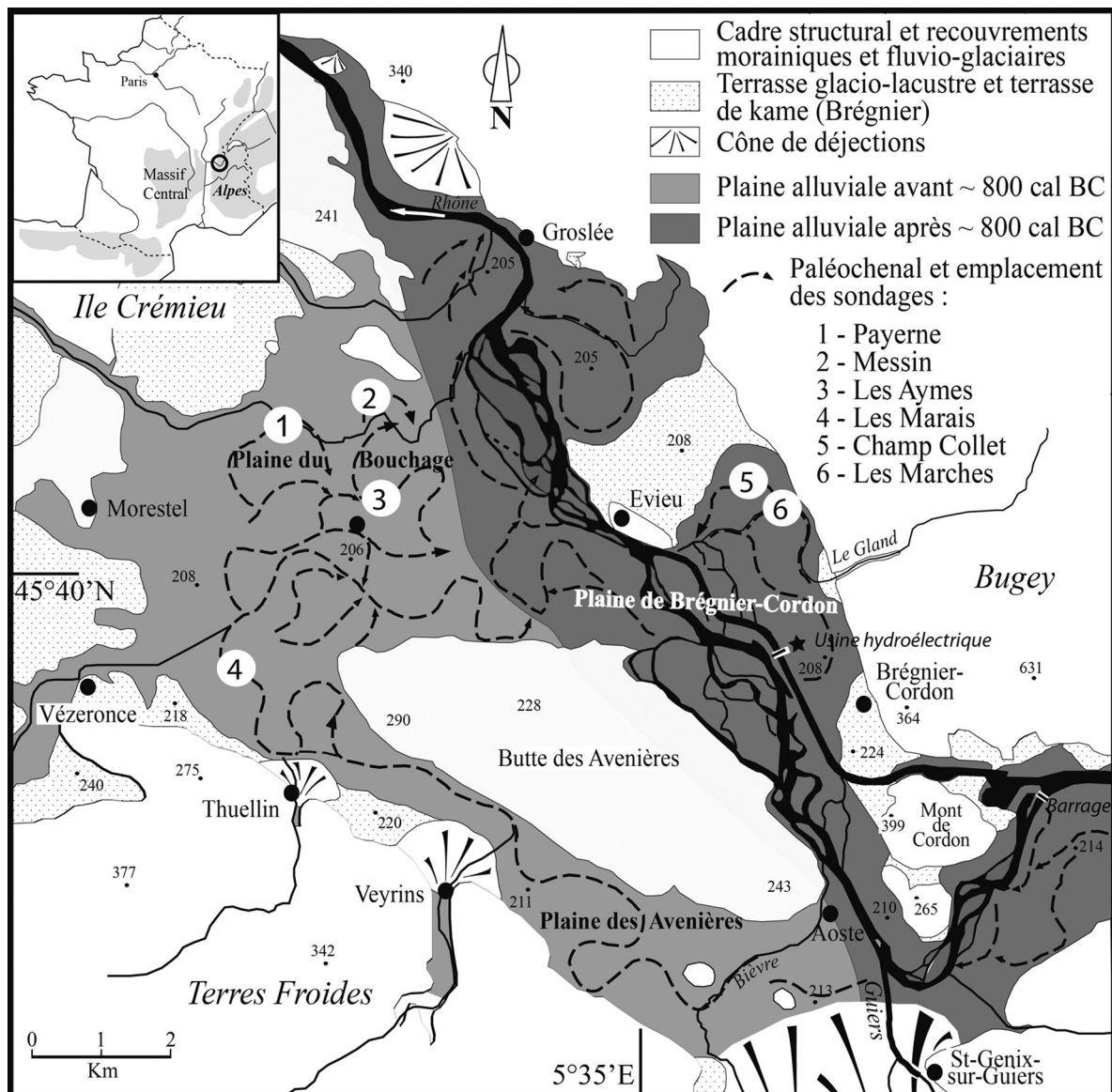


Figure 1. Localisation des paléoméandres dans la plaine alluviale du Rhône

l'Ouest et les formations molassiques tertiaires composant au Sud les Terres Froides dauphinoises. Cette dépression a été surcreusée et aménagée en ombilic par le glacier isérois, puis comblée par des formations glacio-lacustres dont le toit constitue un niveau de basses terrasses sur la bordure de la cuvette (Monjuvent, 1988). Le remblaiement alluvial holocène, encore inachevé aujourd'hui, constitue la partie sommitale des dépôts. Le Rhône a construit sa plaine alluviale de part et d'autre de la butte des Avenières, dessinant ainsi deux vallées larges d'environ 500 m au Sud (couloir des Avenières, pente de 0,04 %) et d'un kilomètre au Nord (plaine de Brégnier-Cordon, pente de 0,07 %) qui se rejoignent plus en aval pour former une plaine d'une largeur de 4 à 5 km (plaine du Bouchage, pente de 0,01 % à l'aval). Elle est localement réduite sur ses marges par le développement de cônes de déjection construits par les cours d'eau issus des reliefs avoisinants. Le plus important d'entre eux est celui du Guiers, qui est l'affluent principal du Rhône sur le secteur (module de 16 m<sup>3</sup>/s) et conflue avec lui en rive gauche. Le Rhône a emprunté la vallée méridionale des Avenières jusqu'à son avulsion sur le tracé septentrional de Brégnier-Cordon, autour de 800 cal BC à la charnière Bronze final-Premier Age du Fer, principalement sous la forme d'un système fluvial méandriforme (Salvador et Berger, 2014 ; Berger, 2015). Les paléochenaux les plus anciens sont ainsi conservés dans le couloir des Avenières et la partie centrale de la plaine du Bouchage, où le fleuve s'est progressivement décalé du Nord vers le Sud en direction de la butte des Avenières. Les datations réalisées au plus bas des remblaiements colmatant les paléochenaux permettent d'approcher leur période d'activité (*terminus ante quem*), compte tenu des incertitudes perturbant le résultat : en effet, l'échantillon daté peut ne pas avoir pu être prélevé à la base du remblaiement ou peut avoir été remanié et se révéler être en position secondaire. On peut néanmoins envisager que le méandre de Payerne était fonctionnel autour de 5300 cal BC, Messin vers 3500 cal BC et les Aymes avant 1800 cal BC. Le méandre des Marais appartient au dernier train de méandres reconnu sur une dizaine de km avant l'avulsion du fleuve. Il était donc fonctionnel vers 800 cal BC. Les tracés historiques du fleuve par la vallée de Brégnier-Cordon sont en grande partie oblitérés par la nappe alluvionnaire grossière ayant progradé sur cet axe d'écoulement durant le Petit Age Glaciaire (Bravard, 1987). Les traces de l'ancien tressage moderne (XVIII-XIX<sup>e</sup> s.)

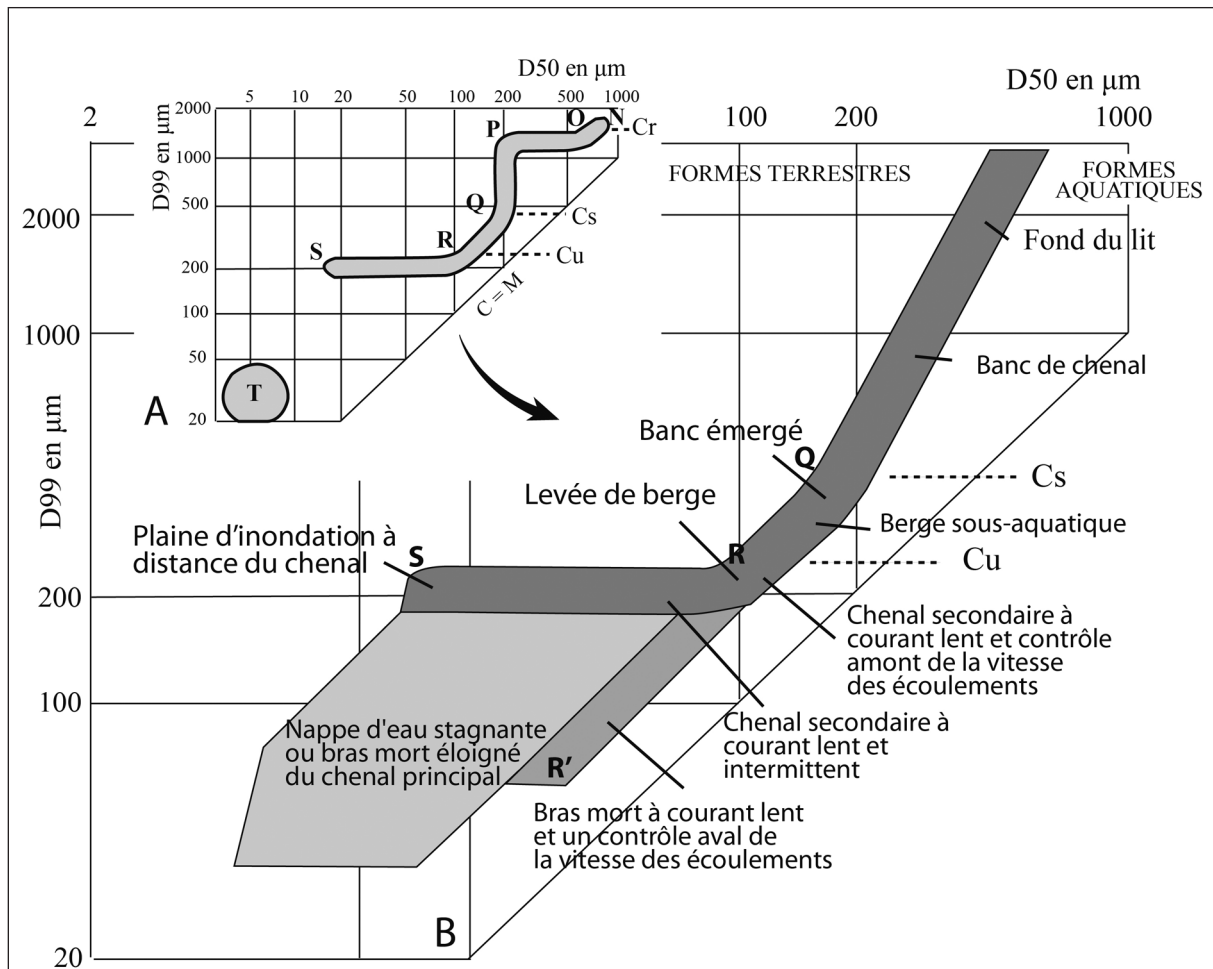
dessinent encore la physionomie actuelle du Rhône court-circuité par l'aménagement hydro-électrique de Brégnier-Cordon (1983). Les tracés relictés d'anciens méandres sont encore visibles sur les marges de la plaine, dont le méandre de Champ Collet, fonctionnel au XIII<sup>e</sup> siècle, et celui des Marches, en activité au XVI<sup>e</sup> siècle. Le débit du fleuve, 12 km à l'amont du secteur d'étude, est de 431 m<sup>3</sup>/s (station de la Balme), la crue centennale de 2350 m<sup>3</sup>/s pour un bassin versant de 13800 km<sup>2</sup>.

### III. MÉTHODOLOGIE

L'étude consiste à utiliser la méthode de Passega et nécessite une analyse granulométrique des remblaiements sédimentaires des 6 paléochenaux sélectionnés pour en extraire les deux indicateurs retenus par la méthode.

#### A. La méthode de Passega

Cette technique granulométrique a été mise au point et développée par Passega (1957, 1964), géologue pétrolier, sur des sédiments fluviaux et marins. L'objectif était de mettre en relation les variations de texture d'un sédiment avec les processus de transport et de dépôt, afin de caractériser des environnements susceptibles de constituer des gîtes pétrolifères. Les processus de transport sont caractérisés par deux paramètres indépendants, le percentile le plus grossier C (ou D<sub>99</sub>), qui concerne les fractions grossières du dépôt et caractérise la compétence maximale du courant ayant transporté les particules et la médiane M (D<sub>50</sub>) qui définit la grossièreté d'ensemble du dépôt. Les deux indicateurs sont portés sur un diagramme logarithmique, la médiane en abscisse et le percentile en ordonnée. Une trentaine de points, représentatifs de la gamme des sédiments composant un site, permet de construire une image CM des dépôts. Les processus de transport sont alors identifiés en fonction de la position des points sur le graphe. L'image théorique des dépôts fluviaux (Figure 2A) regroupe ainsi les résultats obtenus sur plusieurs rivières des États-Unis (Mississippi, Enoree, Niobrara). On distinguera parmi les différentes modalités exprimées sur le graphe, les sédiments transportés par roulement et suspension graduée (segment PQ), ceux transportés par suspension graduée (segment QR), par suspension uniforme (RS) et ceux issus d'une suspension pélagique (T). Les indices Cr, Cs et Cu marquent



**Figure 2.** L'image CM. A/ Image CM théorique des dépôts fluviaux (adaptée de Passega, 1964). B/ Image CM d'une plaine alluviale avec les environnements terrestres et aquatiques associés (adaptée de Bravard *et al.*, 1986 et Bravard & Peiry, 1999)

la compétence maximale des différents modes de transport. La position de l'image CM sur le graphe varie d'un cours d'eau à l'autre (Cr, Cs et Cu sont mobiles) et d'un segment de plaine alluviale à un autre au sein d'un même bassin versant. Également, la complexité de l'image va dépendre de la gamme de dépôts disponibles sur le site d'étude, puisque tous les environnements caractérisant les segments ne sont pas systématiquement présents. Passega applique sa méthode aux environnements fluviaux mais il explore uniquement les unités géomorphologiques du chenal (fond et berge sous-aquatique). Bravard et ses collaborateurs (Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1986) développent cette méthode en l'étendant aux unités de la plaine alluviale du Rhône (Figure 2B), afin de mettre en évidence les dépôts liés aux environnements aquatiques (chenal vif, bancs, bras secondaires) et terrestres (bancs émergés, berges, plaine d'inondation). L'image CM est complétée par Peiry (1988), qui définit un segment RR' sur la base d'investigations menées

dans les remblaiements de paléochenals (Figure 2B). Arnaud-Fassetta (1998) discrimine dans le delta du Rhône deux segments R'S' et R"S" encadrant le segment RS et caractérisant un dépôt issu d'une suspension uniforme respectivement en «mode énergétique» et en «mode calme». Dans notre étude, l'unité géomorphologique est déjà identifiée ; l'image CM est utilisée pour distinguer les processus ayant présidé au comblement des bras recoupés.

## B. Prélèvements et analyses granulométriques

Le remblaiement de chaque paléochenal a fait l'objet d'un carottage de 10 cm de diamètre à l'aide d'une sonde russe motorisée (avec le concours de H. Richard, UMR 6249 Chrono-environnement de Besançon et P. Blanchemanche, UMR5140 Aoroc, Lattes). Le forage est localisé systématiquement dans la mouille de concavité. Cette zone de surcreusement est considérée comme plus propice à

l'accumulation lente des sédiments et au développement de niveaux organiques riches d'informations paléoécologiques, avec l'objectif d'obtenir l'enregistrement le plus continu et le plus dilaté possible, pour un milieu fluvial. Les carottes font 6 à 7 m de profondeur. Toutes présentent globalement la même succession. Ainsi, à la charge de fond et aux niveaux sableux qui précèdent et suivent parfois le recouplement du méandre succèdent des limons sableux et argileux, organisés en microlaminations ou en niveaux plus massifs. Ils marquent l'isolement du paléochenal qui n'est plus alluvionné que par les crues. La partie médiane et supérieure du

remblaiement sédimentaire s'enrichit souvent de niveaux organiques au fur et à mesure de l'atterrissement du bras.

Des analyses granulométriques ont été réalisées à partir des carottes sédimentaires, en vue d'extraire le centile le plus grossier ( $D_{99}$ ) et la médiane ( $D_{50}$ ). Au total, entre 17 et 55 prélèvements ont été réalisés sur chaque carotte. Les prélèvements ont été effectués avec un pas d'échantillonnage irrégulier dépendant des variations de faciès organo-sédimentaires et de la technique d'analyse utilisée. Pour les prélèvements des sondages de Payerne

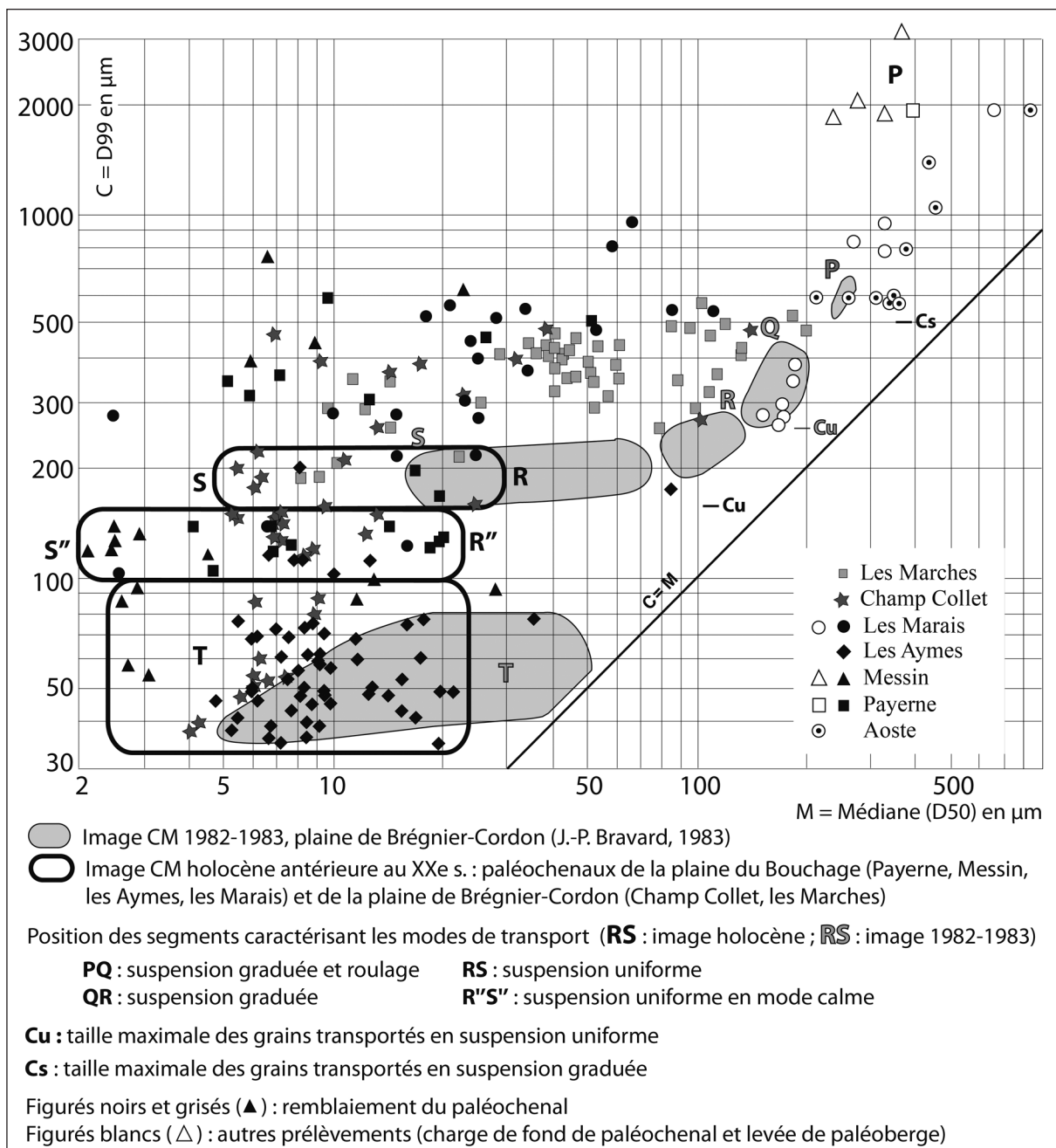


Figure 3. Image CM synthétique caractérisant les remblaiements sédimentaires des paléochenaux

et de Messin, les fractions inférieures à 50  $\mu\text{m}$  ont été analysées à la pipette Robinson et les fractions supérieures ont été tamisées (N. Cunat, Lille 1). Pour le sondage des Marais, l'analyse des fractions inférieures à 50  $\mu\text{m}$  a été réalisée par la méthode de la densimétrie Mériaux (R. Petiot, Lyon 2). Ces deux méthodes nécessitent 30 g de sédiments secs parfois difficiles à extraire, notamment dans les sections riches en microlaminations (17 à 22 prélèvements par sondage). Les prélèvements des autres sondages ont été traités au granulomètre laser (les Aymes par A. Paillet, sous l'égide de J.-P. Bravard, Lyon 3 ; Champ Collet et les Marches par A. Barra, Lyon 2). L'usage de cet outil nécessitant beaucoup moins de sédiments secs a permis de procéder à un échantillonnage plus resserré (40 à 55 prélèvements par sondage). Par ailleurs, les niveaux organiques contribuant au colmatage ont également perturbé la régularité de l'échantillonnage. La matière organique, présente dans certains prélèvements, a été détruite à l'eau oxygénée. Elle subsiste parfois à l'état résiduel et cela implique une grande vigilance lors de la mesure toujours délicate du  $D_{99}$ , avec le granulomètre laser tout particulièrement. Dans un sens plus général, Notebaert *et al.* (2011), cité par Houbrechts *et al.* (2013), ont vérifié cette sensibilité du  $D_{99}$  défini par un faible nombre de grains et recommandent plutôt l'utilisation du  $D_{90}$  ou du  $D_{95}$ .

## IV. RÉSULTATS

### A. Une image CM synthétique

La figure 3 propose une image CM synthétique du remblaiement des paléochenaux sur la base des 207 échantillons analysés. L'analyse s'appuie sur le positionnement de l'image CM de 1982-83 (Bravard, 1983), renforcée dans sa partie haute par les échantillons issus de la paléocharge de fond de certains paléochenaux et de séquences sableuses de remblaiements de petits paléochenaux de tressage sur la partie distale du cône de déjection du Guiers (site d'Aoste, segment PQ) ainsi que de prélèvements issus de la paléoberge du chenal des Marais (segment PQ). L'image de 1982-83 est particulièrement importante car elle identifie le segment RS permettant de distinguer les modes de transport des sédiments fins, entre suspension uniforme et décantation. Les échantillons issus des paléochenaux balaiant une bonne partie du spectre de l'image et traduisent ainsi la diversité des processus conduisant au dépôt des inondites

au sein d'une même unité géomorphologique, les dépressions périfluviales. Les sédiments sont majoritairement fins, avec des médianes comprises entre 2,2 et 30  $\mu\text{m}$  pour 75 % de la distribution, mais 9 % des échantillons présentent une médiane plus élevée comprise entre 70 et 198  $\mu\text{m}$ .

Trois principaux processus commandent l'alluvionnement :

- la décantation dans un plan d'eau. Avec ce processus, les grains flottent dans la tranche d'eau sans lien direct avec une turbulence de fond. Les inondites sont piégées dans les plans d'eau éloignés du chenal actif qui occupent les parties profondes des paléochenaux, qu'ils soient temporaires, c'est-à-dire inondés uniquement en période de crue, ou permanents du fait d'une alimentation par la nappe phréatique. Ces alluvions présentent les  $D_{99}$  les plus faibles, parce que les particules de taille plus importante se sont déposées dans la plaine alluviale avant d'atteindre le paléochenal (Bravard et Peiry, 1999). Le  $D_{99}$  est compris entre 36 et 90  $\mu\text{m}$  et la médiane varie pour la majorité des échantillons entre 5 et 20  $\mu\text{m}$ .

- la suspension uniforme : elle concerne des sédiments fins, limons et argiles, portés dans la partie supérieure de la colonne d'eau, au-dessus de la suspension graduée. La médiane varie selon la compétence du courant mais le  $D_{99}$  demeure à peu près constant dans la mesure où la partie supérieure de la tranche d'eau est peu affectée par les variations de la turbulence près du fond. De ce fait, la fraction la plus grossière des grains reste toujours présente dans la suspension et les sédiments analysés contiennent systématiquement quelques grains du diamètre maximal piégés au moment du dépôt. Le dépôt est généralement mal trié. Dans cette étude, la suspension uniforme concerne tout d'abord les échantillons du segment RS, dont le percentile C est un peu en dessous de 250  $\mu\text{m}$  (Cu) et la médiane comprise entre 5 et 25  $\mu\text{m}$ . Elle intéresse également un autre groupe d'échantillons qui s'alignent parallèlement au tronçon RS et que nous proposons de regrouper dans une section R"S", contenue entre une médiane de 2,2 à 15  $\mu\text{m}$  et un percentile de 100 à 150  $\mu\text{m}$ . Ce segment de l'image rassemble les sédiments issus d'une suspension uniforme «en mode calme» (Arnaud-Fassetta, 1998) dont le dépôt relève des mêmes processus que ceux identifiés sur le segment RS, mais par des courants de moindre intensité. Ce type de dépôt a été observé dans le delta du Rhône avec des valeurs comparables du

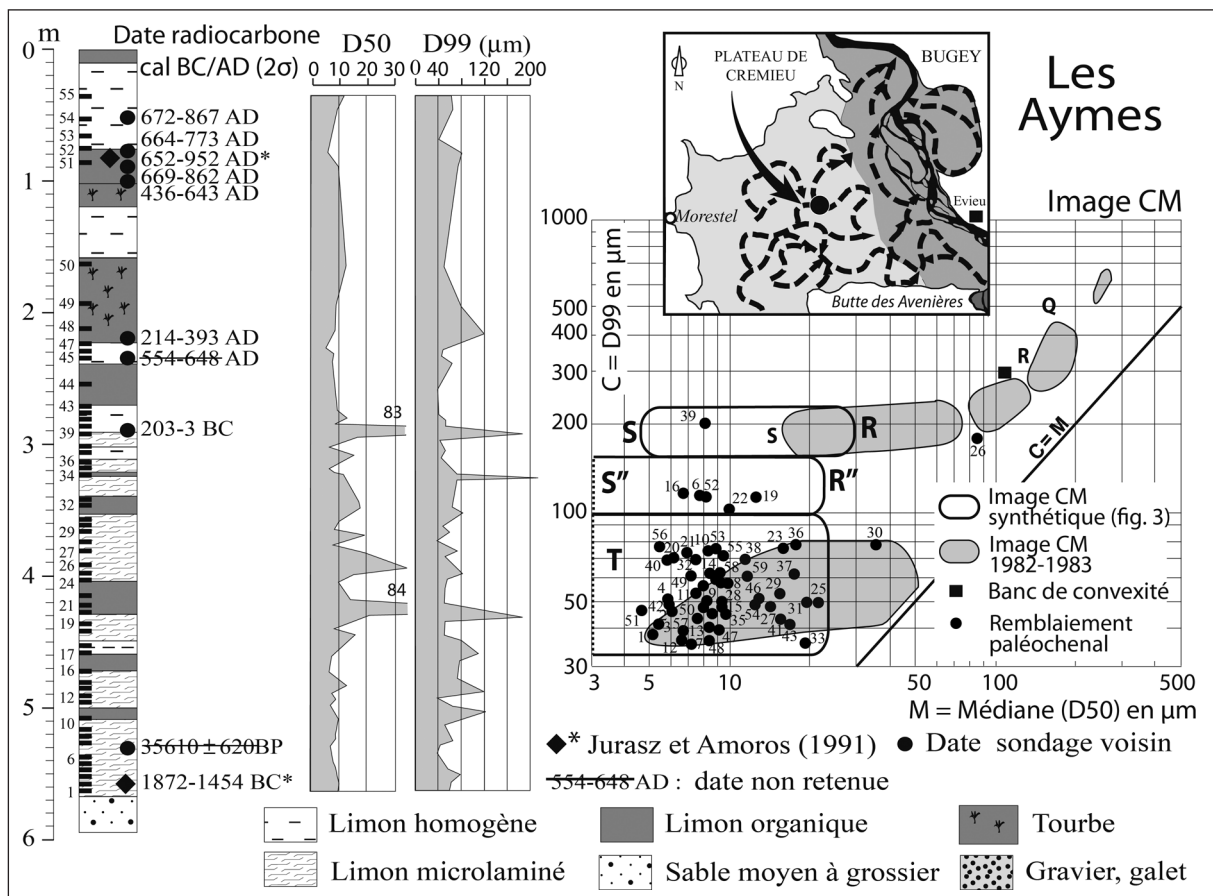


Figure 4. Caractérisation du remblaiement sédimentaire du paléochenal des Aymes

$D_{99}$  (Arnaud-Fassetta, 1998). L'alluvionnement se produit habituellement dans la plaine d'inondation distale, là où les courants tractifs sont les plus faibles.

- la suspension uniforme (segment RS) contenant des grains de sable issus d'une suspension graduée (segment QR). La suspension graduée concerne les sédiments relativement grossiers (sables) portés par la turbulence engendrée par le courant sur le fond. Les dépôts issus de cette suspension présentent un bon classement granulométrique et les points sur l'image CM adoptent une position relativement parallèle à la droite de tri  $C = M$ . La présence de ces grains est à l'origine d'un percentile particulièrement élevé et place les échantillons au-dessus du segment RS de l'image. Pour une bonne partie d'entre eux, ils sont situés avant la limite supérieure des grains transportés en suspension graduée ( $C_s \approx 500 \mu\text{m}$ ). Ce type de dépôt mixte indique que le site est balayé par des courants d'intensité variable, susceptibles d'entraîner occasionnellement sur le site des grains plus grossiers que la moyenne. Ces grains, issus de courants plus puissants, se mêlent aux dépôts plus fins déposés en suspension uniforme.

### B. L'image CM à l'échelle des sites

Dans le détail, le remblaiement des paléochenaux relève d'un ou de plusieurs processus d'alluvionnement. La quasi-totalité des inondites colmatant le paléoméandre des Aymes est déposée par décantation. Cela explique la faible granulométrie du dépôt, dont le  $D_{99}$  est presque toujours inférieur à  $80 \mu\text{m}$ . Des variations du  $D_{50}$  et du  $D_{99}$  sont observées dans le détail (Figure 4) mais ne sont pas corrélées à une logique stratigraphique particulière, sauf à dire que les dépôts présentant les médianes les plus élevées se situent dans la partie médiane et supérieure du remblaiement. Des courants faiblement tractifs président au dépôt de quelques échantillons situés dans la partie inférieure du remblaiement. Ils s'inscrivent dans le segment R"S" de l'image CM avec un percentile voisin de  $110 \mu\text{m}$ . Les paléoméandres du Marais et des Marches sont quant à eux colmatés majoritairement par des alluvions issues d'un transport mixte combinant des suspensions uniforme et graduée. Sur le site du Marais (Figure 5), le  $D_{99}$  reste pour l'essentiel du dépôt contenu entre  $300$  et  $600 \mu\text{m}$ , alors que la médiane est beaucoup plus étendue, entre  $2,5$  et  $110 \mu\text{m}$ . L'étendue granulométrique des

sédiments comblant le paléochenal des Marches (Figure 6) est comparable pour le  $D_{99}$ , qui reste néanmoins inférieur à  $500 \mu\text{m}$ , mais est décalée vers les fractions grossières en ce qui concerne la médiane, entre  $8,5$  et  $198 \mu\text{m}$ . Quelques échantillons, essentiellement prélevés entre  $3,5$  et  $4$  m de profondeur, sont très proches du segment QR caractérisant un transport en suspension graduée : trois d'entre eux s'inscrivent même dans sa partie haute (n° 17, 18, 30). Ce groupe d'échantillons illustre la forte compétence des flux en mesure d'atteindre le paléoméandre. Dans les deux paléochenaux, quelques échantillons indiquent néanmoins une mise en place par une suspension uniforme, admettant un mode calme pour celui des Marais.

Le remblaiement sédimentaire du paléochenal de Payerne (Figure 7) présente une distribution également répartie entre ces deux processus de transport et c'est dans ce dépôt que la section R''S' s'indi-

vidualise le mieux. La partie inférieure du dépôt ( $631$ - $350$  cm), formée d'un limon micro-laminé, montre une mise en place par des courants de faible énergie puisque le fond du paléochenal est alluvionné majoritairement par une suspension uniforme en mode calme ( $C = 140$ - $105 \mu\text{m}$  et  $M = 4$ - $20 \mu\text{m}$ ). La partie supérieure du colmatage correspond à des limons massifs, entre  $350$ - $200$  cm, alluvionnés par un processus mixte de suspensions uniforme et graduée ( $M = 5$ - $50 \mu\text{m}$ ,  $C = 320$ - $600 \mu\text{m}$ ). Ce dépôt mixte indique que le site est balayé par des courants plus puissants, susceptibles d'entraîner des grains plus grossiers. C'est particulièrement vrai dans la partie sommitale du remplissage qui regroupe les échantillons parmi les plus grossiers (n° 15 à 19).

Les paléochenaux de Messin et de Champ Collet présentent une image CM plus étendue qui définit un alluvionnement selon les trois modalités de transport. Sur le site de Messin (Figure 8), on re-

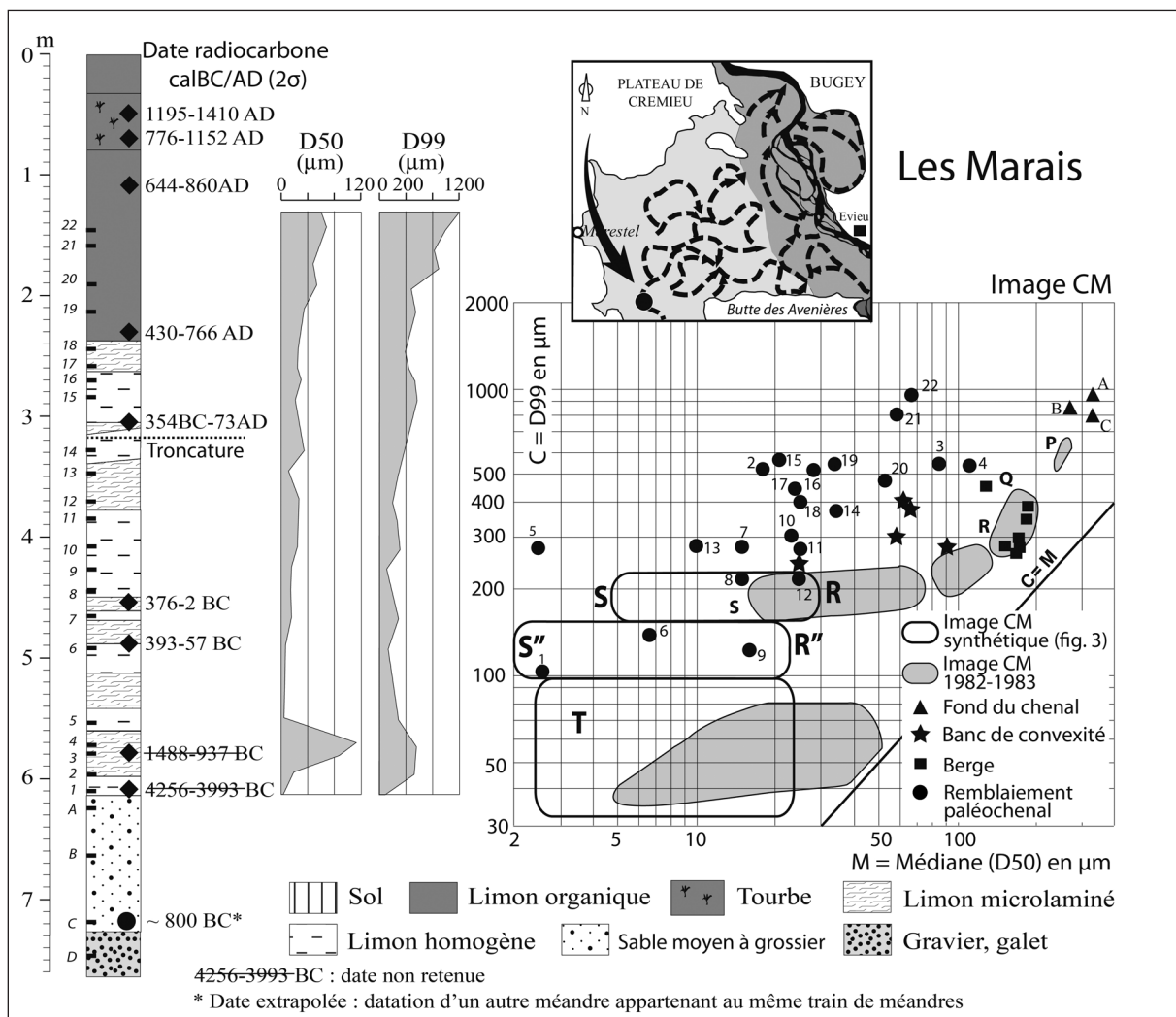
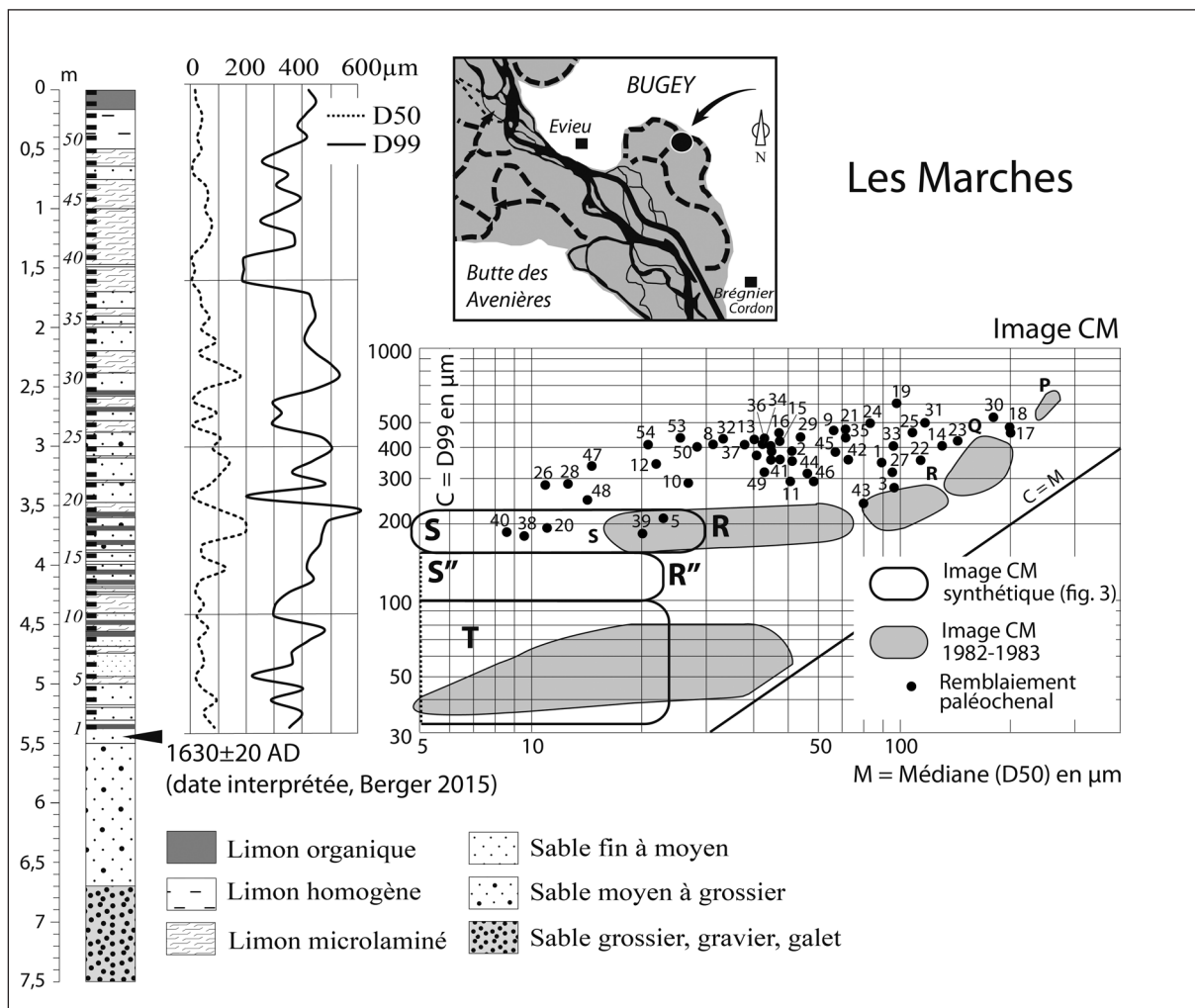


Figure 5. Caractérisation du remblaiement sédimentaire du paléochenal des Marais





**Figure 6.** Caractérisation du remblaiement sédimentaire du paléochenal des Marches

trouve comme à Payerne, une certaine succession temporelle des processus. La base du dépôt, sur environ 1 m d'épaisseur (620-520 cm, n°1 à 4) est construite par un transport mixte combinant une suspension uniforme ( $M = 6-23 \mu\text{m}$ ) et des grains issus de la suspension graduée ( $C = 400-800\mu\text{m}$ ). Les fortes valeurs du  $D_{99}$  indiquent la puissance des flux de crue balayant le site. Les échantillons 1 et 3 présentent même un percentile apparentant les sédiments à une charge mixte, en partie roulée sur le fond (section PQ de l'image). Les dépôts médians, entre 480 et 360 cm, présentent une texture particulièrement fine ( $M = 2-5 \mu\text{m}$  dominant) et un  $D_{99}$  également faible ( $C = 100-140\mu\text{m}$ ) indiquant une mise en place par une suspension uniforme en mode calme. Enfin, les derniers échantillons (n°10-13 et 15-17, 270-200 cm) sont associés à des processus de décantation, mais dans une gamme granulométrique plus grossière ( $C = 50-100 \mu\text{m}$ ). Ces dépôts indiquent que le site est atteint par des flux hydriques de faible puissance, vecteurs d'une

sédimentation très fine, se déversant dans un plan d'eau. Les trois phases d'alluvionnement se succèdent dans un ordre différent sur le site de Champ Collet (Figure 9). La moitié inférieure du dépôt (600-300 cm) est assurée par une suspension uniforme en mode calme, les échantillons se localisant dans le prolongement du segment RS ou du segment R"S". Les 80 cm suivants traduisent des flux mixtes plus puissants injectant des grains issus d'une suspension graduée ( $C = 300-500 \mu\text{m}$ ). A l'opposé, la fin du dépôt est constituée majoritairement de sédiments définissant des apports par décantation dans un plan d'eau ( $C = 40-100 \mu\text{m}$  et  $M = 4-10 \mu\text{m}$ ).

### C. Approche chronologique

Le suivi chronologique de l'alluvionnement dans les bras morts à l'échelle de la plaine est difficile à envisager car les plages temporelles déterminées dans les comblements des différents paléochenaux

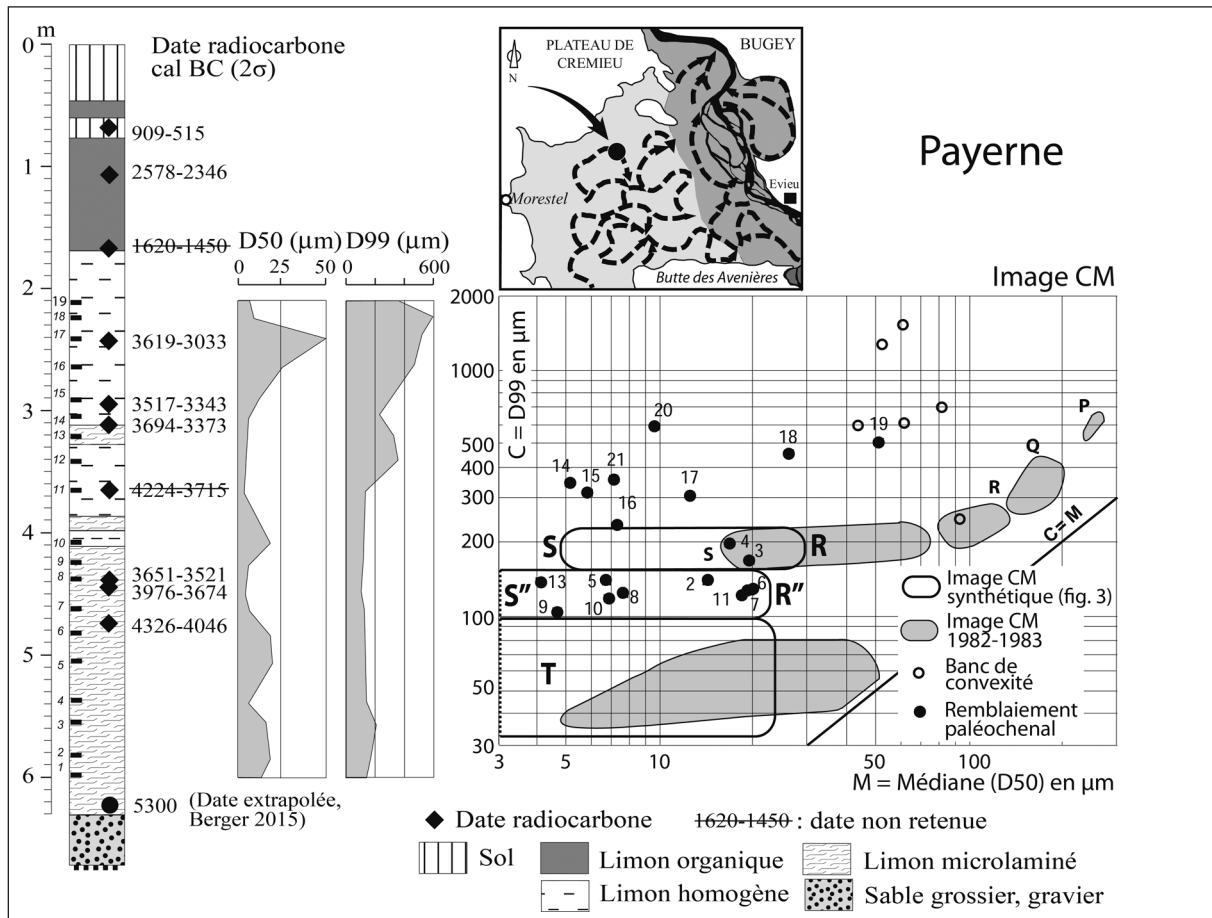


Figure 7. Caractérisation du remblaiement sédimentaire du paléochenal de Payerne

sont rarement synchrones (Figure 10 et Tableau 1). Néanmoins, sur la base des mesures radiométriques, on peut constater que les processus de colmatage sont les mêmes dans les paléochenaux de Payerne et de Messin autour de 3500 cal BC. Ils sont associés à un transport mixte en suspensions uniforme et graduée, alors qu'ils concernent le sommet du dépôt sur le site de Payerne et sa base sur le site de Messin. Dans le même sens, un processus de décantation régit le dépôt du sommet du colmatage du paléochenal de Messin et la base du paléochenal des Aymes entre 1600 et 1300 cal BC. À l'opposé, les paléochenaux des Aymes et des Marais sont alluvionnés selon des processus distincts entre 800 cal BC et 1200 cal AD, période qui couvre entre les deux-tiers et la totalité des deux remblaiements.

Localement, on a déjà constaté une évolution des processus conduisant au colmatage de certains paléochenaux (paragraphe IVB), que l'on peut intégrer dans une chronologie. Le site de Payerne (Figure 7) est ainsi alluvionné entre 5300 et 3500 cal BC par une suspension uniforme (SU) en mode calme puis entre 3500 et 3100 cal BC par des courants

plus puissants incorporant des grains issus d'une suspension graduée (SG) à la suspension uniforme. Les sites de Messin, les Marais, Champs Collet peuvent également donner lieu à ce séquençage chronologique, en faisant abstraction d'un certain nombre d'échantillons ponctuels qui ne suivent pas l'évolution d'ensemble. L'information est résumée sur la figure 10. Le site de Champ Collet (Figure 9) connaît entre 1350 et 1500 cal AD un épisode d'alluvionnement marqué par des processus de transport plus énergiques (SU + SG) par rapport aux périodes qui l'encadrent (SU ou D). Enfin, sur le site des Aymes (Figure 4), qui n'est alluvionné que par décantation, les sédiments les plus fins se déposent en début de séquence sur environ 1 m d'épaisseur à partir de 1600 cal BC.

## V. DISCUSSION

### A. Les variations de l'image CM

L'analyse des remblaiements de paléochenaux par la méthode de Passega procure une image tronquée du graphe CM car elle s'applique à une seule unité

géomorphologique qui ne caractérise pas la diversité des sédiments déposés dans la plaine alluviale. L'étude est facilitée grâce à l'intégration d'une image contemporaine de la plaine, construite par Bravard (1983), sur la base d'une collecte d'échantillons effectuée dans la plaine de Brégnier-Cordon avant la réalisation de l'aménagement hydro-électrique. L'image est plus riche car elle concerne des milieux plus diversifiés, bancs de sable, îles et bras morts plus ou moins connectés au fleuve, dépôts d'inondation de la plaine alluviale. Mais elle caractérise les processus hydrosédimentaires du début des années 80, sachant que ces processus hydrosédimentaires ont fluctués au cours de l'Holocène, ce qui implique une évolution possible de l'image de Passega, selon des modalités décrites par Bravard et Peiry (1999). C'est donc une limite à l'étude rétrospective des dépôts anciens quand l'image reconstituée est incomplète. L'image CM de Brégnier-Cordon sert ainsi de référentiel à l'interprétation de dépôts prélevés dans les paléochenaux conservés en grande partie dans la plaine du

Bouchage (Figures 1 et 3). Or, l'image de référence s'applique à un ancien secteur de tressage qui présente une plus forte pente (0,07 %) que le secteur qui nous intéresse (0,04 %) et où le méandrage apparaît comme le style fluvial prédominant jusqu'à l'avulsion du fleuve. Cela renvoie au lien établi par Bravard et Peiry (1999) entre l'énergie du cours, qui s'exprime par un style fluvial spécifique, et l'image CM correspondante qui se modifie selon un continuum amont-aval au sein du bassin versant. L'image de 1983 est composite car elle reflète les conditions de dépôt d'un cours d'eau encore tressé, avec une section RS peu étendue, mais elle intègre également l'impact de l'endiguement du fleuve au XIX<sup>e</sup> s., Bravard (1983) démontrant que les digues ont «créé» les îles (bras abandonnés) et favorisé le limonage dans la plaine d'inondation. L'image de 1983 s'enrichit ainsi d'une section RS s'étendant vers les fractions fines jusqu'à une médiane voisine de 15 µm et d'un segment T caractérisant la décantation de sédiments fins dans les bras morts. L'image CM issue des paléochenaux caractérise par contre

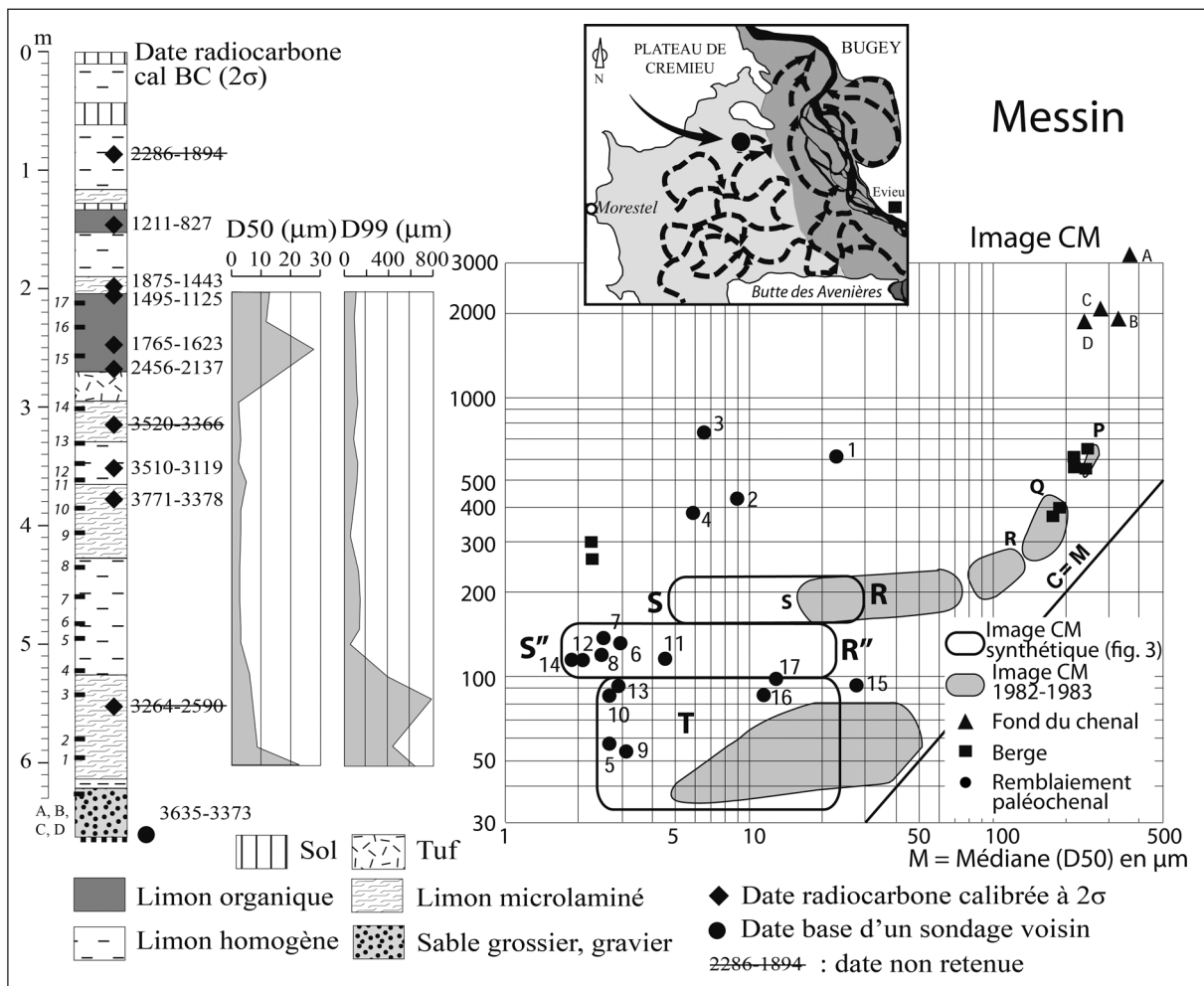


Figure 8. Caractérisation du remblaiement sédimentaire du paléochenal de Messin

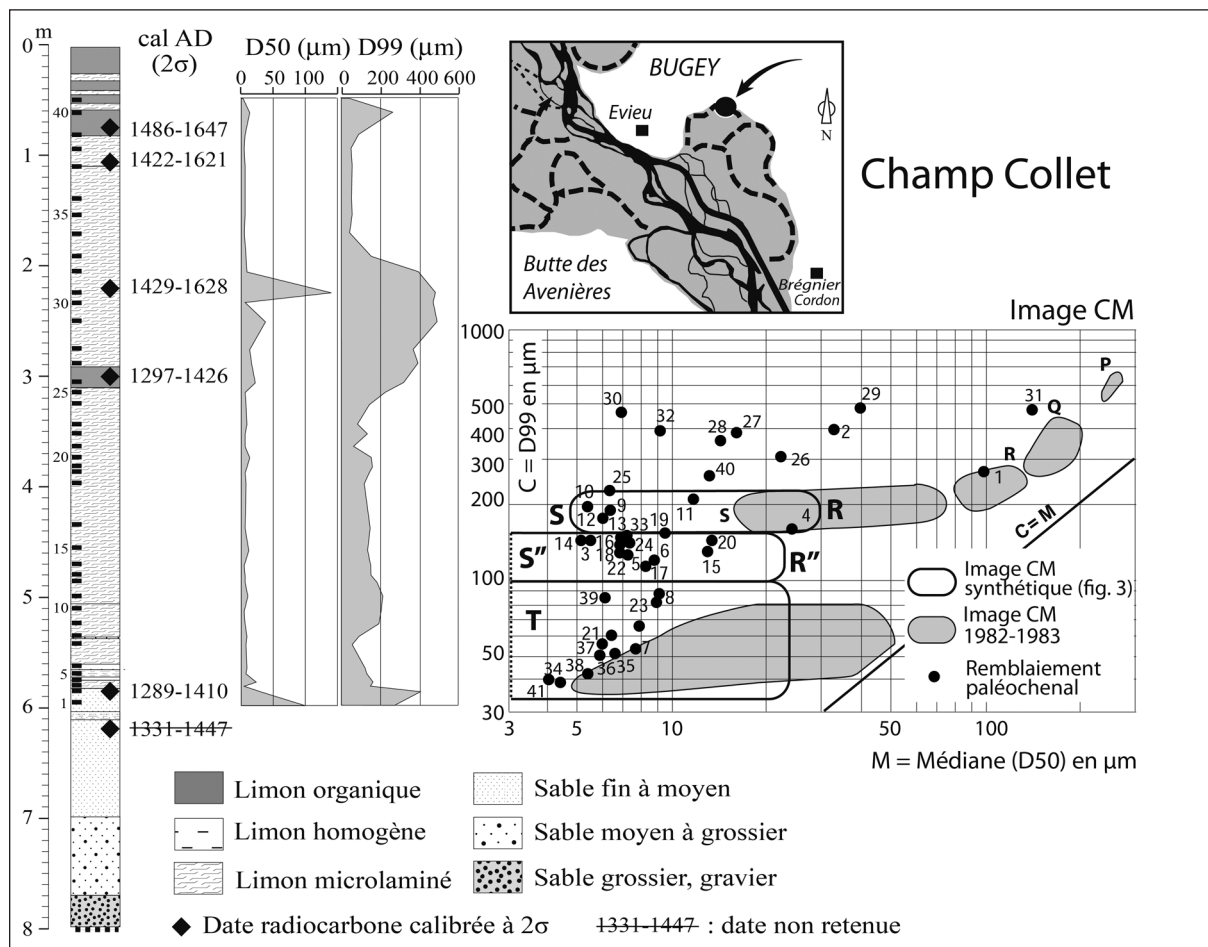


Figure 9. Caractérisation du remblaiement sédimentaire du paléochenal de Champ Collet

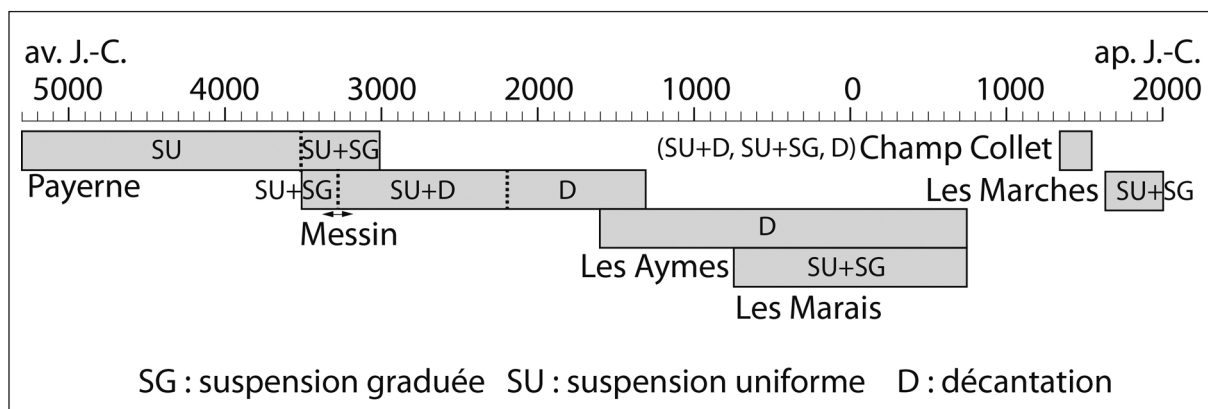


Figure 10. Les modes d'alluvionnement dominants dans les paléochenaux

un système fluvial à méandres, avec une section RS très étendue vers les fractions fines ( $M = 5 \mu\text{m}$ ) et plus généralement un alluvionnement fin important (sections R"S" et T). Ce segment RS est amputé des fractions les plus grossières qui se déposent dans la plaine alluviale sans atteindre les bras morts échantillonnés, l'isolant ainsi du segment QR. Il est également possible que la section RS de référence, observée sur l'image contemporaine,

soit légèrement décalée vers le haut par rapport aux sections RS caractérisant d'autres périodes. La question peut se poser en considérant la section R"S" (mode calme) individualisée sur l'image CM des paléochenaux et constituée des échantillons issus de tous les sites sauf un (Les Marches, Figure 6). Elle couvre la seconde partie de l'Holocène, entre environ 5000 cal BC (Payerne) et 1300 cal AD (Champ Collet), et pourrait bien caractériser le

segment RS de la plaine des Basses Terres avant l'occurrence du tressage fluvial pendant le Petit Age Glaciaire (PAG). Le Cu, indiquant la taille maximale des grains transportés en suspension uniforme, serait de l'ordre de 150  $\mu\text{m}$ , alors qu'il est de 250  $\mu\text{m}$  à l'époque contemporaine (Figure 3). Cela implique également de considérer que le segment RS fut d'une grande stabilité au cours de l'Holocène avant d'être modifié de manière significative à l'époque moderne. L'absence d'échantillons issus du site des Marches dans ce segment R"S" va dans le sens de cette proposition car ce site concerne des dépôts mis en place durant le PAG (à partir de 1630 cal AD) et traduit des processus de transport plus énergiques (SU + SG). On observera également que ce segment R"S" s'interrompt en direction des fractions plus grossières ( $M < 20 \mu\text{m}$ ) pour les raisons déjà évoquées à propos du segment RS, à savoir que l'on dispose d'une image des dépôts conservés uniquement dans les bras morts qui ne prend pas en compte les autres compartiments de la plaine d'inondation.

Le développement d'une image CM holocène inféodée à un style fluvial méandriforme est corrélé à la spécificité du cadre physique dans lequel se construit cette plaine alluviale des Basses Terres. L'occurrence du méandrage et sa stabilité holocène, peu conformes à la dynamique d'un fleuve du piémont alpin, s'expliquent par des contrôles de la pente et de la charge solide hérités de la structure et du modelage quaternaire en ombilic du secteur d'étude (Bravard, 1987 ; Salvador et Berger, 2014). La puissance spécifique du fleuve passe ainsi de 120-140 à 20  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  dans la traversée de l'ombilic des Basses Terres (Bravard, 2010). Cet environnement fluvial de faible énergie favorise le dépôt de sédiments très fins, avec un Cu voisin de 150  $\mu\text{m}$  et en tout cas inférieur à 250  $\mu\text{m}$ . Un peu plus en aval dans le bassin de Malville, le Cu se distribue selon les périodes entre 300 et 500  $\mu\text{m}$  (Salvador, 1999 ; Salvador *et al.*, 2002), la puissance spécifique remontant entre 50 et 100  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  (Bravard, 2010). Le Cu se situe à 350  $\mu\text{m}$  sur le site de Vienne-St-Romain-en-Gal à l'aval de Lyon (Bravard *et al.*, 1986 ; Salvador *et al.*, 2002). A l'aval du bassin versant dans le delta du Rhône, entre 800 cal BC et 1000 cal AD, le Cu se distribue entre 120-200  $\mu\text{m}$  en période de calme hydrologique (section R"S"), valeurs comparables à la plaine des Basses Terres avant le Petit Age Glaciaire, pour atteindre des valeurs de 200-270  $\mu\text{m}$

en période de crise hydrologique (Arnaud-Fassetta, 1998), proches de celles observées dans les Basses Terres durant le PAG.

## B. Les facteurs de mobilité de l'image CM des Basses Terres

L'évolution des processus, quand ils sont supportés par un nombre d'échantillons suffisants, est parfois directement corrélable aux fluctuations hydrosédimentaires perçues à l'échelle du bassin versant, comme sur le site de Champ Collet (Figure 9), où l'apparition d'un mode mixte (SU + SG) plus énergétique est synchronique de la péjoration hydrologique polyphasée du Petit Age Glaciaire (Figure 10). Des questions se posent néanmoins sur la distribution et l'évolution des processus d'un site à l'autre. Par exemple, le site de Messin est d'abord alluvionné par des courants mixtes (SU + SG ; Figures 8 et 10) pouvant traduire une accessibilité encore forte du chenal peu après son recouplement. Mais le paléochenal des Aymes (Figures 4 et 10) est quant à lui alluvionné depuis la base jusqu'au sommet par le seul processus de la décantation. Si une partie de l'évolution de la granularité des dépôts peut être expliquée par la variabilité hydrosédimentaire holocène, il faut aussi prendre en compte les conditions stationnelles. Des critères géomorphologiques, comme les dimensions du paléochenal, une forme très arquée (Les Aymes), la construction d'un bouchon sableux au niveau des pédoncules (Citterio et Piégay, 2000), sont susceptibles de conforter une situation d'abri rendant le site difficilement accessible aux courants les plus tractifs.

Le style fluvial à méandres libres qui a prévalu tout au long de l'Holocène nécessite aussi de prendre en compte la plus ou moins grande proximité du fleuve par rapport aux sites étudiés. Pour évoquer cette question, on part du postulat que la granulométrie des dépôts alluvionnés lors d'une inondation est d'autant plus forte que le Rhône actif est proche du paléochenal, sachant bien que l'approche est réductrice car elle ne prend pas en compte la dynamique des courants d'inondation inféodés à la topographie de détail de la plaine alluviale. On peut calculer une distance minimale entre le paléochenal faisant l'objet de l'étude et le paléochenal le plus proche qui le recoupe, afin d'envisager l'effet de l'éloignement du fleuve actif sur la nature de la sédimentation dans le bras abandonné lors d'une inondation (Figure 11). Les sites de Payerne et des

Aymes permettent d'envisager cette approche. Le site de Payerne est ainsi d'abord alluvionné par les inondations d'un Rhône dont le tracé se situe à une distance de 750 m (tracé P1) puis ensuite à 1800 m (tracé P2 -le Molard- recoupé vers 1600 cal BC). C'est pourtant lorsque le fleuve est au plus loin que les dépôts les plus grossiers se mettent en place (n° 14-21). Les fluctuations du tracé du fleuve ne semblent pas non plus avoir influencé la nature des dépôts enregistrés sur le site des Aymes, quel qu'ait été l'hydrodynamisme du Rhône entre 800 cal BC et 800 cal AD (toit du remblaiement du paléochenal). Les dépôts sont remarquablement homogènes, alors que le Rhône actif s'est progressivement éloigné du site d'étude, en s'écoulant à 400 m du site (tracé A1), puis à 1000 m (tracé A2) et enfin après 800 cal BC, à 1400 m si l'on retient le tracé le plus proche (tracé A3). Ce constat incite à penser que le site,

localisé au sein d'un tracé très sinueux, demeure difficilement accessible aux flux tractifs tout au long de son remblaiement. Avec ces deux exemples, aucune corrélation entre la proximité du fleuve et la granulométrie des dépôts n'est établie.

Le rôle de la végétation doit également être considéré. La ripisylve filtre les flux de débordement en piégeant les sédiments les plus grossiers et la végétation herbacée des prairies humides constitue également un filtre particulièrement efficace (Brown, 1996). Il est démontré par ailleurs que la végétation contribue à l'élaboration des bouchons alluviaux barrant l'accès aux paléochenaux (Hooke, 1995). L'étude palynologique des remblaiements permet de suivre partiellement l'évolution du couvert végétal en distinguant des phases de déprise humaine et de fermeture des sites envahis

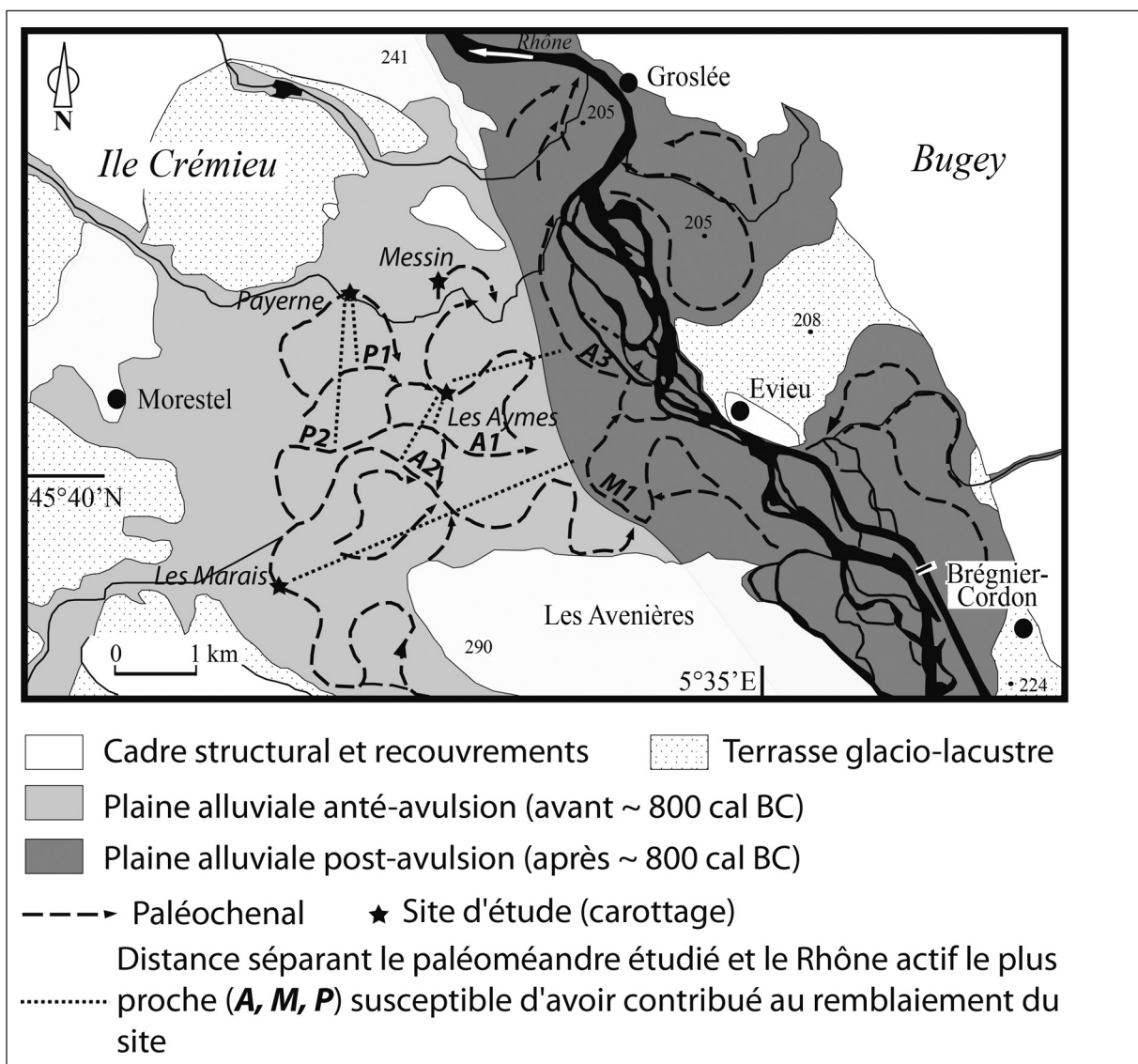


Figure 11. Evaluation de la distance séparant le Rhône actif des paléochenaux étudiés

par la ripisylve et des phases d'ouverture dues aux défrichements des agropasteurs (Gauthier, 2005, 2010 ; Berger, 2015). Mais il est difficile de discriminer l'impact du couvert végétal ancien des autres facteurs contrôlant la granularité des dépôts ; l'ensemble des proxies contribue globalement à la reconnaissance des variations hydrosédimentaires régionales, tandis que la réponse granulométrique enregistrée n'est pas forcément représentative d'une évolution. Ainsi par exemple sur le site de Messin (Figure 8), pour lequel un modèle âge-profondeur

a été construit (Berger, 2015), une longue période de déprise humaine est observée autour de 3000-2500 cal BC, associée à des maxima de la courbe d'AP (Arbo. Pollen ; 95-98%) et à la disparition des céréales. La ripisylve du paléochenal est alors à son degré de fermeture maximum. Si les échantillons 10 à 14 (Figure 8) représentant cette période caractérisent bien des processus de transport de faible compétence (limite entre SU et D), ils ne se distinguent pas pour autant des échantillons qui les encadrent par des valeurs plus faibles du  $D_{90}$ , alors

Site	Profondeur (m)	Matériau	Code échantillon	Age radiocarbone	Age calibré (2σ)
Messin	0,83-0,88	tourbe	Gif. 09203 (SacA 14088)	3690 ± 70	2286-1894 cal BC
Messin	1,39-1,45	bois	Gif. 09204 (SacA 14089)	2830 ± 80	1211-827 cal BC
Messin	1,91-2,00	charbon de bois	Gif. 09205 (SacA 14091)	3340 ± 80	1875- 1443 cal BC
Messin	2,01	bois	Gif. 09206 (SacA 14092)	3070 ± 70	1495-1125 cal BC
Messin	2,47	macrorestes végétaux	Lyon-5840 (OxA)	3400 ± 30	1765-1623 cal BC
Messin	2,66	tourbe	Gif 11842	3810 ± 40	2456-2137 cal BC
Messin	3,12-3,15	macrorestes végétaux	SacA 21426	4665 ± 30	3520-3366 cal BC
Messin	3,5	macrorestes végétaux	Lyon-5839 (OxA)	4595 ± 35	3510-3119 cal BC
Messin	3,73-3,80	feuille	Gif. 09207 (SacA 14093)	4780 ± 100	3771-3358 cal BC
Messin	5,51	bois	Gif. 09208 (SacA 14094)	4280 ± 80	3264-2590 cal BC
Messin	6,6	charbon de bois	Poz-37375	4720 ± 50	3635-3373 cal BC
Payerne	0,68	charbon de bois	Gif. 09196 (SacA 14080)	2600 ± 70	909-515 cal BC
Payerne	1,04-1,08	tourbe	Gif. 11860	3970 ± 40	2578-2346 cal BC
Payerne	1,67	tourbe	Gif. 11841	3260 ± 35	1620-1450 cal BC
Payerne	2,40-2,45	bois	Gif. 09197 (SacA 14081)	4580 ± 70	3619-3033 cal BC
Payerne	2,96	macrorestes végétaux	Lyon-5842 (OxA)	4620 ± 35	3517-3343 cal BC
Payerne	3,09-3,14	feuille	Gif. 09198 (SacA 14082)	4780 ± 70	3694-3373 cal BC
Payerne	3,63-3,68	bois	Gif. 09199 (SacA 14083)	5140 ± 70	4224-3715 cal BC
Payerne	4,41	macrorestes végétaux	Lyon-5843 (OxA)	4800 ± 35	3651-3521 cal BC
Payerne	4,43-4,48	fragment de Rubus-rosa fragment	Gif. 09200 (SacA 14084)	5050 ± 70	3976-3674 cal BC
Payerne	4,73	macrorestes végétaux	Lyon-5841 (OxA)	5345 ± 50	4326-4046 cal BC
Les Aymes	0,52	bois	SacA 21419	1255 ± 30	672-867 cal AD
Les Aymes	0,76	bois	SacA 21420	1280 ± 30	664-773 cal AD
Les Aymes	0,89	bois	SacA 21421	1260 ± 30	669-862 cal AD
Les Aymes	0,98	charbon de bois	SacA 21422	1490 ± 30	436-643 cal AD
Les Aymes	2,16-2,18	charbon de bois	SacA 16014	1745 ± 35	214-393 cal AD
Les Aymes	2,3	bois	SacA 16097	1460 ± 30	554-648 cal AD
Les Aymes	2,86-2,90	charbon de bois	SacA 16015	2095 ± 35	203-3 cal BC
Les Aymes	5,3	charbon de bois	SacA 16016	35610 ± 620	
Les Aymes *	0,85	tourbe	ETH-5970	1250 ± 70	652-952 cal AD
Les Aymes *	5,95	bois	ETH-5971	3345 ± 75	1872-1454 cal BC
Les Marais	0,48-0,49	tourbe	Gif. 09209 (SacA 14095)	700 ± 70	1195-1410 cal AD
Les Marais	0,69	bois	Gif. 09210 (SacA 14096)	1060 ± 70	776-1152 cal AD
Les Marais	1,06-1,10	limon organique	Gif. 11861	1305 ± 45	644-860 cal AD
Les Marais	2,29	bois	Gif.A-102038	1420 ± 70	430-766 cal AD
Les Marais	3,01-3,07	graine d'aulne	Gif. 09211 (SacA 14098)	2070 ± 70	354 cal BC-73 cal AD
Les Marais	4,49-4,58	fragment de Rubus-rosa fragment	Gif. 09212 (SacA 14099)	2140 ± 70	376-2 cal BC
Les Marais	4,85-4,90	graine d'aulne	Gif. 09213 (SacA 14100)	2190 ± 70	393-57 cal BC
Les Marais	5,78	bois	GifA-102039	3000 ± 100	1488-937 cal BC
Les Marais	6,11-6,15	limon organique	Gif-11926	5300 ± 45	4256-3993 cal BC
Champ Collet	0,76	charbon de bois	Poz-37373	315 ± 30	1486-1647 cal AD
Champ Collet	1,05	bois	Ly-4280 (SacA-7926)	420 ± 35	1422-1621 cal AD
Champ Collet	2,2	bois	Ly-4281(SacA-7927)	410 ± 35	1429-1628 cal AD
Champ Collet	2,92	bois	Gif,A 40311 (Sac 1204)	575 ± 45	1297-1426 cal AD
Champ Collet	5,85	macrorestes végétaux	Gif,A 40312 (Sac 1205)	610 ± 45	1289-1410 cal AD
Champ Collet	6,2	bois	SacA 21428	505 ± 30	1331-1447 cal AD
D'après * Jurasz, Amoros (1991)					
Calibration des dates radiocarbone avec CALIB v7.0.2 et la base de données Intcal13 (Reimer et al. 2013).					

Tableau 1. Dates radiocarbone (d'après Berger *et al.*, 2008 ; Berger et Salvador, 2014)

que ces derniers sont associés à un environnement plus ouvert a priori susceptible de faciliter l'accès des flux sur le site.

Un autre facteur susceptible d'interférer à l'échelle des sites est l'occurrence d'écoulements dans les paléochenaux non pas issus des inondations du Rhône mais de ruisseaux locaux capturés par les paléoméandres. Ce cas de figure a été identifié sur le site des Marais (Figure 5) où une troncation sédimentaire et un hiatus de près de 6 siècles sont mis en évidence et expliqués par l'arrivée ou le déplacement d'un ru au sein du paléochenal (Berger, 2015). Les enregistrements sédimentaires (échantillons 15 à 22) sont alors moins directement représentatifs de l'échelle régionale et plus en lien avec l'évolution du réseau hydrographique local. Cette dynamique permet d'expliquer la forte granularité des dépôts, alors même que le Rhône s'est éloigné sur son tracé septentrional, à plus de 4 km du site (Figure 11, tracé M1).

## VI. CONCLUSION

Cette étude montre que l'image CM contribue à identifier rapidement et simplement les modalités de l'alluvionnement dans les paléochenaux quand on dispose d'un graphe assez complet pour les interpréter. On peut mesurer la diversité des processus qui président au colmatage d'une même unité géomorphologique et les interpréter en terme environnemental. Le processus de décantation implique la présence d'un plan d'eau temporaire ou permanent, une suspension uniforme suppose l'accessibilité du site aux courants lents de l'inondation et la reconnaissance d'une suspension graduée indique l'occurrence de courants plus puissants. L'étude permet également de définir un segment R"S" et un Cu caractérisant la deuxième partie de l'Holocène. Les faibles valeurs enregistrées (Cu = 150 µm) sont probablement l'expression d'un environnement fluvial de faible énergie engendré par des facteurs de contrôle locaux (héritages structuraux et quaternaires) contrôlant le style fluvial (méandrage récurrent). L'approche rétrospective et chronologique de l'image ne permet pas d'aboutir à une vision synthétique des rythmes hydrosédimentaires à l'échelle de la plaine alluviale en raison probablement de l'incidence des facteurs locaux dans l'interprétation des phénomènes. Elle reste par contre tout à fait pertinente à l'échelle des sites,

quand l'échantillonnage est suffisant et le cadre chronologique assuré. En conclusion, il apparaît que l'image CM sert efficacement l'interprétation paléohydrologique des archives sédimentaires et reste une méthode utile à mettre en œuvre en milieu fluvial.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions les deux relecteurs anonymes pour leurs remarques constructives ayant permis d'améliorer le contenu de cet article.

## BIBLIOGRAPHIE

- Arnaud, F. (2013). *De l'Holocène à l'Anthropocène. Changements climatiques, changements environnementaux, changements d'usage : vers une histoire intégrée ?* Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. de Savoie, 64 p.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M. & Tribovillard, N. (2005). 7200 years of Rhône river flooding activity in the Lake le Bourget: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15(3), 420-428.
- Arnaud-Fassetta, G. (1998). *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse Univ. Aix-Marseille I, 329 p.
- Arnaud-Fassetta, G. (2002). Geomorphological records of a « flood-dominated regime » in the Rhône delta (France) between the 1<sup>st</sup> century BC and the 2<sup>nd</sup> century AD. What correlations with the catchment paleohydrology? *Geodinamica Acta*, 15, 79-92.
- Arnaud-Fassetta, G. (2004). The upper Rhône delta sedimentary records in the Arles-Piton core: analysis of delta-plain subenvironments, avulsion frequency, aggradation rate and origin of sediment yield. *Geografiska Annaler*, 86A(4), 367-383.
- Berger, J.-F. [dir.] (2010). Rapport final du PCR «*Peuplement et milieu en Bas-Dauphiné (Isle Crémieu), de l'apparition de l'agriculture à l'époque moderne*». SRA Rhône-Alpes, 702 p.
- Berger, J.-F. (2015). *Approche socio-environnementale du Néolithique à l'Anthropocène : quelques études intégrées de la vallée du Rhône aux milieux nord-méditerranéens*. Habilitation à Diriger des Recherches, Lyon, 2 vol., 793 p.
- Berger, J.-F., Salvador, P.-G., Franc, O., Verot-Bourrely, A. & Bravard, J.-P. (2008). La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. Coll. EDYTEM n°6, *Cahiers de Paléoenvironnement*, 117-144.
- Bishop, P. & Godley, D. (1994). Holocene palaeochannels at SiSatchanalai north-central Thailand: ages,



- significance and palaeoenvironmental indications. *The Holocene*, 4(1), 32-41.
- Bravard, J.-P. (1983). Une auto-capture du Rhône par déversement dans les Basses-Terres du Bas-Dauphiné (Isère, Ain). *Revue de Géographie de Lyon*, 58(4), 369-381.
- Bravard, J.-P. (1987). *Le Rhône du Léman à Lyon*. Lyon, La Manufacture (Ed.), 452 p.
- Bravard, J.-P. (2010). Discontinuities in braided patterns: The River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology*, 117, 219-233.
- Bravard, J.-P., Amoros C. & Jacquet C. (1986). Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie. *Revue d'Archéométrie*, 10, 43-55.
- Bravard, J.-P., Monjuvent G. & Thomas J. (1990). Présentation régionale, cadre glacio-lacustre et alluvial. *Revue de Paléobiologie*, vol. spéc., n° 4, 2-11.
- Bravard, J.-P. & Peiry J.-L. (1999). The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. In Marriott S.B. & Alexander J. (Eds.), *Floodplains : Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications, 163, 259-268.
- Brown, A.G. (1996). Floodplain palaeoenvironments. In Anderson M.G., Walling D.E. & Bates P.D. (Eds.), *Floodplain processes*, J. Wiley & Sons, Chichester, 94-138.
- Citterio, A., Piégay H., (2000). L'atterrissement des bras morts de la basse vallée de l'Ain : dynamique récente et facteurs de contrôle. *Géomorphologie*, 2, 87-104.
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazielle, V., Nomade, J. & Arnaud, F. (2010). North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2185-2200.
- Erskine, W., McFadden, C. & Bishop, P., 1992. Alluvial cutoffs as indicators of former channel conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 23-37.
- Gaucher, G., Berger, J.-F., Salvador, P.-G., Franc, O., Bleu, S., Bravard, J.-P. & Helly, B. (2009). Evolution de la dynamique fluviale et du peuplement : le cas des Basses Terres dauphinoises dans le haut Rhône français. In De Dapper M., Vermeulen F., Deprez S., Taelman D. (Eds.), "Ol' man river" : *geo-archaeological aspects of rivers and river plains*. Proceedings of the International Colloquium, Ghent, 22-24 September 2006. Ghent: Academia Press, Archaeological Report of Ghent University, 5, 383-401.
- Gauthier, E. (2005). *Histoire de la végétation et de l'anthropisation à l'Holocène moyen et récent : les séquences palynologiques du remplissage de paléochenaux du Rhône dans les Basses Terres dauphinoises*. In Berger J.-F. [dir.]. «Peuplement et milieu en Bas-Dauphiné (Isle Crémieu), de l'apparition de l'agriculture à l'époque moderne». Rapport annuel du PCR, SRA Rhône-Alpes, 80-86.
- Gauthier, E. (2010). *Histoire de la végétation et de l'anthropisation à l'Holocène moyen et récent : les séquences palynologiques du remplissage de paléochenaux du Rhône dans les Basses Terres dauphinoises*. In Berger J.-F. [dir.]. «Peuplement et milieu en Bas-Dauphiné (Isle Crémieu), de l'apparition de l'agriculture à l'époque moderne». Rapport final du PCR, SRA Rhône-Alpes, 395-408.
- Hooke, J.M. (1995). River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology*, 14, 235-253.
- Houbrechts, G., Hallot, E., Levecq, Y., Denis, A.-C., Van Campenhout, J., Peeters, A. & Petit, F. (2013). Images CM de Passega des rivières ardennaises. *Bull. Soc. Géogr. de Liège*, 61, 37-68.
- Jurasz, W., Amoros, C. (1991). Ecological succession in a former meander of the Rhône River, France, reconstructed by Cladocera remains. *Journal of Paleolimnology*, 6, 113-122.
- Lescure S. (2015). *La Garonne maritime à l'Holocène : dynamique, environnements et occupation humaine*. Thèse Univ. Paris 1, 266 p.
- Monjuvent G. (1988). La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le Val du Bourget. *Géologie Alpine*, 64, 61-104.
- Notebaert, B., Houbrechts, G., Verstraeten, G., Broothaerts, N., Haeckx, J., Reynders, M., Govers, G., Petit, F. & Poesen, J. (2011). Fluvial architecture of Belgian river systems in contrasting environments: implications for reconstructing the sedimentation history. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 90(1), 31-50.
- Passega, R. (1957). Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 41(9), 1952-1984.
- Passega, R. (1964). Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(4), 830-847.
- Peiry, J.-L. (1988). *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intramontagnard: l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie)*. Thèse de géographie, Univ. Lyon III, 378 p.
- Peiry, J.-L. (1994). Application de l'analyse statistique multivariée et de l'image CM des dépôts fluviaux à la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux : l'exemple d'un bras mort du Rhône en amont de Lyon. *Quaternaire*, 5(2), 59-67.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, 55(4). DOI:

- 10.2458/azu\_js\_rc.55.16947
- Roberts, M.C., Bravard, J.-P. & Jol, H.-M. (1997). Radar signatures and structure of an avulsed channel : Rhône River, Aoste, France. *Journal of Quaternary Science*, 12(1), 35-42.
- Salomon, F. (2013). *Géoarchéologie du delta du Tibre : Evolution géomorphologique holocène et contraintes hydrosédimentaires dans le système Ostie-Portus*. Thèse de doctorat, Univ. Lyon 2, 662 p.
- Salvador, P.-G. (1991). *Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère ; bassin de Malville et ombilic de Moirans, Bas-Dauphiné*. Thèse de géographie, Univ. Lyon III, 498 p.
- Salvador, P.-G. (1999). L'édification holocène de la plaine alluviale du Rhône dans le bassin de Malville-St-Brenaz (Ain, Isère). *Géomorphologie*, 1, 3-22.
- Salvador, P.-G. (2005). *Géomorphologie et géoarchéologie des plaines alluviales (piémont alpin et nord de la France)*. Habilitation à Diriger des Recherches, Lille, 298 p.
- Salvador, P.-G., Berger, J.-F., Gauthier, E. & Vannière, B. (2004). Holocene fluctuations of the Rhône river in the alluvial plain of the Basses-Terres (Isère, Ain, France). *Quaternaire*, 15(1-2), 177-186.
- Salvador, P.-G. & Berger, J.-F. (2014). The evolution of the Rhone River in the Basses Terres basin during the Holocene (Alpine foothills, France). *Geomorphology*, 204(1), 71-85.
- Toonen, W.H.J., Kleinans, M.G. & Cohen, K.M. (2012). Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surf. Process. Landforms*, 37, 459-472.

Coordonnées de l'auteur :

Pierre-Gil SALVADOR  
Université Lille 1 - Sciences et Technologies -  
EA Lille1/ULCO n°4477-TVES  
Av. Paul Langevin  
F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex  
pierre-gil.salvador@univ-lille1.fr