



HAL
open science

Évolution de la dynamique fluviale de la moyenne Garonne toulousaine : apport d'une approche multi-sources cartes historiques, stratigraphie et géophysique sur le site Grenade-Ondes

Mélodie David, Jean-Michel Carozza, Philippe Valette, Muriel Llubes, Vanessa Py, Tiberiu Groparu

► To cite this version:

Mélodie David, Jean-Michel Carozza, Philippe Valette, Muriel Llubes, Vanessa Py, et al.. Évolution de la dynamique fluviale de la moyenne Garonne toulousaine : apport d'une approche multi-sources cartes historiques, stratigraphie et géophysique sur le site Grenade-Ondes. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2015, 21 (1), pp.21-44. hal-01243193

HAL Id: hal-01243193

<https://hal.science/hal-01243193>

Submitted on 9 Sep 2016

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.

Évolution de la dynamique fluviale de la moyenne Garonne toulousaine : apport d'une approche multi-sources cartes historiques, stratigraphie et géophysique sur le site Grenade-Ondes

The fluvial dynamics of the middle Garonne river documented by combining historical maps, stratigraphy and geophysics approaches on the Grenade-Ondes study site

Mélodie David*, Jean-Michel Carozza*, **, Philippe Valette*, Muriel Llubes***, Vanessa Py*, Tiberiu Groparu*

Résumé

Les changements récents observés sur la dynamique de la moyenne Garonne toulousaine (SO France) sont abordés par le biais d'une approche croisée cartes historiques/terrain (carottages et Tomographies de Résistivité Électrique – TRE). Ce travail est réalisé à l'échelle d'un linéaire de 5 km dans le secteur Grenade-Ondes, 22,5 km au N-NO de Toulouse. Les résultats obtenus restituent l'évolution du système sur une période d'environ un millénaire. Ils montrent une évolution significative entre : 1) un état de faible hydro-dynamisme au cours du Moyen Âge central (XI^e-XIII^e siècles AD) ; 2) un système redynamisé au cours de la période moderne, qui correspond au Petit Âge Glaciaire - PAG (début XIX^e siècle) et 3) une tendance actuelle à la contraction et à la simplification du chenal, amorcée dès le milieu du XIX^e siècle, probablement sous les effets conjugués de facteurs anthropiques et hydro-géomorphologiques locaux et d'une réduction des grandes crues liées à la sortie du PAG.

Mots clés : dynamique fluviale, Garonne, Petit Âge Glaciaire (PAG), période médiévale, cartes anciennes, Tomographie de Résistivité Électrique (TRE), carottages.

Abstract

Recent changes in the fluvial dynamics of the middle Garonne river (SW France) are approached by combining historical maps and data field (cores and Electrical Resistivity Tomographies – ERT). This study is carried out at the scale of a 5 km length reach in the Grenades-Ondes area, 22.5 km N-NW of Toulouse. The results retrace the changes of the system over a period of about one millennium. These results show a significant modification between: 1) a state of reduced hydro-dynamism during the central Middle-Age (XIth-XIIIth centuries AD); 2) a revival in the fluvial dynamics during the modern period, related to the Little Ice Age (early XIXth century); and 3) a current trend to contraction and simplification of the channel, started from the mid-nineteenth century, probably as a result of combined effects of local human and hydro-geomorphological factors and a decrease in major flood related to the end of the LIA.

Key words : fluvial dynamics, Garonne river, Little Ice Age (LIA), Medieval period, historical maps, Electrical Resistivity Tomography (ERT), coring.

Abridged English version

A decrease in the fluvial dynamics of European rivers and more specifically alpine rivers has been observed during the XIXth and XXth centuries (riverbed incision, decrease in sedimentary supply, active belt narrowing,

reduced lateral mobility of the channel, etc.). This phenomenon was first interpreted as a consequence of human activities (dredging, channelization and dams) and then it has partially been related to the transition between Little Ice Age (LIA) and Global Warming (GW; Bravard, 1989).

* Laboratoire GEODE-UMR 5602 CNRS/UT2J – 5 Allée Antonio Machado – 31058 Toulouse Cedex 9 – France (melodie.david@etu.univ-tlse2.fr, philippe.valette@univ-tlse2.fr, vanessa.py@univ-tlse2.fr, tiberiu.groparu@univ-tlse2.fr).

** Faculté de Géographie – Université de Strasbourg – 3, rue de l'Argonne – 67000 Strasbourg – France (carozza@unistra.fr).

*** GET-UMR 5563 UPS/CNRS/IRD/CNAP/CNES – Observatoire Midi-Pyrénées – 14, avenue Edouard Belin – 31400 Toulouse – France (muriel.llubes@get.obs-mip.fr).

The studies on the hydro-geomorphological change in the Garonne river (SO France) are scarce. Only the middle Garonne river (section between the Ariege-Garonne and the Tarn-Garonne junctions, fig. 1) has been studied. Some of the studies on this river reach have been focused on a middle time scale (150 to 300 years; Fortuné, 1988; Valette et Gazelle, 2000; Muller et al., 2002; Valette, 2002). They identify a strong dynamics during the Modern period. However, no data has been produced on the hydro-geomorphological functioning *sensu stricto* at this time scale. The works really focusing on the hydro-geomorphological changes in the middle Garonne river, only cover the recent period (last 50 years; Beaudelin, 1989; Steiger et al., 1998; Steiger and Corenblit, 2000; Steiger et al., 2000). These studies identify a change in the fluvial dynamics of the middle Garonne river for several decades, resulting in three major processes: 1) A decrease in the lateral channel mobility; 2) A riverbed incision and 3) A loss of diversity in riparian environments. These changes have been related to several human factors: the riverbed stabilization by fluvial managements for riverbanks protection, on the one hand; a lack of sediment related to in channel gravel extractions, sediment retention by hydro-electric dams, a reduced lateral supply caused by the riverbanks stabilization and an increase on slopes vegetation cover, on the other hand. However, the gap in the hydro-dynamics knowledge prevents us from clearly putting in perspective this recent change, and especially from separating the role of recent human factors and the role of oldest controlling factors, i.e. the depletion of sedimentary supply and the decrease in runoff under the LIA – GW transition. Then the aim of this paper is to understand the evolution of the middle Garonne river dynamics and its controlling factors on a plurisecular timescale, which allows us to better put in perspective the current river dynamics and its issues.

The proposed study is a preliminary approach on the scale of a study site (Grenade-Ondes, 22.5 km N-NW of Toulouse), which complements an approach on a smaller scale (David et al., 2013). It was carried out on a 5 km long river reach, with both historical maps and data field (cores and Electrical Resistivity Tomographies ERT) which represent complementary sources in terms of chronology. The Grenade-Ondes study area (fig. 1) is characterized by a strong channel mobility during the last centuries and more specifically a one-off phase of braiding dynamics during the XIXth century. The major flood recorded in the middle Garonne river are shown in the figure 2. A decrease in the flood dynamics can be observed from 1880s, probably due to the end of the LIA. No river management stabilize the banks in the Grenade-Ondes area, but historical managements have been performed from 1818 to 1836 in order to close the secondary channels (Valette et Gazelle, 2000).

The first part of this study was performed on historical maps. This allows us to understand the channel changes over the last 250 years, with a quantitative accuracy for the recent period, since 1868. 11 historical maps have been found in National and Departmental Archives (Valette, 2004). Eight of them have been then georeferenced and analysed qualita-

tively (tab. 1). A quantitative analysis was then performed by computing nine morphometric indicators on the more accurate documents of the corpus : 1868, 1950, 1972 and 2000s (fig. 3). The field data complement the first information to stretch the chronology of the channels changes and understand the rhythm of their sedimentation and the active belt narrowing. Three study site have been selected across the plain (fig. 1 and tab. 2). The sites OND and STRO correspond to the narrow channels formed during the phase of braiding dynamics in the early XIXth century. The site GRE corresponds to a paleochannel older than the period covered by historical maps. It has been found thanks to the toponym "Garonne doks" located in Grenade, on the terrace. In each site, ERT measurements have been performed and cores have been collected (fig. 4).

The results allow us to clarify the changes of the system over a period of about one millennium. The qualitative analysis of the historical maps (fig. 5) shows: 1) a relatively simple channel in the XVIIIth century; 2) a revival in the fluvial dynamics during the LIA with a large set of islands and 3) a contraction and a simplification of the Garonne river system from the mid-nineteenth century to the 2000s. This last recent change could be quantified (fig. 6). The more noteworthy result characterizing the recent period is the decrease of islands and bars areas (respectively 22 ha lost during the last 130 years and 12 ha lost during the 50 years). This trend probably occurs under combined effects of: 1) local factors, related to specific hydro-geomorphological features in the study site (i.e. one-off works closing secondary channels and role of tributaries in morphogenic floods) and 2) a lull in major flood related to the end of the LIA. The field data put in perspective the first results, showing a reduced hydro dynamism in the central middle-Age, with a relatively large sandy river at the foot of the terrace between the XIth and XIIIth centuries (fig. 7 and tab. 3). The field data then confirm the revival of the hydro dynamism during the LIA, showing narrow gravel channels in the plain (fig. 8). All these changes and their potential controlling factors are summarized in the figure 8.

Introduction

De nombreuses études ont mis en évidence une réduction de la dynamique fluviale des cours d'eau européens, notamment dans le domaine circum-alpin, au cours des XIX^e et XX^e siècles. Ce phénomène recouvre plusieurs processus : rétraction de la bande active, incision du lit mineur et réduction de la charge sédimentaire dans le delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 2003) ; contraction des lits fluviaux et incision du lit mineur en moyenne Durance (Alpes du sud ; Miramont *et al.*, 1998) ; rétraction de la bande active, progression rapide de la ripisylve des berges vers l'intérieur du lit et enfoncement du plancher alluvial sur le Buëch (Alpes du sud ; Gautier, 1994) ; simplification du linéaire et abaissement de la ligne d'eau sur l'Arve et le Giffre (Alpes de Haute-Savoie ; Peiry, 1986) ; incision des systèmes fluviaux de moyenne montagne dans les Alpes occidentales et dans les Cévennes (Astrade *et al.*, 2011) ; incision du lit des

rivières Loire amont et Ardèche (Massif central ; Gob *et al.*, 2008) ; stabilisation des méandres, boisement des bancs sableux et réduction du lit mineur sur la Loire moyenne (Gautier *et al.*, 2000 ; Leteinturier *et al.*, 2000 ; Grivel et Gautier, 2012), etc. Des changements de ce type ont été observés dès la fin du XIX^e siècle sur la Loire et dans les Alpes et à partir du début XX^e siècle dans la partie méditerranéenne du bassin du Rhône ainsi que dans son delta. Une accentuation de ces phénomènes, notamment de l'incision des lits fluviaux, est apparue plus tardivement dans les années 1950. Ces divers changements ont d'abord été interprétés comme la conséquence d'impacts anthropiques (dragages, extraction de granulats en lit mineur, chenalisation, mise en place de barrages sur les fleuves et dans leurs bassins et reboisement des versants) avant que les effets possibles de la transition entre le Petit Âge Glaciaire (PAG) et la période de Réchauffement Global (RG) actuel (passage d'un régime dominé par les crues – FDR – à un régime dominé par les étiages – DDR – Erskine et Warner, 1998) ne soient envisagés (Bravard, 1989). Cependant, la distinction entre forçage climatique et intensification de l'anthropisation, telle qu'elle a été proposée dans le Haut-Diois (Landon et Piégay, 1999), reste souvent difficile à apprécier.

Dans les Pyrénées, la phase terminale du PAG se traduit par une torrencialité accrue notamment dans la seconde moitié du XIX^e siècle (Métaillié, 1993, 2006 ; Antoine, 2009) et par une récession des glaciers amorcée dès 1870 (René, 2012). Par opposition, le début du XX^e siècle est marqué par une certaine atonie du fonctionnement des cours d'eau. Toutefois, jusqu'à présent, aucune corrélation entre dynamique climatique liée à la fin du PAG et dynamique fluviale de la Garonne n'a été établie. En réalité, la dynamique fluviale de la Garonne à moyen terme (entre 150 et 300 ans) a fait l'objet de peu de travaux en comparaison aux autres principaux fleuves français (Bravard et Magny, 2002). Seule la portion dite de la moyenne Garonne toulousaine entre les confluences de l'Ariège et du Tarn (Valette, 2002 ; Lambert, 1988) a suscité quelques travaux. Ces derniers peuvent être classés en deux catégories : 1) les travaux sur le fonctionnement hydro-sédimentaire de la Garonne, menés à l'échelle du temps court (seconde moitié du XX^e siècle, Beaudelin, 1989 ; Steiger *et al.*, 1998 ; Steiger et Corenblit, 2000 ; Steiger *et al.*, 2000) et 2) les travaux qui fournissent des indications sur le fleuve et ses aménagements anciens sur une période plus longue mais qui n'abordent pas le fonctionnement hydro-sédimentaire *sensu stricto*, ni les facteurs de contrôle de la dynamique fluviale (Fortuné, 1988 ; Valette et Gazelle, 2000 ; Muller *et al.*, 2002 ; Valette, 2002).

Il ressort de ces derniers centrés sur la période la plus ancienne, une instabilité de la moyenne Garonne toulousaine au cours de la période moderne, difficile à stabiliser et à rectifier jusqu'au XIX^e siècle malgré de nombreuses tentatives. Les changements observés sur la période récente (< 60 ans) montrent ensuite une modification de cette dynamique, qui se traduit par trois phénomènes majeurs : 1) l'incision du lit mineur qui s'accompagne d'un abaissement du niveau de la nappe ; 2) la réduction de la mobilité latérale du chenal et 3) l'appauvrissement des milieux fluviaux et

riverains et notamment le dépérissement de la forêt alluviale. Plusieurs facteurs ont été invoqués pour rendre compte de cette évolution (Beaudelin, 1989) : un déficit en charge solide d'une part, causé par l'exploitation industrielle des granulats en lit mineur, la rétention des sédiments par les barrages hydro-électriques et la reforestation des versants ; la fixation de certaines portions du lit mineur d'autre part (notamment dans le Tarn-et-Garonne), qui limite la mobilité latérale du fleuve, augmente les vitesses d'écoulement, réduit la dynamisation des milieux alluviaux par les crues et empêche la recharge sédimentaire par des apports latéraux. Par contre, le rôle des variations hydrologiques liées à la fin du PAG et ses impacts potentiels sur la dynamique fluviale et le transit sédimentaire n'ont pas été envisagés.

La question est donc celle de la (des) cause(s) des évolutions hydro-géomorphologiques observées. Ces évolutions correspondent-elles à une bifurcation récente dans la trajectoire d'évolution du système garonnais, induite par des facteurs de nature anthropique et potentiellement réversibles ? Ou s'inscrivent-elles dans une tendance déjà amorcée durant la seconde moitié du XIX^e siècle sous l'effet d'un facteur climatique (sortie du PAG) et donc irréversible ? L'objectif premier de cette étude est d'appréhender l'évolution du fonctionnement hydro-sédimentaire de la moyenne Garonne toulousaine et ses facteurs de contrôle sur une échelle de temps pluriséculaire, pour permettre une meilleure mise en perspective de la dynamique actuelle et de ses enjeux.

Les études sur la réponse des hydro-systèmes aux forçages récents ont souvent été menées sur la base des documents cartographiques anciens (synthèse dans Malavoi *et al.*, 1998). Le recours aux seules cartes d'archives pour caractériser la dynamique fluviale d'un cours d'eau sur une échelle de temps pluriséculaire est pourtant limité par la disponibilité des documents, le manque de précision des documents les plus anciens, ainsi que leur subjectivité. Les études multi-sources basées sur un couplage documents cartographiques anciens / données de terrain (*e.g.*, Salvador *et al.*, 2004 ; Astrade *et al.*, 2011 ; Kiss et Blanka, 2012 ; Ziliani et Surian, 2012 ; Toone *et al.*, 2014) sont mieux adaptées à l'échelle de temps et au niveau de précision ciblés, bien qu'elles se heurtent également à des limites (*e.g.*, datation). Le second objectif de ce travail est de montrer l'intérêt d'une approche multi-sources qui croise archives documentaires (principalement cartes et plans anciens), carottages et Tomographies de Résistivité Electrique (TRE). Ce type d'étude, parfois mené pour des travaux à vocation paléogéographique (Vella *et al.*, 2013) mais plus rarement pour des travaux sur la reconstitution de la dynamique fluviale (Laigre *et al.*, 2012), permet : 1) d'étendre la reconstitution de la dynamique fluviale au-delà de la période couverte par les seules archives iconographiques et ainsi d'englober l'ensemble de la période dont les héritages pourraient avoir une influence significative sur l'évolution récente du fleuve et 2) de compléter les données planimétriques en ajoutant des informations du sous-sol (géométrie 3D des paléochenaux, processus sédimentaires et chronologie des événements).

Cette démarche est ici appliquée à un linéaire de 5 km de longueur au niveau des communes de Grenade et d'Ondes

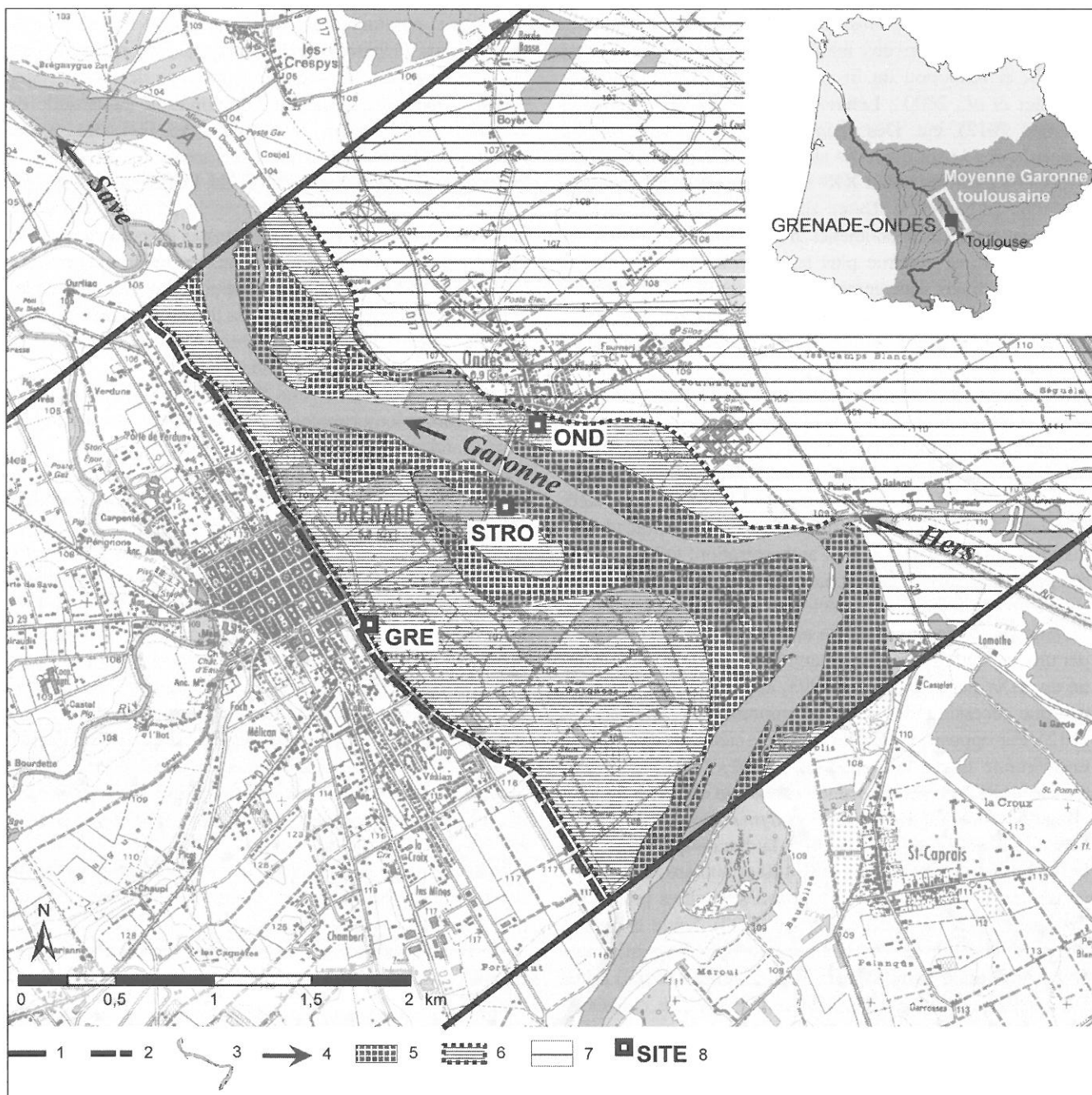


Fig. 1 – Localisation et délimitation du secteur d'étude Grenade-Ondes. 1 : limites du secteur d'étude ; 2 : talus de la terrasse pléistocène ; 3 : linéaire d'étude (5 km) ; 4 : sens de l'écoulement ; 5 : zone d'expansion des crues très fréquentes (annuelles) ; 6 : zone d'expansion des crues fréquentes (période de retour 5 à 15 ans, e.g. inondation de 1855 délimitée sur la carte anonyme de 1868 - fig. 2) ; 7 : zone d'expansion des crues exceptionnelles (centennale, i.e. 1875 PHEC – fig. 2) ; 8 : sites de prospections géophysiques et sédimentaires.

Fig. 1 – Location and boundaries of the Grenade-Ondes study area. 1: Boundaries of the study area; 2: Slope of the pleistocene alluvial terrace; 3: Study river reach (5 km); 4: Flow direction; 5: Area covered by very frequent floods (annual); 6: Area covered by frequent floods (recurrence interval 5 to 15 years, e.g. flood boundaries of 1855 shown on the anonymous map of 1868 - fig. 2); 7: Area covered by exceptional floods (100-year, i.e. 1875 HWK – fig. 2); 8: Study sites for geophysical and sedimentary surveys.

(22,5 km au N-NO de Toulouse). La mobilité historique particulièrement forte de ce secteur, atypique dans le contexte de moyenne Garonne toulousaine, est en partie responsable d'une richesse d'archives, qui permet d'envisager une bonne visibilité des différentes dynamiques fluviales passées et de leurs facteurs de contrôle.

Site d'étude

La moyenne Garonne toulousaine correspond à un linéaire relativement homogène d'un point de vue hydro-géomorphologique d'environ 90 km, orienté SE-NO, entre la confluence de l'Ariège à Toulouse-Portet et la confluence du

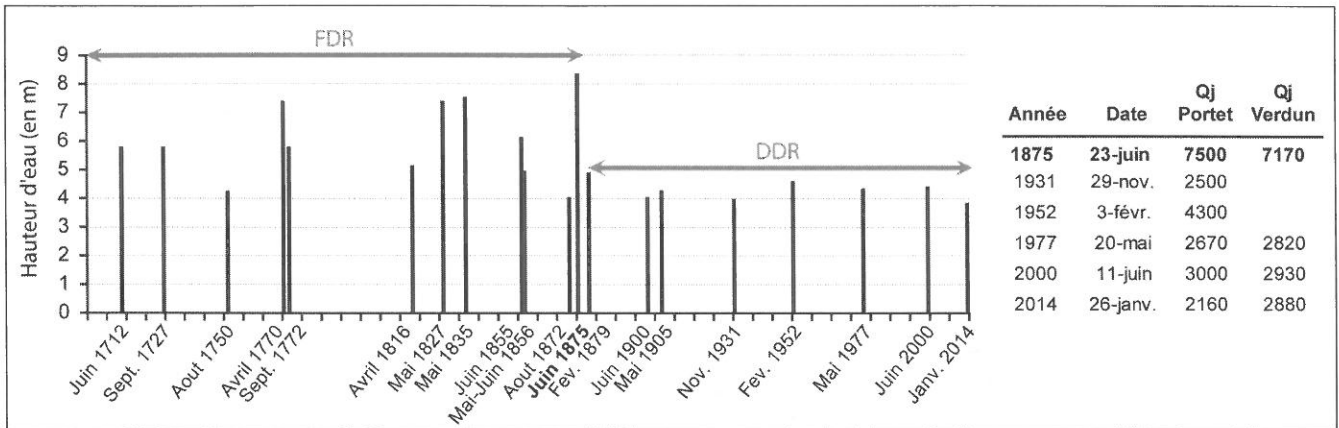


Fig. 2 – **Chronique des crues majeures de la Garonne enregistrées à Toulouse au cours des trois derniers siècles.** Les hauteurs d'eau mesurées au Pont Neuf sont affichées en ordonnée sur le diagramme (en m). Les plus Hautes Eaux Connues (PHEC) sont indiquées en gras. FDR : régime dominé par les crues ; DDR : régime dominé par les étiages (Erskine et Warner, 1998). Les débits maximum instantanés enregistrés aux stations de Toulouse-Portet et Verdun (aval de Grenade-Ondes) ainsi que ceux estimés pour les PHEC (Plan de Prévention des Risques – PPR – de Grenade et Toulouse) sont rapportés en m³/s dans la table.

Fig. 2 – **Review of the main floods of the Garonne river recorded in Toulouse during the last three centuries.** The water levels measured in Toulouse (Pont Neuf) are displayed on the ordinate axis of the diagram (in m). The Highest Water Known (HWK) are specified in bold text. FDR: flood dominated regime; DDR: drought dominated regime (Erskine et Warner, 1998). The peak flow discharges measured on the Toulouse and Verdun (downstream to Grenade-Ondes) stations are reported in m³/s in the table. Those of the HWK (valued within the Grenade and Toulouse Risk Prevention Plans - RPP) are specified in addition.

Tarn à Moissac (fig. 1). Globalement, le chenal y est sinueux à méandrique (indice de sinuosité du linéaire : 1,38) et présente une pente forte (0,0009 m/m en moyenne ; Steiger et Corenblit, 2000 ; Steiger *et al.*, 2000) pour un module de 190 m³/s mesuré à Toulouse. La basse plaine holocène présente une largeur de 2 à 4 km et est encaissée en contrebas d'un système de terrasses pléistocènes étagées. Cette portion de la Garonne dite « débordante » (SMEPAG, 1989) présente un régime hydrologique de type pluvio-nival, qui peut générer des crues violentes, parfois dévastatrices (fig. 2) : 1) au printemps lors d'événements pluvieux concomitants à la fonte des neiges sur les Pyrénées (*e.g.* crue du 23 juin 1875 – plus hautes eaux connues PHEC – pour laquelle un débit de 7 500 m³/s a été estimé à Toulouse-Portet) ; 2) à l'automne lors d'épisodes pluvieux venant du sud-est, associés aux affluents de rive droite (*e.g.* crue du 17 septembre 1772) et 3) en hiver suite à de longues périodes pluvieuses (*e.g.* crue de Février 1952). En raison de ces crues violentes et morphogènes, la moyenne Garonne toulousaine a connu une forte instabilité jusque dans les années 1960, date à partir de laquelle la portion tarn-et-garonnaise du fleuve a été systématiquement stabilisée par endiguement. De nombreux aménagements antérieurs qui visaient à améliorer la navigation et/ou à gagner des terrains sur le fleuve sont cependant connus, du Moyen Âge central jusque dans la première moitié du XIX^e siècle. À partir de cette date, l'ouverture du canal latéral à la Garonne et la mise en service de la voie de chemin de fer ont réduit l'intérêt du fleuve pour la navigation, ce qui s'est traduit par une réduction des interventions sur le chenal (Valette, 2002).

Au sein de ce linéaire, qui fait par ailleurs l'objet d'une approche globale (David *et al.*, 2013), le secteur de Grenade-Ondes (22,5 km au N-NO de Toulouse, fig. 1) s'indivi-

dualise par une mobilité latérale du chenal particulièrement forte au cours des derniers siècles. La portion de linéaire étudiée a en effet connu une phase de tressage au début du XIX^e siècle, originale par rapport à la dynamique de méandrage actif qui domine sur l'ensemble de la moyenne Garonne à l'époque moderne (Steiger et Corenblit, 2000 ; David *et al.*, 2013). La présence de paléofformes encore visibles sur la plaine et les nombreuses sources d'archive disponibles (Archives Départementales, séries C et S ; Archives Nationales, séries F10 et F14) attestent des particularités hydrogéomorphologiques de ce secteur, ce qui permet d'envisager une bonne visibilité des différentes dynamiques fluviales passées. Ce secteur présente de plus l'avantage d'avoir fait l'objet d'une étude antérieure portant sur les aménagements et modes de gestion du fleuve (Valette et Gazelle, 2000), qui apporte des éléments de compréhension des facteurs de contrôle de la dynamique fluviale.

La basse plaine (niveaux alluviaux Fz2 et Fz3 de la carte géologique), sur laquelle se trouve la commune d'Ondes, s'étend ici sur une largeur de 4 km environ. Elle est limitée à l'ouest par un talus de terrasse (niveau alluvial Fy) haut de 8 à 10 m. Au niveau du pont entre Grenade et Ondes, la Garonne se situe à moins d'1 km de distance de la terrasse rive gauche (Fy) sur laquelle est bâtie la commune de Grenade et à plus de 3 km de la terrasse rive droite entaillée dans la molasse (g3-2) et couronnée par la terrasse Fw. Cette dissymétrie marque le point d'élargissement de la vallée sous influence de la confluence de l'Hers. À ce point, le chenal décrit un méandre de 4 km de longueur d'onde et de 2,5 km d'amplitude au sein d'un lit majeur de 1,3 km de largeur. Le lit mineur est large de 170 m pour une profondeur de 6 m au niveau du pont (Lambert, 1988), soit des valeurs légèrement supérieures à la moyenne sur le linéaire Toulouse / confluen-

ce du Tarn (largeur : 150 m – profondeur : 4 m ; Steiger et Corenblit, 2000). Ce lit s'écoule principalement sur le substratum molassique miocène, la couverture alluviale grossière étant aujourd'hui résiduelle. La charge solide, caractérisée 40 km en aval par des travaux sur la retenue d'eau de Malause (Mamoudou, 2008), est nettement inférieure à celle du Tarn et se compose essentiellement de matière en suspension (limons et sables fins). La pente du profil en long est ici égale à la pente moyenne de la moyenne Garonne toulousaine (0,0009 m/m, d'après les profils en long levés par les ingénieurs des Ponts et Chaussées en 1920 et mis à disposition par l'IGN). Le module exact au pont entre Grenade et Ondes n'est pas connu, la station la plus proche étant celle de Toulouse (190 m³/s). La puissance spécifique a cependant été estimée pour l'ensemble du tronçon Beauzelle/Verdun à environ 65 W/m² (Steiger et Corenblit, 2000 ; Steiger *et al.*, 2000), ce qui est supérieur au seuil de 35 W/m² qui définit une capacité du cours d'eau à réajuster son cours après des travaux de rectification (Brookes, 1998). La ripisylve est partout présente et hétérogène, de la fine haie d'arbre au boisement riverain large de 500 m au maximum.

Le plan de prévention des risques (PPR) de Grenade estime le temps de retour des crues débordantes entre Ondes et le pied de terrasse de Grenade entre 5 et 15 ans (*e.g.* crue de 1855, dont les limites ont été rapportées sur la carte de 1868 ; crue de 2014, pour laquelle 2 160 m³/s ont été enregistrés à Toulouse-Portet), tandis que les crues annuelles remettent en eau le bras mort situé entre les sites GRE et STRO (fig. 1). La figure 2 présente une chronologie des crues majeures débordantes susceptibles d'avoir été morphogènes dans le secteur de Grenade-Ondes. Le débit représente le meilleur indicateur pour définir une crue morphogène. Cependant cette mesure n'est ici disponible que depuis 1920. La chronique présentée est donc une compilation des hauteurs d'eau mesurées à Toulouse (Pont Neuf), réalisée à partir de plusieurs sources. Cinq crues majeures ont été retenues pour le XVIII^e siècle parmi les 24 identifiées par J.-L. Laffont (1997). Dix crues majeures ont été identifiées pour le XIX^e siècle, dont les PHEC (1875). La première moitié du siècle n'est cependant renseignée que par les travaux de J. Serret (1874) et M. Pardé (1928), dans lesquels les hauteurs d'eau sont souvent surestimées, au regard des événements renseignés par plusieurs sources distinctes (SMEPAG, 1989). À partir de 1855, la chronique a été établie sur la base des données d'archives de la Banque Hydro (Hauteurs d'eau retenues > 3,80 m : crue de janvier 2014 qui a été faiblement morphogène en moyenne Garonne toulousaine) et peuvent donc être considérées avec plus de confiance. Cinq crues majeures ont été identifiées pour le XX^e siècle et deux crues majeures ont été relevées depuis le début du XXI^e siècle. Une baisse de l'hydraulicité attribuable à la sortie du PAG s'observe à partir des années 1880, date après laquelle plus aucune hauteur d'eau n'excède 4,60 m à Toulouse. Cette chronique est valide pour le secteur de Grenade-Ondes, bien que les apports des confluents locaux Hers (rive droite) et Save (rive gauche) ne soient pas pris en compte par la station de Toulouse. Ces affluents (particulièrement l'Hers, la Save étant située légèrement en aval du secteur d'étude) peuvent contribuer de façon

significative en cas de crue (débits instantanés maximaux enregistrés : 163 m³/s sur l'Hers le 11 juin 2000 et 620 m³/s sur la Save le 1^{er} juillet 1977). Toutefois le PPR de Grenade considère les crues du 20 mai 1977 et de février 1952, incluses dans cette chronique, comme des références de crues respectivement débordante et largement débordante à Grenade.

Contrairement à la portion tarn-et-garonnaise, aucune structure de type enrochement, épis ou digue, ne protège les berges de la Garonne au niveau de Grenade-Ondes. Seuls les affluents (Hers et Save) ont fait l'objet de travaux de recalibrage et d'endiguement dans les années 1975. Toutefois, des aménagements anciens ont existé. P. Valette et F. Gazelle (2000) identifient dans le secteur de Grenade-Ondes une série de traînées (lignes de branches entrelacées et comblées par des roches en travers des chenaux) qui avaient pour objectif de fermer les bras secondaires et concentrer le débit dans le chenal principal. Elles visaient principalement à maintenir un chenal principal apte à la navigation et secondairement à stabiliser les berges et à gagner des terres et/ou à limiter leur érosion. Ces infrastructures légères ont été construites par des particuliers, avec le soutien des Ponts et Chaussées, entre 1818 et 1836. Leur efficacité s'est avérée limitée puisqu'en 1840 les bras étaient toujours en eau. Par ailleurs, les documents cartographiques d'archives révèlent la présence de ce type d'aménagement dès le milieu du XVIII^e siècle (carte de 1750-1770), ainsi que celle d'autres aménagements ponctuels anciens : digue (château de Nogarolis, cartes de 1750-1770 et 1810) et épis (structures courantes sur les documents compris entre 1750 et 1850). Une carte datée de 1810 révèle enfin la présence de moulins à neufs sur le fleuve, qui ont pu modifier localement les dynamiques d'érosion et atterrissement et/ou nécessiter des aménagements du chenal.

Méthode

Traitement des documents cartographiques anciens

L'analyse qualitative puis quantitative des documents cartographiques anciens sous SIG constitue la première phase du travail réalisé. Elle permet d'appréhender l'évolution planimétrique du lit de la Garonne sur les 250 dernières années.

Le dépouillement des Archives Nationale (AN) et Départementales (AD ; Valette, 2004) a permis d'établir un corpus documentaire qui compte 11 représentations de la Garonne dans le secteur de Grenade-Ondes sur la période comprise entre le début du XVIII^e siècle et les années 2000. Ce corpus se compose de trois types de documents (tab. 1) : les cartes topographiques récentes de l'IGN ; les cartes d'État Major réalisées aux XIX^e et XX^e siècles et les cartes centrées sur le cours de la Garonne réalisées aux XVIII^e et XIX^e siècles, souvent dans une optique d'aménagement du lit. La carte de Cassini, souvent utilisée comme support dans les études diachroniques basées sur les documents cartographiques anciens, n'apparaît pas dans ce corpus car le niveau de précision des cartes recensées est meilleur.

Date de levée (1) (ou dernière révision)	Auteur (2)	Echelle (3)	Projection (4)	Prétraitement (5)	Méthode de géoréférencement (6)	Nombre de points au km ² (7)	RMSE max (8)	RMSE min (9)	RMSE moy (10)
2002-2006*	IGN	1:25000	Lamb 93	-	Référentiel IGN	-	-	-	-
1972*	IGN	1:25000	Lamb zone III et II ét.	D	RC	0,64	2,87	0,36	[1,43-1,66]
1950*	IGN	1:10000	Lamb zone III	D	RC	1,20	2,91	0,29	[1,17-1,89]
1908	Etat major	1:80000	Lamb III zone Sud	D	PP	0,44	54,64	9,60	32,17
1868*	?	1:10000	?	D	PP	1,37	11,42	0,54	[5,74-7,37]
1850	Etat major	1:40000	Bonne	D	PP	0,08	72,77	6,24	39,96
1830	?	1:10000	?	D	PP	0,52	55,12	12,61	33,71
1810	?	?	?	A	PP	0,25	243,33	43,53	168,25
1755	Villacrose	?	?	-	-	-	-	-	-
1750-1770	?	?	?	A	PP	0,38	95,90	16,23	53,55
1716-1717	Matis	?	?	-	-	-	-	-	-

Tab. 1 – **Géoréférencement des documents cartographiques anciens.** Les cartes du corpus issu des Archives Départementales et Nationales (AD et AN) sont organisées de manière chronologique, par date de levé ou de dernière révision (1). Lorsqu'ils sont connus, l'auteur (2), l'échelle (3) et le système de projection (4) des documents sont renseignés. Le type de prétraitement (5) et la méthode de géoréférencement (6) sont ensuite détaillés : les planches ont été soit découpées (D), soit associées entre elles (A) préalablement au géoréférencement pour en optimiser la qualité ; elles ont ensuite été calées soit par renseignement direct des coordonnées (RC), soit point à point à partir d'un référentiel (scan25, PP). La qualité du géoréférencement est ensuite caractérisée : le nombre de points d'amer positionné au km² (7) ; les erreurs quadratiques maximales (8), minimales (9) et moyennes (10) en m. L'absence de donnée signifie que la carte n'a pas été géoréférencée en raison de son niveau de précision trop faible. Les cartes désignées par un astérisque correspondent aux cartes les plus précises, qui ont été traitées quantitativement.

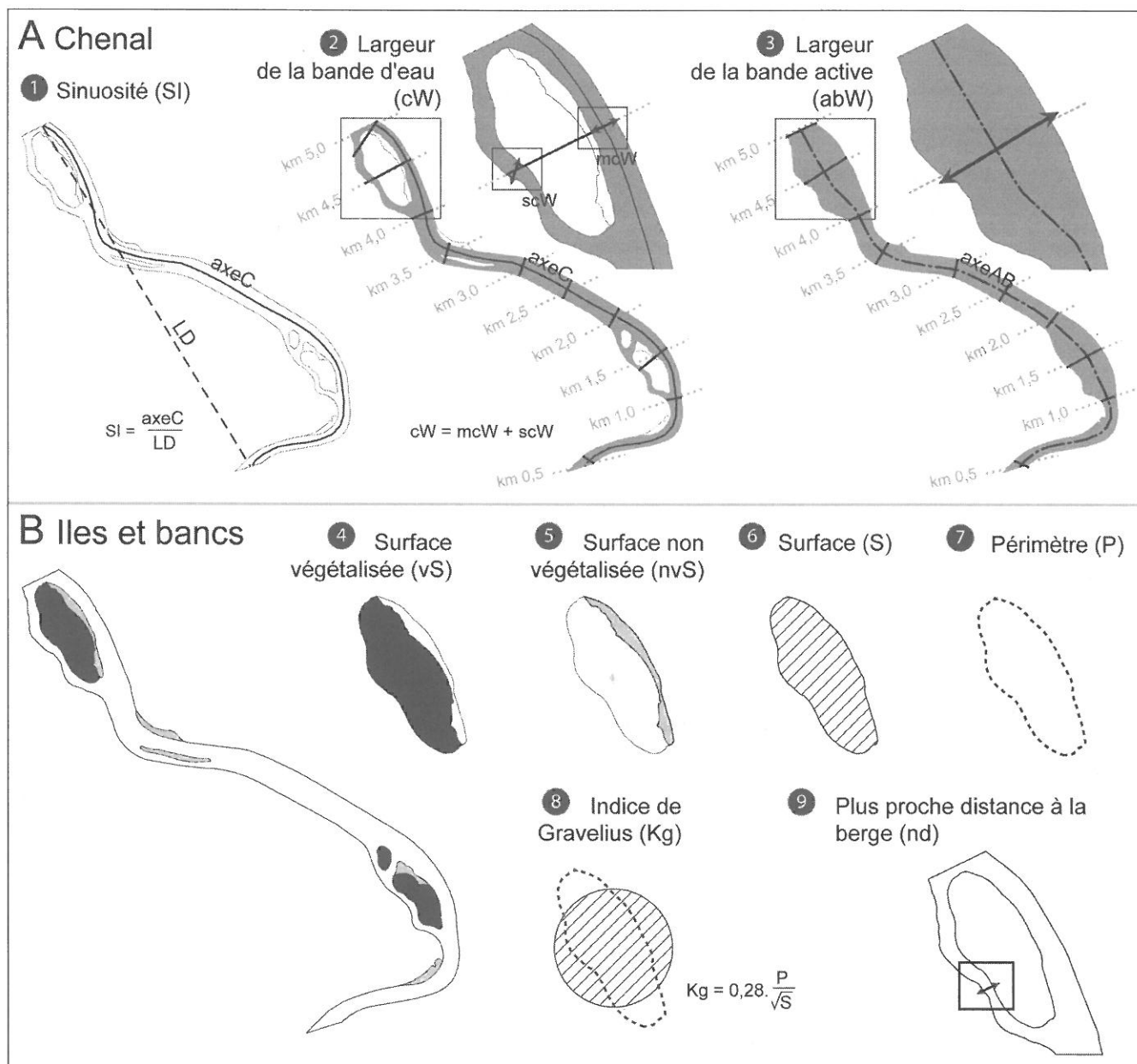
Tab. 1 – **Historical maps georeferencing.** The maps of the corpus coming from the Departmental and National Archives (AD and AN) are chronologically organised by maps creation or last reviewing date (1). When they are known, the author (2), the scale (3) and the projection system (4) of the maps are related. The kind of image pre-process (5) and the georeferencing method (6) are then detailed: the maps have been cut (D) or associated with another (A) prior to georeferencing, to optimize the quality; they have been then georeferenced by direct relating points coordinates (RC), or point to point (PP) with a referential map (scan25). The quality of the georeferencing is then shown: the number of point for one km² (7); the maximal (8), minimal (9) and mean (10) squared errors in m. The lack of data means that the map has not been georeferenced because of the poor level of accuracy.

La qualité des documents utilisés est hétérogène et diminue globalement avec l'ancienneté des sources, en raison de la diversité des objectifs et des techniques topographiques aux dates de levée. Les documents les plus précis et de meilleure qualité correspondent aux trois cartes les plus récentes, dressées par l'IGN au 1:25 000 : le scan25 levé entre 2002 et 2006 (géoréférencé) et les cartes de la seconde moitié du XX^e siècle, datées de 1950 et 1972. La carte anonyme de 1868 au 1:10 000, qui couvre le cours de la Garonne entre Toulouse et Bordeaux, est elle aussi de qualité et présente un très bon niveau de précision. Les cartes d'État Major, bien que relativement récentes, présentent en revanche un moindre niveau de précision et un tracé plus grossier. Le corpus compte deux cartes de ce type, datées de 1850 et 1908 et respectivement dressées au 1:40 000 et 1:80 000. Les auteurs et les échelles des documents antérieurs à la seconde moitié du XIX^e siècle sont souvent inconnus et la qualité des levés difficile à évaluer. Cinq documents de ce type entrent dans le corpus : 1) la carte de la Garonne entre le pont de Toulouse et celui de Bordeaux, levée en 1830 à des fins inconnues ; 2) la carte de la Garonne entre Toulouse et la confluence du Tarn, levée en 1810 pour servir de support à la rédaction du projet d'amélioration de la navigation ordonnée par décret en 1808 ; 3) la carte anonyme de la seconde moitié du XVIII^e siècle, datée approximativement 1750-1770, sur laquelle figurent différents projets de rectification du fleuve ; 4) la carte du cours de la Garonne de

Toulouse à Langon, levée par Villacrose entre 1754 et 1755 pour le Marquis de Caraman dans l'optique d'améliorer la navigation et 5) la carte du cours de la Garonne de Montréjeau à Bordeaux, réalisée entre 1716 et 1717 par Matis, cartographe du roi, afin de permettre le flottage et la navigation en vue d'alimenter Versailles en marbre (Julien, 2005).

Sur les 11 cartes recensées, huit cartes ont fait l'objet d'un géoréférencement sous SIG (ArcGis, polynôme de 1^{er} ordre ; tab. 1), le scan25 étant déjà géoréférencé et les cartes du cours de la Garonne de Matis et Villacrose étant jugées trop imprécises pour être intégrées dans le SIG. Lorsque le système de projection des cartes est connu (cartes les plus récentes : 1950 et 1972, IGN) les coordonnées ont été renseignées directement dans le système de projection initial, puis reprojettées en Lambert 93. Dans les cas où le système de projection est inconnu ou illisible, les cartes ont été calées à partir d'un référentiel (scan25). Deux types de traitement ont été effectués préalablement au géoréférencement : 1) les planches de grande taille et qui contiennent un nombre important de points d'amer ont été découpées en planches plus réduites afin d'optimiser la qualité du géoréférencement et 2) à l'inverse, pour les documents les plus anciens et moins précis, plusieurs planches ont été assemblées préalablement au géoréférencement (Inkscape) afin d'augmenter le nombre de points d'amer disponibles.

Seuls trois documents présentent une précision suffisante pour obtenir une erreur quadratique moyenne (RMSE)



inférieure à 10 m avec un nombre de points significatif ($> 0,5$ point/km²) : les cartes IGN de 1972 et 1950 et la carte anonyme de 1868 (tab. 1). Grâce à leur précision, ces documents, ainsi que le scan25, ont permis l'analyse quantitative de l'évolution du chenal sur la période 1868-2000. Les autres cartes géoréférencées ont fait l'objet d'une analyse plus qualitative.

Afin d'analyser l'évolution du chenal de manière quantitative, les cartes de 1868, 1950, 1972 et 2000 (scan25) ont d'abord fait l'objet d'une digitalisation des composantes fluviales sous SIG (ArcGis) en dissociant : 1) le chenal principal, *i.e.* le chenal qui présente la largeur la plus importante en cas de chenaux multiples ; 2) les chenaux secondaires ; 3) les îles végétalisées ; 4) les bancs non végétalisés, *i.e.* les bancs latéraux, centraux ou accolés à une île, représentés par le figuré sable mouillé ou galet et 5) la bande active, *i.e.* l'enveloppe incluant les chenaux, les îles et les bancs. Neuf

indices morphométriques ont ensuite été calculés sur les éléments délimités, afin de caractériser le chenal d'une part et les îles et bancs d'autre part (fig. 3). Trois indices concernent le chenal : l'indice de sinuosité (IS) ; la largeur de la bande d'eau (cW, en m) et la largeur de la bande active (abW, en m). Les six autres indices caractérisent les îles et les bancs : la surface en île végétalisée (vS, en ha) ; la surface en atterrissement (nvS, en ha) ; la surface (S, en ha) ; le périmètre (P, en km) ; la plus proche distance à la berge (nd, en m) et l'indice de Gravelius (Kg), qui donne une indication sur la circularité / l'allongement de la forme.

Les données de terrain

Les données de terrain prises en compte dans ce travail sont de deux types : Tomographies de Résistivité Électrique (TRE) et carottes sédimentaires. Les prospections géophys-

Fig. 3 – **Méthode de calcul des indices morphométriques.** A : Indices qui caractérisent le chenal. Pour procéder au calcul de ces indices, l'axe médian du chenal principal (axe C) et l'axe médian de la bande active (axe AB) ont été extraits de manière semi-automatique d'après la méthode proposée par A. Albert et H. Piégay (2011). Des repères kilométriques fixes ont été positionnés perpendiculairement à l'axe de la vallée pour permettre la répétitivité de certaines mesures tous les 500 m. 1 : indice de sinuosité (SI) : rapport de la longueur de l'axe C à la droite reliant les deux extrémités du linéaire (LD) ; 2 : largeur de la bande d'eau (cW, en m) : somme des largeurs du chenal principal (mcW) et des bras secondaires (scW), mesurée tous les 500 m sur une ligne perpendiculaire à l'axe C ; 3 : largeur de la bande active (abW, en m) : largeur de la bande incluant le chenal, les îles et les bancs, mesurée tous les 500 m sur une ligne perpendiculaire à l'axe AB. B : Indices qui caractérisent les îles et bancs. Les indices de végétalisation (vS et nvS) concernent les îles et les bancs individuellement. Les indices de forme et de taille (S, P, Kg et nd) ont été calculés sans distinction entre île et banc, à partir des Unités Morphologiques (UM) qui associent les îles et bancs accolés. Tous les indices ont été calculés de manière automatique, à l'exception de l'indice de Gravelius (Kg) qui a été calculé de manière semi-automatique à partir des valeurs de surface et de périmètre. 4 : surface végétalisée (vS, en ha) : surface en île végétalisée ; 5 : surface non végétalisée (nvS, en ha) : surface en banc non végétalisée ; 6 : surface (S, en ha) : aire des Unités Morphologiques (UM) ; 7 : périmètre (P, en km) : périmètre des UM ; 8 : indice de circularité de Gravelius (Kg) : rapport entre le périmètre de l'UM et l'aire du cercle de même circonférence - plus la valeur obtenue est proche de 1, plus la forme tend vers la circularité ; 9 : plus proche distance à la berge (nd, en m) : distance entre l'UM et la berge au point où l'UM est la plus proche.

Fig. 3 – **Method for morphometrical descriptors computation.** A: Indicators related to the channel. In order to compute these descriptors, the central channel axis (axe C) and the central active belt axis (axe AB) have been levered according to the semi-automatic method developed by A. Albert and H. Piégay (2011). Fixed reference points have been positioned each 500 m, perpendicular to the valley axis, to allow repetition of some measures along the study reach. 1: Sinuosity (SI): ratio of the axe C to the line connecting the ends of the channel reach (LD); 2: Channel width (cW, in m): sum of the main channel width (mcW) and secondary channel width (scW), measured each 500 m on a line perpendicular to axe C; 3: Active belt width (abW, in m): width of the strip including the channel, the islands and the bars, measured each 500 m on a line perpendicular to the axe AB. B: Indicators related to islands and bars. The descriptors related to the vegetation (vS and nvS) have been measured individually on islands and bars. The descriptors related to shape and size (S, P, Kg and nd) have been computed without difference between island and bar, based on morphological units (UM) associating attached islands and bars. All indicators have been computed according to an automatic method, excepted the Gravelius index (Kg), computed according to a semi-automatic method based on the surface and perimeter values. 4: Vegetalized surface (vS, in ha): area of the vegetalized islands; 5: Non vegetalized surface (nvS, in ha): area of the non vegetalized bars; 6: Surface (S, in ha): area of the Morphologic Units (UM); 7: Perimeter (P, in km): UM perimeter; 8: Gravelius index / circularity index (Kg): ratio of the UM perimeter and the area of a circle which has the same circumference - the higher the value obtained is close to 1, the more the shape is close to circularity; 9: Near distance to the bank (nd, in m): distance between the UM and the bank where the UM is the closest.

siques de TRE 2D permettent d'identifier des zones de résistivité contrastées au sein de la plaine, qui correspondent à des corps sédimentaires distincts. Les valeurs de résistivité associées à ces corps dépendent principalement de leurs teneurs en eau (*i.e.* de la granulométrie) et en argile. Elles sont donc susceptibles de révéler la présence d'un paléochenal. Les TRE ont été acquises à l'aide d'un TerraMeter ABEM SAS 1000 en utilisant le protocole Schlumberger. Afin d'obtenir une bonne résolution spatiale et une profondeur suffisante, un écartement de 1 mètre entre les électrodes a été retenu. L'inversion des données a été réalisée *a posteriori* à l'aide du logiciel Res2Dinv.

L'analyse stratigraphique des carottes prélevées au sein des paléochenaux ou en marge de ceux-ci, vise à identifier les faciès sédimentaires, qui pourront par la suite être associés à des dynamiques hydro-sédimentaires distinctes. Les carottages ont été effectués à l'aide d'un carottier vibro-percuteur type COBRA, soit à la gouge ouverte, soit en tube PVC. Les logs issus de la gouge ont été photographiés, décrits et ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique sur le terrain. La carotte tubée (GRES) a fait l'objet d'une ouverture en laboratoire. Elle a été photographiée, décrite et échantillonnée finement en vue de sa datation. En outre, des mesures de susceptibilité magnétique (Bartington MS2E) et de spectro-colorimétrie (Konika Minolta CM-700d) ont été réalisées mais se sont avérées peu concluantes. L'ensemble des profils et des carottages a été localisé au DGPS et la topographie a été prise en compte lors de l'inversion des données TRE. La chronologie des carottes prélevées s'appuie sur les données issues des cartes d'archives pour les formes

les plus récentes et sur des datations ^{14}C pour les formes les plus anciennes. Les datations radiocarbone ont été réalisées à partir de macro-restes ligneux. Ils ont fait l'objet d'une analyse microscopique préalable pour leur détermination taxinomique et l'examen d'éventuelles déformations anatomiques liées à des phénomènes de dessiccation et/ou à la présence de parasites.

Les carottages et prospections géophysiques ont été appliqués à un ensemble de paléofformes fluviales, contemporaines ou antérieures aux cartes les plus anciennes qui constituent la première phase du travail réalisé sur le secteur Grenade-Ondes. Les sites choisis se répartissent le long d'un transect perpendiculaire à la basse plaine, afin de couvrir la zone de divagation récente du fleuve (fig. 1). Deux types d'annexes fluviales ont été sondés. Les sites OND et STRO correspondent aux paléochenaux étroits qui composent le système à chenaux multiples observé sur les cartes durant la première moitié du XIX^e siècle et qui ont été déconnectés artificiellement entre 1830 et 1850 par la mise en place de traînées dans les années 1818-1836 (Valette et Gazelle, 2000). Ces sites ont été localisés à partir de la carte de 1830 géoréférencée. Le site GRE correspond à un paléochenal supposé de la Garonne antérieur à la période renseignée par les cartes. La présence probable de cette paléofforme est déduite des anomalies parcellaires d'une part et du toponyme « Quai de Garonne » localisé en bordure de la terrasse sur la commune de Grenade d'autre part. Pour chaque site, une section TRE 2D a été levée à l'emplacement des points de carottage et perpendiculairement à l'axe du paléochenal. Les trois sites d'étude sont localisés sur la figure 1 et décrits

Tab. 2 – Travaux de terrain effectués sur les sites OND, STRO et GRE. 1 : date de carottage ; 2 : nombre de carottes prélevées ; 3 : longueur des carottes (en m) ; 4 : date de prospection des Tomographies de Résistivité Électrique (TRE) ; 5 : longueur des sections TRE (en m) ; 6 : dénivelé des sections TRE.

	Carottages			Tomographies de résistivité électrique (TRE)		
	Date (1)	Nombre de carottes (2)	Longueur des carottes (3)	Date (4)	Longueur des sections (5)	Dénivelé (6)
OND	Octobre 2013	3	[2,30 - 2,60]	Mars 2014	57	0,50
STRO	Octobre 2013	3	[2,45 - 3,15]	Mars 2014	37	2,11
GRE.a	Octobre 2013	4	[4,00 - 5,00]	Novembre 2013	63	0,90
GRE.b	Octobre 2013	1	4,00	Mars 2014	25	2,75

Tab. 2 – Field works on the study sites OND, STRO and GRE. 1: Date of coring; 2: Cores number; 3: Cores length (in m); 4: Date of Electrical Resistivity Tomography (ERT) prospection; 5: ERT length (in m); 6: Gradient in the ERT section.

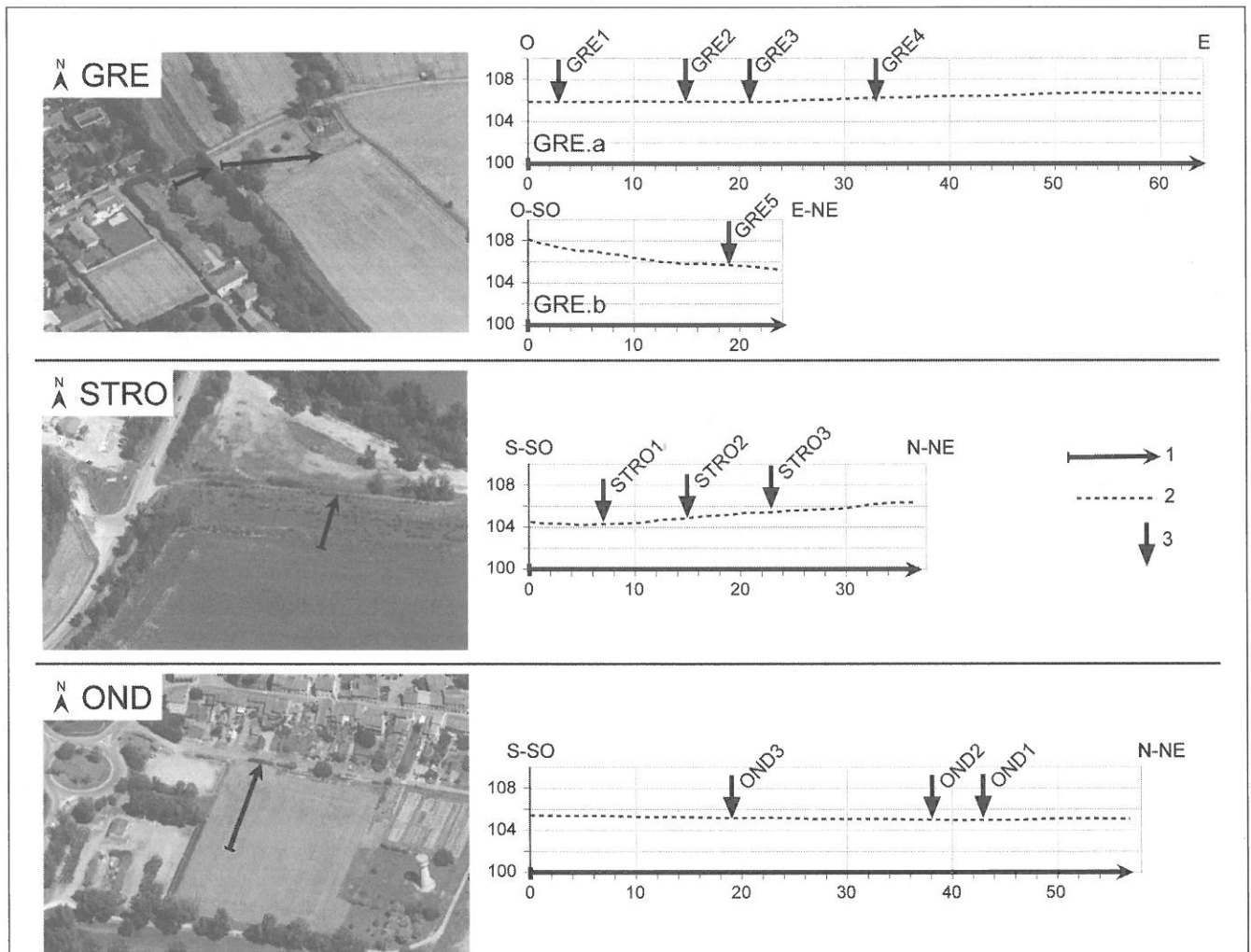


Fig. 4 – Stratégie de prospection géophysique et sédimentaire sur les trois sites d'étude GRE, STRO et OND. 1: transect de prospection géophysique ; 2 : topographie du transect ; 3 : points de carottage.

Fig. 4 – Strategy for geophysical and sedimentary surveys on the three study sites GRE, STRO and OND. 1: Geophysical prospecting transect; 2: Transect topography; 3: Location of cores.

sur la figure 4. Les prospections effectuées sur chacun d'eux sont détaillées dans le tableau 2.

Résultats

Évolution planimétrique du chenal au cours des 250 dernières années (1750-2000)

La figure 5 présente l'évolution planimétrique du lit de la Garonne au cours des 250 dernières années, reconstituée à partir de 9 documents cartographiques anciens. La position des

communes Grenade et Ondes, ainsi que la route et le pont qui les relient correspondent au tracé des années 2000 (scan25) et ont été reportés sur chacune des vignettes afin de faciliter le repérage des évolutions. L'échelle des vignettes ne permet pas la représentation des aménagements présents sur le fleuve. Cependant ceux-ci peuvent être énumérés textuellement.

L'ensemble des chenaux représentés couvre une enveloppe de divagation d'une largeur maximale de 1 km. Le document cartographique géoréférencé le plus ancien (~1750-1770) montre un chenal principal relativement large au cours de la seconde moitié du XVIII^e siècle. Trois îles sont

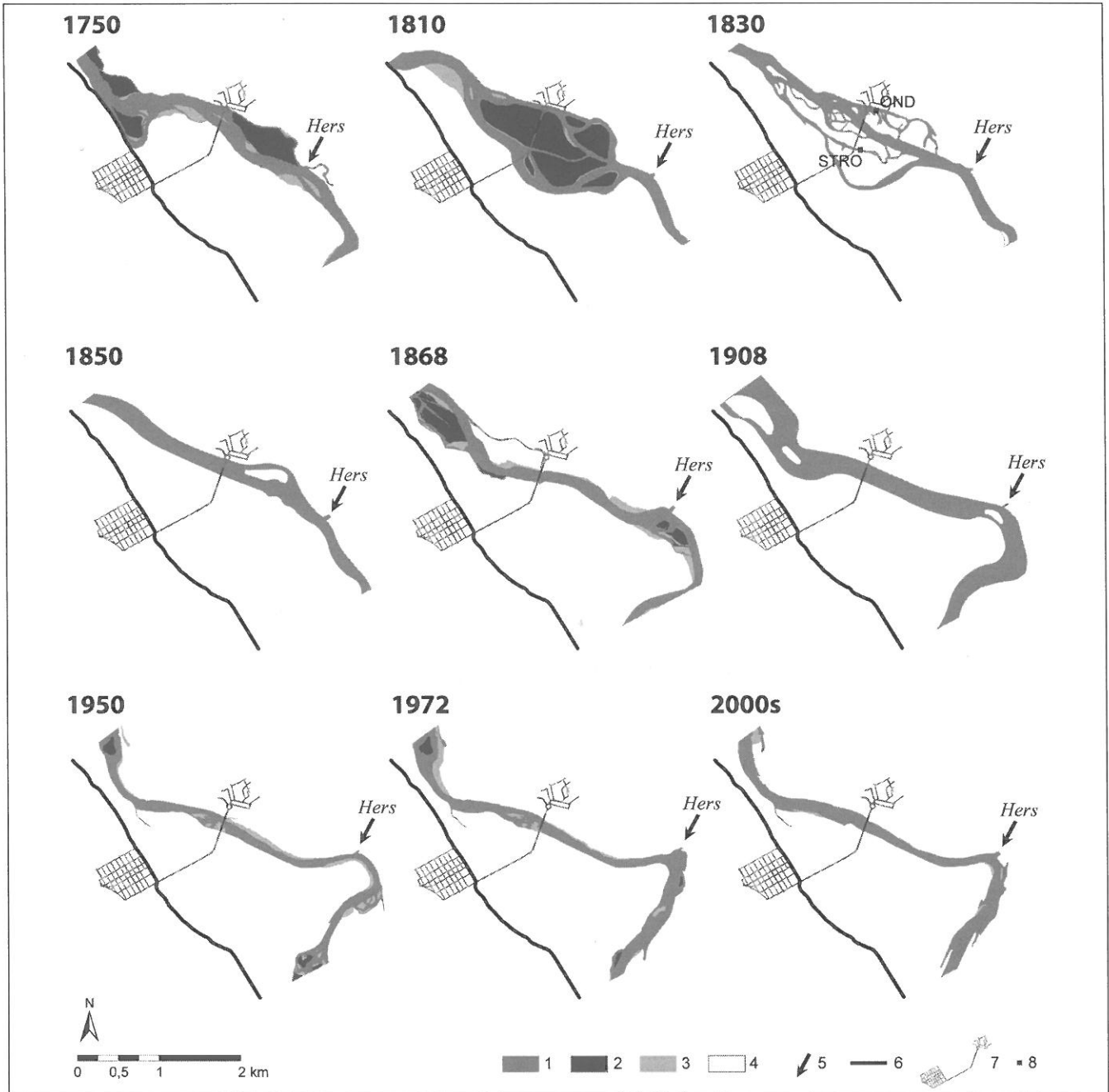


Fig. 5 – Caractérisation qualitative de l'évolution du lit de la Garonne dans le secteur Grenade-Ondes entre le milieu du XVIII^e siècle et les années 2000. 1 : chenal ; 2 : îles végétalisées ; 3 : bancs non végétalisés ; 4 : formes dont le type de couvert n'est pas documenté ; 5 : confluence de l'Hers ; 6 : talus de la terrasse pléistocène ; 7 : route actuelle qui relie les communes de Grenade (SO) et d'Ondes (NE) ; 8 : sites de prospection géophysique et sédimentaire STRO et OND.

Fig. 5 – Qualitative characterization of the Garonne river channel change on the Grenade-Ondes area from the middle XVIIIth century to the 2000s. 1: Channel; 2: Vegetalized islands; 3: Non vegetalized bars; 4: Shapes without information; 5: Hers junction; 6: Slope of the pleistocene alluvial terrace; 7: Current road from Grenade (SW) to Ondes (NE); 8: Location of the study sites STRO and OND, designed for geophysical and sedimentary prospection.

séparées de la rive par des bras secondaires étroits et des bancs latéraux sont présents au sein du chenal. L'écoulement se situe principalement à quelques centaines de mètres de la terrasse et sape le pied de terrasse à l'aval de Grenade. La morphologie du chenal secondaire qui sépare l'île située au niveau d'Ondes de la berge, indique que la confluence de

l'Hers s'est déplacée quelques centaines de mètres en amont sous l'effet d'une capture par le fleuve. Une digue a été construite pour protéger le château de Nogarolis situé à l'amont du site d'étude et dont les berges ont été soumises à une forte érosion dans la seconde moitié du XVIII^e siècle (Valette, 2002). De nombreuses traînées installées en travers des bras pour fa-

voriser les atterrissements apparaissent sur l'ensemble du linéaire : au niveau de la confluence de l'Hers ; en travers du bras de l'île d'Ondes ; entre l'île d'Ondes et un banc proximal ; au niveau de la connexion amont du bras secondaire situé en pied de terrasse ; sur l'ensemble des bras situés à l'aval du linéaire.

Entre le milieu du XVIII^e siècle et le début du XIX^e siècle, la morphologie du chenal évolue rapidement. Les cartes de 1810 et 1830 présentent un grand complexe d'îles (végétalisées sur la carte de 1810 ; non renseignées sur la carte de 1830). Le chenal principal a fait place à un ensemble de chenaux multiples étroits. La confluence de l'Hers semble encore avoir reculé. Sur la carte de 1810, la portion du chenal qui s'écoulait au pied de terrasse 50 ans plus tôt a migré vers le NE. La présence d'un banc de convexité de méandre en ce point indique que ce méandre formé tend à migrer progressivement. Des aménagements sont répartis sur ce document : la digue du château de Nogarolis est toujours présente ; des épis ont été mis en place rive gauche à l'amont du complexe d'îles et deux moulins à nef sont implantés à l'aval du complexe d'îles. Sur la carte de 1830, l'axe d'écoulement à l'aval du linéaire d'étude s'est simplifié et le méandre a disparu. Aucun aménagement n'apparaît sur ce document mais un projet de rectification est représenté, avec un double tracé qui regroupe le complexe d'îles en une seule.

Au milieu du XIX^e siècle (entre 1830 et 1850), la morphologie du fleuve connaît une nette simplification avec la disparition du grand complexe d'îles. Sur les cartes de 1850 et 1868, des îles de taille réduite ainsi que des bancs sont présents au sein du chenal. L'axe d'écoulement s'est déplacé vers l'est, à l'amont de Grenade et Ondes, avec la migration vers l'aval du méandre au niveau de la confluence de l'Hers. Le premier pont entre Grenade et Ondes a été construit en 1842 et des traînées barrent le bras mort situé à l'aval du linéaire.

Entre la fin du XIX^e siècle et la première moitié du XX^e siècle, le méandre localisé à la confluence de l'Hers s'accroît. Les bancs sont toujours présents mais les surfaces en îles se sont réduites. L'évolution sur la fin de la période est moins nette par rapport à la période antérieure et aucun aménagement nouveau n'apparaît.

Quantification de l'évolution planimétrique du chenal entre 1868 et les années 2000

Au cours des 130 dernières années, le chenal évolue globalement vers une stabilisation de sa forme en plan et une simplification de sa morphologie. L'analyse des indices morphométriques calculés sur les cartes de 1868, 1950, 1972 et 2000 permet de quantifier cette évolution (fig. 6).

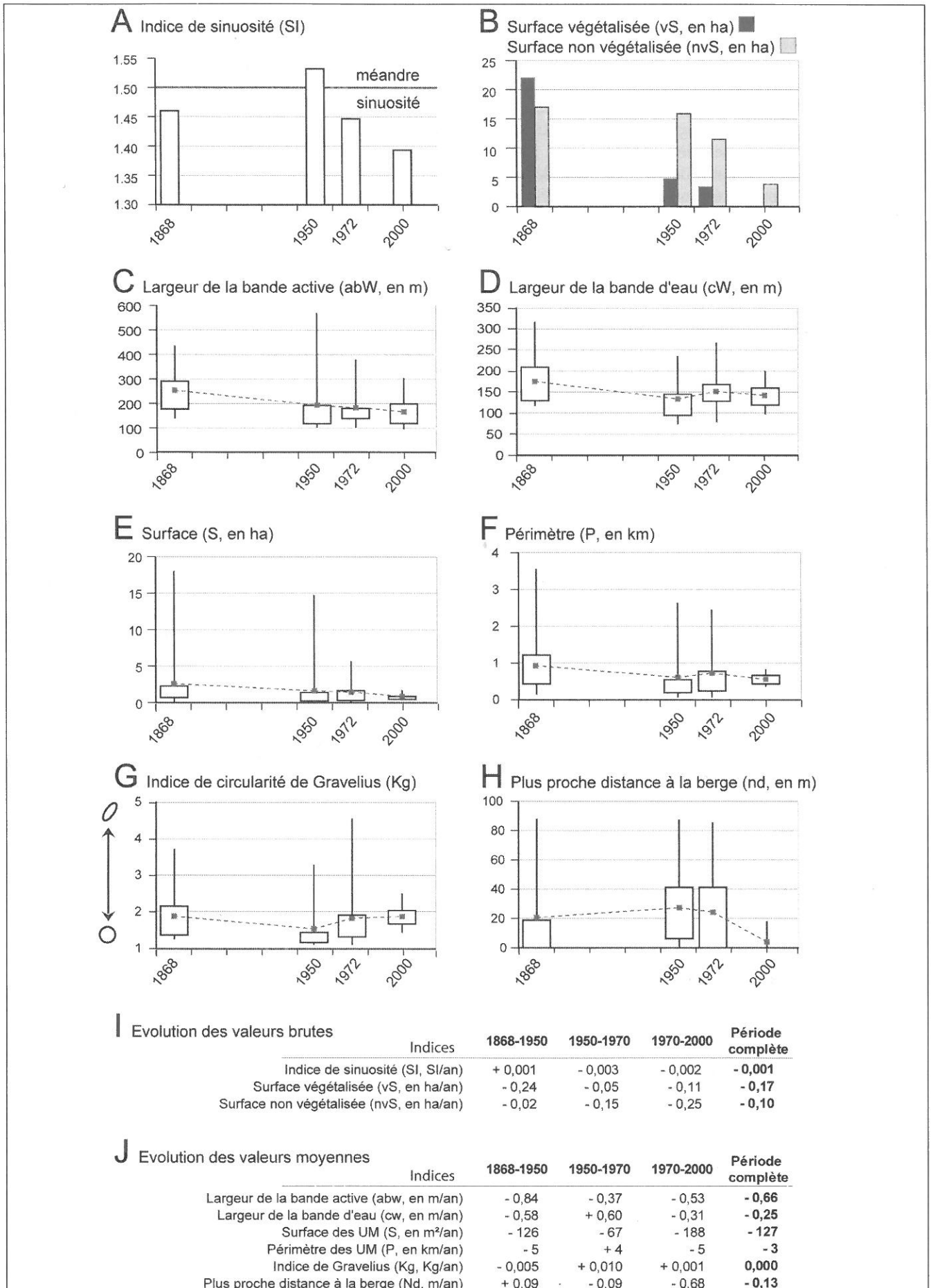
L'indice de sinuosité (fig. 6A et I) excède le seuil de méandrage (1,50) entre 1868 et 1950, ce qui semble traduire une dynamique de méandre actif au cours de cette période. L'indice de sinuosité passe en dessous du seuil de méandrage entre 1950 et 1972 avec une atténuation de la forme du méandre, puis diminue encore sur la fin de la période, en réponse à une simplification de la morphologie du chenal (fig. 5). Cette dynamique se traduit par un lissage de l'axe médian d'écoulement du chenal principal (axe C).

La largeur de la bande active (fig. 6C et J) se réduit tout au long de la période étudiée, sur un rythme moyen d'environ 70 cm/an. La bande active tend en même temps à s'homogénéiser sur la deuxième moitié de la période, avec des largeurs comprises entre 105 et 567 m en 1950, pour atteindre des valeurs comprises entre 98 et 302 m dans les années 2000. La bande d'eau (fig. 6D et J) suit une évolution plus complexe. Elle connaît une succession de trois tendances inverses : une réduction de sa largeur moyenne entre 1868 et 1950, puis un élargissement entre 1950 et 1972, suivi d'une nouvelle réduction entre 1972 et les années 2000. L'évolution globale entre 1868 et 2000 est négative, avec une réduction moyenne de 25 cm/an et une homogénéisation du linéaire (valeurs comprises entre 118 et 316 m en 1868 puis entre 98 et 199 m dans les années 2000).

Ces dernières tendances (réduction et homogénéisation des largeurs de bande d'eau et de bande active) accompagnent la réduction des surfaces en îles et en bancs (fig. 6B et I). En 1868, les îles végétalisées sont présentes au sein du chenal et couvrent une surface de 22 ha. Après cette date, elles se réduisent fortement (- 0,24 ha/an) pour n'atteindre qu'une surface totale inférieure à 5 ha en 1950, ce qui représente alors moins que la surface couverte par les bancs. Les îles finissent par disparaître totalement entre 1972 et les années 2000, ce qui correspond donc à une perte de 22 ha en 130 ans (- 0,17 ha/an). La réduction des surfaces en banc semble plus tardive. Les bancs couvrent en effet une surface totale de 17 ha en 1868 et 16 ha en 1950 (- 0,02 ha/an). Leur emprise ne se réduit qu'après 1950 pour atteindre 11,5 ha en 1970 et moins de 4 ha dans les années 2000, soit une perte de 12 ha en 50 ans, marquée par un rythme accru sur la fin

Fig. 6 – Analyse quantitative de l'évolution géomorphologique du lit de la Garonne dans le secteur Grenade-Ondes entre 1868 et les années 2000. A : Indice de sinuosité (SI) : la valeur 1,5 représente le seuil entre sinuosité et méandrage. B : Surface végétalisée (vS, en ha) / Surface non végétalisée (nvS, en ha). C : Largeur de la bande active (abW, en m). D : Largeur de la bande d'eau (cW, en m). E : Surface des Unités Morphologiques - UM (S, en ha). F : Périmètre des UM (P, en km). G : Indice de circularité de Gravelius calculé sur les UM (Kg) : plus la valeur est proche de 1, plus la forme tend vers la circularité. H : Plus proche distance à la berge des UM (nd, en m). La ligne verticale des diagrammes en boîte définit l'étendue de la population statistique. La partie basse de la boîte situe le 1er quartile (Q1 : 25 % des valeurs sont inférieures à la médiane) et la partie haute le 3^e quartile (25 % des valeurs sont supérieures à la médiane). Les valeurs moyennes sont situées par un point sur les diagrammes. Les taux d'évolution sont présentés dans les tables.

Fig. 6 – Quantitative analysis of the Garonne river channel change on the Grenade-Ondes area from 1868 to the 2000s. A: Sinuosity (SI): 1.5 is the threshold between sinuosity and meander. B: Vegetalized surface (vS, in ha) / Non vegetalized surface (nvS, in ha). C: Active belt width (abW, in m). D: Channel width (cW, in m). E: Morphological Units (UM) Surface (S, in ha). F: UM Perimeter (P, in km). G: Gravelius index / circularity index computed on the UM (Kg): the higher the value obtained is close to 1, the more the shape is close to circularity. H: Near distance to the bank of the UM (nd, in m). The vertical line of the box plot refers to the minimum and the maximum values. The box shows the first quartile (Q1: 25 % of the values is below the median) and the third quartile (Q3: 25 % of the values is above the median). The mean values are shown by points on the diagrams. The rates of change appear in the tables.



de la période (- 0,15 ha/an entre 1950 et 1972 et - 0,25 ha/an entre 1972 et les années 2000).

Si les îles et bancs se réduisent en nombre tout au long de la période, ils perdent également en taille et s'homogénéisent (fig. 6E, F et I). Les surfaces (S) et périmètres (P) médians des Unités Morphologiques (îles et bancs accolés associés – UM) restent à peu près stables (S = env. 2 ha ; P = env. 0,5-1 km) sur l'ensemble de la période mais les valeurs maximales diminuent nettement. Les valeurs maximales de S et de P passent respectivement de 18 à 1,5 ha et de 3,5 à 0,8 km entre 1868 et 2000

La forme et la position des UM (fig. 5G, H et J) suivent une évolution plus complexe. Au début de la période, les UM sont majoritairement proches de la berge (moins de 20 m en moyenne). Elles correspondent essentiellement à de

grandes îles végétalisées séparées de la berge par des chenaux étroits (fig. 5). Les UM présentent toutefois des formes hétérogènes : on note en effet la présence d'îles ou de bancs centraux nettement isolés au centre du chenal, avec une valeur maximale de plus proche distance à la berge avoisinant les 100 m. En 1950 les îles et bancs présentent des formes plus circulaires et détachées de la berge dans leur majorité. Il s'agit de complexes de petites îles et/ou de petits bancs, essentiellement localisés en amont de la confluence de l'Hers (fig. 5). En 1972, on observe la présence de formes très allongées pouvant être proches de la berge et une distribution étalée des plus proches distances à la berge, dont les plus faibles correspondent aux longs bancs latéraux (fig. 5). À la fin de la période, les quelques formes encore présentes restent plutôt proches de la berge et tendent vers la circularité.

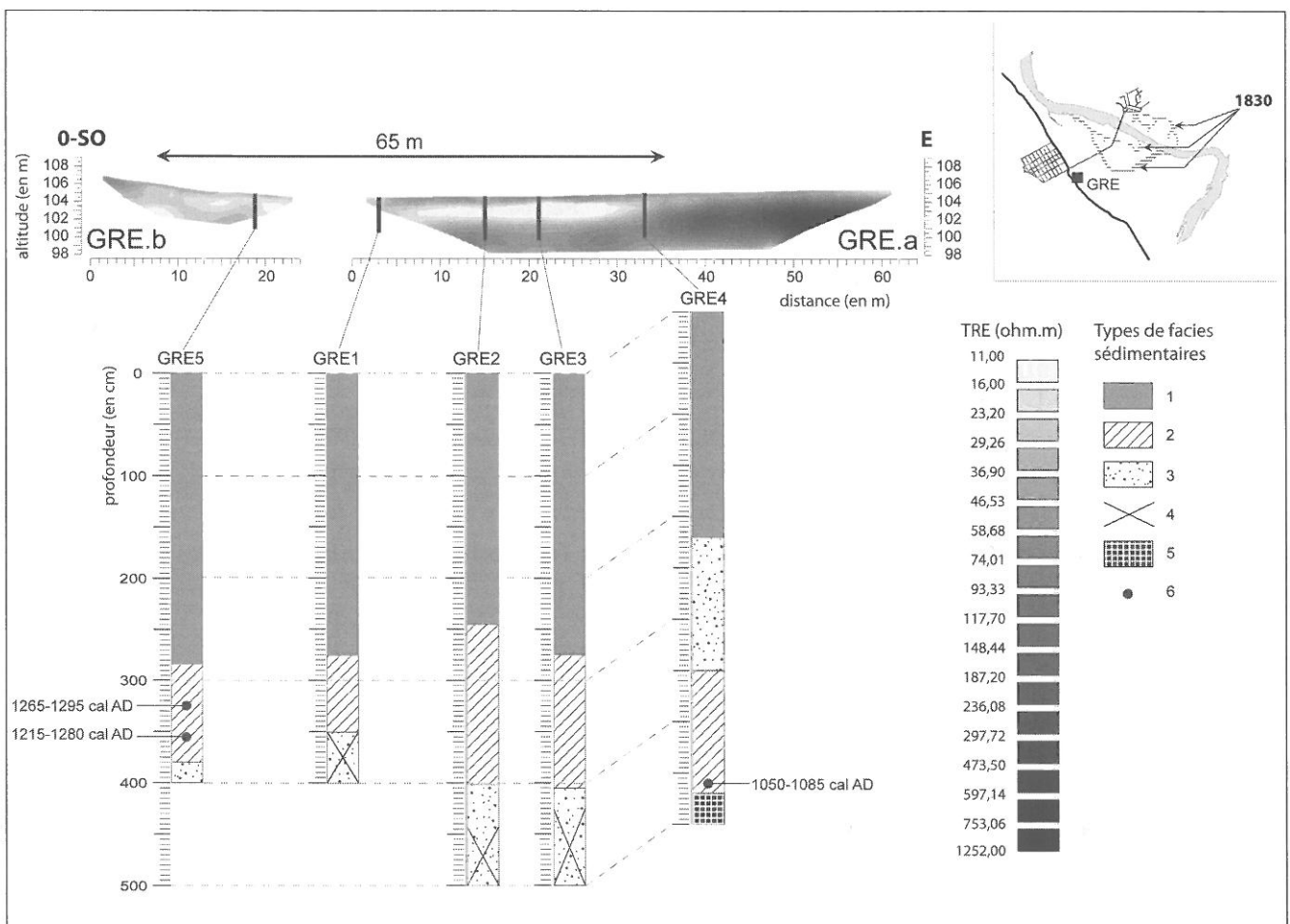


Fig. 7 – Tomographies de Résistivité Electrique (TRE) et séquences stratigraphiques sur le site GRE. La double flèche délimite la zone de faible résistivité visible sur les deux sections ERT (GRE.a à droite et GRE.b à gauche), imputable à la présence d'un paléochenal. Les carottes sont localisées sur les sections et associées aux séquences stratigraphiques définies sur observation des logs. Cinq types de facies sédimentaires sont représentés. 1 : niveaux argilo-limoneux à sablo-limoneux massifs ; 2 : alternances entre sables et fines et/ou niveaux sableux stratifiés ; 3 : sables grossiers peu ou pas stratifiés ; 4 : niveaux de sables grossiers perdus ; 5 : graviers et/ou galets ; 6 : trois fragments de bois ont été prélevés et datés au ^{14}C .

Fig. 7 – **Electrical Resistivity Tomographies (ERT) and stratigraphic sequences on the study site GRE.** The double arrow delimits the area characterized by low resistivity values, which appears on the two ERT sections (GRE.a right and GRE.b left). This area corresponds to the paleochannel. The cores are located on the cross sections and they are associated with stratigraphic sequences defined by the logs analysis. Five kinds of sedimentary facies are shown. 1: Clayey-loamy / loamy-sandy compact levels; 2: Alternated sandy and mud levels and/or laminae sandy levels; 3: Coarse sand with low or no laminates; 4: Lost levels of coarse sand; 5: Gravel and/or pebble; 6: Three wood fragments were collected and dated ^{14}C .

Caractérisation 3D de la plaine alluviale sur les sites GRE, STRO et OND

Les données de Tomographies de Résistivité Électrique (TRE)

L'ensemble des sections TRE levées sur les sites GRE, STRO et OND est présenté sur les figures 7 et 8. La topographie des sites est systématiquement prise en compte et les échelles de valeurs de résistivité ont été homogénéisées pour l'ensemble des coupes. Les sections sont ici décrites de la base vers la surface.

Sur le site GRE (fig. 7), la section GRE.a (63 m de longueur), levée sur la partie est du site, atteint une profondeur maximale de 7 m. Cette section présente des valeurs de résistivité très contrastées, comprises entre 11 et 1 252 Ω .m. Elle se structure en deux ensembles. La moitié est de la section se compose d'un corps sédimentaire lobé qui occupe toute l'épaisseur de la section avec des valeurs de résistivité très fortes (70 à > 750 Ω .m). Les valeurs maximales (entre 750 et 1 252 Ω .m) se situent à environ 3-4 m de profondeur, à l'extrémité de la section, et sont décroissantes vers les extrémités. La moitié ouest de la section présente des valeurs de résistivité plus faibles, de l'ordre de 60 à 120 Ω .m en profondeur et un corps de très faible résistivité (entre 11 et 50 Ω .m) d'une longueur de 35 m, entre 0,5 et 4 m de profondeur. Les 0,5 m supérieurs sont caractérisés par des valeurs de résistivité plus fortes. Le corps de faible résistivité semble se prolonger vers l'est avec des valeurs de l'ordre de 40 à 60 Ω .m, qui viennent couvrir en surface une partie du corps lobé.

La section GRE.b, réalisée au pied du talus de terrasse (partie ouest du site), est marquée par un fort dénivelé (2,75 m). Les mesures de résistivité n'atteignent que 3 m de profondeur, en raison de la longueur réduite de la section. La quasi-totalité de la section GRE.b présente des valeurs de résistivité très faibles (entre 11 et 40 Ω .m), qui apparaissent en continuité avec le corps de faible résistivité identifié sur la section GRE.a. Cette unité est surmontée d'un corps plus résistant à l'extrémité ouest de la section (point culminant), avec des valeurs essen-

tiellement comprises entre 40 et 95 Ω .m, qui atteignent ponctuellement un maximum de 116 Ω .m.

Les mesures effectuées sur le site STRO (37 m de longueur pour un dénivelé de 2,10 m) atteignent une profondeur maximale de 6 m et des valeurs comprises entre 31 et 537 Ω .m, soit un faible contraste (fig. 8A). Entre 2 et 6 mètres de profondeur, deux corps de résistivité relativement forte s'individualisent. Le premier est nettement marqué sur la moitié N-NE (entre 70 et 300 Ω .m). Il se situe proche de la surface au point culminant à l'extrémité N-NE de la section et présente une pente accentuée par rapport à celle de la topographie. Le second présente des valeurs de résistivité moins fortes (entre env. 70 et 120 Ω .m) sur la moitié S-SO. Les premiers mètres en dessous de la surface présentent des valeurs de résistivité plus faibles (entre 31 et 70 Ω .m), notamment sur 18 m de longueur au niveau de la dépression topographique, où les valeurs sont minimales (entre 31 et 60 Ω .m).

La section levée sur le site OND (57 m de longueur) présente des valeurs de résistivité plus contrastées, comprises entre 20 et 1 067 Ω .m (fig. 8B). La profondeur maximale atteinte est 6 m. Entre 2 et 6 m de profondeur, la section révèle une série horizontale de trois corps sédimentaires de forte résistivité : une unité centrale d'une longueur de 25 m et de 5,5 m d'épaisseur, qui présente des valeurs de résistivité maximales (entre 300 et 1 067 Ω .m), encadrée par deux unités de taille et de résistivité plus réduites. Les valeurs de résistivité se réduisent ensuite progressivement vers la surface. Sur les premiers mètres de profondeur, la section présente deux corps de faible résistivité : une unité de 23 m de long et 2 m d'épaisseur à l'extrémité N-NE de la section, qui présente des valeurs de résistivité particulièrement faibles (entre 20 et 60 Ω .m), et une unité moins marquée, d'une quinzaine de mètres de long et 1 m d'épaisseur sur la moitié S-SO de la section, avec des valeurs de résistivité plus élevées (entre 40 et 60 Ω .m).

L'analyse stratigraphique des logs

Les logs sont présentés pour chacun des trois sites GRE, STRO et OND sur les figures 7 et 8 et décrits ici de la surface vers la base des carottes.

ID échantillon (1)	N° laboratoire (2)	Matériel traité (3)	Détermination (4)	Age BP conventionnel (5)	Datation calibrée 2 sigma AD (6)	Datation calibrée 2 sigma BP (7)
GRE4-461	Beta-378551	bois	<i>Coniferae</i> indéterminé ; <i>cf. Abies alba</i>	870 ± 30	1050 à 1085 1125 à 1140 1150 à 1225	900 à 865 825 à 810 800 à 725
GRE5-325-326	Beta-378552	bois	<i>Coniferae</i> indéterminé ; <i>cf. Juniperus</i>	710 ± 30	1265 à 1295 1370 à 1380	685 à 655 580 à 570

Tab. 3 – **Dates radiocarbone sur le site GRE.** Les échantillons sont présentés par ordre d'identifiant (1). Les identifiants sont composés du nom de la carotte suivie de la profondeur en m à laquelle l'échantillon a été prélevé. Le numéro du laboratoire (2) et la nature du matériel daté (3 et 4) sont ensuite renseignés. Les trois échantillons prélevés correspondent à des fragments de bois. L'âge conventionnel BP (5) et les âges calibrés 2 sigma AD (6) et BP (7) sont enfin renseignés.

Tab. 3 – **Radiocarbon ages on the study site GRE.** The samples are ordered by login (1). The logins correspond to the name of the core and the sampling depth in m. The laboratory number (2) and the nature of the dated material (3 and 4) are then related. All three samples correspond to pieces of wood. The conventional age BP (5) and the calibrated 2 sigma AD (6) and BP (7) ages are then related.

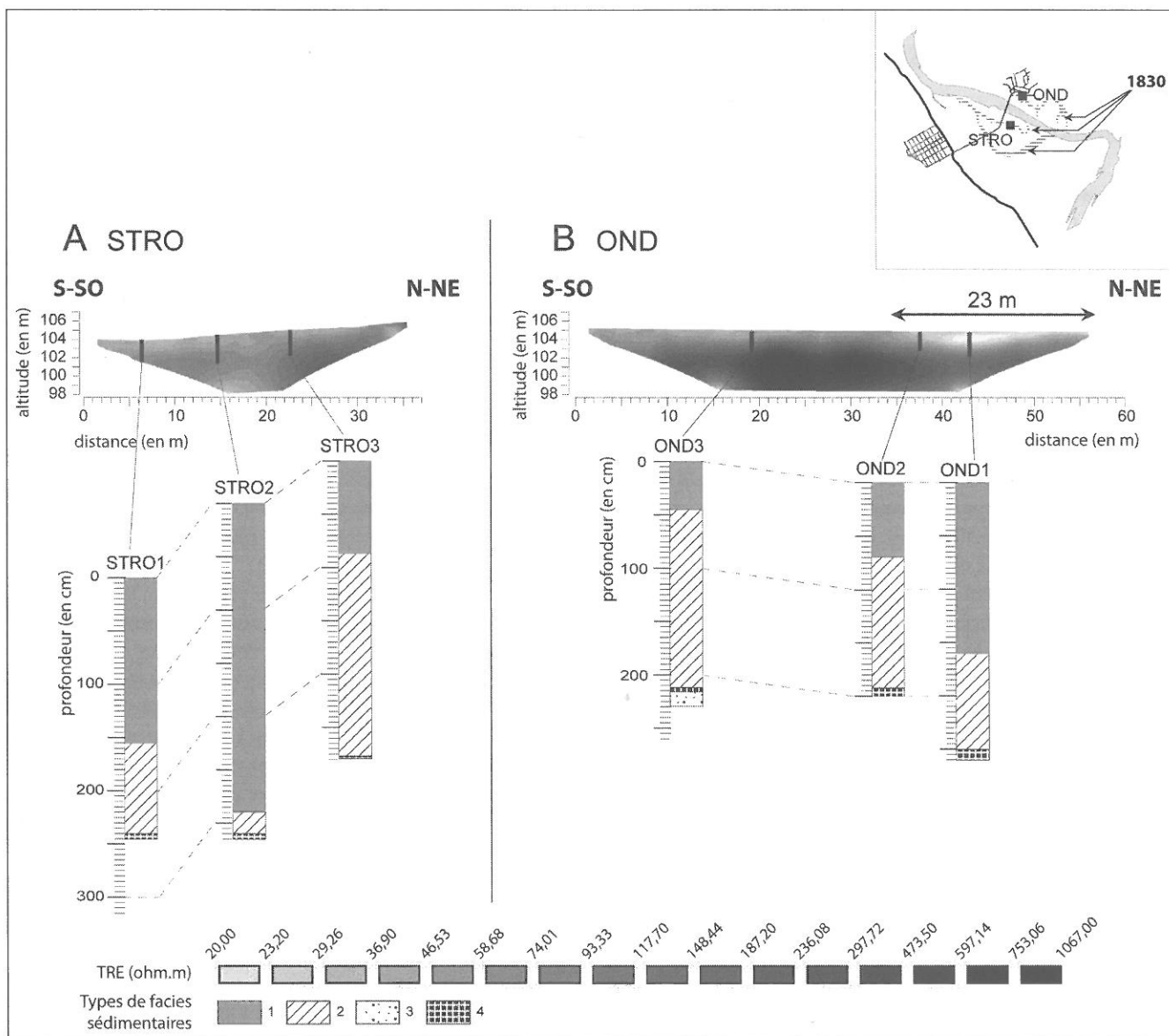


Fig. 8 – Tomographies de résistivité électrique (TRE) et séquences stratigraphiques sur les sites STRO et OND. Deux sections TRE ont été respectivement levées sur les sites STRO et OND. La double flèche délimite la zone de faible résistivité imputable à la présence d'un paléochenal sur le site OND. Les carottes sont localisées sur les sections et associées à des modèles stratigraphiques définis sur observation des logs. Cinq types de faciès sédimentaires sont représentés. 1 : niveaux argilo-limoneux à sablo-limoneux massifs ; 2 : alternances entre sables et fines et/ou niveaux sableux stratifiés ; 3 : sables grossiers peu ou pas stratifiés ; 4 : graviers et/ou galets.

Fig. 8 – *Electrical Resistivity Tomographies (ERT) and stratigraphic sequences on the study sites STRO and OND.* Two ERT cross sections have been respectively prospected on the study sites STRO and OND. The double arrow delimits the area characterized by low resistivity values, which corresponds to the paleochannel on the study site OND. The cores are located on the cross sections and they are associated with stratigraphic sequences defined by the logs analysis. Four kinds of sedimentary facies are shown. 1: Clayey-loamy/loamy-sandy compact levels; 2: Alternated sandy and mud levels and/or laminae sandy levels; 3: Coarse sand with low or no laminates; 4: Gravel and/or pebble.

Sur le site GRE, les carottes GRE5, GRE1, GRE2 et GRE3 (fig. 7) ont été prélevées au sein d'un paléochenal supposé de la Garonne, au pied de la terrasse. Les premiers mètres (entre 2,45 et 2,85 m selon la carotte), se composent d'un ou plusieurs niveaux argilo-limoneux à sablo-limoneux massifs (faciès Fm de Miall, 1996). Entre 2,45-2,85 m et 4-5 m, une série de faciès sableux (sable fin à grossier) apparaît en alternance avec des niveaux limono-argileux plus minces. Les sables présentent des stratifications très fines horizontales

ou légèrement obliques (faciès Sh ou Fl de Miall, 1996). La limite inférieure de cette série sableuse n'a pas été atteinte en raison du manque de cohésion des sédiments sableux en profondeur, qui empêche leur extraction. Deux fragments de bois ont été prélevés dans la carotte tubée GRE5 et datés au ¹⁴C (tab. 3). Le premier fragment (*Abies alba*) a été prélevé à une profondeur de 3,56-3,57 m au sein d'un épais niveau de sable grossier et daté à 1215-1280 cal. AD (2 sigma). Compte tenu de la morphologie du bois de l'arbre identifiée

(branche ou tronc d'un diamètre inférieur à 10 cm), cette date est proche de la date réelle du niveau dans lequel le fragment a été prélevé. Le second fragment (*Coniferus* indéterminé ; cf *Juniperus*) a été prélevé dans un niveau de sable grossier supérieur, à 3,25-3,26 m de profondeur. Ce fragment a été daté à 1265-1295 cal. AD (2 sigma). Là encore la partie de l'arbre identifiée (petite branche) permet d'avoir un calage chronologique fiable.

La carotte GRE4 a été prélevée à l'extrémité est du paléochenal (soit la rive droite), à une altitude supérieure de 0,60 m par rapport aux carottes précédentes. Compte tenu de sa position topographique, le modèle stratigraphique au point GRE4 diffère de celui observé précédemment. La transition limons / sables est plus haute (à 2,20 m de profondeur). En dessous, un épais niveau de sable moyen à grossier a été rencontré jusqu'à 3,50 m de profondeur. Des alternances de sables et limons apparaissent ensuite entre 3,50 m et 4,70 m, profondeur à laquelle le carottage vient buter sur des galets. Un copeau de bois (*Coniferus* indéterminé ; cf *Abies alba*) a été prélevé au sein du niveau limoneux qui repose sur les galets à la base de la carotte GRE4 (à 4,61 m de profondeur). Ce fragment a été daté au ^{14}C (tab. 3) à 1050-1085 cal. AD (2 sigma). Cependant, il existe une incertitude sur la précision de la datation radiocarbone car la provenance dans la tige (ou la branche) des cernes datées n'a pas pu être identifiée.

Sur le site STRO (fig. 8A), les carottes STRO1 et STRO2 ont été prélevées au sein d'une dépression topographique, caractérisée par des valeurs de résistivité relativement faibles. Cependant les deux logs diffèrent. Entre 0 et 1,55 m, la carotte STRO1 présente un niveau limoneux massif, qui devient argileux à sa base. À partir de 1,55 m de profondeur, des stratifications apparaissent (faciès F1 de Miall, 1996), soulignées par des niveaux sableux, en alternances avec des niveaux plus fins. Les conglomérats de base sont rencontrés à 2,40 m de profondeur. La carotte STRO2 quant à elle, s'individualise par son homogénéité. Seuls des niveaux limoneux massifs à sables fins vers la base (2,60 m) sont identifiés. Elle ne montre pas de stratifications ni de sables moyens ou grossiers et seul un mince niveau argileux apparaît à 2,90 m de profondeur. Le conglomérat de base est rencontré à 3,10 m, ce qui compte tenu de la topographie du site, correspond au même niveau que la grave rencontrée à la base de la carotte STRO1.

La carotte STRO3 a été prélevée au sein du corps caractérisé par des valeurs de résistivité relativement fortes. La succession stratigraphique est ici encore différente, avec un niveau limoneux massif sur le premier mètre, qui devient sableux à la base. Entre 0,90 m et 2,30 m de profondeur, le remplissage est sableux et marqué par une stratification très fine. Les sables deviennent plus grossiers à la base. Entre 2,30 m et 2,80 m, on observe un niveau plus argileux, toujours stratifié et en alternance avec quelques niveaux sableux. Le conglomérat de base est enfin rencontré à 2,80 m, ce qui, en tenant compte de la topographie du site, se situe environ 0,70 m au-dessus du niveau sur lequel les carottages de STRO1 et STRO2 ont buté.

Sur le site OND (fig. 8B), seule la carotte OND1 a été prélevée dans la partie centrale du paléochenal. La partie supé-

rieure, jusqu'à 1,60 m en dessous de la surface, se compose d'un niveau limoneux massif (faciès Fm de Miall, 1996). De 1,60 m à 2,50 m de profondeur, des alternances sables / fines apparaissent, qui deviennent de plus en plus contrastées en profondeur. À 2,50 m de profondeur, le carottage vient buter sur un niveau de galets.

La position de la carotte OND2 correspond à la berge rive gauche du paléochenal. Aucune topographie en creux n'est cependant observée en surface. De même que pour la carotte OND1, sur 1,60 m en dessous de la surface, une granulométrie fine (argilo-limoneuse à limono-sableuse) apparaît. De 1,60 m à 1,90 m de profondeur, des alternances très minces entre sables et dépôts plus fins apparaissent. Ce niveau se termine par la présence de graviers dont l'impénétrabilité annonce la proximité des galets.

La carotte OND3 appartient à un système indépendant du paléochenal sondé aux points OND1 et OND2 et correspond probablement à un autre paléochenal secondaire. Les premiers 1,25 m montrent un niveau limoneux, légèrement stratifié (faciès F1 de Miall, 1996). Entre 1,25 m et 2,30 m de profondeur, le corps sédimentaire est composé d'alternances entre épais niveaux limoneux à argileux (vers la base de la carotte) et niveaux de sables moyens à grossiers plus minces. Au-delà, à 2,30 m, le carottage vient buter sur un niveau qu'il n'a pas été possible de traverser et qui correspond probablement à des conglomérats.

Interprétation

Identification des paléochenaux au sein de la basse plaine et caractérisation de leur géométrie (données TRE)

Trois critères permettent l'interprétation des sections TRE : 1) la géométrie des corps sédimentaires identifiés ; 2) la corrélation entre les faciès de résistivité électrique et les faciès sédimentaires issus des carottages et 3) la relation granulométrie / conductivité (loi d'Archi).

Les carottages effectués sur les différents sites (fig. 7 et fig. 8) indiquent que les valeurs fortes de résistivité sont généralement associées à une charge sableuse moyenne à grossière, voire à une charge plus grossière de type gravier ou galet. Les valeurs de faible résistivité sont plutôt associées à des dépôts fins (limons argileux à sables fins). Ce contraste suggère la présence de paléochenaux dans la plaine, la charge la plus grossière correspondant approximativement à la charge de fond du chenal et la charge la plus fine, au remplissage de la forme et aux faciès de plaine.

Deux paléochenaux ont ainsi été identifiés. Un premier paléochenal, dont le remplissage fin est épais de 3 m, est visible sur la section GRE.a et se poursuit sur la section GRE.b. Sa largeur précise est difficile à estimer par observation simple car les deux sections TRE présentent une orientation légèrement différente (fig. 4). Elle peut en revanche être mesurée sous SIG, du talus de terrasse à l'extrémité du corps sédimentaire. Le paléochenal ainsi mesuré présente une largeur proche de 65 m. Il est délimité par le corps de forte résisti-

tivité sur la partie est de la section GRE.a qui, d'après sa forme lobée visible sur la section TRE, pourrait correspondre à un banc de convexité de méandre. La délimitation de ce chenal sur la partie ouest est moins évidente. Le remplissage du paléochenal semble se confondre avec un niveau de faible résistivité appartenant à la terrasse et/ou être partiellement recouvert par un niveau de colluvions. Un second paléochenal large de 23 m est identifié sur la partie N-NE de la section levée sur le site OND. Son remplissage fin est épais de 2 m maximum et est délimité par le corps sédimentaire central de la section, qui présente des valeurs de résistivité particulièrement fortes et correspond au niveau que les carottages n'ont pas réussi à pénétrer. Cet élément peut être mis en relation avec le complexe d'îles révélé par les cartes des années 1810 et 1830.

Une seconde zone de faible résistivité d'épaisseur plus réduite apparaît sur la partie S-SO de la section levée sur le site OND mais les valeurs de résistivité faiblement contrastées ne permettent pas de l'associer clairement à un paléochenal. De même sur le site STRO, les deux corps caractérisés par des valeurs fortes de résistivité suggèrent une géométrie en creux en profondeur. Cependant, la géométrie irrégulière de l'unité caractérisée par des valeurs faibles de résistivité en surface et le contraste peu marqué des valeurs empêchent de clairement identifier le paléochenal représenté sur la carte de 1830.

Modes de remplissage des paléochenaux et construction de la plaine alluviale (séquences stratigraphiques)

L'ensemble des logs levés sur les sites GRE, OND et STRO (fig. 7 et fig. 8) présente des faciès de faible énergie (faciès Fm de Miall, 1996) en surface, sur une épaisseur qui varie entre 1 et 3 m selon le site. Ces niveaux correspondent soit à une aggradation de la plaine alluviale, en marge des systèmes de chenaux, soit à des faciès de colmatage terminal des chenaux qui sont ainsi progressivement intégrés à la plaine alluviale. En dessous, l'analyse des logs à la lumière des sections TRE, permet d'identifier deux systèmes différents entre le site GRE et les sites OND et STRO.

Les carottes prélevées au sein du paléochenal du site GRE (GRE5, GRE1, GRE2 et GRE3 ; fig. 7) présentent des alternances entre sables et fines dans les niveaux inférieurs. Le transport des fractions sableuses nécessite une force tractrice suffisante et donc une vitesse d'écoulement minimale, tandis que les fines (limons et argiles) ne se déposent qu'en contexte d'eau stagnante (diagramme de Hjulstrom). Ces variations de débit peuvent ici être mises en corrélation avec la phase de déconnexion du bras par rapport au chenal principal, au cours de laquelle des réactivations occasionnelles se sont produites lors des crues. Sur ce site, la grave n'a pas été atteinte et les niveaux sableux les plus profonds présentent des épaisseurs particulièrement importantes. Ces observations suggèrent qu'un système fluvial à charge sableuse dominante a pu être actif avant la phase de déconnexion du bras. La datation au ^{14}C des deux fragments de bois prélevés

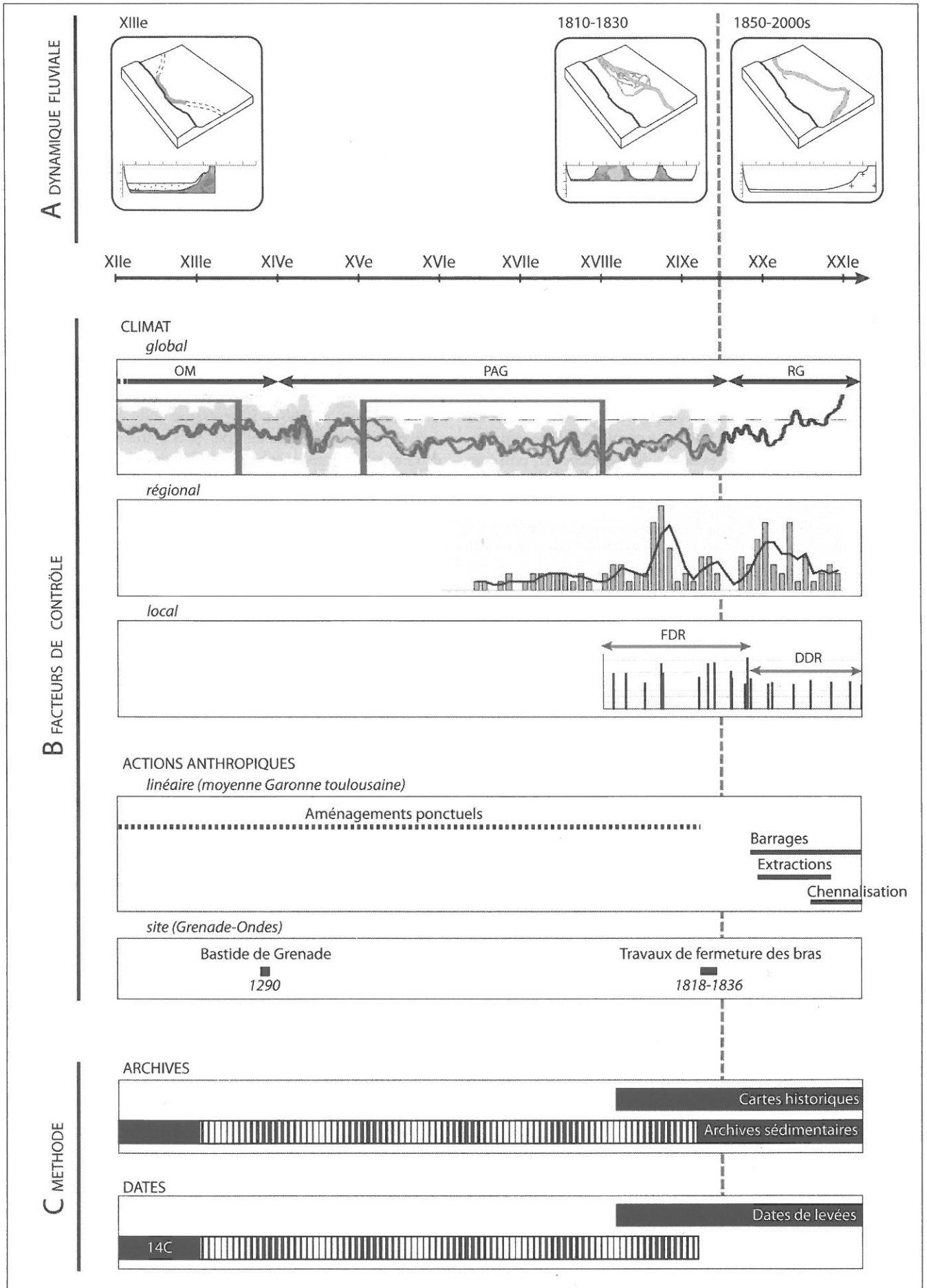
au sein des niveaux de déconnexion du chenal dans la carotte tubée GRE5 (tab. 3) attribue la déconnexion du paléochenal à la fin du XIII^e siècle AD.

Les niveaux sableux stratifiés enregistrés sur les berges correspondent à des systèmes plus complexes que ceux prélevés au sein du paléochenal. D'après la forme lobée du corps sédimentaire à forte résistivité électrique qui apparaît sur la section TRE, ils reposeraient sur un banc de convexité de méandre. La construction de la berge s'est donc ici probablement faite par aggradation latérale, contemporaine à la migration du chenal vers la terrasse. Le niveau limoneux qui repose directement sur les galets à la base de la carotte GRE4, peut être attribué à une berge semi-aquatique. La datation par le radiocarbone de ce niveau (tab. 3) l'attribue au XI^e siècle cal AD, soit environ 200 ans avant les niveaux de déconnexion du paléochenal. Cependant, il existe une incertitude sur la précision de la datation radiocarbone car la provenance dans la tige (ou la branche) des cernes datés n'a pas pu être identifiée.

Sur le site OND (fig 8B), la même succession d'alternances sables / fines que sur le site GRE, imputable à la période de déconnexion de l'annexe fluviale, a été observée dans le remplissage du paléochenal (carotte OND1). Cepen-

Fig. 9 – Synthèse des travaux de reconstitution de l'évolution de la dynamique fluviale de la Garonne sur le secteur Grenade-Ondes. A : Dynamique fluviale. Les trois états du système garonnais identifiés au cours du dernier millénaire sont chacun représentés par un bloc diagramme et une section transversale. B : Facteurs de contrôle. L'évolution du climat est illustrée à l'échelle globale par la courbe d'évolution des anomalies de température de M.E. Mann (2009), à l'échelle régionale par la courbe d'occurrence des inondations et crues torrentielles dans les Pyrénées de J.-M. Antoine (2009) et à l'échelle locale par la chronique des hauteurs d'eau des crues majeures enregistrées à Toulouse (FDR : régime dominé par les crues ; DDR : régime dominé par les étiages - Erskine et Warner, 1998) ; les principales actions anthropiques qui ont eu un impact sur le linéaire de la moyenne Garonne toulousaine (aménagements ponctuels, mise en place des barrages dans le bassin-versant, extractions de granulats en lit mineur et chenalisation) et les événements anthropiques majeurs identifiés sur le secteur d'étude (construction de la bastide de Grenade et travaux de fermeture des bras secondaires) sont replacés dans la chronologie. C : Méthode : périodes couvertes par les deux types d'archives traitées et mode de datation correspondant.

Fig. 9 – Summary of works on the evolutionary trajectory of the fluvial dynamics on the Grenade-Ondes area. A: Fluvial dynamics. All three states of the Garonne system seen during the last millennium are shown by block diagrams and cross sections. B: Controlling factors. The climate change is shown at the global scale by the temperature anomaly curve of M. E. Mann (2009), at the regional scale by the curve of floods and torrential events occurrence in the Pyrenees developed by J.-M. Antoine (2009) and at the local scale by the review of highest water levels in Toulouse (FDR: flood dominated regime; DDR: drought dominated regime - Erskine and Warner, 1998); the main human activities impacting the middle Garonne reach (specific managements, damming in the catchment, in channel gravel extractions and channelization) and the main human events on the study area (Grenade building and secondary channels managements) are seen in the chronology. C: Method: periods covered by sedimentary archives and historical maps with associated dating method.



dant la charge de fond identifiée est ici plus grossière (gravier et galets) que sur le site GRE et la taille du paléochenal est plus réduite (23 m de largeur/2,50 m de profondeur). Un fonctionnement plus complexe a été identifié sur la berge (carotte OND2). La carotte OND3, prélevée entre le chenal actuel et le paléochenal, peut caractériser une zone humide alimentée par les débordements du chenal principal depuis la formation du complexe d'îles durant la première moitié du XIX^e siècle.

Sur le site STRO (fig. 8A), bien que la géophysique ne mette pas clairement en évidence une géométrie attribuable à un paléochenal, l'analyse stratigraphique révèle une géométrie en creux en profondeur : les carottes STRO1 et STRO2 butent sur le même niveau de conglomérats à 2,40 m en dessous de la surface au point le plus bas de la topographie, alors que la transition entre sables et galets apparaît 0,70 m plus haut sur le log STRO3. De plus, la carotte STRO1 présente dans son dernier mètre, des niveaux sableux alternant avec des fines qui rappellent la phase de déconnexion du chenal observée à OND et GRE. La carotte STRO3, qui correspondrait dans ce cas à la berge du paléochenal, présente en profondeur un niveau limoneux-argileux caractérisé par une stratification oblique très fine, susceptible de correspondre à des dépôts de berge semi-aquatique. Le niveau supérieur, plus sableux, se caractérise lui aussi par une stratification fine et peu contrastée, imputable à des dépôts de levée de berge. Ces éléments sont susceptibles de représenter une archive du chenal visible sur la carte de 1830. Il est possible que ce site ait été partiellement remanié, ce qui expliquerait que la TRE ne détecte pas les limites exactes du système.

Discussion

La combinaison des méthodes (analyses qualitative et quantitative des cartes anciennes / interprétation des données TRE et sédimentaires) restitue l'évolution du système fluvial garonnais au niveau de Grenade-Ondes sur une période d'environ un millénaire (fig. 9). Il subsiste toutefois une lacune documentaire pour la période comprise entre le début du XIV^e siècle et la première moitié du XVIII^e siècle, pour laquelle il existe peu d'archives cartographiques et dont les formations sédimentaires n'ont pour l'instant pas été identifiées. Malgré cette limite, les résultats obtenus montrent une évolution significative du système fluvial entre un état identifié au cours du Moyen Âge central (XI^e-XIII^e siècles AD), un état identifié au cours de la période moderne (début XIX^e siècle) et un état identifié sur la période récente (derniers 150 ans).

Les données géophysiques et de carottage indiquent qu'entre le XI^e et le XIII^e siècles cal AD, le chenal de la Garonne était plus étroit qu'aujourd'hui, relativement incisé et que sa charge sédimentaire était principalement sableuse. L'ensemble de ces observations s'accorde pour décrire un système dont l'hydrodynamisme était réduit. La construction en 1290 de la bastide de Grenade, qui comportait deux ports fluviaux s'est donc inscrite dans une phase de calme hydrologique et de faible dynamique fluviale. Ce résultat est cohérent avec les évolutions cli-

matiques observées en France et en Europe tempérée qui documentent, au cours de cet épisode associé à l'Optimum Médiéval ou Anomalie Climatique Médiévale (Xoplaki *et al.*, 2011), un épisode de calme hydro-climatique (Mann, 2002 ; Mann *et al.*, 2009). Ce contexte de faible dynamique fluviale est concomitant avec une intensification de l'occupation de la plaine durant la seconde moitié du XII^e siècle AD.

La fin de cet épisode marque l'entrée dans le Petit Âge Glaciaire (PAG) dont le début est généralement fixé vers 1300 (Le Roy Ladurie, 1967, 2005) mais qui varie selon les secteurs d'étude (Arnaud-Fassetta, 2011). La transition OM-PAG pourrait en effet avoir été légèrement plus précoce en zone méditerranéenne et sur ses bordures (Carozza *et al.*, 2012 ; Carozza *et al.*, 2014), dans les Alpes du Sud (Miramont *et al.*, 1998 ; Berger, 2003) et le delta du Rhône (Pichard, 1995 ; Pichard et Ricaute, 2009). L'abandon du paléochenal de Grenade dans la seconde moitié du XIII^e siècle cal AD pourrait enregistrer la bascule dans le PAG, marquée par la grande crue du 11 mars 1281 (Champion, 1862). L'hypothèse d'un abandon lié à des actions volontaires générées par la construction de la bastide de Grenade, semble peu probable en raison des enjeux liés à la navigation fluviale. Il n'est toutefois pas totalement exclu que des impacts indirects (rejets urbains, protection et aménagements de berges) aient pu favoriser la migration ou l'abandon du chenal médiéval de Grenade.

La réponse des systèmes fluviaux au PAG se traduit généralement par une reprise de la dynamique hydro-sédimentaire, qui peut aller jusqu'à la métamorphose fluviale, avec le passage du méandrage au style divagant dans le delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 2007) ou au tressage dans la partie amont de son bassin-versant (Salvador *et al.*, 2002). Sur le site Grenade-Ondes, en raison de la lacune documentaire entre le Moyen Âge et la fin du XVIII^e siècle, il est pour l'instant difficile d'analyser de manière fine (*i.e.* intraséculaire) les rythmes de construction de la plaine au cours du PAG et sa relation possible avec les variations hydroclimatiques. La série de crues de 1295, 1306, 1315, 1338 documentées en Agenais (Serret, 1874) a pu être responsable de réactivations occasionnelles du chenal et de la migration du système vers l'est de la zone d'étude. À partir du XIV^e siècle, l'augmentation de la fréquence des crues et de leur importance, identifiée dans les sources, notamment après 1500 (Métaillé, 1993, 2006 ; Antoine, 2009), accompagne l'accroissement de la dynamique du système fluvial décrite par P. Vallette et F. Gazelle (2000) pour la période Moderne. Sur la fin de la période, les données cartographiques anciennes et les données de terrain montrent une évolution locale vers un système à chenaux multiples à charge grossière dès 1810-1830. Elle répond peut-être aux grandes crues qui marquent la fin du XVIII^e siècle (crues de 1770 et 1772 notamment) dans les Pyrénées et/ou à des apports locaux liés à la confluence Hers-Garonne. Cette dernière hypothèse semble plus probable en raison de l'absence d'évolution générale du tracé de la Garonne vers le tressage d'après les données cartographiques anciennes, y compris au plus fort local du PAG (deuxième moitié du XVIII^e siècle et du XIX^e siècle dans les Pyrénées ; Antoine, 2009 ; Métaillé, 1993, 2006). La forte végétalisation

des formes fluviales, observée autour de 1810-1830 sur le segment de Grenade-Ondes, indique par ailleurs une certaine stabilité de ces formes qui ne peuvent donc pas correspondre à un simple transit de charge grossière..

La période post-XIX^e siècle, qui correspond à la sortie du PAG, se caractérise au niveau de Grenade-Ondes par une simplification des formes et un retour à un chenal unique. Toutefois, la nature climatique du contrôle sur cette évolution reste ambiguë. Au regard de la chronique des hauteurs d'eau enregistrées à Toulouse, l'ampleur des événements de crue se réduit nettement après les années 1880. Or, la simplification du tracé en plan dans le secteur semble s'initier de manière plus précoce, entre 1830 et 1850. La première partie du XIX^e siècle correspond bien dans les Pyrénées à une phase d'accalmie des grandes crues (Antoine, 2009). Cette accalmie pourrait être responsable de l'évolution de la dynamique fluviale garonnaise observée à Grenade-Ondes, bien qu'elle ne soit pas clairement traduite par les hauteurs d'eau enregistrées à Toulouse (question de la pertinence de cet indicateur pour traduire l'intensité des événements). Cependant, la reprise des grandes crues durant la seconde moitié du XIX^e siècle, qui marque la dernière phase forte du PAG, ne s'accompagne pas d'une réactivation visible de la dynamique fluviale. Il faut notamment remarquer que l'événement extrême de 1875 (PHEC) n'a pas induit de modification significative du chenal au niveau du site étudié. Cet élément soulève la question de l'effet morphogène de cette (ces) crue(s) et notamment de la charge solide disponible à cette date. P. Valette et F. Gazelle (2000) attribuent la réduction du nombre d'îles végétalisées sur le secteur Grenade-Ondes aux actions volontaires de fermeture des bras secondaires entre 1818 et 1836, soutenues par les Ponts et Chaussées. Toutefois, ces auteurs soulignent l'échec relatif de ces interventions, puisqu'en 1840, une partie des bras aménagés demeurent encore en eau. De plus, dès 1860, ces interventions cessent du fait de l'abandon de la navigation sur la Garonne, concurrencée par le train et le canal latéral. Il est donc possible que l'évolution observée ait été initiée dès le début du XIX^e siècle par les travaux menés sur le secteur de Grenade-Ondes, favorisés par une période de faible dynamique fluviale, mais que leur efficacité n'ait été permise que par une certaine atonie de la dernière période active du PAG (seconde moitié du XIX^e siècle).

Conclusion

La combinaison des sources cartographiques anciennes et des données de terrain (TRE et séquences stratigraphiques) autorise une finesse d'analyse pertinente pour la reconstitution de l'évolution de la dynamique fluviale à l'échelle de temps pluriséculaire. Cette approche couplée caractérise d'une part l'évolution planimétrique du lit (qualitativement sur les 250 dernières années et quantitativement sur les 130 dernières années) et d'autre part elle conduit à une meilleure compréhension de la géométrie 3D des paléochenaux, de leur fonctionnement hydro-sédimentaire, de leur dynamique de remplissage et plus globalement, du mode de construction de la plaine.

L'application de cette démarche au site d'étude Grenade-Ondes a permis une périodisation de l'évolution de la dynamique fluviale de la Garonne au cours du dernier millénaire et sa mise en corrélation avec différents facteurs de contrôle. Cette étude révèle trois périodes de dynamiques fluviales distinctes : un système à faible énergie au cours de l'OM ; une redynamisation de la dynamique hydro-sédimentaire au cours du PAG et une contraction et une stabilisation du système garonnais sur la période récente, probablement sous l'effet d'aménagements anciens localisés et d'une accalmie des grandes crues liée à la transition PAG-RG. Si cette évolution se calque assez bien sur les modèles reconnus sur les autres cours d'eau européens et notamment alpins, deux traits originaux sont à souligner : une simplification du chenal dès le milieu du XIX^e siècle et l'absence d'un style en tresse d'après les données cartographiques anciennes généralisée au linéaire au cours du PAG. Par ailleurs, une lacune reste à combler sur la période comprise entre le XIII^e et le XVIII^e siècle pour laquelle les données stratigraphiques n'ont pas été retrouvées. Cette démarche doit maintenant être étendue à l'ensemble de la moyenne Garonne et faire l'objet de développements méthodologiques grâce à une analyse granulométrique approfondie (image CM ; Passega, 1964) et à une analyse topographique à haute résolution (LIDAR 1 m).

Remerciements

Cette recherche, réalisée dans le cadre du projet ANR ADAPT'EAU (ANR-11-CEPL-008), a bénéficié d'une aide financière de l'Agence Nationale de la Recherche au titre du programme Changements Environnementaux Planétaires et Sociétés (CEP&S). Cette recherche a par ailleurs bénéficié d'une aide financière des régions Aquitaine et Midi-Pyrénées dans le cadre du programme GAGILAU (Garonne Gironde saint-LAurent). Les auteurs remercient les mairies des communes de Grenade et d'Ondes ainsi que les propriétaires des parcelles sur lesquelles les travaux de terrain ont été réalisés, pour leur aimable collaboration. Les auteurs remercient les deux relecteurs qui ont contribué à l'amélioration de cette publication.

Références

- Alber A., Piégay H. (2011) – Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network-scale: Application to the Rhône basin (France). *Geomorphology* 125, 343-360.
- Antoine J.-M. (2009) – L'histoire du climat par ses extrêmes. Sources géohistoriques et inondations dans les Pyrénées depuis le Petit Âge Glaciaire. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27, 143-155.
- Arnaud-Fassetta G. (2003) – River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.
- Arnaud-Fassetta G. (2007) – *L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géarchéologie et géosciences*. Habilitation

- à diriger des recherches (HDR) en géographie physique, Université Paris-Diderot (Paris 7), 3 vol., 35 p., 435 p. et 357 p.
- Arnaud-Fassetta G. (2011)** – L'histoire des vallées, entre géosciences et géoarchéologie. *Méditerranée*, 117, 25-34.
- Astrade L., Jacob-Rousseau N., Bravard J.-P., Allignol F., Simac L. (2011)** – Detailed chronology of mid-altitude fluvial system response to changing climate and societies at the end of the Little Ice Age (Southwestern Alps and Cévennes, France). *Geomorphology* 133, 110-116.
- Beaudelin P. (1989)** – Conséquences de l'exploitation des granulats dans la Garonne. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 60, 4, 603-616.
- Berger J.-F. (2003)** – Les étapes de la morphogenèse holocène dans le sud de la France (chap. 4). In Van der Leeuw S., Favory F., Fiches J. L. (Ed.), *Archéologie et systèmes socio-environnementaux. Études multiscalaires sur la vallée du Rhône dans le programme Archaeomedes*. CNRS, Sophia-Antipolis, 43-161.
- Bravard J.-P. (1989)** – La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Âge et à l'époque Moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, 145-157.
- Bravard J.-P., Magny M. (Ed.) (2002)** – *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, Paris, 312 p.
- Brookes A.G. (1998)** – *Channelized Rivers: Perspectives for Environmental Management*. J. Wiley & Sons, Chichester, 326 p.
- Carozza J.-M., Puig C., Odiot T., Valette P., Passarrius O. (2012)** – Lower Mediterranean plain accelerated evolution during the Little Ice Age: Geoarchaeological insight in the Tech basin (Roussillon, Gulf of Lion, Western Mediterranean). *Quaternary International* 266, 94-104.
- Carozza J.-M., Odiot T., Puig C., Pequinet C., Jorda C., Passarrius O., Valette P. (2014)** – Impact du Petit Âge Glaciaire sur les plaines alluviales méditerranéennes françaises : apport de la géoarchéologie à l'évolution du bassin du Roussillon. *Old men river, geoarchaeological aspects of rivers and river plains*, Sept 2006, Belgium, 185-197, <halshs-01069981>.
- Champion M. (1862)** – *Les inondations en France depuis le VI^e siècle jusqu'à nos jours*. Dunod, Paris.
- David M., Carozza J.-M., Valette P. (2013)** – A quantitative approach of the morphological changes in the Middle Garonne river (South-west France) during the last 150 years. Poster. 8^e colloque international de géomorphologie, AIG. Paris, 27-31 août 2013, session S19C «Sediment fluxes and morphodynamics of stream channels», n°1686.
- Erskine W.D., Warner R.F. (1998)** – Further assessment of flood- and drought-dominated regimes in south-eastern Australia. *Australian Geographer* 29, 2, 257-261.
- Fortuné M. (1988)** – Historical changes in a large river in an urban area: the Garonne river, Toulouse, France. *Regulated Rivers* 2, 179-186.
- Gautier E. (1994)** – Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine. L'exemple du Buëch (Alpes du Sud). *Revue de géographie de Lyon*, 69, 1, 57-62.
- Gautier E., Piégay H., Bertainia P. (2000)** – A methodological approach of fluvial dynamics oriented towards hydrosystemic management: the Loire and Allier rivers case study. *Geodinamica Acta* 1, 29-43.
- Gob F., Jacob N., Bravard J.-P., Petit F. (2008)** – The value of lichenometry and historical archives in assessing the incision of submediterranean rivers from the Little Ice Age in the Ardèche and upper Loire (France). *Geomorphology* 94, 170-183.
- Grivel S., Gautier E. (2012)** – Mise en place des îles fluviales en Loire moyenne, du 19^e siècle à aujourd'hui. *Cybergeo*, [En ligne], [http://cybergeo.revues.org/25451] (14 Octobre 2014).
- Julien P. (2005)** – Pour mieux faire flotter les marbres : les cartes du cours de la Garonne dressées en 1716-1720 par Hyppolite Matis, géographe du roi. *Mémoires de la Société Archéologique du Midi de la France*, LXV, 231-242.
- Kiss T., Blanka V. (2012)** – River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175-176, 115-125.
- Laffont J.-L. (1997)** – *Policer la ville. Toulouse, capitale provinciale au siècle des lumières*. Thèse d'Histoire, Université Toulouse II Le Mirail, 3 vol.
- Laire L., Reynard E., Arnaud-Fassetta G., Baron L., Glenz D. (2012)** – Caractérisation de la paléodynamique du Rhône en Valais central (Suisse) à l'aide de la tomographie de résistivité électrique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 405-426.
- Lambert R. (1988)** – *Atlas géomorphologique du lit de la Garonne, du Pont du Roy au Bec d'Ambès*. 46 planches couleurs au 1/25 000^e, SMEPAG, Toulouse.
- Landon N., Piégay H. (1999)** – Mise en évidence de l'ajustement d'un lit fluvial à partir de documents d'archives : le cas de la haute Drôme. *Revue de géographie alpine*, 87, 3, 67-86.
- Le Roy Ladurie E. (1967)** – *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 381 p.
- Le Roy Ladurie E. (2005)** – *Histoire humaine et comparée du climat. I. Canicules et glaciers, XIII^e-XVIII^e siècle*. Fayard, 739 p.
- Leteinturier B., Engels P., Petit F., Chiffaut A., Malaisse F. (2000)** – Morphodynamisme d'un tronçon de Loire bourbonnaise depuis le XVIII^e siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 239-252.
- Malavoi J.-R., Bravard J.-P., Piégay H., Héroin E., Ramez P. (1998)** – *Détermination de l'espace de liberté des cours d'eau*. Guide technique n° 2, Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, 39 p.
- Mamoudou M. (2008)** – *Dynamique de transfert des matières organiques et inorganiques le long du continuum fluvial de la Garonne : impact de la retenue de Malause*. Thèse de spécialité : Agrosystèmes, Ecosystèmes et Environnement, Institut National de Polytechnique de Toulouse, 198 p.
- Mann M.E. (2002)** – Medieval Climatic Optimum. In Mac Cracken M.C. et Perry J.S. (Ed.), *Encyclopedia of Global Environmental Change*. John Wiley & Sons, Chichester, vol. 1, 514-516.
- Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. (2009)** – Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1 256-1 260.
- Métaillié J.-P. (1993)** – Le fleuve ravageur. Risques, catastrophes et aménagements dans les Pyrénées et leur piémont, fin XII^e-XX^e siècle. In Beck C., Delort R. (Ed.), *Pour une histoire de l'environnement*. Travaux du programme interdisciplinaire de recherche sur l'environnement, CNRS Éditions, Paris, 105-112.

- Métaillé J.-P. (2006)** – La « dégradation des montagnes » au XIX^e siècle dans les Pyrénées : surexploitation pastorale, crise catastrophique, mythe, ou crise perpétuelle ? In Beck C., Luginbühl Y., Muxart T. (Ed.) : *Temps et espaces des crises de l'environnement : Sociétés et ressources renouvelables*. QUAE ed., 191-210.
- Miall A.D. (1996)** – *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin, New-York, 582 p.
- Miramont C., Jorda M., Pichard G. (1998)** – Évolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52, 3, 381-392.
- Muller E., Guilloy-Froget H., Barsoum N., Brocheton L. (2002)** – *Populus nigra L.* en vallée de Garonne : legs du passé et contraintes du présent. *C. R. Biologies*, 325, 1 129-1 141.
- Pardé M. (1928)** – Périodicité des grandes inondations et crues exceptionnelles. *Revue de géographie alpine*, 16, 2, 499-519.
- Passega R. (1964)** – Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of sedimentary petrology* 34, 4, 830-847.
- Peiry J.-L. (1986)** – Dynamique fluviale historique et contemporaine du confluent Giffre-Arve (Haute-Savoie). *Revue de géographie de Lyon*, 1, 79-96.
- Pichard G. (1995)** – Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, 82, 105-116.
- Pichard G., Ricaute N. (2009)** – Une déclinaison régionale du Petit Âge Glaciaire. Apport des archives historiques de Provence. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27, 237-247.
- René P. (2012)** – Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le Petit Âge Glaciaire. *Sud-Ouest Européen*, 32, 5-19.
- Salvador P.-G., Verot-Bourelly A., Bravard J.-P., Franc O., Mace S. (2002)** – Les crues du Rhône à l'époque moderne dans la région lyonnaise. In Bravard J.-P. et Magny M. (Ed.), *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, Paris, 312 p.
- Salvador P.-G., Berger J.-F., Gauthier E., Vanniere 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.
- Serret J. (1874)** – *Les débordements de la Garonne dans l'agenais depuis les temps anciens jusqu'à nos jours*. Impr Prosper Noubel, Agen, 29 p.
- SMEPAG (1989)** – *Monographies des crues de la Garonne : du Pont du Roy au Bec d'Ambes : schéma de protection contre les eaux de la Garonne*. SMEPAG, Toulouse, 168 p.
- Steiger J., James M., Gazelle F. (1998)** – Channelization and consequences on floodplain system functioning on the Garonne river, SW France. *Regulated Rivers : Research and Management* 14, 13-23.
- Steiger J., Corenblit D (2000)** – *Dynamique fluviale de la Garonne toulousaine*. Les études de l'Agence de l'eau Adour-Garonne [document interne].
- Steiger J., Corenblit D., Vervier P. (2000)** – Les ajustements morphologiques contemporains du lit mineur de la Garonne (France) et leurs effets sur l'hydrosystème fluvial. *Zeitschrift für Geomorphologie* 122, 227-246.
- Toone J., Rice S.P., Piégay H. (2014)** – Spatial discontinuity and temporal evolution of channel morphology along a mixed bedrock-alluvial river, upper Drôme River, southeast France : Contingent responses to external and internal controls. *Geomorphology* 205, 5-16.
- Valette P. (2002)** – *Les paysages de la Garonne : les métamorphoses d'un fleuve (entre Toulouse et Castet-en-Dorthe)*. Thèse de Géographie, Université Toulouse II Le Mirail, 554 p.
- Valette P. (2004)** – Les cartes et plans de la Moyenne Garonne de l'époque moderne à nos jours. *Revue du Comité Français de Cartographie*, 182, 41-51.
- Valette P., Gazelle F. (2000)** – L'impact des sociétés du XVIII^e et du XIX^e s. sur les paysages garonnais. *Géocarrefour*, 75, 4, 337-345.
- Vella M.-A., Ghilardi M., Diouf O., Parisot J.-C., Hermitte D., Provansal M., Fleury J., Dussouillez P., Delanghe-Sabatier D., Demory F., Quesnel Y., Hartmann-Virnich A., Delpy Y., Berthelot M., Bicket A. (2013)** – Géoarchéologie du Rhône dans le secteur du pont Saint-Bénézet (Avignon, Provence, France) au cours de la seconde moitié du deuxième millénaire apr. J.-C. : étude croisée de géographie historique et des paléoenvironnements. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 287-310.
- Xoplaki E., Fleitmann D., Diaz H., Von Gunten L., Kiefer T. (Ed.) (2011)** – *Medieval Climate Anomaly*. PAGES News 19, 40 p.
- Ziliani L., Surian N. (2012)** – Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river. *Geomorphology* 173-174, 104-117.

Article soumis le 4 juin 2014, accepté le 20 novembre 2014.