La Garonne maritime à l'Holocène : dynamique, environnements et occupation humaine

Séverine Lescure

▶ **To cite this version:**

Séverine Lescure. La Garonne maritime à l'Holocène : dynamique, environnements et occupation humaine. Géographie. Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 2015. Français. NNT : . tel-01291469

HAL Id: tel-01291469
https://theses.hal.science/tel-01291469

Submitted on 21 Mar 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.

Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

UNIVERSITÉ PARIS 1 – PANTHÉON SORBONNE
LABORATOIRE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE (UMR 8591)
ÉCOLE DOCTORALE DE GÉOGRAPHIE DE PARIS (ED 434)
LABORATOIRE P.R.O.D.I.G. (UMR 8556)

LA GARONNE MARITIME À L'HOLOCÈNE : DYNAMIQUE, ENVIRONNEMENTS ET OCCUPATION HUMAINE

THÈSE DE DOCTORAT EN GÉOGRAPHIE

Présentée par

LESCURE Séverine

Soutenue publiquement le 1 décembre 2015

Jury :

LE CŒUR Charles	Professeur	Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne	Co-directeur
ARNAUD-FASSETTA Gilles	Professeur	Université Paris Diderot (Paris 7)	Co-directeur
CARCAUD Nathalie	Professeur	AgroCampus Ouest	Rapportrice
CAROZZA Jean-Michel	Professeur	Université de La Rochelle	Rapporteur
EYNAUD Frédérique	Maître de conférences HDR	Université de Bordeaux	Examinatrice
SALVADOR Pierre-Gil	Professeur	Université Lille 1	Examinateur
COLIN Anne	Maître de conférences	Université Bordeaux-Montaigne	Invitée

« *Le présent est fait de déformations du passé et d'ébauches imprécises de l'avenir.*
Et quoi qu'on fasse, le présent n'est jamais qu'une vaste et bruyante fabrique du passé. »

Pierre Reverdy, *Le livre de mon bord*, 1948

La Garonne maritime à l'Holocène : dynamique, environnements et occupation humaine

Les systèmes fluviaux ont connu de profondes mutations à l'Holocène en réaction aux forçages climatiques, eustatiques, anthropiques, voire géologiques. Si diverses études ont été menées à ce sujet, rares sont celles qui se sont intéressées spécifiquement à la Garonne ou aux hauts estuaires. La présente thèse propose un modèle d'évolution holocène du haut estuaire de la Garonne. Le but est à la fois de comprendre le fonctionnement paléo-hydrologique de cette interface fleuve/océan, de préciser les environnements de fond de vallée et d'aider à la compréhension des relations Homme/milieu. Le modèle construit repose sur l'étude interdisciplinaire de deux sites à intérêt géomorphologique et archéologique (Langoiran et Isle-Saint-Georges), couplée aux données disponibles sur le reste de la vallée. Les résultats démontrent que : 1) Le tronçon fluvial a acquis son caractère maritime à l'Holocène moyen ; 2) La basse Garonne a connu au moins trois métamorphoses « fluviales » (Atlantique ; Subboréal récent/Subatlantique ancien ; X^{e} s. av. J.-C. – X^{e} s. apr. J.-C.) au cours des dix derniers millénaires ; 3) Le fleuve a été contrôlé inégalement par les flux hydro-sédimentaires amont et aval au cours de son histoire ; 4) Les interactions Homme/milieux ont été relativement fortes ; 5) La marée s'ajoute à tous les facteurs de contrôle généralement reconnus dans la dynamique fluviale. Par ce dernier aspect, le travail met en lumière la dynamique singulière des hauts estuaires et propose une réflexion sur le concept de « dynamique fluvio-estuarienne ».

Mots-clefs : Garonne maritime, basse vallée, haut estuaire, dynamique fluvio-estuarienne, hydrogéomorphologie, géoarchéologie, Holocène.

Tidal Garonne River during the Holocene: Dynamics, environments and human settlements

Fluvial systems changed considerably during the Holocene in response to climatic, eustatic, geologic and/or anthropogenic forcings. Various studies have been conducted on this subject but few of them focused specifically on the Garonne River or on upper estuaries. This study proposes a Holocene evolution model of the Garonne upper estuary. The aim is both to understand the palaeohydrological functioning of this river-ocean interface, to specify the environments of the valley bottom, and to better understand environment-Human relationship. The model is based on the interdisciplinary study of two sites with geomorphological and archaeological interests (Langoiran and Isle-Saint-Georges), paired with data available on the rest of the valley. The results show that: (i) The fluvial section acquired its tidal character during the mid-Holocene; (ii) The lower Garonne River went through at least three "fluvial" metamorphosis (Atlantic period; younger Subboreal /older Subatlantic; Xth c. BC – Xth c. AD) during the last 10,000 years; (iii) The River has been controlled unequally by hydro-sedimentary flows coming from upstream and downstream; (iv) environment-Human relationship has been relatively strong; (v) The tide adds to all the factor standardly controlling the fluvial dynamics. The research highlights the singular dynamics of the upper estuaries and proposes a discussion on the concept of "fluvio-estuarine dynamics".

***Key words**: tidal Garonne River, lower valley, upper estuary, fluvial-tidal dynamics, hydrogeomorphology, geoarchaeology, Holocene.*

Remerciements

Nous y voilà…

Oui, « Nous », car tellement de personnes ont contribué de près ou de loin à concrétiser ce grand projet qu'est la thèse...

En premier lieu, évidemment, je pense à mes deux directeurs de thèse très complémentaires : Charles Le Cœur et Gilles Arnaud-Fassetta.

À vous Charles Le Cœur, pour avoir accepté de diriger cette thèse, pour votre confiance en moi qui m'a paru toujours bien supérieure à celle que je me portais, pour votre regard différent sur certains aspects de cette thèse, pour vos encouragements perpétuels au détour d'un couloir, pour vos conseils bienveillants sur la thèse, le monde de la recherche et l'enseignement (« *les étudiants, ils faut les séduire et tout se passera bien* ») : un merci infini.

À vous Gilles, qui, aussi, avez bien plus cru en mes capacités que je n'y croyais moi-même. À vous qui avez su déceler mes baisses de régime sans qu'on ne se voit et qui avez toujours trouvé les mots pour me rebooster en quelques minutes. À vous qui avez sacrifié près de deux semaines de vacances estivales pour m'accompagner sur le terrain (je crois qu'on se souviendra longtemps du trajet retour ! …n'est-ce-pas Benjamin ?). À vous qui m'avez tant appris et conseillé depuis le master 1, notamment grâce à vos corrections pointues. À vous qui ne m'avez jamais imposé les pistes à suivre (tout comme Charles d'ailleurs) pour permettre à la chercheuse (que j'espère être devenue) d'éclore. À vous qui m'avez soutenu plus que jamais ces dernières semaines. À vous : un merci infini.

Mes pensées se tournent désormais vers Anne Colin...autre pilier de cette thèse. Pour l'accueil chaleureux dans l'équipe de recherche, pour les conseils et les aides de toutes sortes, pour la relecture, pour les nombreux hébergements, pour la confiance continuelle, pour cet échange téléphonique d'août dernier qui m'a permis de sortir du trou noir dans lequel je m'étais perdu, pour tout cela et toutes les choses que j'ai pu oublier de citer : un merci infini.

Un immense merci à toute l'équipe bordelaise d'Ausonius. Un merci tout particulier à Sylvie Faravel pour son accueil dans le programme de recherche, sur le chantier de fouille et à son domicile. Merci aussi pour sa compréhension face à ma lenteur, parfois, à transmettre les résultats. Un grand merci à Florence Verdin pour son accueil, sa confiance, sa gentillesse et sa jovialité. Un immense merci à la fine équipe : Antoine Dumas, Brice Ephrem, Eneko

Hiriart, Thibaud Constantin. Vous avez pris sur votre temps de thèse pour m'aider à faire les carottages indispensables à ma thèse : c'est incroyablement gentil et généreux. En plus, je ne pouvais pas rêver équipe plus agréable et plus efficace. Et je vous tire mon chapeau pour ne pas avoir céder à mon stress et avoir, au contraire, réussi à m'apaiser quand les problèmes s'accumulaient ! Je garderai longtemps en mémoire cette image de deux d'entre vous suspendus aux leviers d'extraction tels des enfants sur une balançoire, car le tube était désespéramment bloqué. J'ai appris aussi de superbes expressions grâce à vous, que je ne citerai pas ici…! Un grand merci messieurs ! Je remercie aussi chaleureusement tous les étudiants en archéologie ou en archéométrie qui sont venus, sur la base du volontariat, aider à réaliser les profils électriques : Anaïs, Ariane, Elina, Lucie C., Lucie D. Marion, Mélanie, Mélissa, Natalia, Rémi et Richard. Un grand merci aussi à Clément Coutelier : merci à toi pour ta grande gentillesse, ta disponibilité et tes relevés GPS organisés parfois à la dernière minute ! Je ne peux quitter le territoire bordelais sans parler de Thierry Mauduit qui m'a été d'une aide extrêmement précieuse pour les carottages. Je te suis infiniment reconnaissante pour avoir contacté les propriétaires lilais – ce qui ne fut pas toujours chose aisée –, pour l'intérêt que tu as toujours porté à mon étude, pour avoir pris des jours de congés pour venir sur le terrain et pour avoir aidé à régler les problèmes de matériel. Tu as été, toi aussi, une personne déterminante dans le bon déroulement de la thèse. Un grand merci aussi à Vincent Joineau pour son aide concernant les archives historiques et les données bathymétrique et pour son amitié. Enfin, je remercie grandement Christelle Lahaye pour les datations OSL, sa disponibilité, sa relecture et sa gentillesse.

Remontons doucement la France et arrêtons-nous à La Rochelle. Je tiens à remercier Vivien Mathé pour ses éclairages en matière de géophysique et pour avoir accepté de faire partie de mon comité de thèse. Merci à toi et à Adrien Camus pour m'avoir permis de participer plusieurs jours à une des campagnes de prospections électromagnétiques. Un grand merci à Jean-Michel Carozza pour le prêt de carottier, pour les quelques jours de terrain, pour l'accueil lors de mes venus à Toulouse et pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse malgré le temps imparti.

J'en profite pour remercier tous les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail en cette fin d'année où les emplois du temps sont surchargés. Un merci particulier à ceux que je n'ai pas encore cité et que je suis honorée de compter parmi mes examinateurs : Nathalie Carcaud, Frédérique Eynaud et Pierre-Gil Salvador.

Un immense merci à Maria Eugenia Montenegro pour m'avoir formé à cette passionnante discipline qu'est l'ostracologie. Ces mois de formation ont été très agréables. Je vous remercie également pour être, encore aujourd'hui, disponible en cas de besoin !

Cette thèse n'aurait pas été possible non plus sans le matériel et les infrastructures de recherche. Un grand merci donc au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon pour m'avoir accueilli parmi les doctorants et pour m'avoir permis de passer de long mois à faire

des analyses sédimentologiques. Merci à ses membres. Un merci tout particulier à Clément Virmoux pour ces jours de formation à la réalisation des profils ERT, pour ta confiance et pour ton calme quand mon stress grandissait ! Je remercie aussi tous ceux que j'ai pu solliciter à un moment ou à un autre. Les carottages n'auraient pas été possible sans le carottier prêté gracieusement par le laboratoire PRODIG : alors un grand merci également.

Restons dans le cadre « institutionnel » : je suis profondément reconnaissante envers l'Université Paris 1 pour m'avoir permis de réaliser cette thèse, d'une part, mais aussi pour m'avoir permis de m'épanouir pleinement en couplant l'activité de recherche à l'enseignement. Ces quatre années d'enseignement, en tant que monitrice puis ATER, ont été pour moi de purs instants de bonheur et d'échanges. Les divers cours qu'il m'a été donné de dispenser (merci Étienne Cossart !), m'ont enrichi intellectuellement (et humainement) et m'ont permis d'avoir des idées pour ma thèse que je n'aurai peut-être pas eu sans cela. Je suis persuadée qu'enseigner a fait de moi une meilleure chercheuse, alors un grand merci.

Je terminerai par celle qui est mon pilier depuis toujours : ma famille. Merci à vous qui avez toujours cru en moi. Il me devient difficile de taper sur le clavier…Je ferai donc court en remerciant mes parents, mes sœurs, mes grands-parents et mon cher et tendre pour la confiance immense qu'ils ont en moi et le soutien incroyable qu'ils m'ont apporté ces derniers jours. Une pensée particulière pour ma mère, mon père, ma sœur ainée et ma (future) belle-mère qui m'ont encouragé quotidiennement dans la dernière ligne droite : vous m'avez véritablement porté. Ma toute dernière pensée va à toi qui anime ma vie depuis plus d'une décennie et pour toutes celles à venir…merci pour ton courage, ton soutien et ta patience. Sans toi je n'en serais pas là.

Au-delà des mots, j'espère que cette thèse sera digne de la reconnaissance que je vous porte à tous.

Avant-propos

Ce travail s'intègre à trois programmes de recherche qui ont intégralement financé l'étude :

- le programme *Peuples de l'estuaire et du littoral médocain aux époques protohistoriques et antiques,* (2010-2013), soutenu par la région Aquitaine et dirigé par Anne Colin (Université Bordeaux Montaigne).

- le programme *DyOHR - Dynamique fluviale, Occupation Humaine et Risque dans la plaine fluvio-estuarienne de la Garonne,* (2012-2013), appartenant au Labex LaScArBx et dirigé conjointement par Anne Colin et Florence Verdin (Université Bordeaux Montaigne).

- le programme *Des Vallées et des hommes dans l'Aquitaine médiévale. Villes et châteaux dans les basses vallées de la Dordogne et de la Garonne,* (2011-2015), soutenu par la région Aquitaine et dirigé par Sylvie Faravel (Université Bordeaux Montaigne).

Tous les documents dont l'auteur n'est pas spécifié sont de ma réalisation.

Sauf mention contraire, le sens d'écoulement indiqué sur les figures est celui fluviatile. Il ne prend pas en compte la marée.

Tables des matières

REMERCIEMENTS 7

AVANT-PROPOS 11

TABLE DES MATIÈRES 13

INTRODUCTION GÉNÉRALE 17

PARTIE 1 – PORTRAIT DE LA GARONNE MARITIME ET SA VALLÉE 25

INTRODUCTION 27

CHAPITRE 1 : CADRE MORPHO-STRUCTURAL DE LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA GARONNE MARITIME 31

1.1. Morphologie actuelle de la basse vallée de la Garonne 31

1.1.1. Contexte morpho-structural d'une vallée dissymétrique 31
1.1.2. Caractéristiques morphologiques d'un chenal unique et sinueux 33
1.1.3. Quelques précisions à l'échelle des sites d'étude 36

1.2. Le couple débit fluvial – marée, moteur de l'hydrodynamique 37

1.2.1. Les flux d'amont : régime pluvio-océanique, hautes eaux ordinaires, crues et étiages 38
1.2.2. Les flux d'aval : marée macrotidale semi-diurne, houle et mascaret 40
1.2.3. La Garonne maritime : un régime complexe et des hauteurs de crue renforcées 42

1.3. Une charge mixte 44

1.3.1. Dans le chenal : charge de fond grossière, bouchon vaseux et crème de vase 44
1.3.2. Dans les unités connexes au chenal : omniprésence des limons et caractéristiques du gradient longitudinal 47

CHAPITRE 2 : ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR L'ÉVOLUTION DE LA GARONNE MARITIME 53

2.1. Un lien étroit avec les accidents tectoniques ante-quaternaires 53

2.1.1. La structuration de la vallée par les accidents tectoniques préexistants 53
2.1.2. Une activité tectonique holocène ? 55

2.2. Variations climato-eustatiques holocènes et impacts sur l'hydrosystème Garonne-Gironde 56
2.2.1. L'holocène sur la façade aquitaine : chronologie, climat et eustasie 56
2.2.2. Édification holocène de l'estuaire de la Gironde suite à la remontée du plan d'eau océanique 59
2.2.3. Quelques données sur l'évolution holocène de la Garonne à Bordeaux 62
2.2.4. Connaissances sur l'évolution holocène de la Garonne amont 63
2.3. Un système fluvio-maritime anthropisé dès le Néolithique 64
2.3.1. Des actions humaines modérées du Néolithique au milieu du XIX^{e} siècle 64
2.3.2. Chenalisation et dragage du milieu du XIX^{e} au XXI^{e} siècle 66

CONCLUSION 71

PARTIE 2 - RECONSTITUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS FLUVIAUX HOLOCÈNES À LANGOIRAN ET À ISLE-SAINT-GEORGES 73

INTRODUCTION 75

CHAPITRE 3 : SOURCES ET MÉTHODES D'ÉTUDE 77
3.1. Détection de paléo-tracés à partir des données préexistantes 77
3.1.1. Les archives historiques 77
3.1.2. Les données archéologiques 78
3.1.3. La topographie 80
3.1.4. La conductivité électrique apparente du sol 82
3.2. La stratigraphie : clef de voute de l'étude 84
3.2.1. Intérêts de la stratigraphie 84
3.2.2. Acquisition des données stratigraphiques 85
3.2.3. Chronométrie par le ^{14}C, l'OSL et l'archéologie 89
3.3. Identification des paléo-milieux de sédimentation 91
3.3.1. Apport de l'analyse des grains minéraux : texture et image cm 91
3.3.2. Apport de l'analyse faunique : les ostracodes 96
3.3.3. Apport de la flore : pollens et graines 99
3.4. Précisions sur l'hydrologie des paléochenaux 100
3.4.1. Structure sédimentaire, indices granulométriques et taux de sédimentation 100
3.4.2. Teneur en matière organique 101
3.4.3. Susceptibilité magnétique et oxydation des minéraux 102
3.5. Caractérisation hydraulique des paléochenaux 102
3.5.2. Intérêts et nature des estimations paléohydrauliques 102
3.5.1. Profils de tomographie de résistivité électrique 103

CHAPITRE 4 : RÉSULTATS PALÉOENVIRONNEMENTAUX SUR LES SITES DE LANGOIRAN ET D'ISLE-SAINT-GEORGES 107

4.1. Le site de Langoiran 108

4.1.1. Contexte archéologique : un castrum fossoyé, emmotté puis abandonné 108
4.1.2. Reconstitution hydrographique et hydrologique à partir de la stratigraphie 109
4.1.2.1. Transect stratigraphique 1 : en amont du Castéra 109
4.1.2.2. Transect stratigraphique 2 : en travers du Castéra 115
4.1.2.3. Transect stratigraphique 3 : en aval immédiat du Castéra 118
4.1.2.4. Complément stratigraphique aux TS1 et TS2 : le log LG13T2 126
4.1.2.5. Transect stratigraphique 4 : de la zone humide au chenal du I^{er} millénaire apr. J.-C. 129
4.1.3. Précisions hydrographiques en 3D grâce à l'imagerie et la géophysique 136
4.1.3.1. Les archives iconographiques : mémoire de la migration récente de la Garonne 136
4.1.3.2. Les données LiDAR : lecteur d'empreintes des paléo-milieux récents et atlantiques 139
4.1.3.3. Les données géophysiques : vision en 3D des paléo-milieux 142
4.1.4. Synthèse sur les paléoenvironnements fluviaux à Langoiran 152
4.1.5. Conclusions géoarchéologiques sur le Castéra de Langoiran 154

4.2. Le site d'Isle-Saint-Georges 156

4.2.1. Contexte archéologique : une occupation variable depuis la fin du Bronze final 156
4.2.2. Reconstitution hydrographique et hydrologique à partir de la stratigraphie 158
4.2.2.1. Transect stratigraphique 1 : une vision latérale du fond de vallée 158
4.2.2.2. Transect stratigraphique 2 : une vision longitudinale du fond de vallée 169
4.2.2.3. Des logs complémentaires pour étayer la cartographie diachronique 177
4.2.3. Quelques précisions hydrographiques en 3D grâce aux données historiques, topographiques et géophysiques 179
4.2.3.1. Les archives historiques : pas de modification du tracé depuis le XVIII^{e} siècle 179
4.2.3.2. Les données LiDAR : difficultés à déceler les paléo-milieux datés 180
4.2.3.3. Les données géophysiques : détection en 3D des paléo-milieux datés 182
4.2.4. Essai de quantification hydraulique 192
4.2.5. Synthèse sur les paléoenvironnements fluviaux à Isle-Saint-Georges 193
4.2.6. Conclusions géoarchéologiques sur l'agglomération protohistorique à antique d'Isle-Saint-Georges 196

CONCLUSION 199

PARTIE 3 - DYNAMIQUE HOLOCÈNE DE LA BASSE GARONNE – SYNTHÈSE, MODÉLISATION ET VALIDATION RÉGIONALE 201

INTRODUCTION 203

CHAPITRE 5 : ÉTABLISSEMENT D'UN MODÈLE D'ÉVOLUTION DE LA BASSE GARONNE À L'HOLOCÈNE 205

5.1. Données sur les paléoenvironnements dans toute la basse vallée 205

5.1.1. Données stratigraphiques : une sédimentation organique généralisée 205

5.1.2. Microtopographie : détection des paléo-formes fluviales 207
5.1.3. Cartes anciennes : témoins d'une disparition récente des îles fluviales 209

5.2. Estimation du moment d'arrivée de l'influence tidale 211

5.3. Scénario d'évolution holocène de la basse vallée de la Garonne 214

5.3.1. Au Boréal (8250-6630 av. J.-C. ; 10.200-8575 BP) : des chenaux multiples..... 214
5.3.2. À l'Atlantique (6630-4530 av. J.-C. ; 8575-6470 BP) : une ria 216
5.3.4. Au Subboréal (4530-1950 av. J.-C. ; 6470-3900 BP) : un chenal unique 217
5.3.5. Au Subatlantique (1950 av. J.-C. – présent ; 3900 BP – présent) : variabilité hydrologique..... 218

CHAPITRE 6 : L'HYDROSYSTÈME GARONNE DEPUIS 10.000 ANS – FACTEURS DE CONTRÔLE ET COMPARAISON RÉGIONALE 219

6.1. Les facteurs de contrôle de la basse Garonne holocène 219

6.1.1. La métamorphose n° 1 (atlantique) : une origine climato-eustatique 221
6.1.2. Les zones humides atlantiques à subboréales : une origine climato-eustatique 223
6.1.3. La métamorphose n° 2 (fin du Subboréal) : une conjonction de facteurs..... 223
6.1.4. La métamorphose n° 3 (Subatlantique) : une réponse tardive au climat Subboréal ? .. 224
6.1.5. La migration post X^{e} s. À Langoiran : un impact de l'optimum climatique Médiéval et de l'Homme ? 225
6.1.6. L'édification moderne des îles fluviales : une réponse au petit âge glaciaire 225
6.1.7. La contraction contemporaine du chenal : un contrôle anthropique..... 226

6.2. Le système Garonne-Gironde : une singularité fluviatile ?..... 227

6.2.1. Synthèse sur l'évolution holocène de la Garonne-Gironde 227
6.2.2. Comparaison avec l'hydrosystème Charente..... 229
6.2.3. Comparaison avec l'hydrosystème Loire 230
6.2.4. Comparaison avec l'hydrosystème Seine 231

CONCLUSION PARTIE 235

CONCLUSION GÉNÉRALE 237

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 243

TABLES DES ILLUSTRATIONS 263

Introduction générale

Cette thèse porte sur l'évolution holocène de la Garonne maritime et des environnements associés. Les données acquises sur deux sites-témoins, Langoiran et l'Isle-Saint-Georges, vont permettre de retracer l'histoire du fond de vallée depuis le début de l'Atlantique (~6200 av. J.-C.) et de préciser les contraintes exercées par le milieu sur l'occupation du sol.

Les paléo-environnements et les relations Homme/milieu ne sont pas des thématiques de recherches inédites, faisant depuis quelques décennies déjà l'une des préoccupations majeures des géographes, des historiens-géographes et des paléoenvironnentalistes en général (Davidson et Shackley, 1976 ; Bravard et Presteau, 1997 ; Brown, 1997 ; Burnouf et Leveau, 2004 ; Waters, 1992 ; Broodbank, 2013 ; Walsh, 2013 ; Arnaud-Fassetta et Carcaud, 2015). Cependant elles s'appliquent ici à un secteur géographique qui est, lui, tout à fait inédit.

État de l'art

L'essentiel des études menées à ce jour sur la Garonne maritime visaient à comprendre les variations du taux de matières en suspension (Glangeaud, 1939 ; Glangeaud *et al*., 1939 ; Dubreuilh, 1979 ; Doxaran *et al*., 2009 ; Bonneton *et al*., 2011; Chanson *et al*., 2011 ; Sottolichio *et al*., 2012), la circulation longitudinale des polluants (Berger *et al.*, 1984 ; Veyssy *et al.*, 1996 ; Schäfer *et al.*, 2002 ; Masson, 2007 ; Saari *et al.*, 2008 ; Aminot, 2013 ; Lanoux, 2013) et l'impact des conditions maritimes sur les inondations (Salomon, 2002). La question de l'évolution hydrogéomorphologique n'a pas été une priorité scientifique. Néanmoins, elle fut abordée pour la première fois en 1934 par Marcel-Adolphe Hérubel, historien et économiste maritime. Pour tenter d'expliquer l'emplacement des ports anciens, il proposa une histoire environnementale de la basse vallée de la Garonne (Hérubel, 1934). Son scénario de l'évolution holocène de la Garonne maritime est le seul recensé à ce jour, le sujet ayant été, par la suite, longuement abandonné. Il émergea de nouveau dans les années 1990, sous l'impulsion de la communauté archéologique bordelaise désireuse de mieux appréhender les dynamiques d'occupation du sol. Celle-ci profita du grand réaménagement urbain de Bordeaux, entamée en 1995, pour conduire les toutes premières études chronostratigraphiques et palynologiques holocènes de la basse vallée de la Garonne (Diot, 1996 ; Ferrier, 1996 ; Gé *et al.*, 2005 ; Konik *et al.*, 2006 ; Leroyer *et al*., 2006). Cependant, ces études ont été peu nombreuses, très locales et restreintes au chef-lieu aquitain. Ce n'est qu'en 2010, avec l'initiation du programme « Peuples de l'estuaire et du littoral médocain aux époques

protohistoriques et antiques » (dirigé par Anne Colin, archéologue, université Bordeaux-Montaigne), que la reconstitution paléo-environnementale va s'étendre à un autre secteur de la Garonne maritime : l'Isle-Saint-Georges, point de départ de ce travail doctoral (Lescure, 2011).

Paradoxalement, les fonds de vallée holocènes présents en amont et en aval de la Garonne maritime ont déjà fait l'objet de reconstitutions paléo-environnementales et ce, dès les années 1970 pour la Gironde (Moyes, 1974 ; Diot et Tastet, 1995 ; Lericolais *et al.*, 1998 ; Pontee *et al*., 1998 ; Clavé, 2001 ; Coquillas *et al.*, 2006) mais bien plus récemment pour la Garonne moyenne (Carozza *et al*., 2013 ; Ferdinand, 2014) et la Garonne montagnarde (Andrieu, 1991). La lacune du milieu fluvio-estuarien garonnais semble donc s'expliquer par un simple retard dans le domaine. Ce retard se ressent également à l'échelle planétaire. En effet, avec l'essor des questions sur l'évolution post-Würm des cours d'eau et les relations Homme/milieu, de nombreux hydrosystèmes fluviaux à travers le monde ont fait l'objet d'études fines dès les années 1980 (Waters, 1988 ; Buzzi *et al*., 1993 ; Qinghai *et al*., 1996 ; Macklin, 1999 ; Cubizolle et Georges, 2001 ; Carcaud *et al*., 2002 ; Straffin et Blum, 2002 ; Arco *et al*., 2006 ; Erikson *et al.*, 2006 ; Ollive, 2007 ; Castanet, 2008 ; Ghilardi *et al.*, 2012 ; Le Jeune *et al.*, 2012 ; Arnaud-Fassetta et Carcaud, 2015). Les embouchures fluviales n'ont pas été délaissées, qu'il s'agisse des deltas (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Berendsen et Stouthamer, 2000 ; Bellotti *et al*., 2007 ; Rossi *et al*., 2012 ; Salomon, 2012) ou des estuaires (Malounguila *et al*., 1990 ; Coch *et al*., 1991 ; Roy, 1994 ; Morales, 1997 ; Lessa *et al*., 1998 ; Long *et al*., 1998 ; Kiden, 2003 ; Heap *et al*., 2004 ; Ruiz *et al*., 2004 ; Sloss *et al*., 2005 ; Drago *et al*., 2006 ; Anderson *et al*., 2008 ; Maddox *et al*., 2008 ; Hijma *et al*., 2009). Les chercheurs français apparaissent d'ailleurs comme des précurseurs dans ce domaine puisque l'étude de l'évolution holocène des estuaires a débuté dès les années 1960 dans la basse-Loire (Ters *et al*., 1968). S'en est suivie l'étude des estuaires de la Seine (Huault *et al*., 1975 ; Frouin *et al*., 2010), de la Somme (Beun et Broquet, 1980) puis de la Charente (Carbonel *et al*., 1998). Ces reconstitutions des paléo-environnements estuariens en France n'avaient pas de dimension géoarchéologique, comme va l'avoir la présente thèse, mais concernaient généralement tout l'estuaire, de sa partie à dominante fluviale (haut estuaire) à sa partie à dominante maritime (bas estuaire). Le fait qu'à ce jour seule l'histoire holocène du bas estuaire de la Garonne (Gironde) soit connue constitue donc une lacune garonnaise, nationale et, dans une certaine mesure, internationale.

Objectifs scientifiques

L'objectif majeur de ce travail est de reconstituer l'évolution spatio-temporelle holocène de la Garonne maritime. Cela permettra à la fois d'améliorer la connaissance sur le fonctionnement paléo-hydrologique de la Garonne maritime, de préciser les paléo-environnements de fond de vallée et d'éclairer les relations Homme/milieu, notamment en termes de contrainte. Cette étude vise également à préciser le rôle respectif tenu par chaque facteur de contrôle dans la dynamique fluvio-estuarienne, en particulier les forçages climatiques et anthropiques, couramment mis en exergue dans les dynamiques holocènes des fonds de vallée, et la marée, qui confère au secteur d'étude sa singularité.

Conceptualisation de la dynamique fluvio-estuarienne

En position d'interface entre le domaine fluviatile et le domaine maritime, la Garonne maritime est régie simultanément par des processus fluviaux en amont (dynamique fluviale) et des processus marins en aval (houle, marée).

La dynamique fluviale repose sur un équilibre dynamique entre deux variables fondamentales : le **débit solide** (noté Qs) et le **débit liquide** (Q). Si la charge solide devient excédentaire, le cours d'eau se retrouve dans l'incapacité de l'évacuer en totalité et se décharge d'une partie des sédiments. On parle de sédimentation ou d'aggradation (Lane, 1955). À l'inverse, si le débit liquide est trop important, l'énergie est telle qu'elle entraîne une érosion du chenal (ou dégradation) ce qui, à terme, augmentera la charge solide. Une boucle de rétroaction négative permet ainsi de maintenir l'équilibre originel établi entre les flux (notion de résilience). Ces processus d'autorégulation impactent directement la géométrie des cours d'eau, voire leur style fluvial, selon la nature de la perturbation et l'échelle spatio-temporelle considérée. Généralement, les perturbations de courte durée des débits – considérés comme les variables de contrôle de la dynamique fluviale, ou variables externes – engendrent un ajustement de la forme du chenal : largeur, profondeur, longueur d'onde des méandres, pente et sinuosité (variables dites de réponse, internes ou d'ajustement). Ces composantes vont s'accroître ou diminuer en fonction de l'augmentation ou de la réduction de l'un ou des deux débits ou des deux à la fois (Schumm, 1977 ; Starkel, 1983 ; Knighton, 1984 ; fig. 1A). Leur temps d'ajustement diffèrera aussi selon la nature même de la composante. Dans les zones tempérées, on considère ainsi que la modification du tracé en plan se fait de l'échelle de la crue à celle du siècle, tandis que le profil en travers s'ajuste à l'échelle des années et le profil en long à l'échelle séculaire voire millénaire (Knighton, 1984 ; fig. 1B). Les perturbations de longue durée induisent quant à elle des modifications majeures (Brunsden et Thornes, 1983) qui se traduisent souvent par une véritable **métamorphose fluviale**, autrement dit par un changement durable de style fluvial (Schumm, 1969). Plusieurs forçages externes sont reconnus pour impacter les débits : le climat, la géologie, l'eustatisme, la couverture végétale, ou encore l'action humaine. En milieu estuarien, deux autres facteurs d'origine marine se surimposent : la **marée** et la **houle**. La marée est un mouvement oscillatoire périodique des masses d'eaux marines et océaniques provoqué par l'action conjuguée de la rotation terrestre et de l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil. Elle se traduit par l'alternance d'un mouvement ascendant (flux ou flot) et d'un mouvement descendant du niveau d'eau (reflux ou jusant), à un rythme variable selon le type de marée. En pénétrant dans l'estuaire fluvial, l'onde de marée accroît par l'aval le volume d'eau entrant dans le chenal et inverse régulièrement le sens du courant, ce qui perturbe indéniablement le débit liquide et le débit solide. Le processus d'inversion du courant entraîne en plus une remobilisation des particules fines présentes sur les berges (fig. 2) augmentant ainsi ponctuellement la charge en suspension véhiculée par le fleuve. Ces perturbations ont un rythme régulier mais varient en intensité selon l'ampleur de la marée. En effet, la vitesse du courant de marée et la hauteur d'eau atteinte à marée haute varient selon la position des astres mais aussi selon les conditions météorologiques. Il arrive ainsi épisodiquement que des vents soufflants sur une grande étendue d'eau sans obstacle (longueur dénommée fetch) forment un

mouvement ondulatoire accru de la surface de l'eau : la houle. Associée à la marée montante, cette houle peut engendrer des crues ou accroître l'intensité de celles préexistantes, participant ainsi à l'évolution du fond de vallée (crues morphogènes).

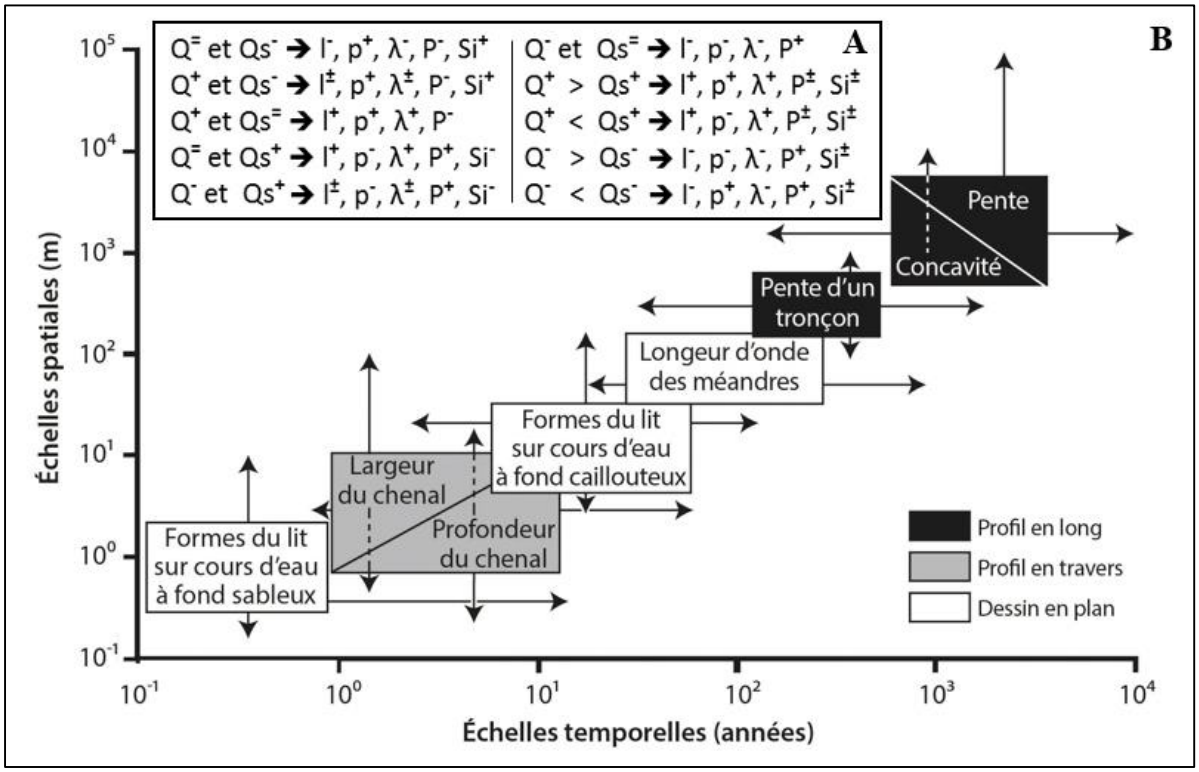


Fig. 1 – L'évolution du lit fluvial dans le temps et l'espace. A. Ajustement des variables de réponse selon la fluctuation des débits. D'après Schumm, 1977 ; Starkel, 1983 ; Knighton, 1984. Avec *Q* : débit liquide, *Qs* : débit solide, *l* : largeur du chenal, *p* : profondeur, *λ* : longueur d'onde des méandres, *P* : pente, *Si* : sinuosité, + : augmentation, - : diminution. **B.** Ajustements spatio-temporels des formes fluviales. D'après Knighton, 1984.

Fig. 2 – Cellules de turbidité en rive droite de la Garonne maritime à marée montante (Langoiran, 03/07/2014, 8h45). Ces cellules résultent de la remobilisation des fines présentes sur les berges par le courant de marée montante.

La Garonne maritime apparaît donc comme un système à double entrée, régi par la dynamique fluviale associée à l'hydrodynamique marine. Celui-ci engendre des perturbations régulières des débits, ce qui en fait un forçage de la dynamique fluviale tout à fait singulier au regard des autres forçages externes qui interviennent ponctuellement et sur des pas de temps variés (fig. 3).

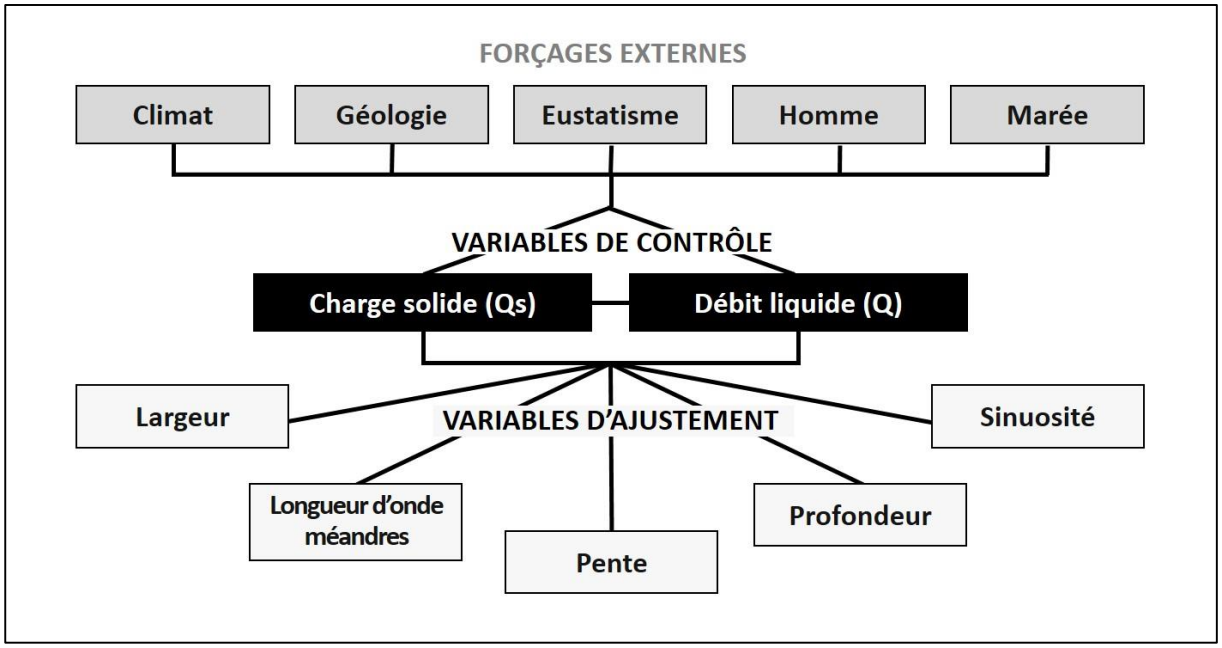


Fig. 3 – Approche systémique de la dynamique fluvio-estuarienne de la Garonne. Les interactions entre les différents forçages ne sont pas représentées ici.

Une approche hydrogéomorphologique et géoarchéologique en quatre dimensions

Reconstituer l'évolution du fond de vallée est un travail complexe qui ne peut être réalisé précisément sur tout le linéaire du fleuve, du moins dans le cadre temporel d'une thèse en trois ou quatre ans. Le choix a donc été fait de se concentrer sur deux sites-témoins présentant des intérêts à la fois archéologiques et paléoenvironnementaux, et d'y appliquer simultanément les techniques de l'hydrogéomorphologie et de la géoachéologie fluviale.

L'approche hydrogéomorphologique vise à comprendre le fonctionnement des cours d'eau : leur emprise spatiale (hydrographie), leur régime (hydrologie) et leurs caractéristiques hydrauliques. Le présent travail a tenté d'être novateur en reconstituant simultanément ces trois composantes, ce qui est rarement le cas lors des études diachroniques (Arnaud-Fassetta, 2008 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2010). Pour y parvenir, diverses données géohistoriques, chronostratigraphiques et géophysiques ont été acquises. Les résultats ont ensuite été couplés aux données archéologiques et aux bio-indicateurs, ce qui a permis de préciser les paléo-environnements, les contraintes du milieu et au final, les relations Homme/milieu.

Le tout s'est fait en quatre étapes. Les données ont d'abord été acquises sur les sites archéologiques (1) avant d'être complétées par des investigations dans le fond de vallée, transversalement à ces sites (2). L'ensemble a ensuite été couplé aux données régionales

préexistantes (logs stratigraphiques) afin d'extrapoler les résultats au tronçon (3) puis à toute la basse vallée (4). Ce changement d'échelle a permis d'étudier l'évolution de la vallée dans ses dimensions à la fois latérales et longitudinales ce qui, associé à la dimension temporelle de l'étude et aux données verticales acquises, offre une reconstitution en 4D de la basse vallée de la Garonne (fig. 4).

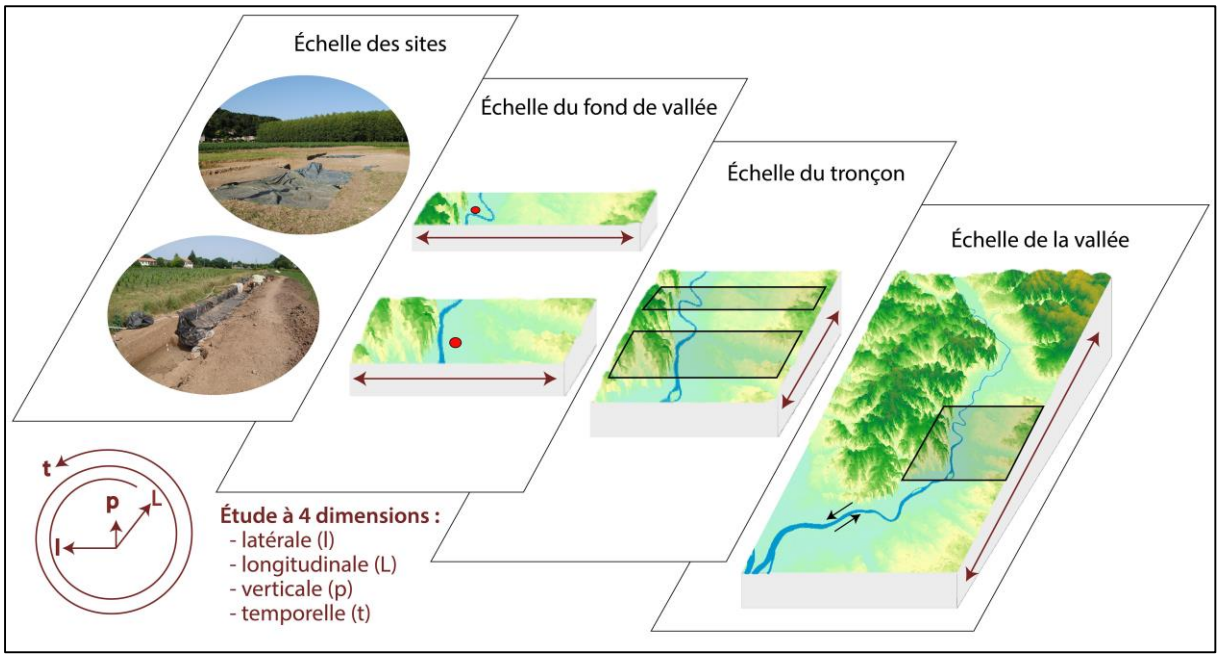


Fig. 4 – Du site à la vallée : une étude en quatre dimensions.

Organisation de la thèse

La thèse s'articule en trois parties composées chacune de deux chapitres (numérotés de 1 à 6).

La première partie dresse un portrait détaillé de la Garonne maritime. Elle précise son fonctionnement actuel (géométrie, dynamique hydro-sédimentaire ; chapitre 1) et l'histoire de sa mise en place (facteurs de contrôle ante-Holocène, évolution post-Würm des secteurs amont et aval, aménagements humains ; chapitre 2). Le tout s'est avéré indispensable pour comprendre le fonctionnement du fleuve sur le pas de temps holocène et établir des modèles pouvant servir d'analogues contemporains à l'étude rétrospective de l'environnement fluvio-estuarien garonnais.

La deuxième partie porte sur la reconstitution paléoenvironnementale des deux sites-témoins. Elle contient d'abord (chapitre 3) une présentation de la stratégie méthodologique mise en place, en insistant sur le choix des indicateurs utilisés et les protocoles d'acquisition. Elle expose ensuite (chapitre 4) les résultats obtenus à l'échelle de sites et de leur fond de vallée puis les interprète en termes de dynamique fluviale et environnementale (chapitre 4), tout en précisant les potentialités et les contraintes du milieu contemporain aux occupations anciennes.

La dernière partie constitue à la fois un changement d'échelle et une mise en perspective des résultats. Grâce à l'analyse des données disponibles sur le reste de la basse vallée, un modèle d'évolution spatio-temporelle du fond de vallée de la basse Garonne est proposé pour l'Holocène (chapitre 5). Une réflexion est ensuite engagée sur le rôle de chaque facteur de contrôle et une comparaison est menée avec les hydrosystèmes analogues proximaux (chapitre 6).

Première partie

Portrait de la Garonne maritime et sa vallée

« Si la Garonne avait voulu,
Lanturlu !
Humilier les autres fleuves.
Seulement, pour faire ses preuves,
Elle arrondit son petit lot :
Ayant pris le Tarn et le Lot,
Elle confisqua la Dordogne.
La Garonne n'a pas voulu,
Lanturlu !
Quitter le pays de Gascogne. »

Gustave Nadaud, Extrait de *La Garonne*, 1858

Introduction

La Garonne maritime se présente de nos jours comme un tronçon de 92 km de long qui traverse le sud-ouest français de La Réole au Bec d'Ambès (fig. 5 et 6). La Réole marque la limite d'atteinte de la marée dynamique et, de fait, celle de la Garonne exclusivement fluviatile qui prend sa source dans les Pyrénées espagnoles (fig. 1B). Le Bec d'Ambès correspond, quant à lui, au point de confluence de la Dordogne qui donne naissance à l'estuaire de la Gironde, l'interface avec l'océan Atlantique. Selon la sectorisation tripartite des estuaires (Dionne, 1963 ; Fairbridge, 1980 ; Dalrymple *et al.*, 1992), l'estuaire de la Gironde correspond uniquement à l'estuaire moyen et à l'estuaire marin du complexe Garonne-Dordogne-Gironde. La Garonne maritime est définie comme l'estuaire fluvial ou haut estuaire (Allen, 1991 ; fig. 5).

Pour comprendre au mieux l'évolution holocène de cet espace fluvio-maritime, il est indispensable de caractériser son fonctionnement actuel. Cela permettra notamment de construire des analogues avec les archives sédimentaires et de comprendre l'impact de chaque facteur de contrôle sur sa mise en place ante- et syn-Holocène. Deux chapitres dresseront ce portrait. Le premier abordera la question du rôle de la tectonique, des variations climato-eustatiques et de l'Homme dans l'histoire de la Garonne maritime et de son bassin-versant. Le second s'intéressera à la définition de l'Holocène et aux évolutions engendrées par les variations climato-eustatiques connexes sur le système Garonne-Gironde.

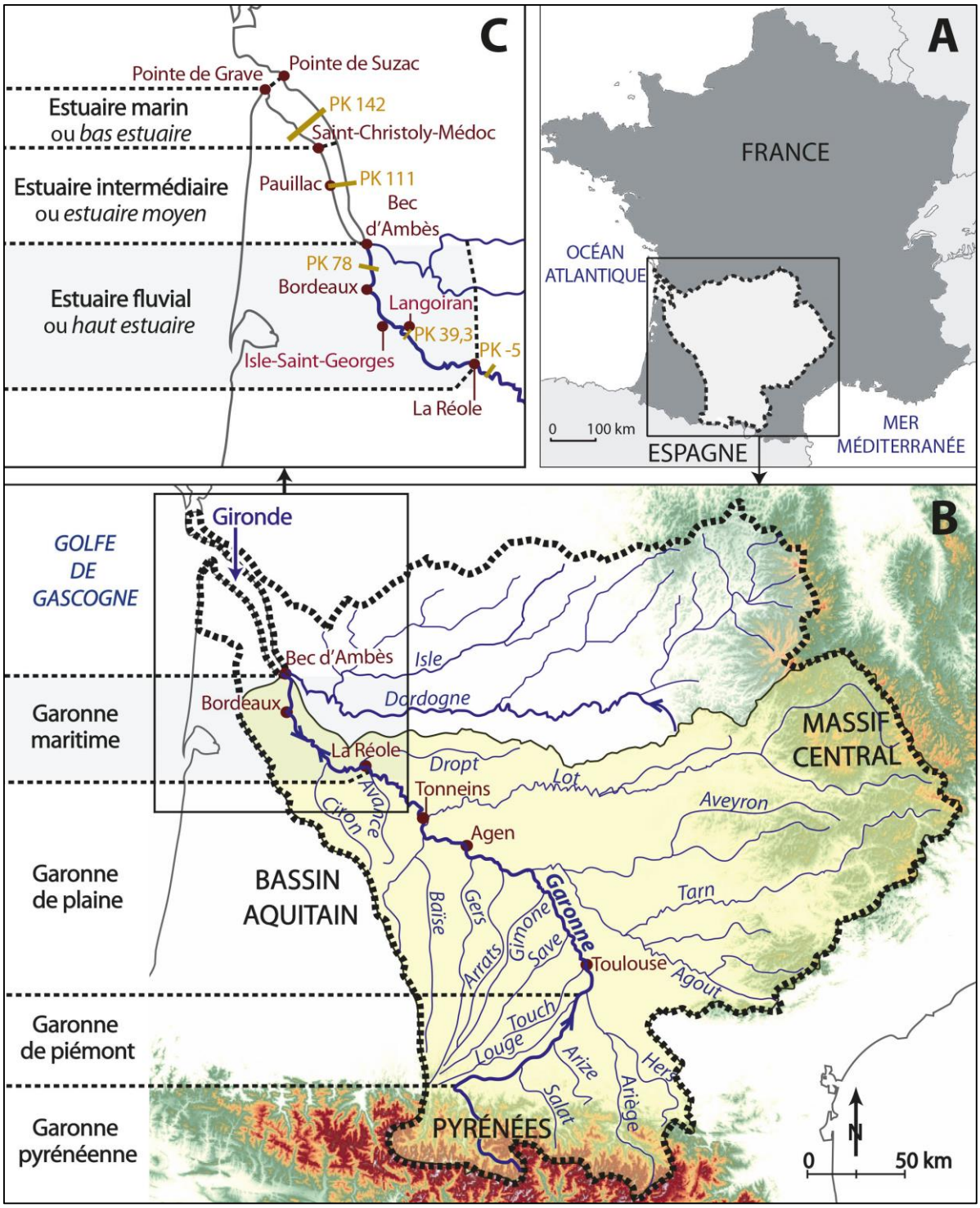


Fig. 5 - Localisation de la Garonne maritime ou haut estuaire. A : Localisation du bassin-versant du complexe Garonne-Dordogne-Gironde ; **B** : Bassin-versant du complexe Garonne-Dordogne-Gironde (en pointillés), de la Garonne (en jaune) et typologie de la Garonne ; **C** : Typologie de l'estuaire et emplacement des transects réalisés pour caractériser les faciès actuels (en vert).

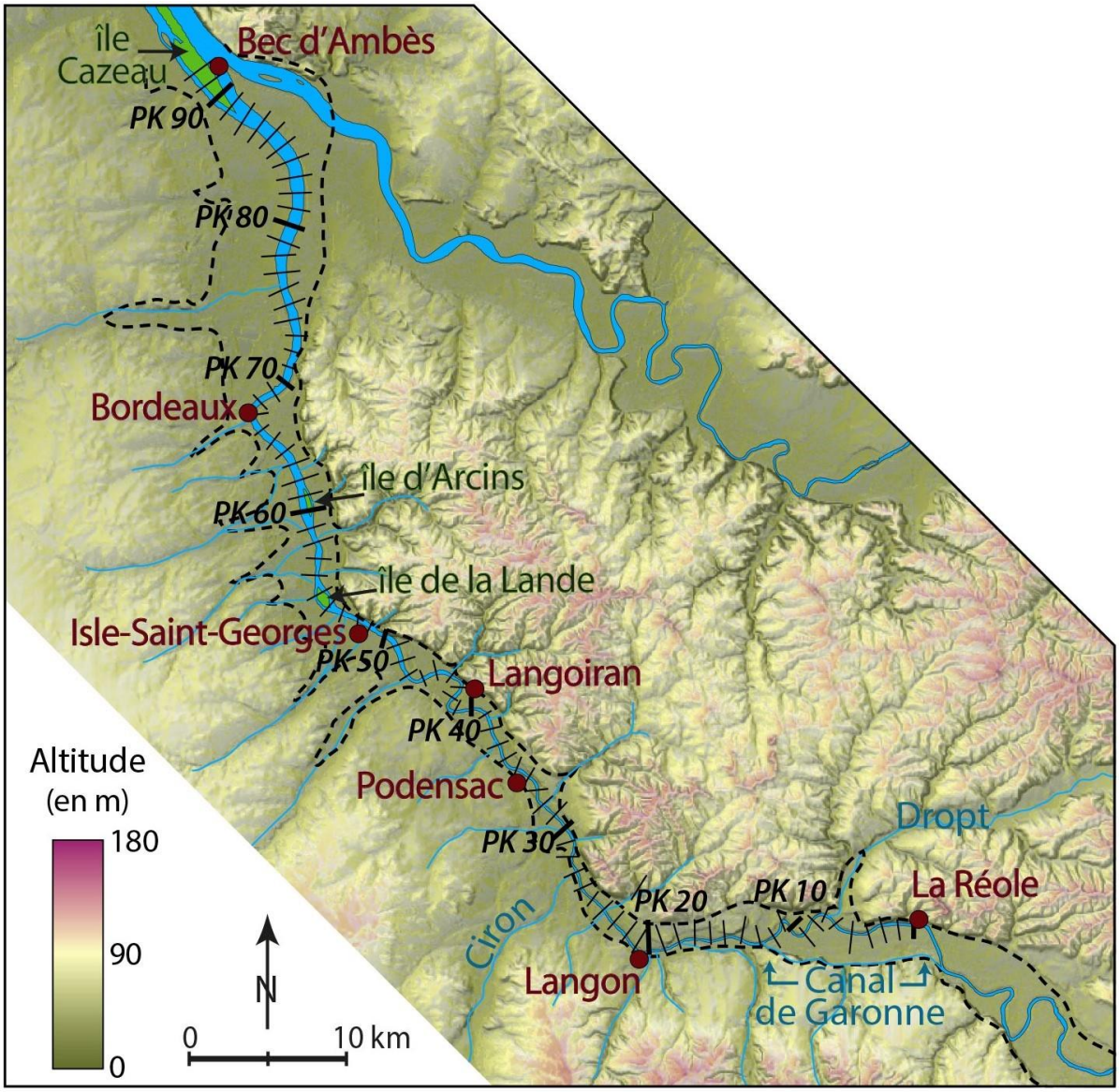


Fig. 6 - La Garonne maritime : topographie, réseau hydrographique et points kilométriques.

Chapitre 1

CADRE MORPHO-STRUCTURAL DE LA DYNAMIQUE ACTUELLE DE LA GARONNE MARITIME

La morphologie d'un cours d'eau est contrôlée par les flux qui le traversent (dynamique fluviale) mais elle est aussi étroitement liée à la configuration de la vallée, qui détermine les capacités de migration latérale et d'incision du chenal. La Garonne maritime se singularise par une vallée dissymétrique et un fonctionnement hydro-sédimentaire complexe régi simultanément par des processus venant de l'amont (précipitations et ruissellement au sein du bassin-versant, débit fluvial, crues) et de l'aval (marée, houle, mascaret). Pour appréhender au mieux l'évolution holocène du tronçon, il est donc indispensable de préciser dès maintenant le contexte morpho-structural et de comprendre la dynamique hydro-sédimentaire du chenal dans sa plaine alluviale.

Ce chapitre vise à présenter l'agencement actuel de la vallée (cadre morpho-structural, géométrie du chenal, style fluvial) et à préciser les dynamiques hydrologiques et sédimentaires qui la façonnent. Il sera uniquement question des dynamiques « naturelles » qui régissent le tronçon. Le rôle éventuel de l'anthropisation sur la morphologie du fleuve ne sera pas traité ici : il fera l'objet du deuxième chapitre abordant l'ensemble des variables de contrôle de la dynamique fluvio-estuarienne.

1.1. MORPHOLOGIE ACTUELLE DE LA BASSE VALLÉE DE LA GARONNE

1.1.1. Contexte morpho-structural d'une vallée dissymétrique

La vallée de la Garonne maritime est orientée est-ouest jusqu'à Langon [point kilométrique (PK) 19] puis s'infléchit pour prendre une direction nord-ouest (fig. 6). Tout au long de ce parcours, elle délimite ou traverse de grandes entités géomorphologiques régionales. Elle est d'abord bordée au nord par le plateau calcaire de l'Entre-deux-Mers, qui culmine à 130 m, et au sud par le plateau Bazadais dont l'altitude atteint 160 m. Puis, dès l'inflexion vers le nord-

ouest, le plateau Bazadais laisse place vers l'ouest à la plaine sableuse des Landes (Legigan, 1979) qui n'excède pas 85 m d'altitude (fig. 7). Cette distinction géomorphologique s'accompagne d'une nette dissymétrie des versants. En rive droite, les versants entaillent des roches dures, rectilignes et abruptes (pentes comprises entre 5 et 10 %) tandis qu'en rive gauche, la présence de terrasses alluviales d'âge pléistocène leur confère un profil irrégulier et bien plus doux (pente inférieure à 1 % ; fig. 8).

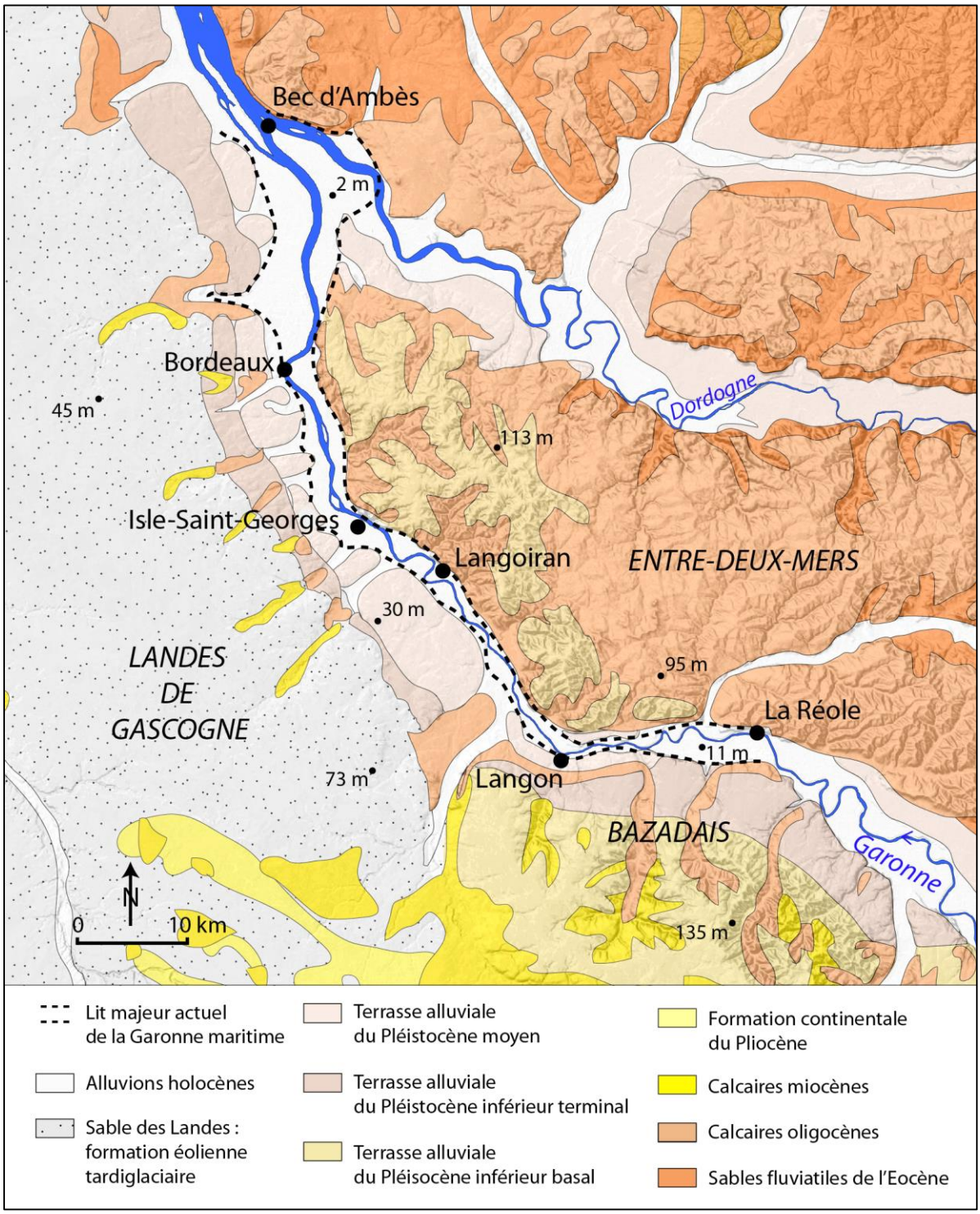


Fig. 7 - Carte géomorphologique simplifiée de la basse vallée de la Garonne. D'après les cartes géologiques du BRGM au 1/50 000, feuilles n°779, 780, 803, 804, 827 à 829, 851 à 853, 875 à 878.

Entre ces versants se dessine un fond de vallée homogène dont l'altitude décroit vers l'aval de 17 à 1 m, pour une pente globale de 0,2 ‰. Parallèlement, sa largeur oscille entre 1 et 5 km, exception faite des derniers kilomètres. En effet, entre Bordeaux et le Bec d'Ambès, la vallée de la Garonne, rejointe par celle de la Dordogne, atteint 10 km de large (fig. 8). Ce fond de vallée est remblayé par 12 à 23 m d'alluvions fluviatiles reposant sur un substrat calcaire marneux.

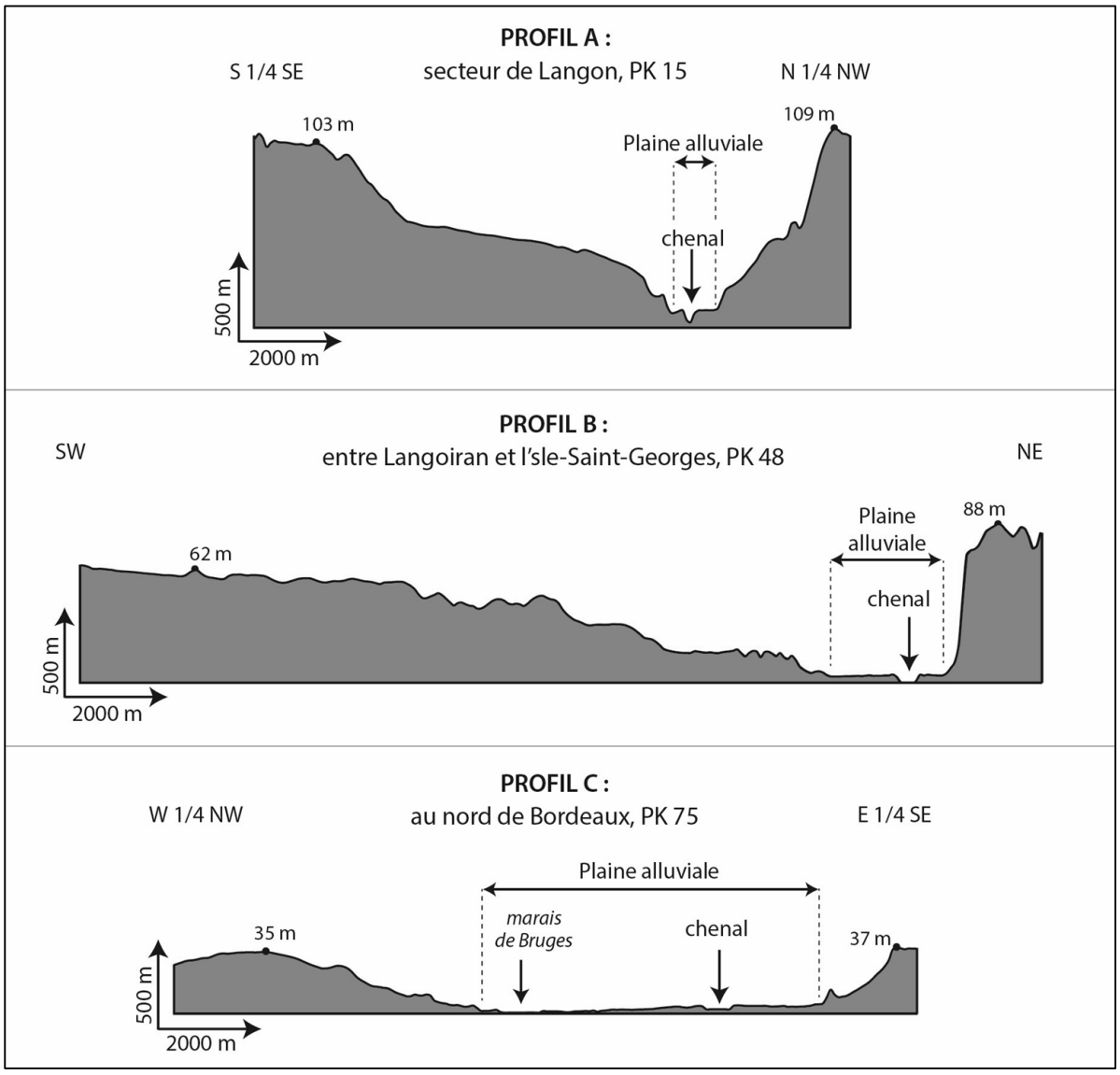


Fig. 8 – Profils transversaux à la basse vallée de la Garonne (rive gauche vers rive droite).

1.1.2. Caractéristiques morphologiques d'un chenal unique et sinueux

La Garonne maritime parcourt le fond de vallée au sein d'un unique chenal décrivant des sinuosités d'amplitude faible à modérée. L'indice de sinuosité (I_s), mesuré classiquement en faisant le rapport entre la longueur du cours d'eau et celle du fond de vallée (Léopold et Wolman, 1957 ; Allen, 1970 ; Knighton, 1984) est de 1,13, ce qui est caractéristique d'un cours au style sub-rectiligne (Brice, 1967 ; Bravard et Petit, 2000 ; Malavoi et Bravard, 2010).

Dans la partie amont de la vallée, d'orientation NE, le cours sinueux de la Garonne est encombré de bancs de convexité (fig. 9). Au-delà, il arbore quelques rares îles fluviales : l'île de la Lande (1390 m de long, 620 m de largeur maximale) et l'île d'Arcins (1700 m de long, 300 m de large) situées entre Isle-Saint-Georges et Bordeaux. Une troisième île, l'île Cazeau, est présente dans les derniers kilomètres du parcours garonnais mais s'étend en majorité dans la Gironde (fig. 6).

Fig. 9 – Quelques bancs de convexité de la Garonne maritime amont. De La Réole (à l'est) à Caudrot (à l'ouest), Image satellite ©2015 DigitalGlobe

Le chenal s'élargit vers l'aval en passant de 100 à 2100 m, pour une largeur moyenne de 340 m. La largeur du chenal connait quelques irrégularités, en particulier au niveau des deux îles fluviales où elle avoisine 800 m, et augmente considérablement à l'approche de la confluence de la Dordogne (fig. 10). Parallèlement, la ligne d'eau à pleins bords perd de l'altitude de façon quasiment exponentielle. En effet, la pente hydraulique longitudinale est de 0,25 ‰ entre La Réole et Isle-Saint-Georges puis devient presque nulle, augmentant même ponctuellement vers l'aval, en particulier lors de la traversée de Bordeaux (corrélation probable avec les aménagements de berge tels que les digues ; fig. 10). En profondeur, le chenal est plus irrégulier encore. Les données bathymétriques, acquises uniquement entre les PK 12 et 65 (Bordeaux), révèlent un thalweg marqué d'incessantes variations malgré une pente longitudinale globale de 0,17 ‰. De fait, l'altitude du fond du chenal oscille entre -1 et -11 m NGF (fig. 10) et la pente atteint localement des valeurs extrêmes, à l'image du pont de pierre de Bordeaux enjambant le fleuve juste en aval du PK 65 où, en l'espace de 20 m seulement, le thalweg s'abaisse de 10 m, pour une pente locale de 50 %. Cette variation du profil en long peut être rattachée à la présence de mouilles et de seuils (ou radiers) typique des lits sinueux (Malavoi et Bravard, 2010). Logiquement, la profondeur du chenal varie elle aussi fortement. Elle oscille entre 8 et 17 m vers l'aval, pour une valeur moyenne de 10,6 m (entre les PK 12 et 65), et fluctue d'une rive à l'autre, ce qui confère au chenal un profil irrégulier (fig. 11).

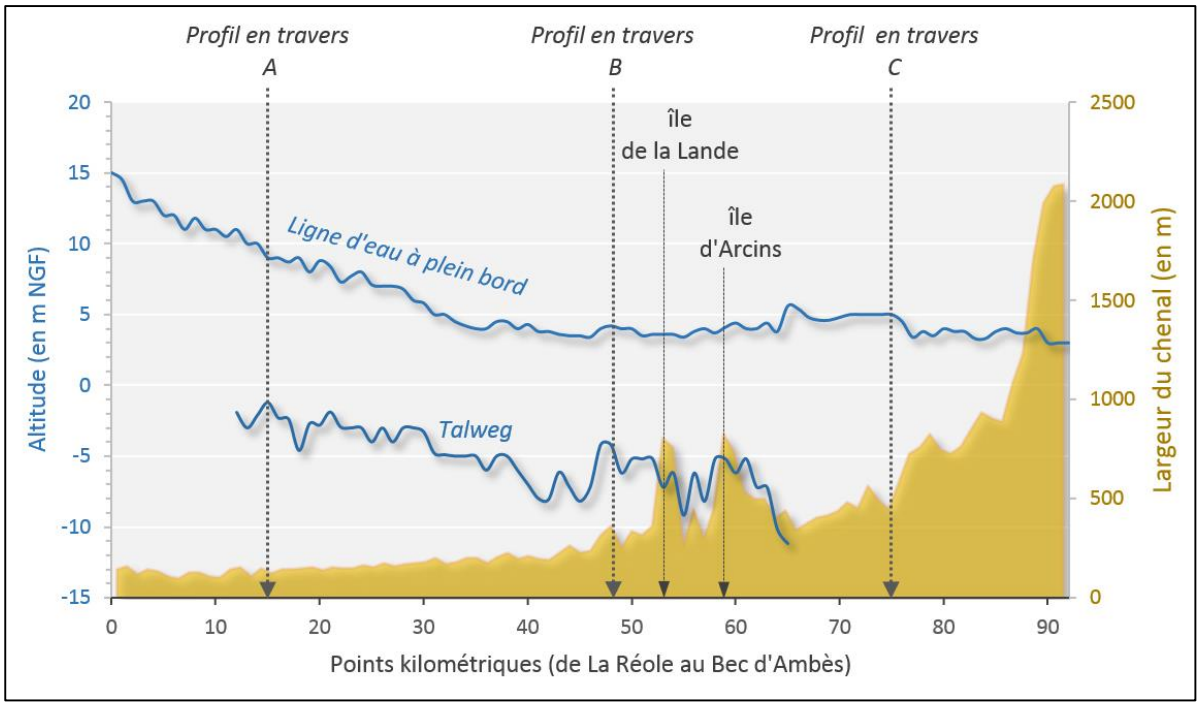


Fig. 10 – Évolution longitudinale de l'altitude et de la largeur de la Garonne maritime. Les données proviennent de la BD ALTI de l'IGN, la BD ORTHO de l'IGN et de la carte Inland ENS de la Garonne (VNF, 2012).

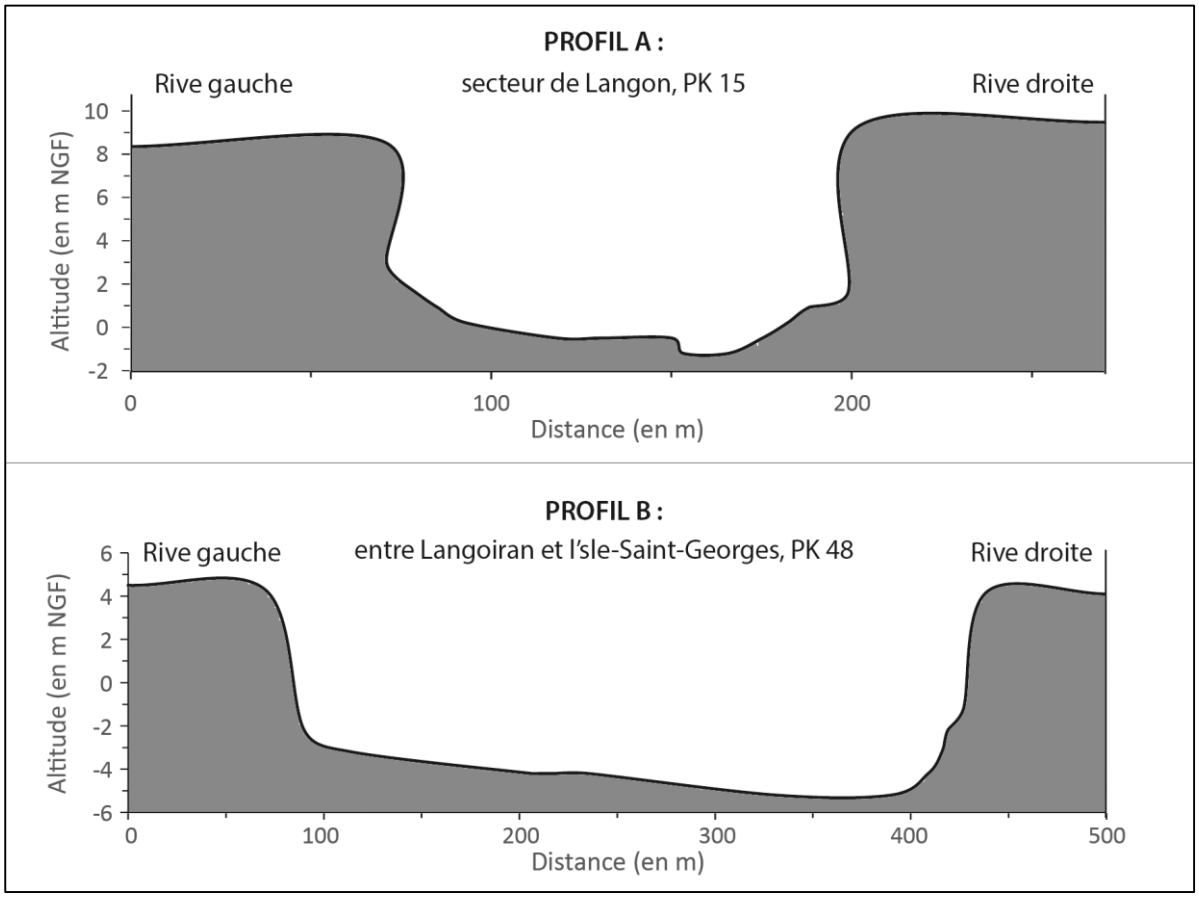


Fig. 11 – Profils en travers du chenal de la Garonne maritime. Données issues de la carte Inland ENS de la Garonne (VNF, 2012).

1.1.3. Quelques précisions à l'échelle des sites d'étude

Les deux sites témoins de l'étude se situent dans l'axe de la vallée, entre les PK 41 (Langoiran) et 50 (Isle-Saint-Georges ; fig. 6). Bien que très proches spatialement, ces deux sites présentent un double intérêt géomorphologique : 1) ils représentent chacun un style particulier de la Garonne maritime et 2) ils marquent le passage d'une Garonne maritime amont modérément large (150 à 200 m) et presque sinueuse (I_s = 1,17 entre les PK 0 et 44) à une Garonne aval qui s'élargit rapidement tout en devenant plus rectiligne (I_s = 1,08 entre les PK 44 et 92).

Vers Langoiran, la Garonne avoisine 190 m de large et décrit un méandre occupant tout le fond de vallée (fig. 7). Son amplitude est de l'ordre de 1730 m et sa longueur d'onde de 2000 m, ce qui en fait le secteur le plus sinueux de la Garonne maritime (I_s = 1,43 des PK 37 à 47) devant celui de Caudrot en amont (I_s = 1,26 de PK 2 à 12 ; fig. 9). À l'apex de la sinuosité, le profil bathymétrique de la Garonne démontre la dissymétrie transversale du chenal avec, en rive gauche (concave), la présence d'une berge abrupte et d'une mouille et, en rive droite (convexe), une berge au profil plus doux (fig. 12). Les deux berges sont occupées par la ripisylve (fig. 7).

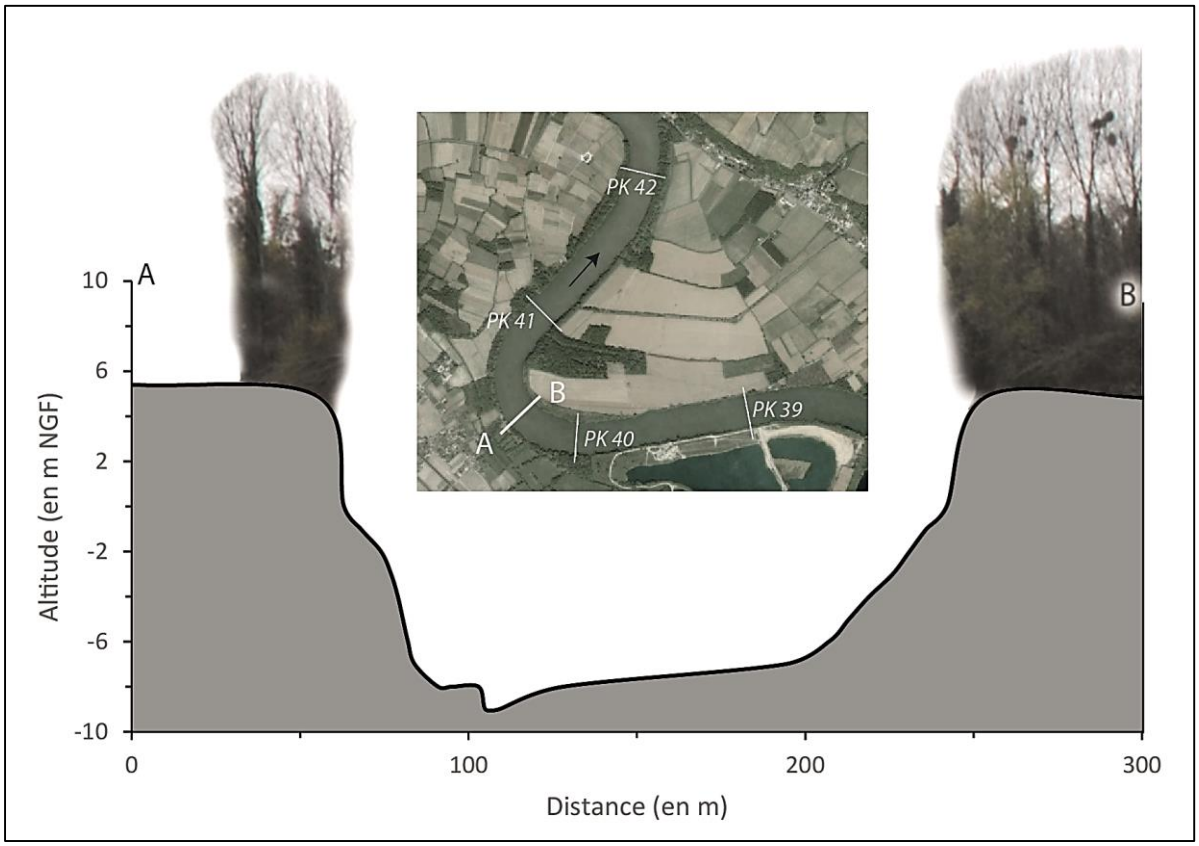


Fig. 12 – Profils en travers du chenal à l'apex du méandre de Langoiran/Lestiac-sur-Garonne. Données issues de la carte Inland ENS de la Garonne (VNF, 2012). Précision métrique.

Le dessin en plan de la Garonne est tout autre vers Isle-Saint-Georges. Le chenal, alors plus large (300 m), adopte un style rectiligne (I_s = 1) et embrasse le pied du plateau de l'Entre-deux-Mers (fig. 7). Cette linéarité s'accompagne d'une régularité géométrique et de l'absence de forêt riveraine en bordure du chenal (fig. 13).

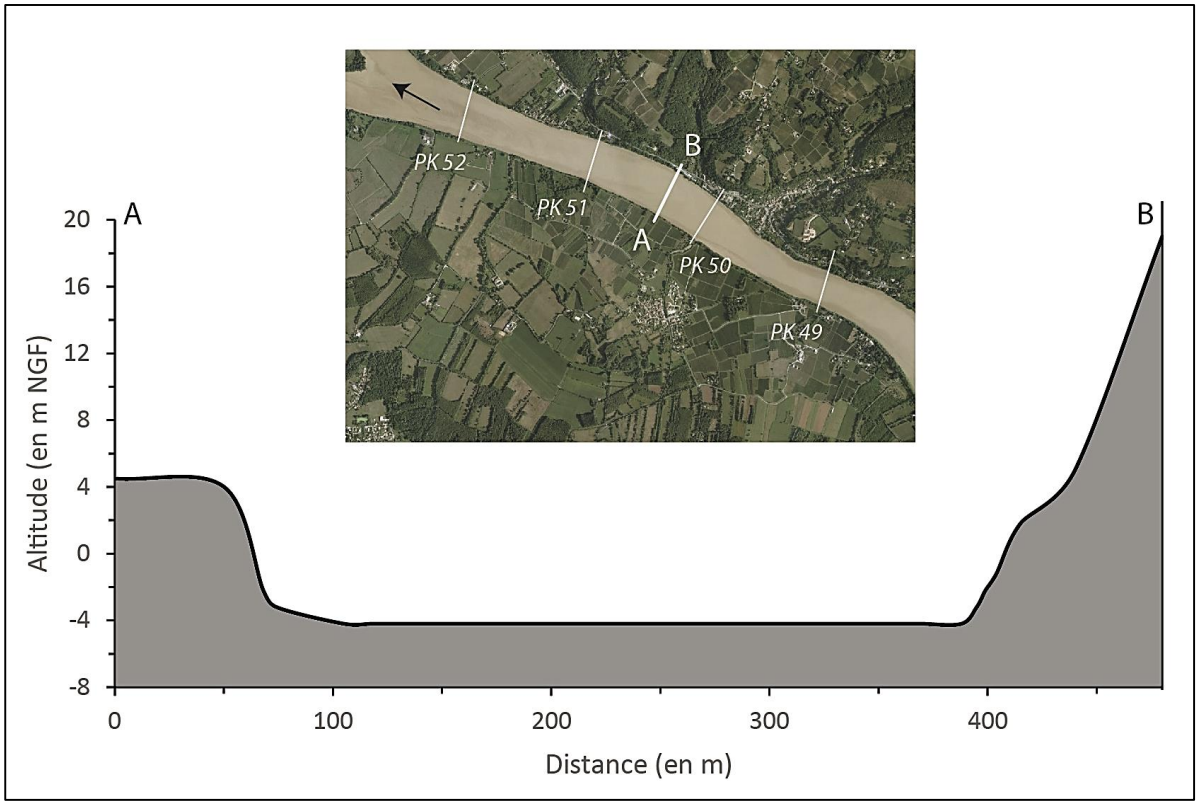


Fig. 13 – Profils en travers du chenal à Isle-Saint-Georges. Données issues de la carte Inland ENS de la Garonne (VNF, 2012). Précision métrique.

Ces variations morphologiques du chenal, observées à l'échelle des sites et à l'échelle de la vallée, sont interdépendantes de l'hydrodynamique du tronçon.

1.2. LE COUPLE DÉBIT FLUVIAL – MARÉE, MOTEUR DE L'HYDRODYNAMIQUE

La Garonne maritime est un système doublement alimenté par l'amont et l'aval. Pour bien comprendre la complexité de son hydrologie, il paraît nécessaire de caractériser en premier lieu et séparément les flux provenant de l'amont du tronçon (caractéristiques hydro-climatiques du bassin-versant, écoulements fluviatiles connexes) et ceux provenant de l'aval (marée, houle).

1.2.1. Les flux d'amont : régime pluvio-océanique, hautes eaux ordinaires, crues et étiages

Le bassin-versant de la Garonne jouit principalement d'un climat tempéré océanique. Les vents d'ouest et du nord-ouest en provenance de l'océan Atlantique apportent des précipitations régulières pour une lame d'eau moyenne de l'ordre de 800-900 mm/an (Pardé, 1935 ; Bustillo, 2005 ; fig. 14). Les températures sont rarement négatives et oscillent globalement entre 6 et 22°C (moyennes mensuelles) pour une valeur moyenne de 13,7 °C (normales calculées sur 29 ans à Toulouse et Bordeaux). En hiver, les journées sont relativement clémentes et la pluviométrie modérée, à l'image de Bordeaux qui reçoit 74 mm de précipitations de janvier à mars pour une température moyenne de 8°C. Au printemps et en été, la pluviométrie se maintient par le biais d'orages survenant en fin de journée alors que les températures sont maximales (fig. 15). En automne, la douceur persiste (température moyenne : 10-11°C) et les précipitations augmentent quelque peu (103 mm en trois mois à Bordeaux ; fig. 15). La Garonne est donc un fleuve naturellement bien alimenté en eau. Néanmoins, les variations de température et les phénomènes d'évaporation connexes induisent en plaine des hautes eaux hivernales et des basses eaux estivales.

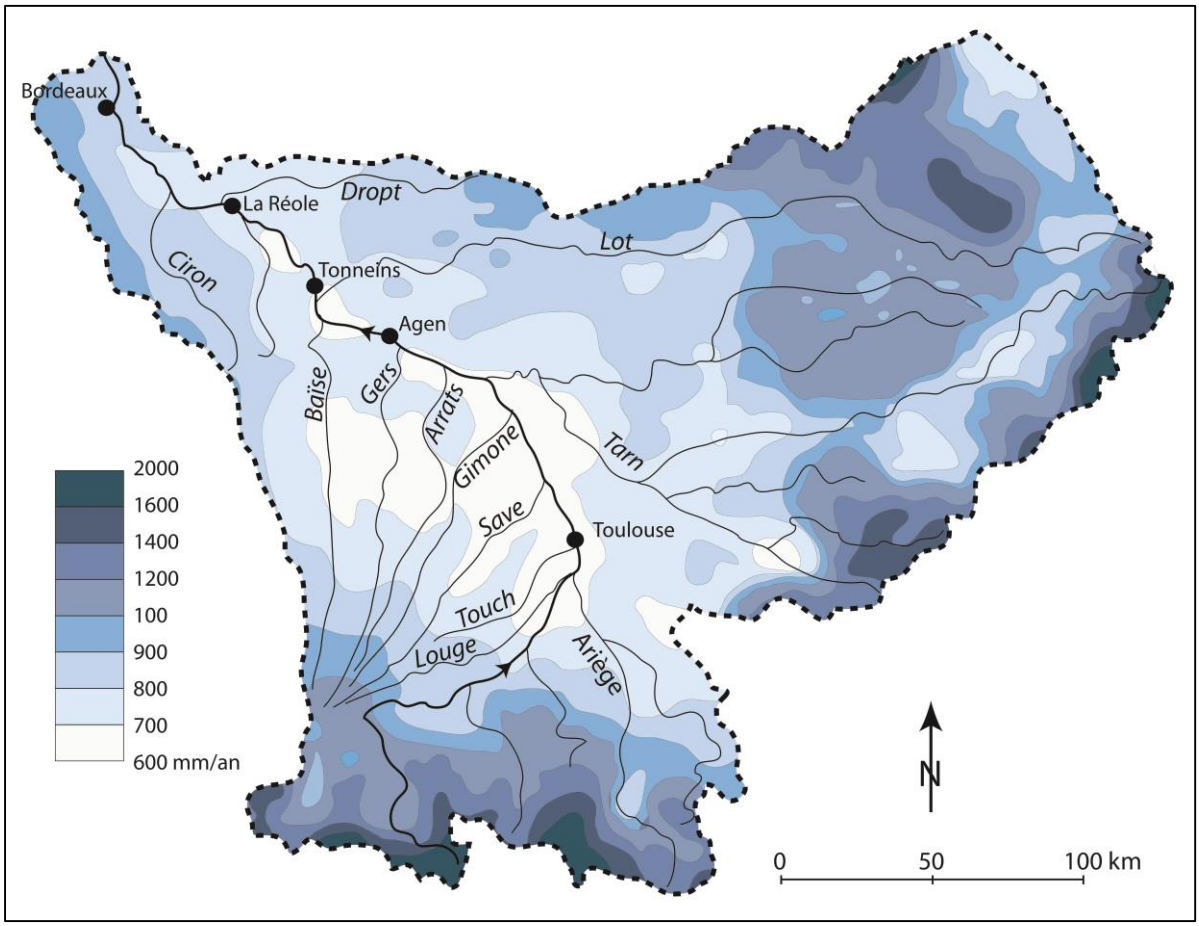


Fig. 14 – Pluviométrie moyenne du bassin-versant de la Garonne. Normales sur la période 1961-1990, d'après l'Agence de l'eau Adour-Garonne.

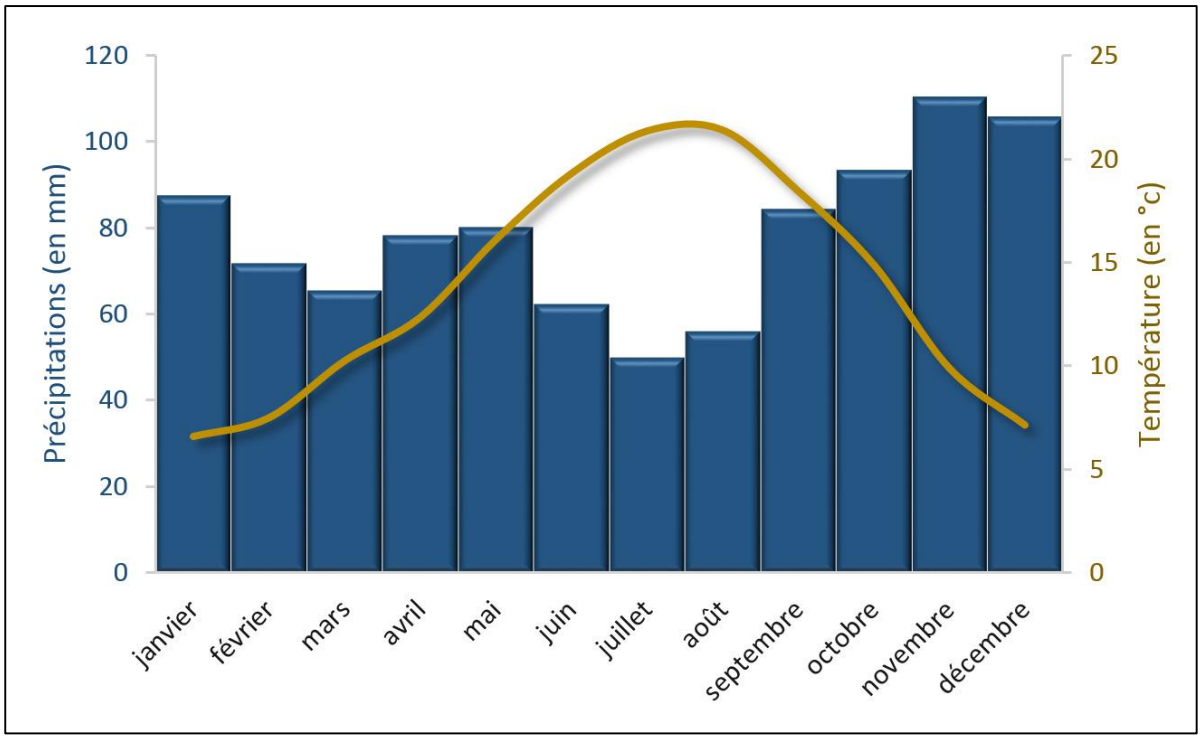


Fig. 15 – Diagramme ombrothermique de Bordeaux. Normales sur la période 1981-2010, d'après Météo France.

Les étiages estivaux sont souvent très marqués. À Tonneins par exemple, situé 50 km en amont de la Garonne maritime (fig. 5), les débits à l'étiage peuvent descendre jusqu'à 20 m^3/s (EPTB Garonne) alors que le débit moyen interannuel est de 617 m^3/s. Selon les gestionnaires du bassin-versant, de telles valeurs sont totalement insuffisantes pour maintenir un bon fonctionnement du milieu aquatique, le Débit d'Objectif Étiage étant fixé à 100 m^3/s sur cette portion fluviale. La Garonne a connu cinq étiages sévères de ce type au cours des 25 dernières années, respectivement en 1986, 1989, 1990, 1991 et 2003 (Auzie *et al*., 2003).

Tout comme les étiages, les crues de la Garonne sont relativement fortes et variables dans l'espace-temps. De fait, trois types de crue peuvent être distingués en fonction de leur origine et de leur intensité : les crues océaniques pyrénéennes, les crues océaniques classiques et les crues méditerranéennes (Pardé, 1930). Les crues océaniques pyrénéennes sont souvent les plus importantes en termes de débit de pointe, à l'image de la « crue du siècle » de juin 1875 qui a atteint 8000 m^3/s à Tonneins (Pardé, 1935). Ce type de crue, essentiellement printanier, résulte du blocage des cellules pluvieuses du nord-ouest par la chaîne pyrénéenne, ce qui occasionne d'intenses précipitations. Les crues océaniques classiques sont consécutives d'averses généralisées sur tout le bassin. Elles se produisent l'hiver et sont moins virulentes que les précédentes, à l'image de la grande crue de mars 1927 qui a atteint 6700 m^3/s à Tonneins. Les crues dites méditerranéennes résultent de précipitations apportées par les vents méditerranéens du sud-est sur le Massif Central. Les affluents venant des contreforts du massif hercynien (Lot et Tarn principalement) déversent alors de grandes quantités d'eau dans la Garonne, pouvant faire gonfler ses eaux jusqu'au débordement. L'exemple le plus notable est la crue de mars 1930 (Pardé, 1930), dont le débit de pointe a atteint 8000 m^3/s à Tonneins, égalant ainsi celui de la crue de 1875. Toutes catégories confondues, près de 244 crues

d'intensité variable ont été recensées depuis le XIII^{e} siècle sur la Garonne (Champion, 1858 ; Serret, 1874 ; Bouchères, 2000 ; EPTB Garonne), dont la moitié au cours de la deuxième phase du Petit Âge Glaciaire (fig. 16).

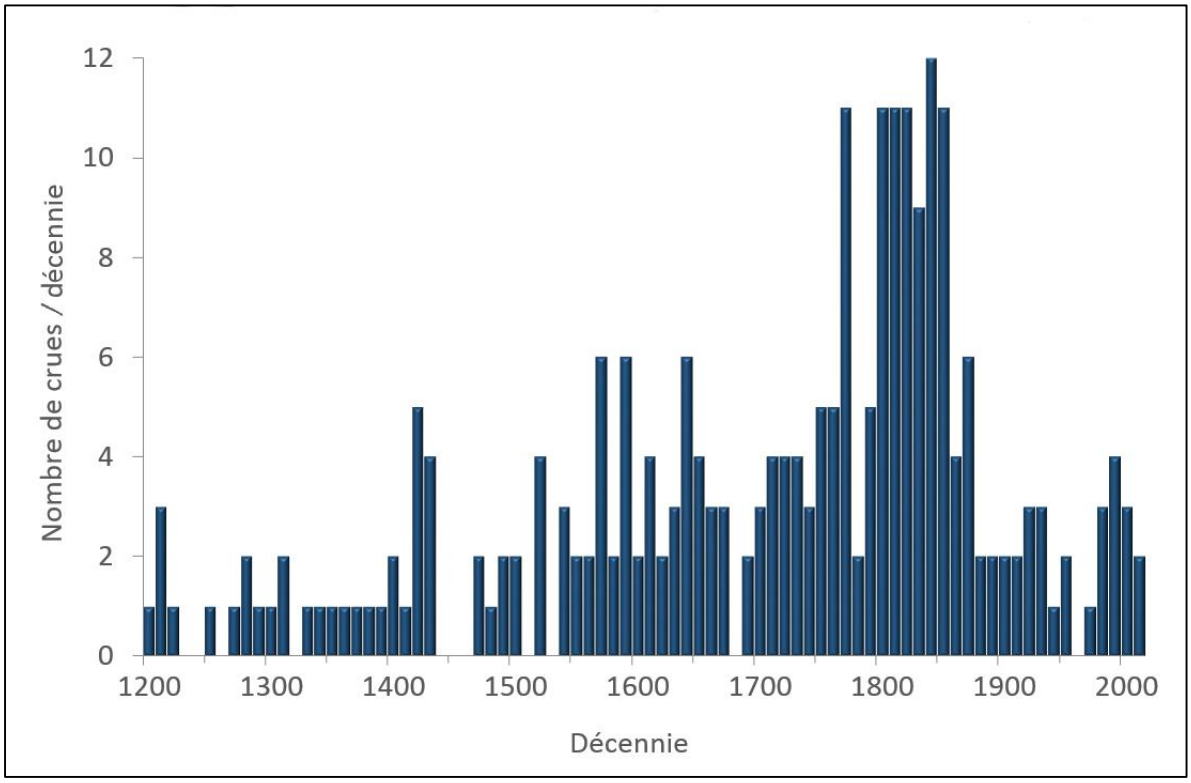


Fig. 16 – Fréquence des crues de la Garonne du XIII^{e} siècle à nos jours. D'après Champion, 1858 ; Serret, 1874 ; Bouchères, 2000 ; EPTB Garonne.

À l'entrée du secteur maritime, la Garonne présente donc un régime mixte dominé par des crues essentiellement hivernales mais marqué par de forts étiages estivaux. Cette considération est importante pour l'étude des paléoenvironnements puisqu'elle impacte directement les taux de sédimentation, les étiages favorisant l'exhaussement du lit mineur et les crues celui de la plaine d'inondation, en plus d'éroder le chenal. Ainsi, la mise en évidence d'une sédimentation accrue dans la plaine alluviale au cours de l'Holocène pourra révéler un accroissement de la dynamique garonnaise (augmentation de l'intensité et/ou de la fréquence des crues). À l'inverse, une diminution de cette sédimentation sera susceptible de traduire une perte d'énergie. Un autre facteur doit cependant être pris en compte pour appréhender pleinement la dynamique de la Garonne maritime : la pénétration de la marée en aval.

1.2.2. Les flux d'aval : marée macrotidale semi-diurne, houle et mascaret

Le Golfe de Gascogne est rythmé par une marée semi-diurne : deux cycles de marée, constitués chacun d'une haute mer et d'une basse mer, alternent chaque jour avec une périodicité de 12 h 25. La différence entre le niveau de haute mer et celui de basse mer (marnage) varie de 1,5 à 5 m en Gironde et de 2 à 6 m en Garonne maritime (*i.e.*, estuaire

macrotidal ; Allen *et al*., 1979 ; Cotten, 1996). Cet accroissement de l'amplitude de marée vers l'amont s'explique par la forme en entonnoir de l'estuaire (fig. 5) et par la diminution de la profondeur. De fait, l'effet Venturi engendré par le rétrécissement du chenal est supérieur à l'effet de dissipation de l'énergie provoqué par les frottements sur le fond, ce qui augmente l'amplitude. On parle dans ce cas d'estuaire hypersynchrone (Larras, 1964). Pour ces mêmes raisons, la vitesse de propagation du courant de marée devient inégale vers l'amont, le flot s'accélérant et le jusant se ralentissant. À Bordeaux, le flot ne dure ainsi que 4 h 25 alors que le jusant dure 8 h (Sertier *et al*., 1990 ; fig. 17).

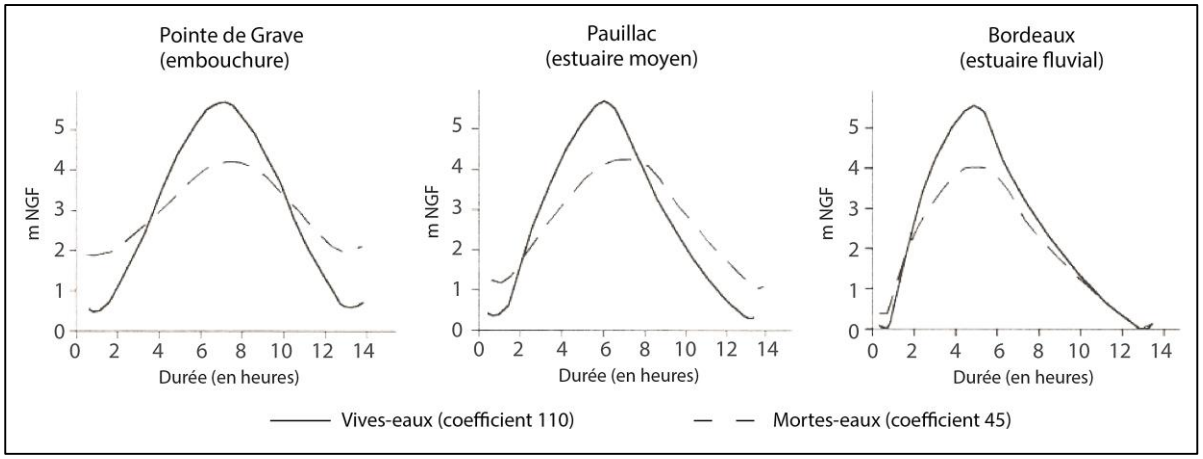


Fig. 17 – Évolution de l'onde de marée dans l'estuaire Garonne-Dordogne-Gironde. Courbes marégraphiques reprises d'Allen, 1972.

À ces variations intra-cycles de marée se surimposent des variations inter-cycles résultant pour l'essentiel de la position du Soleil et de la Lune. Tous les quatorze jours, au moment de la nouvelle lune et de la pleine lune, les astres sont alignés et leur force d'attraction s'additionne, ce qui fait fortement monter et descendre les niveaux d'eau. L'amplitude de marée est alors au plus fort : ce sont les marées de vives eaux, associées à des coefficients de marée compris entre 95 et 120 (maximum). À l'inverse, au premier et au dernier quartile de la Lune, lorsqu'elle forme un angle droit avec le Soleil et la Terre, la différence entre haute et basse mer est au plus bas. Ce sont les marées de mortes eaux (coefficient de marée entre 20 et 95 ; périodicité de 14 jours également). Le volume d'eau pénétrant dans l'embouchure est estimé à 1,1 milliards de m^3 lors des mortes eaux et 2 milliards de m^3 lors des vives eaux (Allen, 1972). Cela correspond à un débit liquide de 47.000 à 85.500 m^3/s (Doxaran, 2002), ce qui est très supérieur au débit fluvial moyen (1000 m^3/s) entrant à la confluence Garonne-Dordogne.

Lors des grandes marées, le flot s'accompagne ponctuellement d'un mascaret (fig. 18). Il s'agit d'une brusque surélévation du niveau de l'eau provoquée par la rencontre entre la masse d'eau de marée montante et la masse d'eau fluviale descendante. Pour que le mascaret puisse se produire, il est nécessaire que l'estuaire soit en forme d'entonnoir, que la pente et la profondeur du chenal soient faibles et que le coefficient de marée soit fort. Le complexe Garonne-Dordogne-Gironde est donc totalement favorable à un tel phénomène. En moyenne, quatre mascarets remontent la Garonne maritime chaque mois. Ce chiffre peut s'élever à dix quand le niveau de l'eau est faible, donc préférentiellement lors des étiages estivaux.

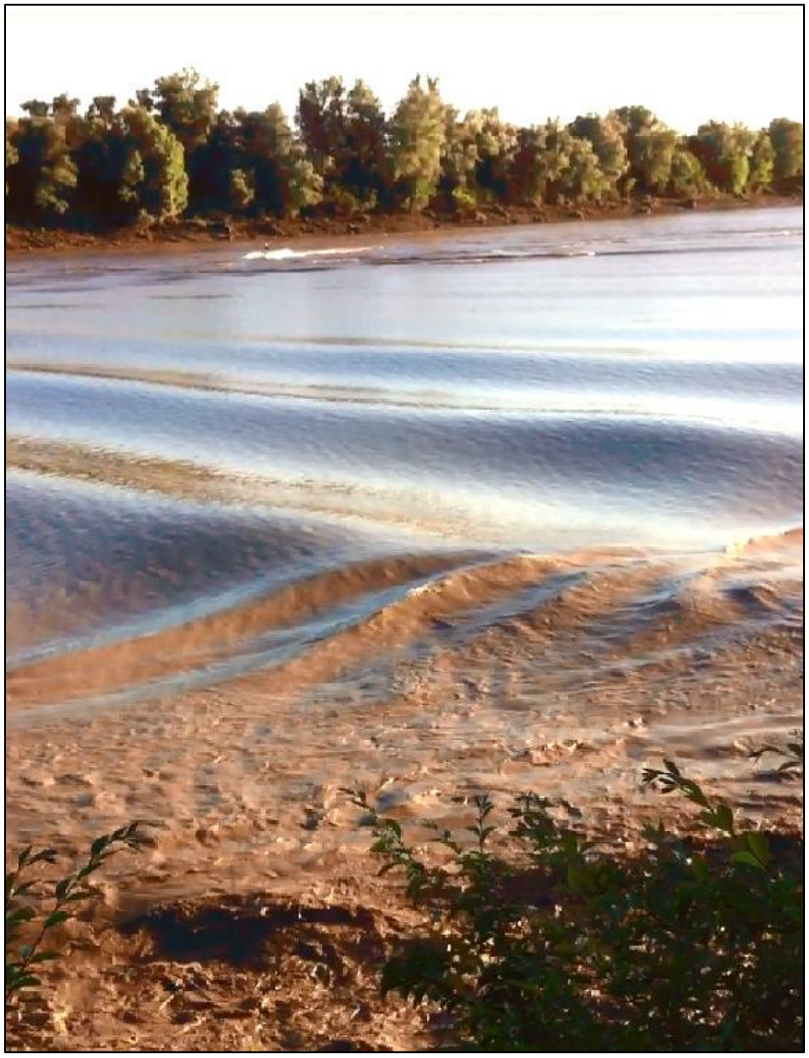


Fig. 18 – Le mascaret à Langoiran, 22 juillet 2012.

Physiquement, le mascaret se manifeste sous la forme d'une série de cinq à dix vagues, espacées d'une dizaine de mètres, qui remontent l'estuaire à une vitesse de 15 à 30 km/h selon la profondeur du chenal. La hauteur de ces vagues atteint régulièrement 2 m voire 3 m, en particulier entre Podensac (PK 35) et Langoiran (PK 41) où la profondeur du chenal est faible (fig. 10). Le vent peut engendrer lui aussi des trains de vagues. On parlera alors de houle. Du fait de la variabilité des vents, la hauteur des vagues est très variable et parfois supérieure à celle du mascaret, ce qui engendre d'importantes surcotes dans l'estuaire.

La marée et les phénomènes associés induisent donc des variations quotidiennes et mensuelles des flux liquides arrivant depuis l'aval, ce qui complexifie le régime de la Garonne maritime.

1.2.3. La Garonne maritime : un régime complexe et des hauteurs de crue renforcées

À l'amont de la Garonne maritime, le débit fluvial moyen est de l'ordre de 620 m^3/s. Grâce aux apports de nombreux petits affluents, dont les plus importants sont le Dropt en rive droite (PK 10 ; débit moyen de 6 m^3/s) et le Ciron en rive gauche (PK 26 ; débit moyen de 4 m^3/s), il s'élève progressivement pour atteindre 700 m^3/s au Bec d'Ambès. Ces débits et les hauteurs d'eau varient à l'échelle de la journée (cycle de marée), du mois (cycles de plus hautes et plus basses mers, mascaret) et de la saison (crues hivernales et étiages estivaux). Au sein d'une année, et en l'absence de phénomène exceptionnel, le débit peut ainsi varier de 500 à 1000 m^3/s dans le secteur de Bordeaux (d'après le réseau de surveillance MAGEST, MArel Gironde ESTuaire).

À ces variations hydrologiques régulières se surimposent des événements hydrométéorologiques moins fréquents et plus intenses : crue décennale, crue centennale, tempête ou surcote en provenance de l'embouchure. En frappant le littoral, les tempêtes entraînent une surélévation importante de la hauteur d'eau. L'exemple le plus éloquent est sans doute la tempête de décembre 1999 qui a engendré une surcote de 2,25 m à Bordeaux (5,24 m NGF), soit la plus haute surcote enregistrée à ce jour et une période de retour estimée à 200 ans (Syndicat Mixte pour le Développement Durable de l'Estuaire de la Gironde, SMIDDEST). Lors de cet événement, la Garonne a inondé des jours durant la plupart des communes de la basse vallée, en particulier Langoiran et Isle-Saint-Georges. Le débit fluvial était pourtant modéré (700 m^3/s) et la marée de morte-eau (coefficient de marée de 77). En période de vives eaux, une forte houle et des précipitations intenses se surimposent parfois, ce qui engendre également des crues fluvio-maritimes, à l'image de l'événement de février 2014 à Isle-Saint-Georges (coefficient de marée de 114 ; fig. 19). Exceptionnellement, presque tous les processus hydrométéorologiques se conjuguent : fort coefficient de marée, forte houle, précipitations intenses, crue fluviale et surcote à l'embouchure. Cela donne naissance à de grandes crues fluvio-maritimes, comme celle de décembre 1981 durant laquelle la surcote à Bordeaux a atteint 2,05 m, ce qui est très élevé tout en restant inférieur aux valeurs enregistrées lors de l'événement exceptionnel de 1999.

Fig. 19 – Inondation à Isle-Saint-Georges les premiers jours de février 2014. Photographie prise à 250 m de la berge de la Garonne par Thierry Mauduit.

La rencontre entre le prisme de marée et le débit fluvial peut donc aggraver les crues fluviales en cours, en occasionner de nouvelles ou favoriser une turbidité élevée dans le chenal.

1.3. UNE CHARGE MIXTE

1.3.1. Dans le chenal : charge de fond grossière, bouchon vaseux et crème de vase

Le chenal de la Garonne maritime peut être qualifié de « chenal à charge mixte » d'après la classification établie par S.A. Schumm (1963, 1985) : sa sinuosité est inférieure à 2, le rapport largeur/profondeur est compris entre 10 et 40 et les sédiments qui le composent sont de tailles diverses. Dans son fond, le chenal est tapissé d'un mélange de galets, de graviers et de sables fluviatiles. La granulométrie actuelle de cette charge de fond ne peut être plus amplement précisée, faute de données disponibles. Il est néanmoins avéré qu'elle est recouverte d'un manteau de sédiments fins dont l'épaisseur varie dans le temps et dans l'espace en fonction du bouchon vaseux.

Chaque année, le fleuve apporte entre 1,5 et 4 Mt de sédiments fins d'origine fluviatile (Migniot, 1969). Ces sédiments ne sont pas directement évacués vers l'océan. Ils sont d'abord piégés, tout du moins en partie, dans une zone de concentration supérieure à 1 g/l de matières en suspension (argiles et limons) : le bouchon vaseux. Cette zone de turbidité maximale se forme naturellement dans les estuaires en raison de la différence de densité entre les eaux douces fluviales et les eaux salées marines (bouchon vaseux de densité) et/ou de l'amortissement de l'onde de marée (bouchon vaseux dynamique ou tidal). En s'écoulant vers l'exutoire, la masse d'eau fluviale chargée en particules fines se heurte à la masse d'eau salée plus dense qui circule sur le fond du chenal (courants résiduels ; Allen, 1972). Une partie des matières en suspension est alors piégée en ce point nodal de densité et un mouvement convectif se met en place pour aboutir à la création d'une zone de forte turbidité (fig. 20).

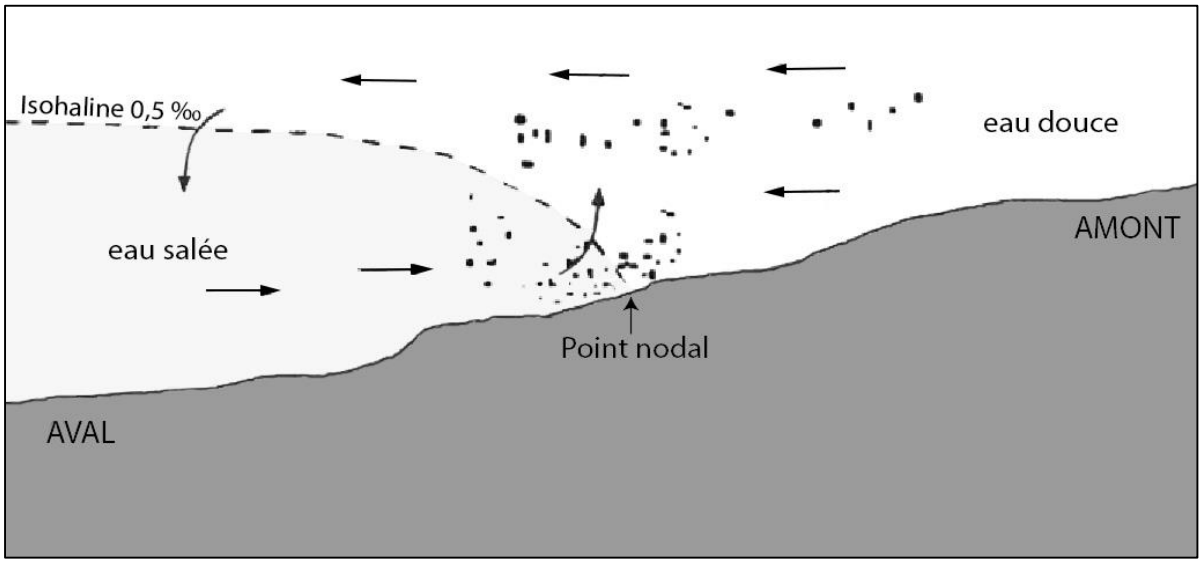


Fig. 20 – Courants résiduels de densité et bouchon vaseux. D'après Dyer (1986), modifié.

Dans le cas girondin, cette circulation résiduelle de densité est considérée comme secondaire face au rôle joué par l'amortissement de la marée (Bonnet, 1976 ; Allen *et al.*, 1980 ; Castaing, 1981 ; Sottocholio, 1999 ; Sottocholio *et al.*, 2000). Pour rappel, l'onde de marée devient

dissymétrique vers l'amont : la vitesse du flot augmente, ce qui réduit sa durée, tandis que celle du jusant diminue, ce qui accroît sa durée. Lors du flot, la masse d'eau a donc plus d'énergie pour éroder le chenal, remobiliser les particules décantées lors de l'étale de basse mer (période intermédiaire entre le jusant et le flot durant laquelle le courant est nul) et les transporter sur de longues distances. Par conséquent, l'eau ascendante va se charger progressivement en sédiments fins et les transporter vers l'amont jusqu'à se heurter aux eaux fluviales descendantes. Cette rencontre en un point nodal de marée va produire une zone « dynamique » de turbidité, le bouchon vaseux.

On estime que dans la Gironde, le point nodal se situe généralement entre Bordeaux et le Bec d'Ambès et que l'intégralité du bouchon vaseux s'étend sur 70 à 80 km de long (Benadoua, 2008). Sa concentration totale est estimée à 2 à 5 Mt de matières en suspension (Allen, 1972), soit l'équivalent de 1 à 3 ans d'apports fluviatiles. Ces caractéristiques (emplacement, concentration) du bouchon vaseux varient fondamentalement au grès de l'hydrodynamique (fig. 21). Lors d'un cycle de marée, la turbidité est minimale aux étales de pleine et de basse mer tandis que le flot favorise une remontée dans l'estuaire. Lors des marées de vives eaux et du mascaret, la concentration en matières en suspension s'accroît et, là aussi, le bouchon migre vers l'amont. Des études ont démontré que le passage du mascaret faisait passer la concentration en matières en suspension de 1 à 100 g/l (maximal atteint en pleine mer ; Sottocholio *et al*., 2012), pour une valeur moyenne vers la basse mer de 60 g/l (Chanson *et al*., 2011). Les apports hydrologiques provenant de l'amont sont aussi déterminants. Le faible débit estival permet une remontée du bouchon vaseux alors que les hautes eaux hivernales le « repoussent » vers l'exutoire. Lorsqu'une crue survient, le bouchon vaseux est partiellement expulsé dans l'océan (fig. 22). À l'inverse, lors des étiages, il peut remonter l'estuaire fluvial sur des kilomètres. On le retrouve ainsi régulièrement à Portets, immédiatement en aval de Langoiran (Etcheber *et al*., 2007).

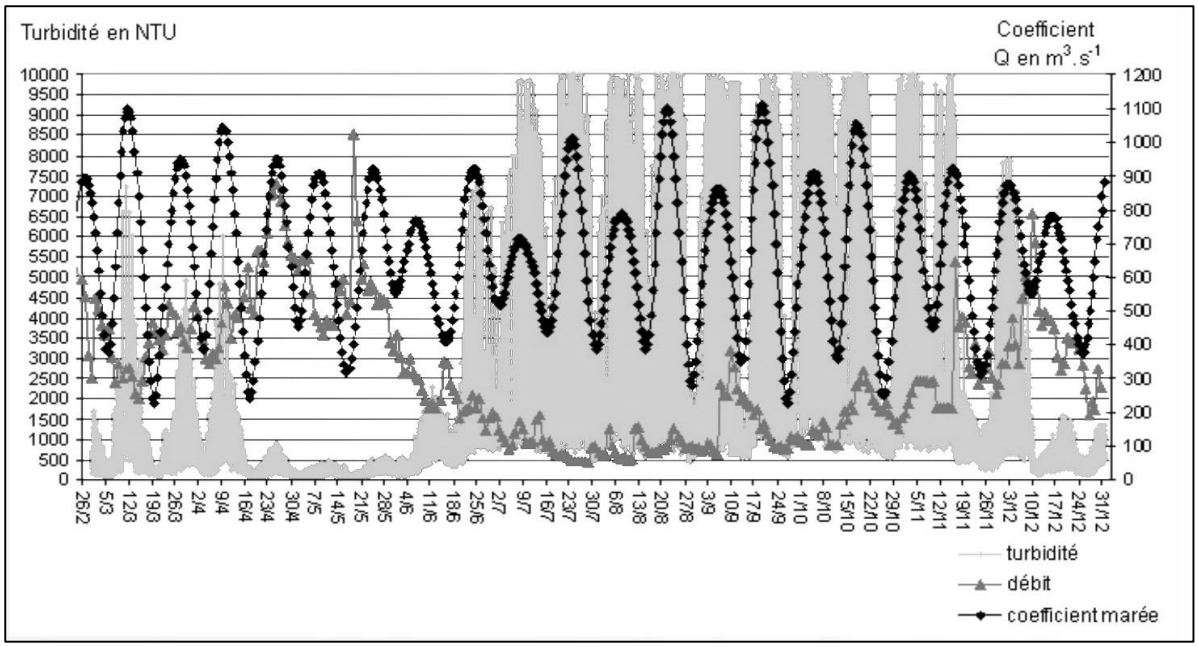


Fig. 21 – Turbidité, débit fluvial et coefficient de marée à Bordeaux en 2005. D'après Etcheber *et al.* (2007). Pour une meilleure visibilité, les débits ont été multipliés par deux.

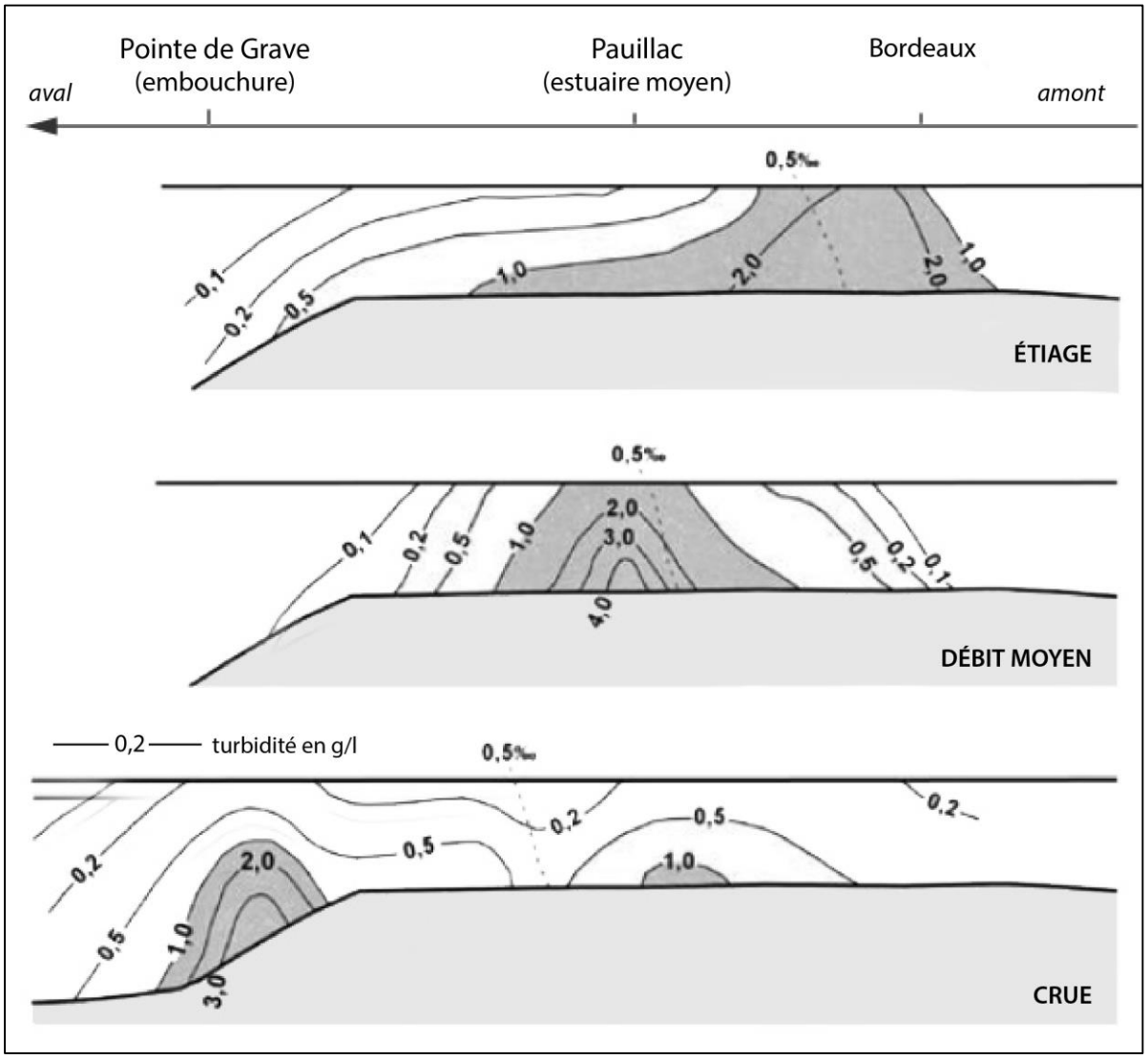


Fig. 22 – Position du bouchon vaseux dans l'estuaire girondin en fonction du débit fluvial. Mesures effectuées mensuellement entre 1975 et 1976 en mortes eaux à basse mer, d'après Castaing (1981), modifié.

Durant les mortes eaux et l'étale, le courant devient si faible qu'une partie des matières en suspension décante et s'accumule dans le fond du chenal pour former la crème de vase. Cette couche peut atteindre 2 à 3 m d'épaisseur (Benadoua, 2008). Elle présente une concentration en particules fines de plus de 100 g/l pour un stock total parfois supérieur à celui du bouchon vaseux. En effet, il a été démontré qu'en période de mortes eaux ou de moyenne marée, la crème de vase pouvait stocker à elle seule 2,5 à 6 Mt de sédiments fins, contre 1,7 à 2,3 Mt pour le bouchon vaseux (Jouanneau, 1979). Lors de la réactivation du courant, ce dépôt vaseux se subdivise en lentilles visqueuses qui suivent le courant. Si celui-ci devient trop soutenu, une partie des lentilles est alors remise en suspension, ce qui contribue à accroître la turbidité du bouchon vaseux.

En somme, l'hydrodynamique fluvio-estuarienne favorise à la fois une forte teneur en particules fines dans le chenal et l'alternance de phases d'érosion et de sédimentation. Cette sédimentation se fait essentiellement dans le fond du chenal, au grès notamment de la

migration du bouchon vaseux, mais concernent aussi le reste de l'espace de vie du chenal (berges) et la plaine d'inondation.

1.3.2. Dans les unités connexes au chenal : omniprésence des limons et caractéristiques du gradient longitudinal

Si les études sur les matières en suspension dans le chenal estuarien abondent (cf. *supra*), celles concernant les milieux de sédimentation connexes sont inexistantes dans l'estuaire fluvial et très ponctuelles dans l'estuaire moyen et marin (Fenies et Tastet, 1998 ; Pontee *et al*., 1998). En 2012, j'ai entrepris avec Benoit Carlier, géographe physicien travaillant actuellement sur le risque torrentiel en milieu montagnard (thèse en cours, université Paris 7, laboratoire PRODIG), de caractériser les milieux de sédimentation du fond de vallée estuarien (Carlier, 2012). L'objectif était triple : 1) définir les unités géomorphologiques connexes au chenal actif, 2) déterminer si l'effacement de l'influence fluviale vers l'amont au profit de l'influence marine se ressent sur le faciès et la granularité des unités sédimentaires et 3) acquérir un référentiel granulométrique qui puisse servir d'analogue lors de l'examen des archives sédimentaires. Au total, cinq transects transversaux à la plaine alluviale ont été réalisés : un premier dans la Garonne fluviale, à 5 km en amont de la Garonne maritime ; deux dans l'estuaire fluvial, objet de la présente thèse ; un dans l'estuaire moyen ; et un dans l'estuaire marin (fig. 6). Cent vingt-deux échantillons ont été prélevés en mars 2012 le long de ces transects, préférentiellement à marée basse. Leur granularité a été déterminée au Laboratoire de Géographie Physique selon une méthode identique à celle appliquée aux sédiments anciens : les fractions inférieures à 2 mm ont été analysées au granulomètre laser, les fractions comprises entre 2 et 20 mm ont été tamisées selon les normes AFNOR, et les sédiments supérieurs à 20 mm ont été mesurés manuellement au pied à coulisse (cf. chapitre 3).

Premier constat : la nature des milieux de sédimentation connexes au chenal actif varient vers l'aval. Les bancs de convexité présents dans la Garonne fluviatile disparaissent progressivement dans la Garonne maritime pour faire place à des îles fluviales, très nombreuses dans l'estuaire moyen du fait de la rencontre des eaux fluviales et marines (dépôt de sédiments au niveau du point de rencontre en raison des forces contraires) puis à des marais maritimes dans l'estuaire marin (fig. 23). Deuxième constat : cette variation longitudinale des formes fluvio-maritimes s'accompagne d'une variation de la granulométrie. Les berges sous-aquatiques graveleuses en Garonne fluviatile deviennent limoneuses dans l'estuaire (fig. 24A). De même, les levées de berge sablo-limoneuses à limono-sableuses en amont de la Garonne maritime deviennent progressivement limoneuses dans l'estuaire fluvial et moyen (fig. 24B). Le cas de l'estuaire marin est quelque peu différent. En rive gauche, la levée de berge est constituée de sables marins tandis qu'en rive droite, elle correspond à un marais maritime (fig. 25). La slikke, recouverte à chaque marée, est limoneuse et dépourvue de végétation. Le schorre, qui est recouvert lors des grandes marées, est également limoneux mais parsemé de divers étangs et riche en végétation hélophyte tolérant le sel (scirpe maritime, roseaux communs). Dans le lit majeur, un léger affinement des dépôts se produit vers l'aval. La plaine d'inondation est limoneuse dans l'ensemble mais les particules s'affinent sensiblement vers l'océan (fig. 24C).

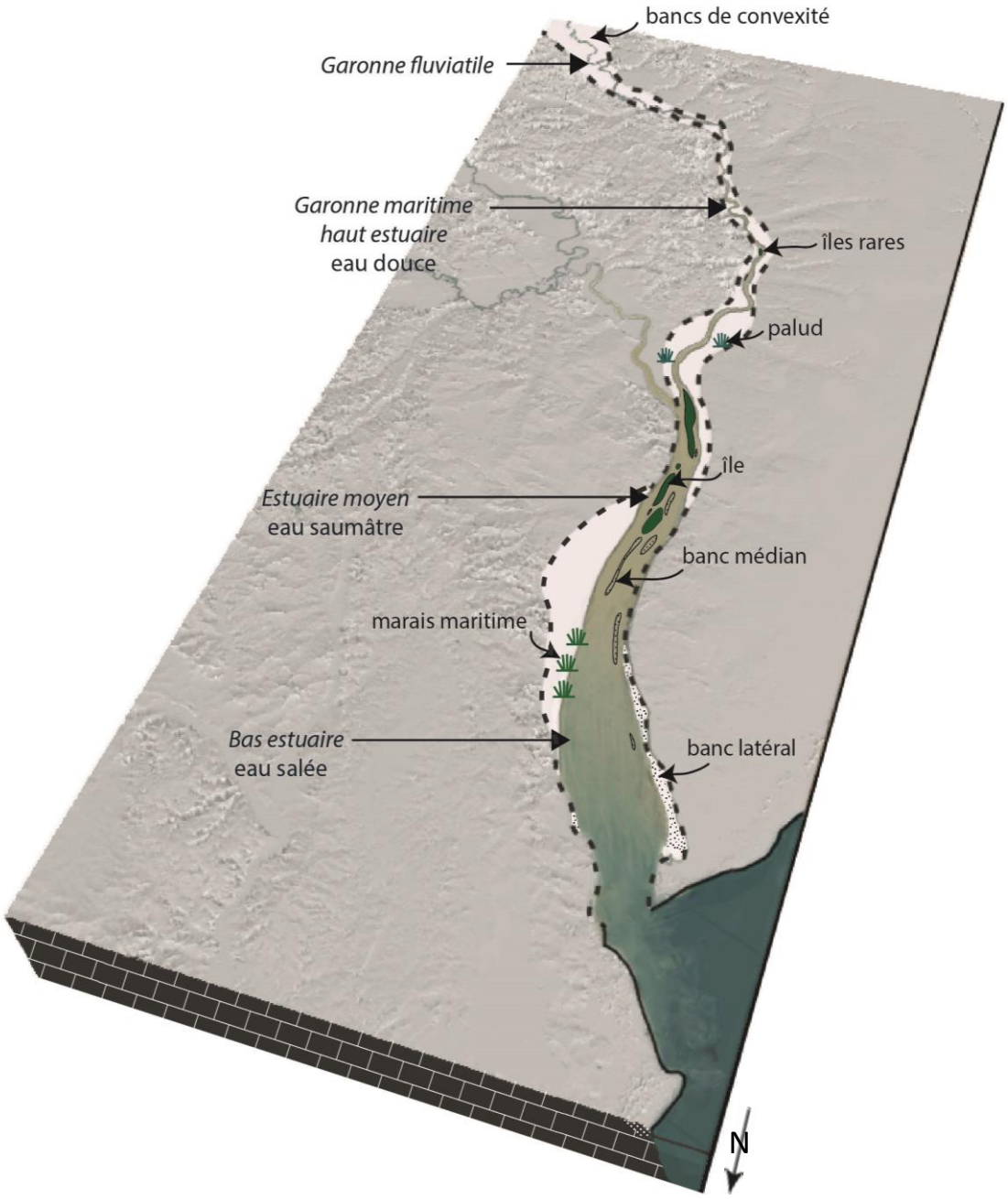


Fig. 23 – Bloc diagramme de l'estuaire de la Garonne-Gironde.

Il est difficile de distinguer la plaine d'inondation proximale de la plaine d'inondation distale d'un point de vue granulométrique à cause de l'anthropisation des terres, ce qui se traduit sur la granulométrie par des dépôts distaux plus grossiers (fig. 24C). La distinction a tout de même pu être faite que dans la Garonne maritime, à quelques kilomètres en amont des sites d'étude (PK 39,3). Là, seule la plaine d'inondation distale est limoneuse. Les dépôts en plaine d'inondation proximale sont légèrement plus grossiers (limons sableux ; fig. 26).

L'hydrodynamique peut donc être caractérisée à travers les milieux de sédimentation de la Garonne et de la Gironde. Dans le secteur strictement fluvial et le secteur dominé par l'océan Atlantique, les sédiments du lit mineur sont relativement grossiers (sables). Dans la zone intermédiaire, les berges sont, à l'image du bouchon vaseux qui y circule, limoneuses. Quant aux ses sédiments du lit majeur, ils connaissent une sensible décroissance granulométrique jusqu'à l'océan, ce qui peut s'expliquer par la présence de végétation sur les levées de berge aval qui piègent les sédiments. À l'échelle de la Garonne maritime, une distinction peut être faite entre la partie amont (transect PK 39,5), où les levées de berge et la plaine d'inondation sont sensiblement plus grossières, et la partie aval (transect PK 78), où les milieux de sédimentation sont composés d'alluvions granulométriquement plus fines. Ce gradient traduit vraisemblablement l'amoindrissement de la dynamique fluviale vers l'aval.

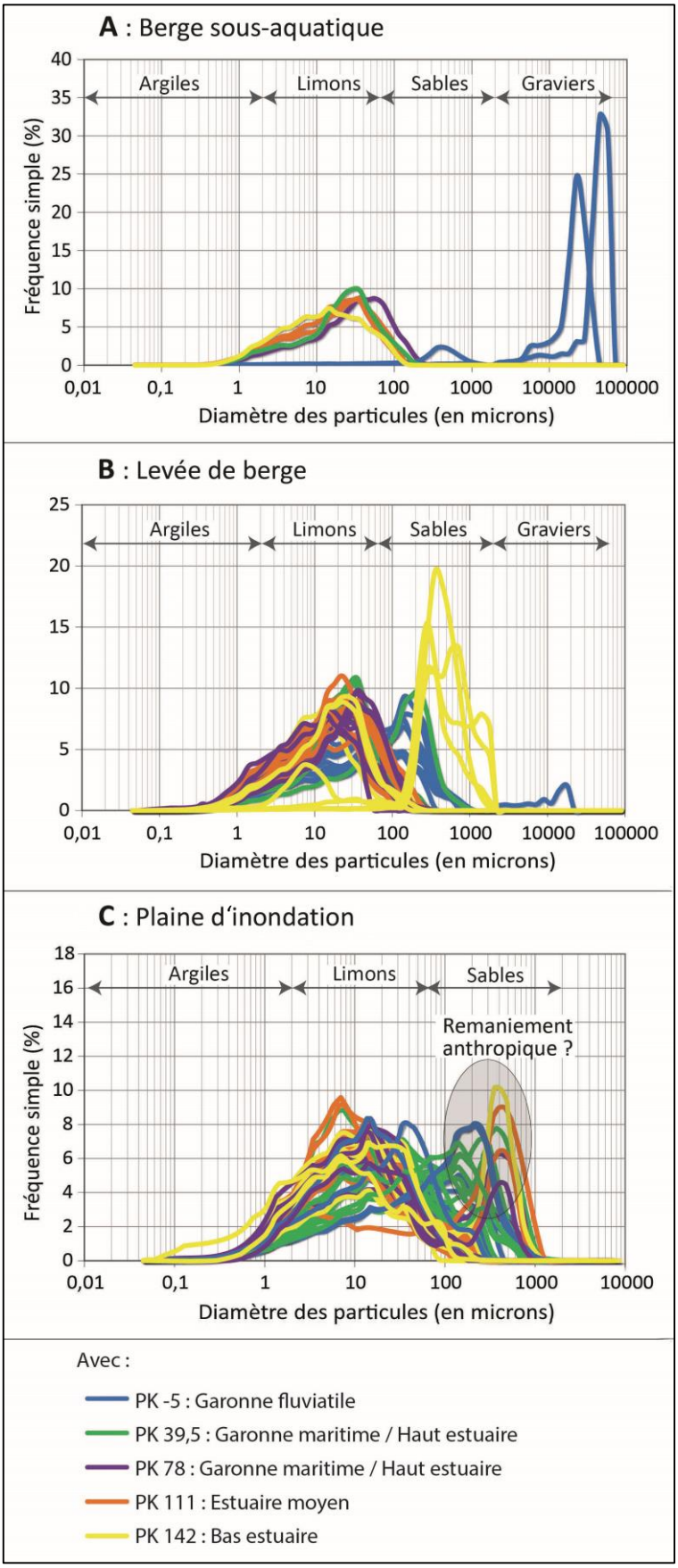


Fig. 24 – Caractéristiques texturales des milieux de sédimentation actuels de la Garonne fluviatile terminale à la Gironde (d'après Carlier, 2012, complété). À l'exception du transect PK 39,5, les dépôts les plus grossiers de la plaine d'inondation (C) ont été prélevés sur des digues ou dans la plaine d'inondation distale, ce qui démontre l'anthropisation des terres et la difficulté qui en découle à caractériser granulométriquement les milieux de sédimentation.

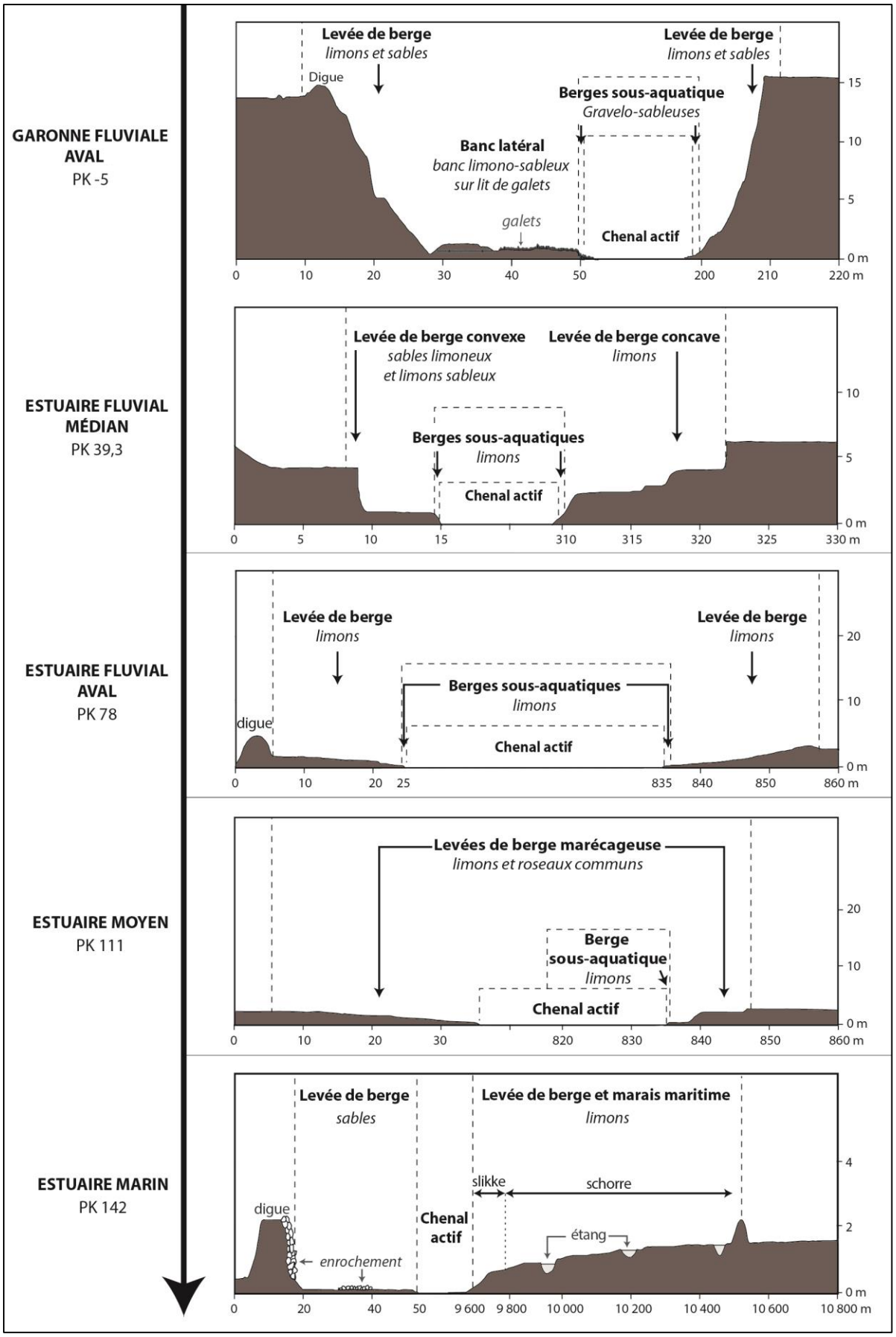


Fig. 25 – Transect du chenal de la Garonne fluviale à la Gironde maritime.

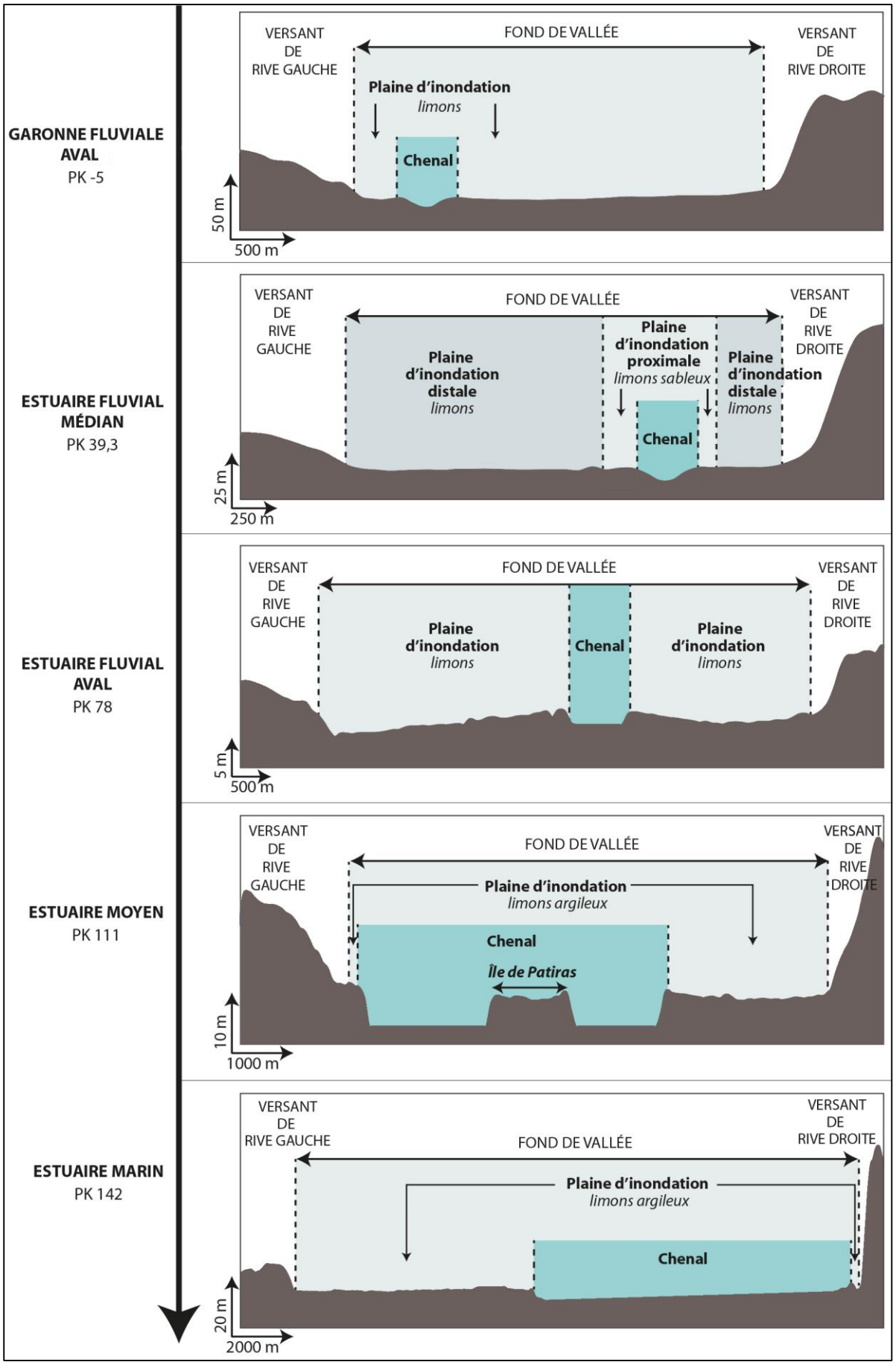


Fig. 26 – Transects du fond de vallée de la Garonne fluviale à l'estuaire marin.

En conclusion, la Garonne maritime se présente de nos jours comme un chenal sinueux à très faible pente qui s'élargit vers l'aval. Cette morphologie favorise la pénétration de la marée et des phénomènes associés, en particulier le mascaret. Étant une zone de transition, les processus hydrologiques marins se surimposent en effet aux processus fluviaux. En découle un régime complexe rythmé non seulement par les climats du bassin-versant mais aussi par les astres et la marée associée (cycles biquotidiens et grandes marées bimensuelles). Cet emboîtement d'échelles engendre des crues importantes susceptibles de modifier la morphologie de l'espace fluvial (crues morphogènes). L'intégralité du fond de vallée est d'ailleurs classée en risque fort d'inondation. Par ailleurs, la rencontre entre les eaux douces et les eaux salées dans l'estuaire moyen induit la formation et la mobilité d'une zone de turbidité maximale qui occupe préférentiellement la Garonne maritime. Ce bouchon vaseux est associé à des dépôts limoneux dans le fond du chenal comme sur les berges et la plaine d'inondation. Une des particularités de la Garonne maritime réside donc dans l'enrichissement en fines de sa charge solide selon un gradient amont-aval. Cet aspect est fondamental dans l'étude des paléoenvironnements puisqu'il traduit le caractère maritime du fleuve. La présence de sédiments plus grossiers dans les paléo-formes pourrait, de fait, indiquer un caractère uniquement fluviatile. Il pourrait également traduire un changement d'énergie. Là l'étude des taux de sédimentations va être déterminante. La granulométrie devrait en plus permettre de préciser la distance des sites de prélèvements aux paléo-milieux fluviaux (fond du lit mineur, berge, plaine d'inondation), par comparaison avec le référentiel établi sur les milieux actuels. Toutes ces caractéristiques précédemment citées (morphologie, dynamique hydrologique, dynamique sédimentaire) sont fondamentalement interdépendantes. La moindre évolution de l'une d'entre elles est susceptible d'impacter l'intégralité du système, ce qui est l'une des clefs de compréhension de la dynamique paléoenvironnementale.

Chapitre 2

ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR L'EVOLUTION DE LA GARONNE MARITIME

Le climat, l'eustatisme, la tectonique, le couvert végétal ou encore l'Homme sont autant de variables susceptibles de contribuer à l'évolution des cours d'eau. À ce stade, il paraît nécessaire de faire le point sur chacun de ces facteurs de contrôle pour comprendre au mieux l'évolution holocène de la Garonne maritime. Ont-ils déjà joué un rôle déterminant dans l'histoire de l'estuaire fluvial ? Ont-ils connu, à l'échelle régionale et/ou globale, une évolution particulière durant l'Holocène qui serait susceptible d'avoir engendré des mutations fluvio-estuariennes ? Autant de questions auxquelles va répondre ce chapitre. Il ne s'agira pas de retracer toute l'histoire de la vallée et de son bassin-versant, ce qui a déjà été fait de belle manière (Dubreuilh et al.*, 1995 ; Guadelli* et al.*, 1996 ; Bellec, 2003) et n'aurait pas grand intérêt dans le cadre de cette étude. Il s'agira plutôt de mettre en exergue les facteurs qui ont impacté la « vie » de la Garonne maritime pour pouvoir appréhender au mieux son comportement holocène. Le chapitre suivra un plan à la fois thématique et chronologique. Il traitera d'abord des variations tectoniques à l'échelle des temps géologiques puis des variations climato-eustatique qui ont fortement impacté la Gironde, la Garonne toulousaine et, a priori, le secteur de Bordeaux à l'Holocène, avant de s'achever sur le rôle que joue l'Homme depuis le Néolithique dans l'évolution de l'hydrosystème.*

2.1. UN LIEN ÉTROIT AVEC LES ACCIDENTS TECTONIQUES ANTE-QUATERNAIRES

2.1.1. La structuration de la vallée par les accidents tectoniques préexistants

Le Bassin aquitain est un vaste bassin sédimentaire d'environ 67.000 km² délimité au nord par le Massif armoricain, à l'est par le Massif Central, au sud par les Pyrénées et à l'ouest par

l'océan Atlantique (fig. 5). Cette position particulière lui a valu de subir diverses déformations cassantes (failles) et souples (plis) au cours du temps en contrecoups des mouvements orogéniques (Fabre, 1939 ; Allen *et al.*, 1974 ; Vigneaux, 1975 ; Platel et Dubreuilh, 1986 ; Platel, 1996 ; Gély et Sztràkos, 2000).

La tectonique a eu des effets différents de part et d'autre de la flexure « celtaquitaine » qui relie Toulouse (SE) à Arcachon (NW). Au sud, le bassin présente des fosses profondes et des secteurs fortement subsidents. Au nord, les terrains sont légèrement subsidents vers le sud-ouest et présentent plusieurs plis et quelques failles (Guadelli *et al*., 1996). À l'image de la flexure celtaquitaine, la majorité de ces accidents structuraux nord-aquitains ont une direction NW-SE (fig. 27) : faille de l'estuaire (1), faille de Bordeaux (2), faille de la Leyre (3), anticlinal de Jonzac (5), anticlinal de Villegrains-Landiras (8) ou encore synclinal de Bordeaux (10) et de Podensac (12). Cette direction dite armoricaine serait héritée de l'orogénèse hercynienne (Massif armoricain, Massif Central ; ère primaire), bien que les déformations soit aussi fortement liées à la tectonique en distension de l'ère secondaire et aux mouvements compressifs de l'orogénèse pyrénéenne (ère tertiaire). La chronologie précise de mise en place de ces déformations tectoniques reste discutée. Il est malgré tout certain qu'elles ont joué un rôle déterminant dans la mise en place du réseau hydrographique puisque la Garonne, la basse Dordogne et la Gironde s'écoulent toutes trois dans cette direction armoricaine.

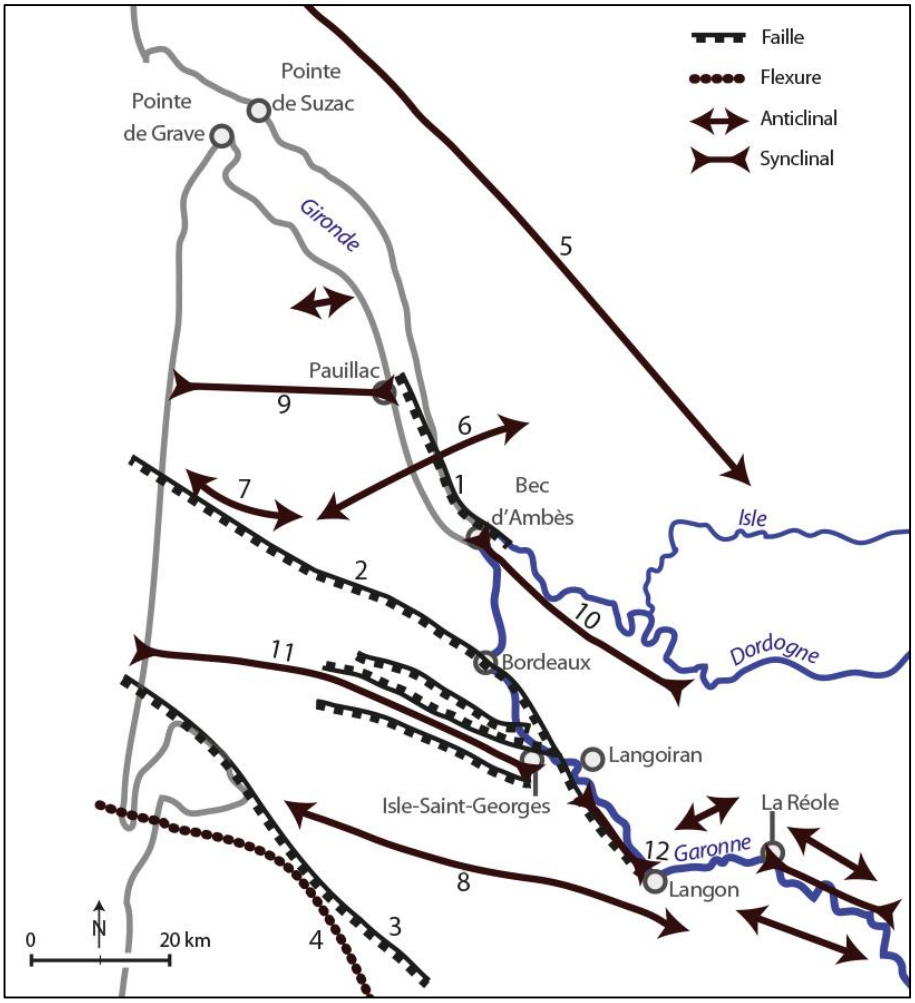


Fig. 27 – Structures géologiques de la plate-forme nord-aquitaine. Synthèse réalisée à partir des données d'Allen *et al.*, 1974 ; Platel, 1987 ; Corbier *et al.*, 20005 ; Gély et Sztrakos, 2000. Avec **1** : Faille de l'estuaire, **2** : Faille de Bordeaux, **3** : Faille de la Leyre, **4** : Flexure celtaquitaine, **5** : Anticlinal de Jonzac, **6** : Anticlinal de Listrac-Blaye, **7** : Anticlinal de Carcans, **8** : Anticlinal de Villegrains-Landiras, **9** : Synclinal de Hourtin, **10** : Synclinal de Bordeaux, **11** : Synclinal de Porge, **12** : Synclinal de Podensac.

De fait, au Quaternaire, la vallée de la Garonne maritime s'est établie dans l'axe des ondulations ou des failles. En amont de Langoiran, elle occupe les plis concaves (synclinaux) alors que de Langon à Bordeaux, elle suit la grande faille de Bordeaux (fig. 27). La faille de Bordeaux est une profonde faille normale crétacée, au regard SW, qui a évolué en flexure lors de la compression pyrénéenne. Elle s'est accompagnée de l'affaissement du compartiment sud-ouest lors des distensions du Crétacé inférieur puis des compressions du Crétacé supérieur et de la fin de l'Éocène ; pour un rejet total d'environ 100 m (Allen *et al.*, 1974 ; Platel, 1987). Après une période de relative latence, elle a connu un rejeu post-miocène de près de 40 m (Allen *et al.*, 1974) qui serait à l'origine de la différence altimétrique observée précédemment entre le versant de rive droite et le versant de rive gauche (Alvinerie *et al.*, 1977). Dans le bloc effondré, cette grande faille nord-aquitaine semble s'accompagner d'un réseau de failles normales subparallèles qui délimite un ensemble de horsts et de grabens jusqu'à Isle-Saint-Georges (Platel, 1987 ; Corbier *et al.*, 2005 ; fig. 27). Ce site d'étude est d'ailleurs l'un des secteurs qui comprend le plus de déformations structurales avec, en rive droite de la Garonne actuelle, la faille de Bordeaux, en rive gauche, le synclinal de Porge et, dans une direction perpendiculaire à l'axe d'écoulement fluvial, les failles secondaires. Le secteur de Langoiran comprend uniquement la faille de Bordeaux qui se situe alors en rive gauche (fig. 27).

Ces diverses déformations structurales, en particulier les failles, sont susceptibles d'impacter le tracé fluvial en cas de réactivation ou par simple fragilisation du substrat. Par exemple, un nouvel affaissement du bloc SW pourrait conduire à une réorientation de la Garonne en direction de la ligne de faille, du moins dans les secteurs où le fleuve passe en travers de l'accident tectonique (situation actuelle des secteurs d'étude ; fig. 27). De plus, les accidents tectoniques fragilisent localement le substrat, ce qui peut créer des zones préférentielles de l'érosion fluviale et conduire, à terme, à des changements morphologiques. Dès lors une question se pose : y a-t-il eu une activité tectonique à l'Holocène qui pourrait avoir contribué à l'évolution de la Garonne maritime ?

2.1.2. Une activité tectonique holocène ?

De nos jours, les accidents structuraux de la plate-forme nord-aquitaine sont considérés comme peu actifs et le secteur est classé en zone de sismicité très faible à faible. Cependant, plusieurs séismes ont secoué la région bordelaise au cours des trois derniers siècles (Levret *et al.*, 1994 ; Lambert *et al.*, 1996 ; Schneider *et al.*, 2012). Le plus important d'entre eux date du 10 août 1759. D'après les nombreux récits des administrations civiles et religieuses de l'époque, son épicentre se situait en rive droite de la Garonne, à environ 20 km de Bordeaux, et il a occasionné diverses destructions. L'intensité de ce séisme est estimée à VII-VIII sur l'échelle de Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK) qui comporte douze degrés, soit une magnitude d'environ 5-6 degrés sur l'échelle de Richter. Cela en fait l'un des plus grands séismes du XVIII^{e} siècle en France et le plus désastreux recensé dans la région. Près d'un siècle plus tard, le 26 janvier 1852, cette même zone épicentrale a vu naître un second séisme d'intensité légèrement inférieure (VI-VII MSK ; Levret *et al.*, 1994). Sept autres tremblements de terre d'intensité encore plus faible (III à V MSK) auraient vu le jour près du méandre de

Bordeaux ou, plus largement, dans la basse vallée de la Garonne depuis le milieu du XVI^{e} siècle (base de données *SisFrance*). Tous ces événements sismiques semblent directement liés à des déformations structurales sismogènes et en particulier à la faille de Bordeaux. Une réactivation des failles subparallèles présentes en rive droite de la Garonne est également envisageable (Schneider *et al.*, 2012), d'autant plus que l'anticlinal de Villegrain-Landiras et la faille de la Leyre, présents plus à l'ouest, sont considérés comme potentiellement actifs (Gottis et Prud'homme, 1963 ; base de données *Néopal*).

Hormis ces épisodes récents, aucun autre événement tectonique d'âge holocène n'a été mis en évidence à ce jour. Cela peut s'expliquer par l'absence d'activité tectonique au cours des 11.700 dernières années ou par la difficulté à la mettre en exergue. Cette dernière hypothèse est d'autant plus envisageable que pour attester d'une activité tectonique, il faudrait trouver au sein des dépôts holocènes des décalages altimétriques ou des séismites, comme celle identifiée dans le delta du Rhône entre le V^{e} et le I^{er} siècle avant J.-C. (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2015), ce qui n'est pas simple dans les alluvions homogènes. Les terrasses alluviales ante-holocènes (Pléistocène moyen au plus récent ; fig. 7) pourraient aussi révéler des décalages d'origine tectonique ou porter des traces de séismites mais cette piste souffre d'un manque de données. Malgré tout, l'hypothèse de déplacements hydrographiques d'origine structurale au cours de l'Holocène ne peut être écartée étant donné l'activité tectonique avérée avant cette époque, en particulier au cours du Pléistocène (Fabre *et al.*, 2012), et durant les trois derniers siècles.

2.2. VARIATIONS CLIMATO-EUSTATIQUES HOLOCÈNES ET IMPACTS SUR L'HYDROSYSTÈME GARONNE-GIRONDE

2.2.1. L'Holocène sur la façade aquitaine : chronologie, climat et eustasie

L'Holocène est une période géologique interglaciaire qui a démarré il y a environ 11.700 ans avec la fin de la glaciation weichsélienne (ou würmienne). Elle est considérée à la fois comme une période relativement chaude (gain d'environ 15°C l'été dans le Golfe de Gascogne depuis le dernier maximum glaciaire ; Laville *et al.*, 1983) et comme une phase de stabilisation du climat. Cependant, cette tendance générale englobe diverses oscillations hydro-thermiques comme cela a pu être démontré abondamment par les marqueurs biologiques à travers le monde. Ces variations peuvent être résumées en cinq chronozones : le Préboréal, le Boréal, l'Atlantique, le Subboréal et le Subatlantique (fig. 28).

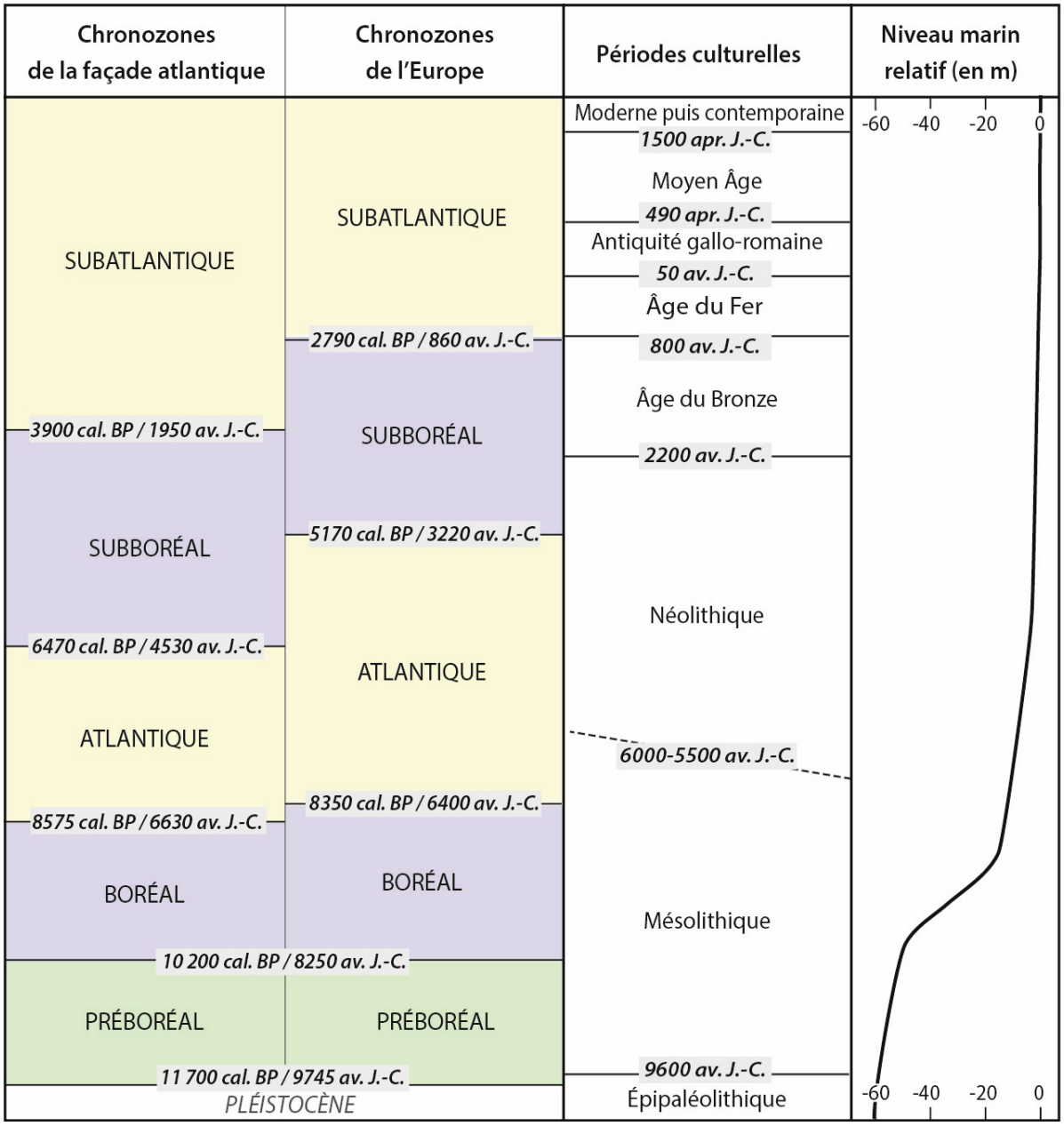


Fig. 28 – L'Holocène sur la façade atlantique française et en Europe : chronologie, climat et eustatisme. D'après (1) la synthèse réalisée par Guadelli *et al.* (1996) sur les palynozones de la façade atlantique (à partir des données de Paquereau, 1964 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Marambat, 1992 ; Marguerie, 1992 ; Tastet et Diot, 1995) ; (2) Mangerud *et al.*, 1974 ; De Beaulieu, 1982 ; Magny, 1995 ; Guadelli *et al.*, 1996 (chronozones de l'Europe) ; (3) l'INRAP (périodes culturelles) ; (4) Ters, 1973 ; Pirazzoli, 1991 ; Stephan et Goslin, 2014 (variation du niveau marin relatif). Avec, en *vert* : augmentation globale des températures et des précipitations ; en *bleu* : climat froid et sec ; en *jaune* : climat chaud et humide.

Première phase de l'Holocène, le Préboréal marque une augmentation globale des précipitations et des températures. Le centre-ouest (CW) de l'Europe gagne par exemple près de 3°C (Davis *et al.*, 2003). Dès ~ 8250 av. J.-C., ces températures vont légèrement diminuer (baisse < 0,5°C en Europe CW) et le temps va devenir plus sec : c'est le Boréal. Ce stade s'achève vers 6630 ou 6400 av. J.-C. La limite de 6630 av. J.-C. est celle classiquement définie pour l'Europe occidentale. Elle résulte d'une synthèse des données acquises dans différents milieux, notamment montagnards (Mangerud *et al.*, 1974 ; De Beaulieu, 1982 ; Magny, 1995 ;

Guadelli *et al.*, 1996). Le secteur d'étude étant une zone de plaine sous influence atlantique, les circulations atmosphérique et océanique sont particulières et les marqueurs biologiques sont susceptibles d'enregistrer un décalage temporel avec la chronologie européenne. De fait, les études palynologiques menées sur la façade atlantique française place la limite Boréal-Atlantique vers 6630 av. J.-C., et non 6400 av. J.-C. (Paquereau, 1964 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Marambat, 1992 ; Marguerie, 1992 ; Tastet et Diot, 1995 ; fig. 27). La période atlantique marque un retour à un climat chaud et humide qui permet au centre-ouest de l'Europe de se réchauffer de près d'1°C (Davis *et al.*, 2003). Elle est suivie vers 4530 av. J.-C. (ou 3220 av. J.-C. à l'échelle de l'Europe) d'une nouvelle période plutôt fraiche et sèche, le Subboréal. En Europe CW, les températures tendent dès lors à se stabiliser autour des moyennes actuelles. Cette tendance se poursuit au Subatlantique, qui constitue, dès 1950 av. J.-C. (860 av. J.-C. en Europe), la troisième période relativement chaude et humide de l'Holocène.

Ces cinq chronozones ont connu diverses variations internes. Lors du dernier millénaire par exemple, une période particulièrement chaude, l'Optimum climatique Médiéval (OM), a précédé une période particulièrement froide, le Petit Âge Glaciaire (PAG). L'OM a touché l'Europe centrale d'environ 900 à 1300 apr. J.-C. (Mann, 2002a). Il est décrit dans la littérature comme une période aux étés très secs. Le PAG, à l'inverse, a soumis la population nord-européenne à des hivers très rudes et à des gels fréquents du début de XV^{e} à la fin du XIX^{e} siècle apr. J.-C. (Mann, 2002b ; Pichard et Roucaute, 2014).

Toutes ces variations climatiques ont impacté l'approvisionnement du réseau hydrographique. Lors des périodes humides, l'apport hydrique est accru et le stock sédimentaire mobilisable dans le bassin-versant peut se réduire. En effet, le développement de la végétation permis par l'abondance de l'eau tend à stabiliser les versants et à limiter leur érosion, ce qui restreint la quantité de sédiments arrivant dans les cours d'eau. À l'inverse, les périodes de sécheresse sont défavorables à la végétation et au débit liquide de même que les périodes de gel et de pluies intenses peuvent accroître l'érosion du bassin-versant, donc la recharge sédimentaire des cours d'eau. Par conséquent, les variations climatiques de l'Holocène ont très certainement modifié par l'amont l'équilibre débit liquide/charge solide de la Garonne maritime. Elles ont également pu le faire par l'aval *via* la remontée du niveau marin relatif.

Durant l'Holocène, le niveau marin relatif a poursuivi sa remontée entamée à la fin de la glaciation weichsélienne. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a environ 20.000 ans, le niveau marin était 120 m en dessous de l'actuel sur la façade atlantique (Allen *et al.*, 1974 ; Pirazzoli, 1991 ; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014). Puis, le réchauffement climatique a engendré une fonte des calottes glaciaires et, par voie de conséquence, une remontée du niveau des mers et des océans. Cette « transgression flandrienne » a été très importante au Tardiglaciaire (dernière phase de la glaciation et du Pléistocène) et s'est poursuivie à l'Holocène en deux temps. Vers 7050 av. J.-C., le niveau marin avoisinait -16 m (Ters, 1973 ; Stephan et Goslin, 2014). Jusqu'à la fin de l'Atlantique, la remontée eustatique a gardé un rythme relativement rapide de plusieurs millimètres par an (~ 2,3 mm/an de 6550 à

4070 av. J.-C. ; Stephan et Goslin, 2014). Puis dès ~ 4070 av. J.-C., alors que l'océan était encore à environ 3 m sous son niveau actuel, la remontée s'est ralentie pour se stabiliser autour de 0,6 mm/an (estimations de Stephan et Goslin, 2014). Cette stabilité a été marquée par de légères pulsations négatives (~3180-1060 av. J.-C. ; 500 apr. J.-C.- XVIII^{e} siècle) et positives (630 av. J.-C.-530 apr. J.-C. ; XVIII^{e} siècle à nos jours ; Pontee *et al.*, 1998) sans que la cote actuelle ne soit dépassée (Stephan et Goslin, 2014 ; fig. 28).

2.2.2. Édification holocène de l'estuaire de la Gironde suite à la remontée du plan d'eau océanique

Les conséquences de la remontée flandrienne ont été nombreuses. Sur le littoral, le trait de côte a fortement reculé. Dans les terres, les vallées incisées lors des périodes glaciaires ont été envahies par les eaux. Quant aux interfaces fleuve/océan, ils ont migré vers l'amont. Cette migration a conduit à une réorganisation totale de l'embouchure de la Garonne, à une profonde mutation du fond de vallée et, de fait, à la mise en place de l'estuaire de la Gironde. D'après les études menées à ce sujet (Allen *et al.*, 1974 ; Allen et Posamentier, 1993 ; Lericolais *et al.*, 1998 ; Pontée *et al.*, 1998 ; Clavé, 2001), la vallée de la Gironde a connu plusieurs mutations depuis le dernier maximum glaciaire avant d'acquérir sa configuration actuelle (fig. 28).

Phase 1 : de 18.000 à 10.000 BP, un système fluviatile préparant au système estuarien

Au Tardiglaciaire, la vallée actuelle de la Gironde était occupée par un fleuve périglaciaire à chenaux multiples anastomosés (Allen *et al.*, 1974 ; fig. 29). Ces chenaux associaient une forte pente et une charge alluvionnaire grossière de type sables, graviers et galets. Des sables éoliens venaient également alimenter le débit solide. La remontée du niveau marin de près de 70 m entre environ 18.000 et 10.000 BP (-120 à -50 m d'après Allen *et al.*, 1974) a fait migrer vers l'amont la ligne de rivage et l'influence maritime. Le fleuve, jusque-là fluviatile, est alors devenu une ria. On estime que vers 10.000 BP (~8100 av. J.-C.) la limite d'action de la marée dynamique atteignait (en plan seulement, pas en altitude) l'actuel estuaire moyen (Lericolais *et al.*, 1998).

Phase 2 : de ~ 8100 à 4000 av. J.-C., prédominance d'un chenal unique bordé de marais d'arrière-berge

L'importante transgression flandrienne tardiglaciaire a engendré une perte de compétence fluviale, due la diminution de la pente longitudinale du fleuve. Le cours d'eau s'est alors déchargé de ses sédiments grossiers, ce qui a conduit à un affinement de sa charge de fond et à un exhaussement de son lit. En réaction à ces changements, le fleuve aurait adopté un style à méandre au début de l'Holocène (Allen *et al.*, 1974). Sous l'effet simultané de la marée dynamique et de la transgression marine toujours en cours, des marais maritimes se seraient formés de part et d'autre de ces sinuosités à l'arrière de bourrelets alluviaux (fig. 29).

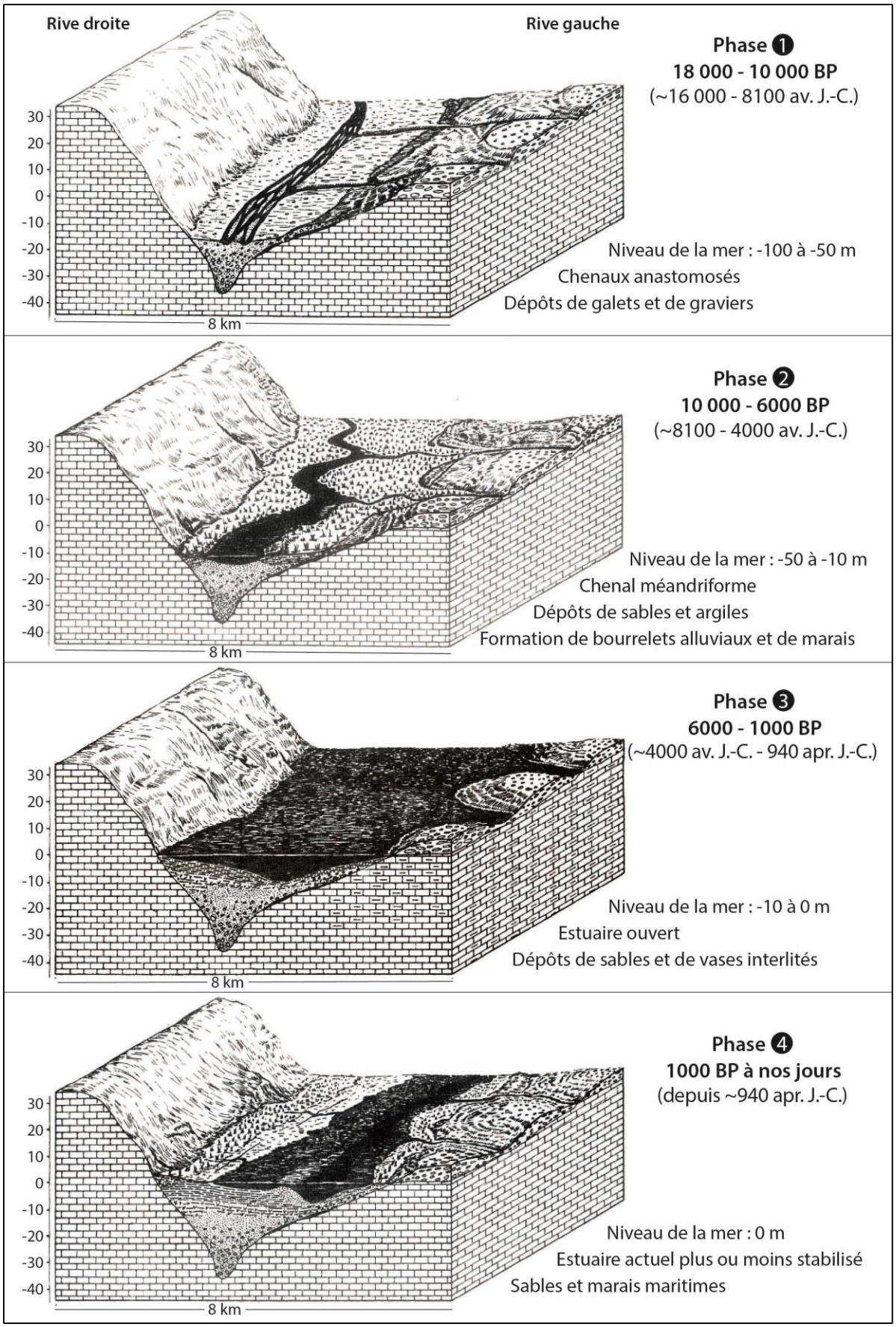


Fig. 29 – Évolution holocène de l'estuaire de la Gironde de Pauillac à l'océan. Repris d'Allen *et al*. (1974).

Phase 3 : de 4000 av. J.-C. au X^e siècle apr. J.-C., ennoiement du fond de vallée et remblaiement de l'estuaire

Jusqu'à la fin de l'Atlantique, la remontée du niveau de base s'est poursuivie à un rythme relativement soutenu de quelques mm/an (~2,3 mm/an de 6550 à 4070 av. J.-C. ; Stephan et Goslin, 2014). Le fleuve a réussi à s'adapter un temps mais l'alluvionnement est finalement devenu insuffisant pour remblayer l'estuaire au fur et à mesure de la transgression. La vallée de l'actuelle Gironde a alors été ennoyée. L'inondation semble avoir atteint son maximum vers 6000 BP (Lericolais *et al.*, 1998). Dès lors, la remontée marine s'est nettement ralentie et la configuration en estuaire ouvert a doucement disparu. Cet épisode transgressif est associé à une sédimentation sablo-vaseuse dans l'estuaire (Allen *et al.*, 1974 ; fig. 29). Grâce à cette sédimentation, qui s'est accrue lors du ralentissement de la remontée marine, l'estuaire s'est progressivement remblayé. À l'embouchure notamment, l'espace d'accommodation s'est fortement réduit (Pontee *et al.*, 1998g; fig. 30). Ce remblaiement de l'estuaire, à l'origine de sa forme en entonnoir actuel, s'est poursuivi grâce à la progradation des alluvions sur les vases et les sables tidaux précédemment déposés.

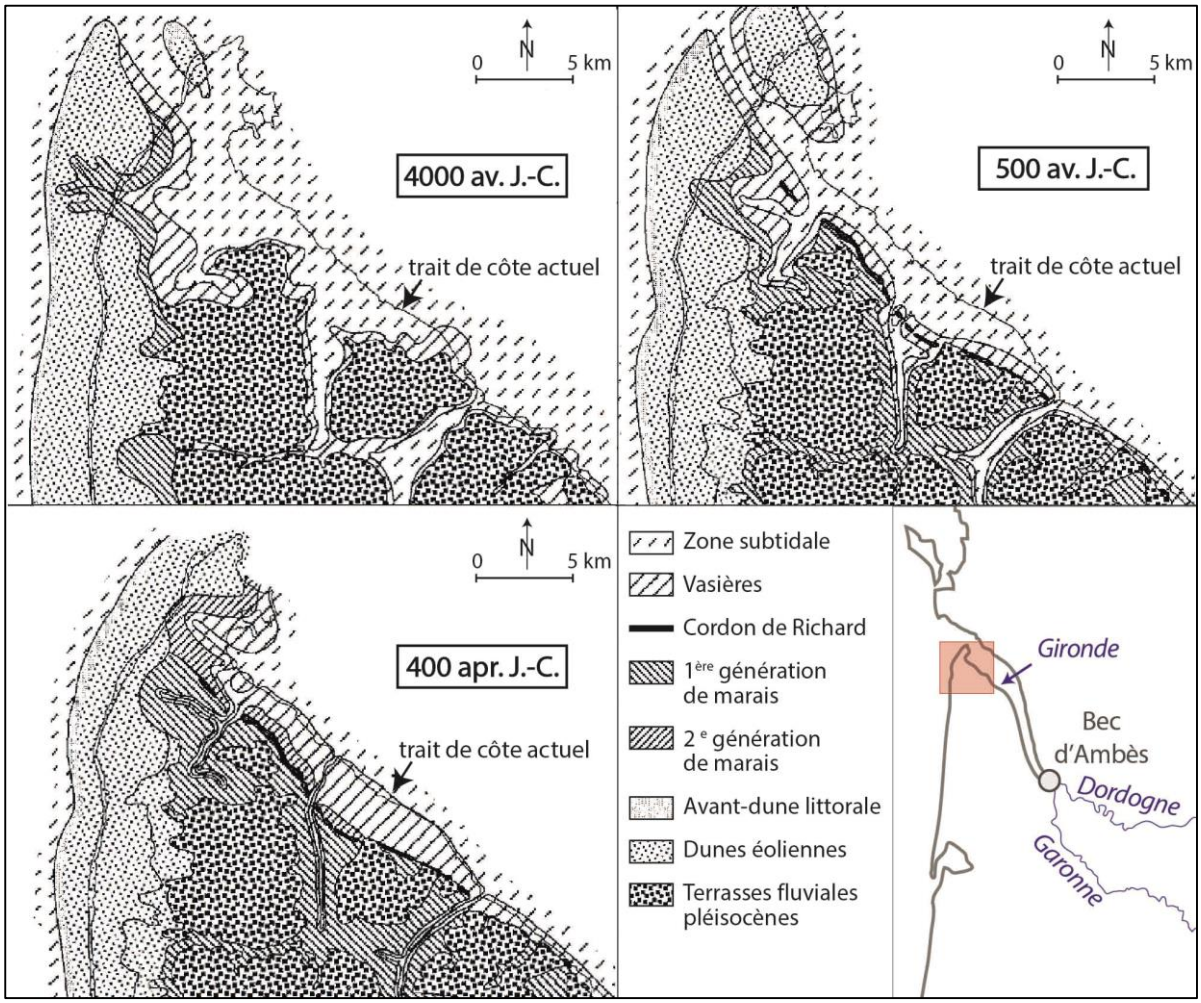


Fig. 30 – Évolution holocène du nord Médoc, rive gauche de l'estuaire marin. Repris de Pontee *et al*. (1998).

Phase 4 : depuis le X^e siècle apr. J.-C., un état d'équilibre

La stabilisation du niveau marin a finalement permis à l'estuaire d'atteindre un équilibre entre le débit liquide, la charge solide, le débit fluvial et la marée dynamique. Cet état d'équilibre s'est traduit par le développement d'îles alluviales dans l'estuaire amont, du remblaiement définitif des rives du bas-estuaire et de la mise en place des marais maritimes. À partir du XVI^e siècle, l'estuaire a acquis un aspect comparable à l'actuel (Allen *et al.*, 1974). Les quelques évolutions notables depuis le Moyen Âge sont une migration des îles alluviales du haut-estuaire vers l'aval et une modification de la passe à l'embouchure sous l'impulsion de l'Homme soucieux d'améliorer la navigabilité du fleuve (Allen *et al.*, 1974).

2.2.3. Quelques données sur l'évolution holocène de la Garonne à Bordeaux

Les seules données préexistantes sur l'évolution holocène de la Garonne maritime proviennent de l'étude approfondie de deux carottages sédimentaires à Bordeaux, à quelques centaines de mètres de la rive gauche (Konik *et al.*, 2006 ; Leroyer *et al.*, 2006). Leurs données stratigraphiques laissent supposer, conformément à l'évolution de la Gironde, le passage d'un régime fluvial à un régime fluvio-maritime.

Arrivée de l'influence maritime vers 6500 av. J.-C. ?

La présence de galets, de graviers et de sables originaires des Pyrénées et du Massif-Central sur le substrat calcaire laissent penser qu'au Tardiglaciaire, la Garonne bordelaise avait une dynamique fluviale très énergique (Konik *et al.*, 2006 ; Leroyer *et al.*, 2006). Les auteurs soupçonnent que le fleuve adoptait alors un style anastomosé, comme supposé par Allen *et al.* (1974) dans l'estuaire de la Gironde. Cette dynamique semble avoir changé vers 6500 av. J.-C. : la sédimentation grossière a fait place à une sédimentation limono-argileuse, les grains de quartz supérieurs à 150 µm sont devenus moins anguleux et des lamines sont apparues. Ceci est interprété comme le passage d'une dynamique fluviatile énergique à une dynamique plus faible de type estuarienne. Les lamines seraient, de fait, des lamines tidales traduisant l'influence de la marée. Parallèlement à cela, le fleuve aurait adopté un style à méandres (Konik *et al.*, 2006).

Des zones humides dès 6000 av. J.-C. et un impact anthropique dès 5000 av. J.-C.?

À partir d'un niveau daté d'environ 6000 av. J.-C., de nombreux débris végétaux, des mouchetures de matière organique et des sulfures apparaissent dans la séquence prélevée à 200 m en rive gauche du chenal actuel. Ils traduisent vraisemblablement la mise en place d'une zone marécageuse. Une roselière s'y est développée durant quelques décennies (Leroyer *et al.*, 2006) alors que la marée se faisait fortement sentir (présence de lamines). Elle aurait ensuite disparue avec l'influence tidale (éloignement du chenal ?). La zone marécageuse se serait progressivement remblayée au cours des 7000 dernières années. La sédimentation connexe se compose de limons riches en matière organique et fait état à la fois de la disparition progressive du milieu forestier et d'une augmentation de la taille des grains de quartz.

L'hypothèse privilégiée pour interpréter ces variations est celle d'une augmentation du ruissellement consécutive à un début de déforestation (Konik *et al.*, 2006).

2.2.4. Connaissances sur l'évolution holocène de la Garonne amont

Tout comme la Garonne maritime, l'histoire de la de la Garonne fluviatile est encore peu connue. Les seules données existantes concernent la moyenne vallée de la Garonne entre Toulouse et la confluence du Tarn (fig. 5 ; Valette et Carozza, 2010 ; Ferdinand, 2014 ; David *et al.*, 2015). Au cours de l'Holocène, cette portion de la Garonne a connu plusieurs phases d'incision et de remblaiement. L'histoire du style fluvial de la « Garonne toulousaine » durant cette même période n'a pu être que très rarement précisée.

Incision majeure à l'Atlantique

La période pré-Atlantique est encore peu documentée. Le seul événement notable mis en évidence à ce jour est l'établissement d'une couverture limono-sableuse dans la plaine alluviale qui a permis le développement d'une chênaie mixte (Ferdinand, 2014). Cette période d'alluvionnement a été suivie d'environ 6950 à 3100-2500 av. J.-C. d'une incision majeure du fond de vallée. L'incision des cours d'eau est généralement liée à un déséquilibre entre la charge solide et la charge solide, au profit de cette dernière (Lane, 1955). Il est ainsi probable que l'épisode d'incision atlantique soit lié à la fois à la bio-stabilisation par la chênaie mixte, qui a réduit la recharge sédimentaire en limitant l'érosion des versants, et au climat chaud et humide en vigueur à cette époque, qui a accru les apports hydriques.

Aggradation et mobilité latérale au Subboréal

À l'inverse, la Garonne toulousaine semble avoir connu une phase d'aggradation au Subboréal au cours de laquelle les dépressions atlantiques ont été remblayé par un alluvionnement sablo-limoneux (Ferdinand, 2014). Là encore, un lien peut être établi avec le changement climatique, le climat relativement froid et sec du Subboréal réduisant les apports hydriques et la couverture végétale. Il est d'ailleurs démontré que la chênaie mixte s'est considérablement réduite dès la fin de l'Atlantique (Ferdinand, 2014). Cette sédimentation s'est accompagnée d'une dynamique de déplacement latéral des chenaux de type méandriforme (Carozza *et al.*, 2013).

Variabilité de la dynamique érosive au Subatlantique

Une nouvelle phase d'incision est survenue au début du Subatlantique en aval de Toulouse. De courte durée (probablement celle de l'âge du Fer), elle a été suivie de diverses phases d'aggradation et d'incision en particulier durant l'âge du Bronze et l'Antiquité (Ferdinand, 2014). Au cours de l'Optimum climatique médiéval, le fleuve paraît peu énergique, ne transportant qu'une charge sableuse dans un chenal plus étroit qu'aujourd'hui. Il s'est ensuite redynamisé au Petit Âge Glaciaire ce qui s'est traduit par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des crues (David *et al.*, 2015). Depuis le XIX^{e} siècle, la Garonne toulousaine paraît moins dynamique

(diminution des grandes crues) et connait une « simplification » de son style fluvial : les îles fluviales disparaissent et le chenal unique et sinueux se contracte. Cela résulte certainement des interventions anthropiques et des conditions hydro-géomorphologiques locales, bien que la part de responsabilité de chacun de ces facteurs soit encore discutée (David *et al.*, 2015).

2.3. UN SYSTÈME FLUVIO-MARITIME ANTHROPISÉ DÈS LE NÉOLITHIQUE

2.3.1. Des actions humaines modérées du Néolithique au milieu du XIX^{e} siècle

La vallée de la Garonne apparaît de nos jours comme une terre agricole et un axe de communication privilégié. Loin d'être récent, ce caractère a été acquis dès la Néolithique avec la sédentarisation de l'Homme.

L'être humain a commencé à cultiver le blé en val de Garonne vers 4000 av. J.-C. (Ferro, 1982). La vigne, valeur forte du patrimoine girondin, est apparue plus tardivement au début de l'Antiquité (Lavaud, 2013). La fin de cette période marque d'ailleurs un véritable essor agricole : on diversifie les cultures et, surtout, on réalise de grands défrichements pour augmenter la surface cultivable. La vallée de la Garonne se transforme peu à peu en une mosaïque de champs et de vignes au détriment des forêts telle que la chênaie mixte.

Parallèlement, la navigation du fleuve prend de l'ampleur. À l'âge du Bronze, la Garonne fait partie intégrante de la route de l'étain qui relie la Méditerranée à l'Atlantique. À l'Antiquité, Bordeaux, Toulouse ou encore Agen (fig. 32) deviennent des ports très actifs et des ports secondaires voient progressivement le jour comme à Langoiran (fig. 31) ou Isle-Saint-Georges (fig. 31), les deux sites étudiés dans le cadre de la thèse. Cet essor de la navigation est favorisé

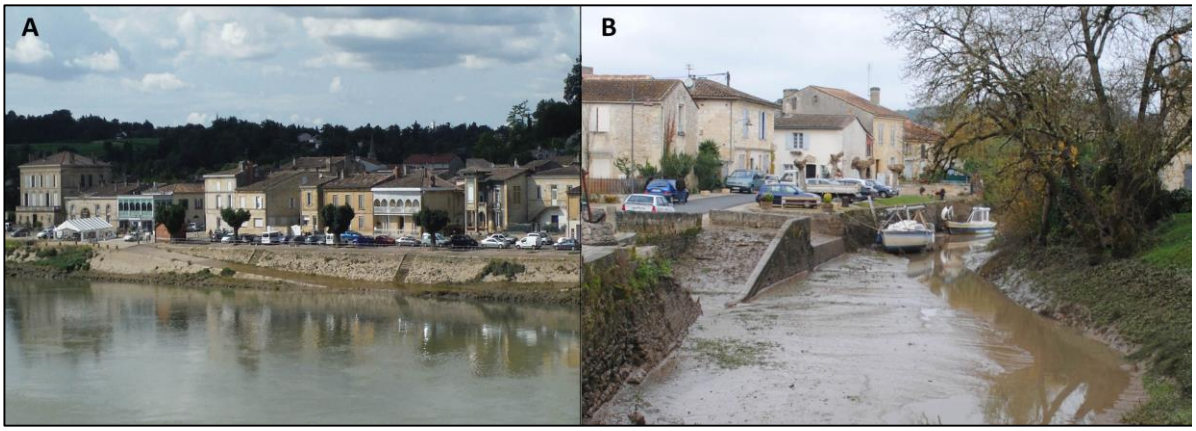


Fig. 31 – Les port de Langoiran (A) et Isle-Saint-Georges (B). A : Photographie prise le 2 juillet 2014 à marée basse. Le port de Langoiran est l'un des premiers ports avec des quais bâtis. Il a connu son apogée au XVIII^{e} siècle apr. J.-C. ; B : Photographie prise le 27 novembre 2011, à marée basse. Le port d'Isle-Saint-Georges est l'un des plus anciens ports de la Garonne. Il se situe aujourd'hui au centre du bourg, sur le Saucats, affluent de la Garonne.

au XII^{e} siècle par le commerce du vin (Lavaud, 2013) puis freiné par la Guerre de Cent Ans (XIV-XV^{e} siècle). Il faudra finalement attendre le XVIII^{e} siècle pour que le transport fluvial soit à son apogée (EPTB Garonne, 2008). En tout temps, la navigation resta néanmoins soumise à deux difficultés majeures : la variabilité hydro-climatique du fleuve (étiages, crues, marée) et les obstacles naturels en lit mineur (îles). Dès le XVII^{e} siècle, un obstacle anthropique se surimpose avec la mise en place des épis hydrauliques. Créés à l'initiative de propriétaires fonciers soucieux de gagner du terrain, ces épis font barrière aux embarcations en plus d'engendrer des problèmes d'instabilité de berge (Valette et Gazelle, 2000). Pour s'affranchir de toutes ces contraintes, les gestionnaires entreprirent de rectifier le tracé fluvial et de construire un grand canal latéral à la Garonne. Les premières mesures de rectification de tracé remontent au début du XIX^{e} siècle quand, sous l'impulsion des ingénieurs des Ponts et Chaussées, des plantations sont réalisées le long des berges. L'objectif est de forcer l'alluvionnement pour acquérir des berges régulières et parallèles. Cette technique a permis de remblayer plusieurs bras secondaires dès les années 1850, notamment dans le secteur de Caudrot à l'amont de la Garonne maritime (PK 10, fig. 6 et 9 ; Valette et Gazelle, 2000). Elle s'est accompagnée de l'installation des premières digues, d'épis et d'enrochements. Des dragages ont également été effectués, en particulier en rive gauche de l'estuaire marin pour créer une voie navigable perpendiculaire à la houle dominante (Allen *et al.*, 1974). Le canal latéral à la Garonne a été construit de 1838 à 1856 entre Toulouse, en Garonne de plaine, et Castets-en-Dorthe, en Garonne maritime (193 km de longueur ; fig. 32 et 33). En plus de favoriser le transport fluvial garonnais, son but était de prolonger le canal du Midi et de relier ainsi l'océan Atlantique à la mer Méditerranée. À son ouverture, le canal s'est supplanté à la voie fluviale en matière de transport de marchandises, mais pour très peu de temps. Les nombreuses redevances exercées par le gestionnaire, et peut-être aussi le petit gabarit du canal (18 m de largeur, 2,20 m de mouillage), ont entraîné un déclin rapide (quelques années) de l'activité dans le canal.

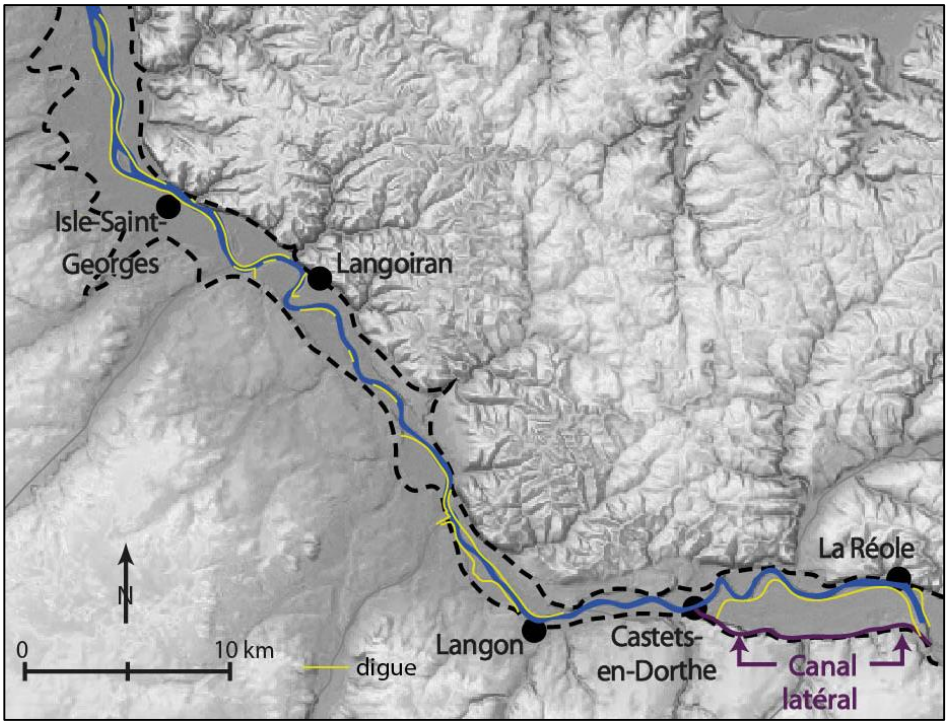


Fig. 32 – Les digues de la Garonne maritime en amont de Bordeaux. D'après le Syndicat Mixte d'Études et d'Aménagement de la Garonne (SMEAG).

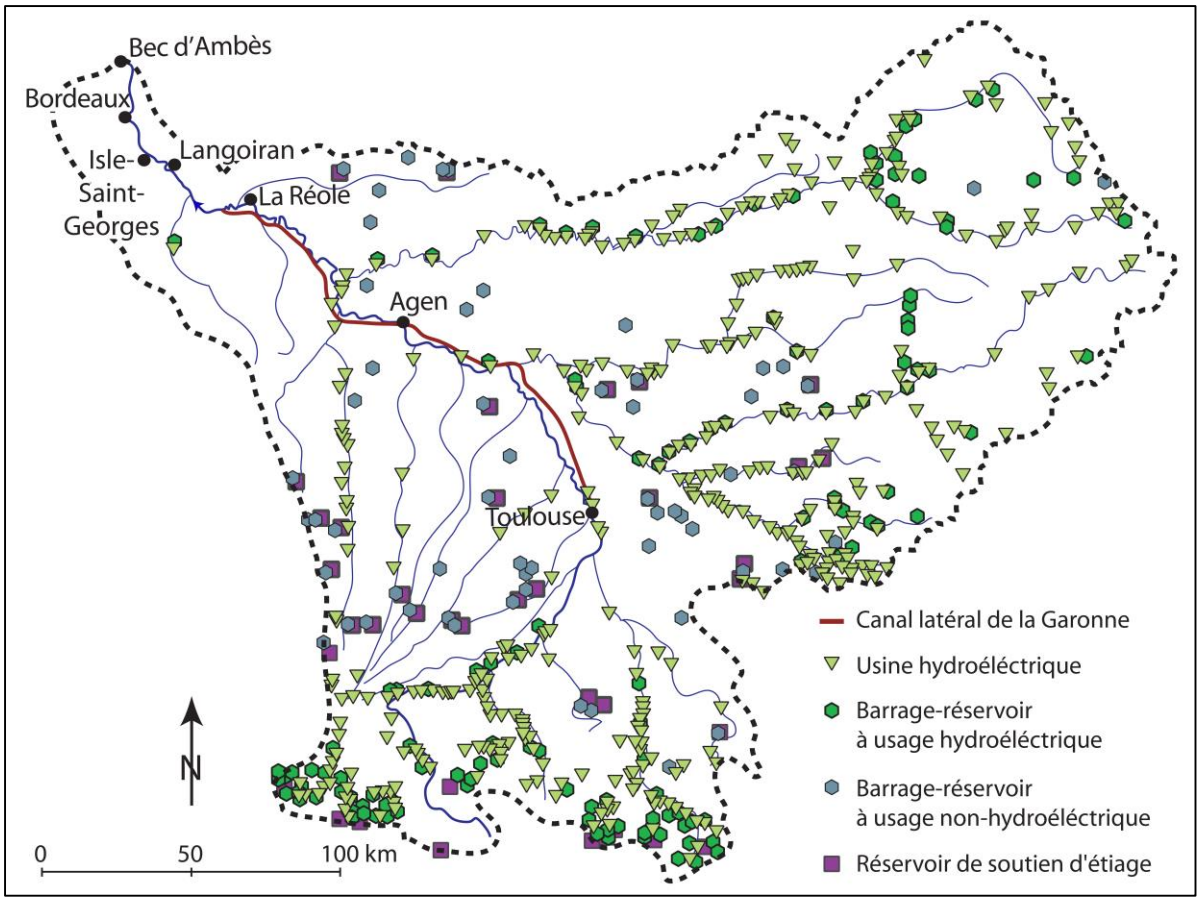


Fig. 33 – Les aménagements hydrauliques dans le bassin-versant de la Garonne. Données récoltées auprès de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne.

2.3.2. Chenalisation et dragage du milieu du XIX^e^ au XXI^e^ siècle

La seconde moitié du XIX^e^ siècle marque l'apparition de grands aménagements dans l'estuaire de la Gironde en faveur, là encore, de la navigation. La passe de rive gauche est approfondie par d'importants dragages (800.000 m^3 en 1882 ; Froidefond, 1982) tandis que des îles sont rattachées à la berge ou entre elles, à l'exemple du trio île Cazeau – île Verte – ïle du Nord dans l'estuaire moyen. Par ailleurs, des épis et des digues sont installés pour canaliser le courant de marée (Allen *et al*., 1979).

Au XX^e^ siècle, l'endiguement se systématise en val de Garonne tandis que les dragages s'intensifient. L'endiguement de ce siècle visait essentiellement à se protéger des inondations pour éviter de nouvelles catastrophes comme la crue de 1875 qui a fait plus de 400 victimes et ravagé les cultures de fond de vallée. À ce jour, la Garonne maritime compte 106 km de digues de 1 à 4 m de hauteur (EPTB Garonne, 2012 ; fig. 32). Le dragage, qui aspirait au début au maintien de la profondeur navigable dans le chenal, s'est amplifié dans les années 1950 au profit de l'industrie du granulat, matériaux très utilisés pour la construction des routes et des bâtiments. Face à la demande, de très importantes extractions de granulats ont été réalisées en lit mineur, ce qui engendra des conséquences néfastes. En l'espace de quelques décennies seulement, la ligne d'eau s'est abaissée de près d'1,5 m en moyenne, la

charge de fond de la Garonne maritime s'est considérablement affinée, le fleuve a incisé pour compenser le déficit sédimentaire (Steiger *et al*., 1998), plusieurs zones humides ont été asséchées et les capacités d'autoépuration du fleuve ont diminué (Auzie *et al.*, 2003). Face à ces multiples dommages, les pouvoirs publics ont finalement interdit l'extraction en lit mineur par décret en 1985. Depuis, les anciennes gravières ont été recolonisées par la végétation ou reconverties en plan d'eau, comme en basse Garonne, et les dragages n'ont plus qu'un seul but : limiter l'envasement des fonds estuariens pour maintenir une profondeur navigable dans l'estuaire. D'ailleurs, les embarcations de marchandises en provenance de l'océan se limitent essentiellement à la Gironde et ne naviguent plus en amont de Bordeaux, exception faite des barges spécialement conçues pour le transport des pièces de l'Airbus A380 qui remontent le fleuve jusqu'à Langon.

Le XX^{e} siècle est aussi le siècle des grands aménagements hydrauliques en faveur de l'industrie hydroélectrique et de l'amortissement des risques fluviaux. Au total, environ 380 usines hydroélectriques, 150 barrages réservoirs et plus d'une trentaine de réservoirs de soutien d'étiage ont été construits dans le bassin-versant de la Garonne, dont aucun en Garonne maritime (fig. 33). Les réservoirs de soutien d'étiage visent notamment à contrer les effets néfastes de l'irrigation qui aggrave sans conteste les étiages.

Depuis la loi sur l'eau de 1992, les relations Homme/Garonne sont en plein renouveau. Les interventions n'ont plus qu'un objectif : restaurer et entretenir le lit et les berges tout en valorisant le patrimoine naturel.

En somme, tous les facteurs de contrôle de la dynamique fluviale sont susceptibles d'avoir agi sur la Garonne maritime au cours de l'Holocène. La tectonique a joué un rôle prépondérant dans la structuration de la vallée et il est donc tout à fait possible qu'elle ait rejoué à l'Holocène. Quant aux effets du climat et de l'eustatisme, leur rôle est avéré à l'Holocène. Les variations hydroclimatiques ont directement impacté la partie fluviatile de la Garonne tandis que la remontée du niveau marin a totalement édifié l'estuaire de la Gironde. Interface spatiale et hydro-sédimentaire entre ces deux systèmes, la Garonne maritime a donc considérablement évolué elle aussi. En outre, la limite d'atteinte de la marée dynamique se situait (en plan) dans l'actuel estuaire moyen vers 10.000 BP et aux environs de Bordeaux vers 8000 BP (fig. 34). La Garonne aujourd'hui maritime n'avait donc aucun caractère maritime au début de l'Holocène. Il est impossible pour l'heure de dire à quel moment de la période post-glaciaire l'influence tidale a atteint les sites d'étude puis son emplacement actuel. Par ailleurs, au cours de la transgression flandrienne, le lit de la Gironde a connu une aggradation quasi-continuelle (effet d'estuarisation) alors que la Garonne amont a incisé à plusieurs reprises, en particulier à l'Atlantique. Les premiers éléments d'information tendent à indiquer que la Garonne maritime bordelaise a connu une évolution très similaire à celle de la Gironde (fig. 35). Néanmoins, cela se base sur quelques rares séquences stratigraphiques situées à l'aval de la Garonne maritime. Il est envisageable qu'en amont le

tronçon touché plus tardivement par l'influence tidale ait connu une évolution plus proche du système fluviatile. Un ultime facteur doit être pris en considération dans la réflexion : l'anthropisation. Dès le Néolithique, l'Homme a impacté le couvert végétal, ce qui a pu réduire les apports sédimentaires et engendrer là aussi des modifications morphologiques. D'ailleurs, l'Homme a modifié directement la géométrie du chenal depuis le XVIII^{e} siècle, en plus d'installer divers obstacles au bon transfert des débits liquide et solide. Il sera donc intéressant de voir la réponse du fleuve et le rôle précis joué par chacun des facteurs dans l'évolution récente.

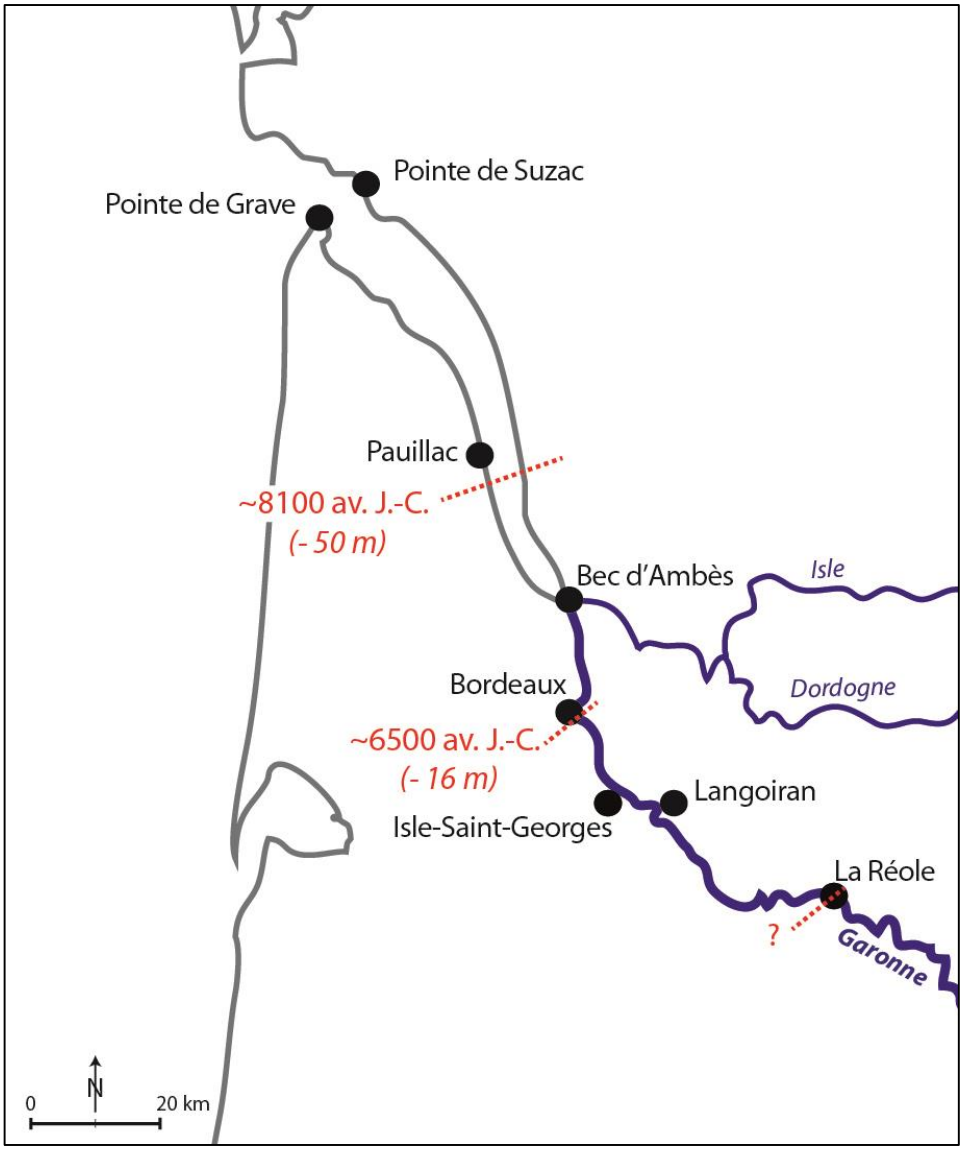


Fig. 34 – Avancée holocène de l'influence tidale et niveau marin relatif.

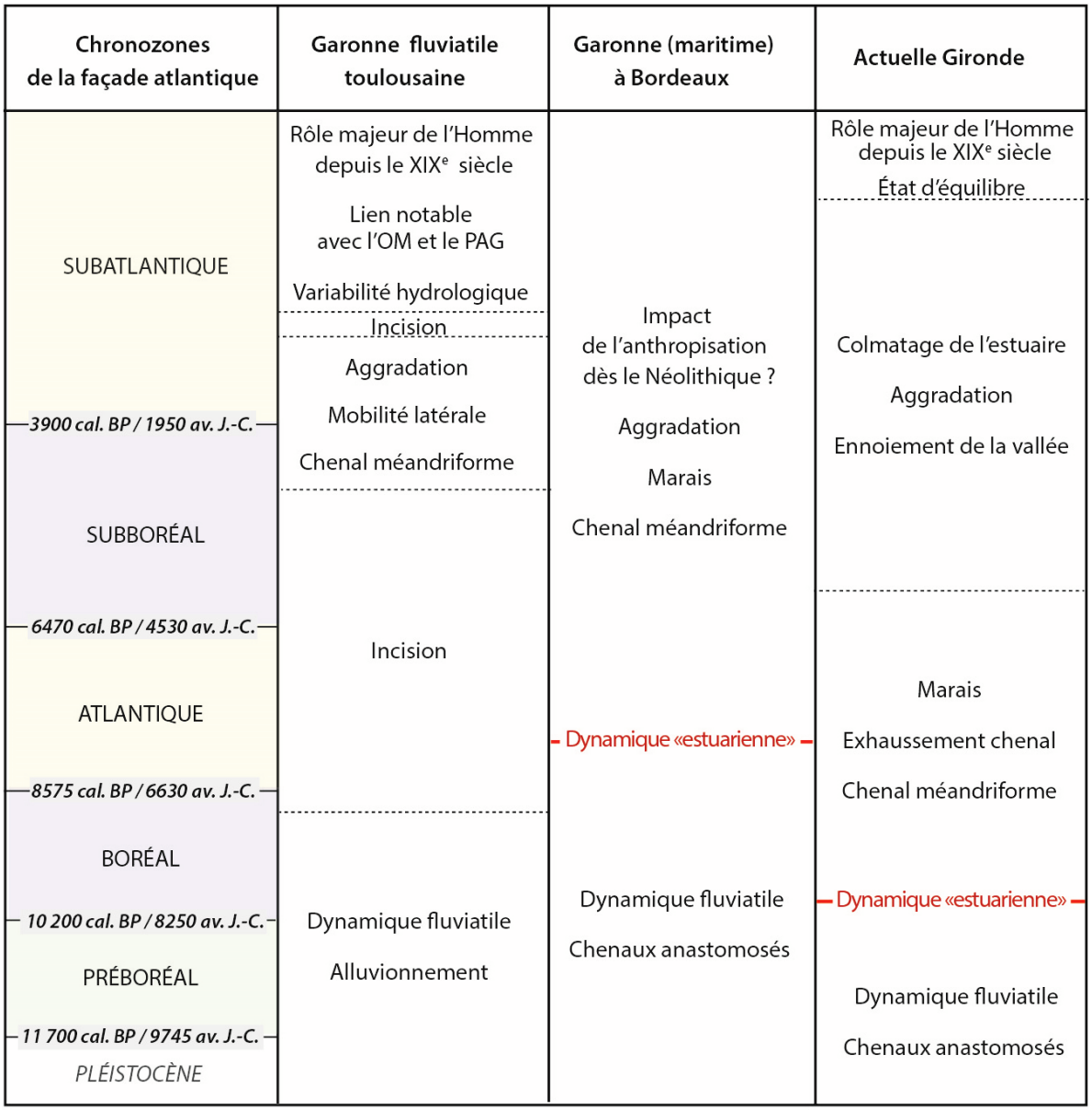


Fig. 35 – Synthèse des hypothèses d'évolution holocène de la Garonne à Toulouse, à Bordeaux et en Gironde.

Conclusion

De la Réole au Bec d'Ambès, la Garonne possède aujourd'hui un chenal unique et sinueux soumis à la fois 1) aux processus fluviaux (crue, étiage, apports sédimentaires) déterminés par les caractéristiques du bassin-versant (climat, nature des roches, pente, réseau hydrographique) et 2) aux processus maritimes (marée, houle, mascaret) déterminés par les astres et les conditions météorologiques. Cette particularité est rendue possible par la cote marine actuelle et la morphologie du chenal (forme en entonnoir, faible pente) qui favorise la remontée de la marée dans le chenal fluvial. Le niveau marin a fortement augmenté au cours de l'Holocène, ce qui a fait migrer vers l'amont la limite d'atteinte de la marée dynamique, en plus de modeler la morphologie de l'estuaire en entonnoir. Il est donc certain que pendant une partie de l'Holocène, la Garonne maritime n'avait ni ses limites ni sa morphologie actuelles. Les premiers éléments acquis dans les environs de Bordeaux tendent à démontrer que l'évolution du secteur est assez comparable à celle de la Gironde, avec le passage de chenaux multiples anastomosés à un chenal unique et sinueux, suivie d'une sédimentation vaseuse dans le chenal (Gironde) et à l'arrière des berges (Gironde, Garonne vers Bordeaux). Cela nécessite néanmoins des investigations complémentaires, d'autant plus que Bordeaux se situe dans le tiers aval de la Garonne maritime. Il est possible qu'en amont, l'évolution ait été plus similaire à celle de la Garonne fluviatile, ou du moins pendant plus longtemps. L'enjeu de la seconde partie de cette thèse va être de reconstituer l'évolution du fond de vallée à l'échelle des sites témoins de Langoiran et d'Isle-Saint-Georges. Ces sites se situent dans le tiers central de l'estuaire mais marquent la limite entre une partie amont relativement proche de la morphologie fluviatile (chenal sinueux, bancs de convexité, largeur stable ; site de Langoiran) et une partie aval plus proche de la morphologie girondine (chenal subrectiligne, évasement du chenal vers l'aval ; site d'Isle-Saint-Georges). Ces sites se situent également dans la zone de migration du bouchon vaseux, qui confère au tronçon un important enrichissement en fines dans tous les milieux de sédimentation. En outre, la comparaison entre les archives sédimentaires et le référentiel granulométrique acquis dans les milieux de sédimentation actuels devrait permettre : 1) de constater une évolution de la compétence du cours d'eau, 2) de situer les points de prélèvement par rapports aux paléo-milieux de sédimentation et 3) de voir si ces paléo-milieux de sédimentation sont plus proches de la Garonne fluviatile ou de la partie amont, centrale ou aval de l'estuaire actuel. Enfin, il faudra également garder en mémoire que d'autres facteurs ont pu contribuer à l'évolution du fleuve : la tectonique et l'Homme. La tectonique a un rôle ancestral dans l'histoire de la vallée. De nombreuses failles lui sont sous-jacentes et ont pu engendrer, en cas de réactivation, un déplacement du chenal. L'anthropisation est un fait bien plus récent mais tout aussi conséquent, l'Homme intervenant à la fois directement sur la morphologie du cours d'eau (chenalisation) et indirectement *via* le couvert végétal (déforestation), l'état des sols (érosion, bétonisation), la charge solide (extraction de granulat) et la charge liquide (prélèvement pour l'agriculture).

Deuxième partie

Reconstitution des paléoenvironnements fluviaux holocènes à Langoiran et à Isle-Saint-Georges

« *Lorsque des éléments, des détails, même anodins, reviennent régulièrement dans une enquête, il faut toujours les retenir, parce qu'ils dissimulent à coup sûr une signification profonde*. »

Jean-Christophe Grangé, *Les rivières pourpres*, 1998

Introduction

Cette partie porte exclusivement sur la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux qui se sont succédé à l'Holocène sur les sites de Langoiran et d'Isle-Saint-Georges.

Divers « témoins » du passé ont été nécessairement acquis pour retracer l'histoire de la Garonne et son fond de vallée. Parmi eux, les archives sédimentaires, véritable pilier de l'étude, auxquelles s'ajoutent les données géophysiques, biologiques, géomorphologiques et historiques. La nature exacte de ces sources d'information, leur pertinence et leur mode d'acquisition seront exposés en tout premier lieu (chapitre 3). Chaque grand ensemble de données fera ensuite l'objet d'une description approfondie puis d'une interprétation en termes paléoenvironnemental, paléohydrographique, paléohydrologique, paléohydraulique (si possible) et géoarchéologique (chapitre 4).

Chapitre 3

SOURCES ET METHODES D'ETUDE

Il n'est plus à démontrer que les études paléo-environnementales nécessitent une approche multi-données (Bravard, 2002 ; Salvador et al.*, 2009 ; Arnaud-Fassetta, 2011). L'approche mise en place dans le cadre de cette thèse combine les informations archéologiques avec les données historiques, géomorphologiques, géophysiques, chronostratigraphiques, sédimentologiques et biologiques (Lescure et Arnaud-Fassetta, 2015 ; Lescure* et al.*, 2015). La stratigraphie constitue la clef de voûte de ces diverses analyses qui ont toutes contribué à identifier les paléo-milieux fluviaux et à caractériser la dynamique spatio-temporelle des paléochenaux.*

Ce chapitre présentera à la fois les données préexistantes (histoire, archéologie), les données acquises sur les archives sédimentaires (stratigraphie, sédimentologie, géophysique) et les données de référence acquises sur les milieux actuels pour servir d'analogue (image CM, ostracodes). Ces sources d'informations seront abordées en suivant leur ordre d'acquisition et leur intérêt paléohydrographique, paléohydrologique et paléohydraulique. Sans rentrer dans le détail, quelques résultats seront énoncés à titre d'illustration ou pour souligner les limites des outils. Par ailleurs, certaines données ont été acquises ou traitées par une tierce personne qui est, dans ce cas, mentionnée.

3.1. DETECTION DE PALEO-TRACES A PARTIR DES DONNEES PREEXISTANTES

3.1.1. Les archives historiques

Les archives iconographiques et textuelles sont très utiles pour retracer l'évolution du fleuve au cours des trois derniers siècles et recueillir des indices paléo-hydrographiques pour les périodes plus anciennes. Sept séries de cartes ou de plans couvrant les XVIII^{e} et XIX^{e} siècles ont été recensées et utilisées : la carte de Matis (1716), la carte de Cassini (1762-1778), la carte de Guyenne (1761-1789), un plan anonyme du cours de la Garonne en 1830

particulièrement précis (1/5000e) et indiquant les rectifications de tracé prévues, le cadastre napoléonien (1810-1853), la carte d'État-Major (1848-1855) et une seconde carte anonyme de 1868 (fig. 36). Pour le XXe siècle, deux séries de photographies ont été employées. La première date de 1930 et la seconde de 1971 (fig. 36). Une étude comparative et diachronique de ces divers documents et de la carte topographique actuelle (2010) permet de reconstituer l'évolution des îles, des bancs alluviaux et du tracé de la Garonne depuis le XVIIIe siècle. Ainsi, la longueur d'onde du méandre de Langoiran a diminué depuis le XVIIIe siècle alors que le tracé fluvial n'a pas changé vers Isle-Saint-Georges. Dans le même temps, plusieurs îles fluviales ont disparu (fig. 37). L'imprécision inhérente aux cartes anciennes implique néanmoins la plus grande prudence, en particulier pour les cartes du XVIIIe siècle et celles aux plus petites échelles (carte de Matis, fig. 37 ; cartes de Cassini et d'État-Major). Ces divers documents peuvent également fournir des indices sur le réseau hydrographique antérieur grâce à la toponymie, l'occupation du sol ou, encore, le réseau de drainage. La présence de paluds (« palus » dans l'idiome local), par exemple, peut traduire l'emplacement d'anciens marais ou d'un ancien chenal de même que la notion d'« isle » peut révéler le passé insulaire du lieu. Il est ainsi fort probable qu'Isle-Saint-Georges ait été, à une période qu'il reste à déterminer, une île de la Garonne. Le réseau de drainage peut être quant à lui le vestige d'anciens chenaux plus importants et délimiter d'anciennes îles ou bancs alluviaux.

Nom du document	Auteur(s) / Source	Date levés	Échelle
Carte du cours de la Garonne	Hippolyte Matis	1716	1/27 000
Carte générale de la France	famille Cassini	1762-1778	1/86 400
Carte de Guyenne	Pierre de Belleyme	1761 à 1789	1/43 200
Cadastre napoléonien	Divers	1810-1853	1/10 000
Plan du cours de la Garonne	Anonyme	1830	1/5000
Carte d'État-Major	Divers	1848-1855	1/80 000
Carte de la Garonne	Anonyme	1868	1/10 000
Photographie aérienne	IGN	1930	-
Photographie aérienne	IGN	1971	-
Carte topographique de la Brède	IGN	2010	1/25 000

Fig. 36 – Liste des documents utilisés pour l'étude diachronique récente de la Garonne maritime.

Outre ces données iconographiques, un texte de 1232 apr. J.-C. au sujet de la dîme fait mention d'une île « *au milieu du fleuve, entre Cambes et l'Isle* (Isle-Saint-Georges) » (Ducaunnès-Duval, 1892), secteur ne comportant actuellement aucune île fluviale. Cette information d'un grand intérêt est la seule recensée à ce jour dans les textes anciens. Pour ces périodes médiévales et plus anciennes, les fouilles archéologiques peuvent fournir de plus amples informations.

3.1.2. Les données archéologiques

Les données archéologiques et le texte ancien cité précédemment ont été fournis par Sylvie Faravel, pour Langoiran, et Anne Colin, pour Isle-Saint-Georges, toutes deux historiennes

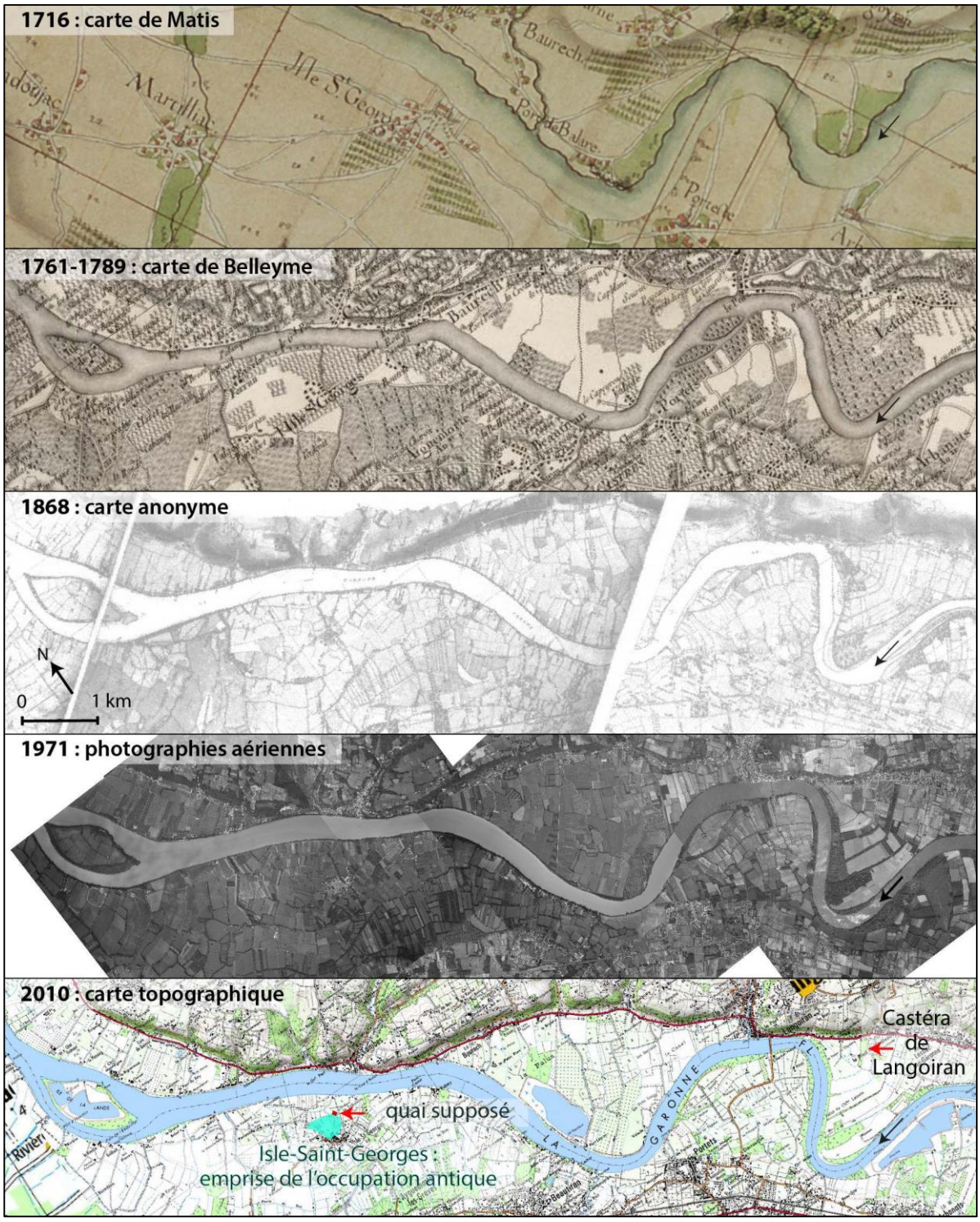


Fig. 37 – Évolution de la Garonne sur le tronçon Langoiran-Isle-Saint-Georges depuis 1716. Sources : IGN (carte de Matis, carte topographique et photographies aériennes), Archives départementales du Lot-et-Garonne (carte de Belleyme en accès libre sur http://www.cg47.org/), Archives nationales (carte anonyme de 1868, référence F-1410059-1). L'étude diachronique des différentes archives démontre un resserrement du méandre présent vers Langoiran depuis le XVIII^{e} siècle. En revanche, le tracé de la Garonne ne semble pas avoir connu de changement notable au voisinage d'Isle-Saint-Georges. Entre ces deux secteurs, plusieurs îles fluviales semblent avoir disparues au cours du XX^{e} siècle, après d'être développées au XVIII^{e} siècle. L'imprécision importante de la carte de Matis qui, en particulier, ne place pas le versant de rive droite au même endroit que les autres documents, incite néanmoins à la prudence concernant l'absence d'île sur cette portion du fleuve en 1716.

et/ou archéologues au sein de l'université Bordeaux-Montaigne et de l'Institut Ausonius. Si l'histoire paléoenvironnementale est d'un grand intérêt pour les études archéologiques, ces dernières sont d'une grande utilité pour reconstituer les paléoenvironnements puisque certains vestiges archéologiques sont de très bons indicateurs de l'emplacement des paléochenaux. L'un des exemples les plus probants est la cale d'accostage qui, de fait, indique la position d'une berge. Un tel aménagement, empierré et datant du I^{er} siècle de notre ère, aurait été identifié dans les années 1980 à l'est du bourg d'Isle-Saint-Georges (fig. 37). Sa présence reste néanmoins incertaine car très mal documentée (Colin *et al.*, 2015b). D'autres vestiges révèlent uniquement une activité liée au fleuve et donc, potentiellement, une grande proximité du chenal. C'est le cas des nombreux plombs pour filet de pêche mis au jour à Isle-Saint-Georges (Colin *et al*., 2015a) et sur le *castrum* du Castéra de Langoiran (Faravel, 2008, 2012). Des objets *a priori* sans lien avec le fleuve peuvent aussi se révéler très utiles pour la reconstitution paléohydrographique. Les dragages de la Garonne ont exhumé plusieurs épées de l'âge du Bronze à hauteur d'Isle-Saint-Georges (Roussot, 1972 ; Roussot-Larroque, 1989, 1992). De telles accumulations d'armes dans les cours d'eau sont généralement attribuées à des rites ou à des combats sur les gués, ces deux hypothèses étant en confrontation (Briard, 1971 ; Beyneix *et al.*, 1994). Dans les deux cas, les amas d'épées ne résulteraient pas d'un transport récent sur le fond du chenal mais d'un dépôt *in situ*, ce qui tend à indiquer que le fleuve occupait son emplacement actuel à certaines époques passées, du moins vers Isle-Saint-Georges. Il semblerait cependant que plusieurs épées de ce type aient aussi été trouvées dans la Garonne jusqu'à Bordeaux (Lièvre, 2001).

3.1.3. La topographie

La topographie actuelle peut aider à détecter les autres emplacements occupés par la Garonne maritime au cours de l'Holocène. En effet, les formes du relief relèvent des dynamiques naturelles (alluvionnement) et des dynamiques anthropiques (parcelles agricoles) elles-mêmes dépendantes de la nature du terrain. Elles sont donc susceptibles de mettre en exergue des paléo-formes fluviales. En outre, l'alignement des terrains et/ou les anomalies négatives du relief sont susceptibles de correspondre à d'anciens chenaux tandis que les anomalies positives peuvent correspondre à d'anciens bancs alluviaux, îles fluviales, deltas de rupture de levée ou cônes de déjection. La topographie a été étudiée à partir de quatre sources de données : 1) la carte topographique au 1/25.000 ; 2) les photographies aériennes de 0,5 m de résolution couvrant les années 2002 à 2013 (Géoportail, Google Earth ; fig. 38*)* ; 3) les observations de terrain et 4) les données LiDAR (Light Detection And Ranging : détection et télémétrie par ondes lumineuses) fournies par l'Institut Ausonius. Ces données LiDAR ont été acquises par l'IGN en 2011-2012. Elles offrent une haute précision de 20 cm en altimétrie et 50 cm en planimétrie (2 points de mesure/m²), ce qui s'est révélée indispensables pour distinguer des anomalies du relief car la plaine alluviale est très homogène d'un point de vue altimétrique. Par ailleurs, elles ont nécessité un traitement à l'aide d'un système d'information géographique (SIG) que j'ai effectué pour faire ressortir au mieux les anomalies du relief (fig. 39 et 40).

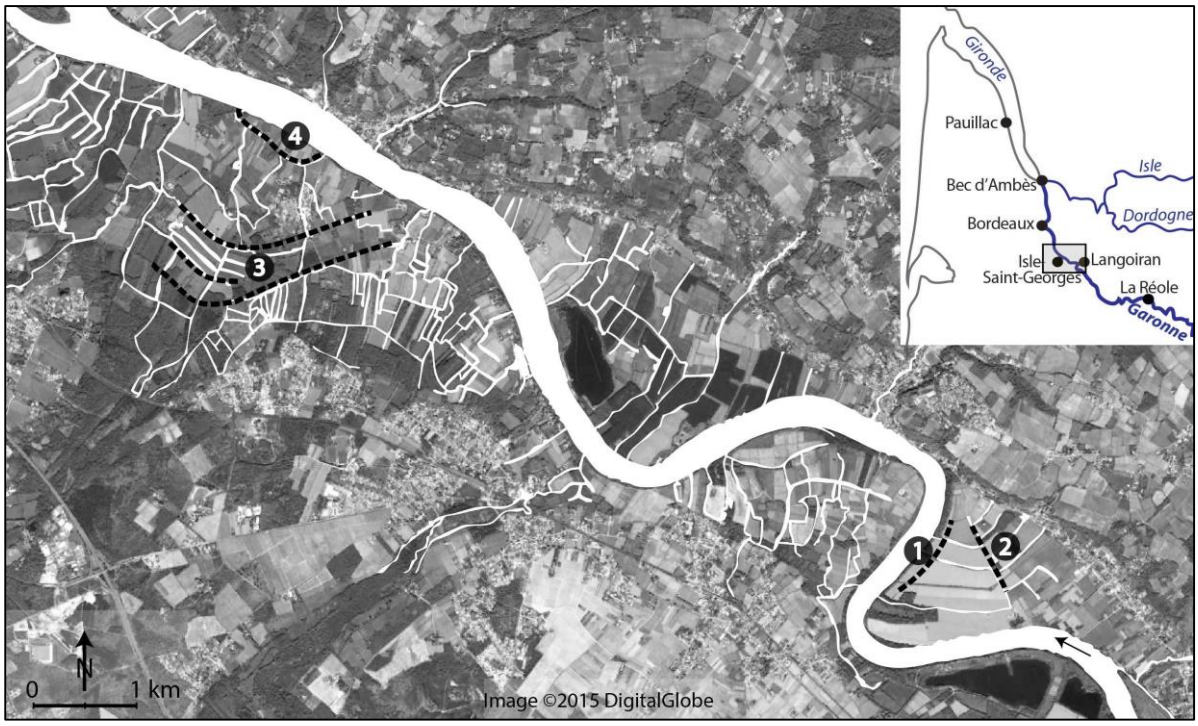


Fig. 38 – Détection de paléo-berges sur les photographies aériennes. Les parcelles, la végétation et le réseau de drainage semblent épouser au moins six tracés (pointillés jaune). À Langoiran, le premier (n° 1) est identifiable grâce à la présence d'une zone hydromorphe délimitée par une rangée d'arbres subparallèle à la berge actuelle. Cette zone hydromorphe était d'ailleurs abondamment boisée dans les années 1970 (fig. 37). La seconde limite identifiable marque le changement d'orientation du réseau de drainage (n° 2). Sur la commune d'Isle-Saint-Georges, l'alignement, la disposition semi-circulaire des parcelles et du réseau de drainage met en lumière trois tracés potentiels (n° 3) au sud du bourg, et un dernier au nord en bordure de la berge actuelle (n° 4).

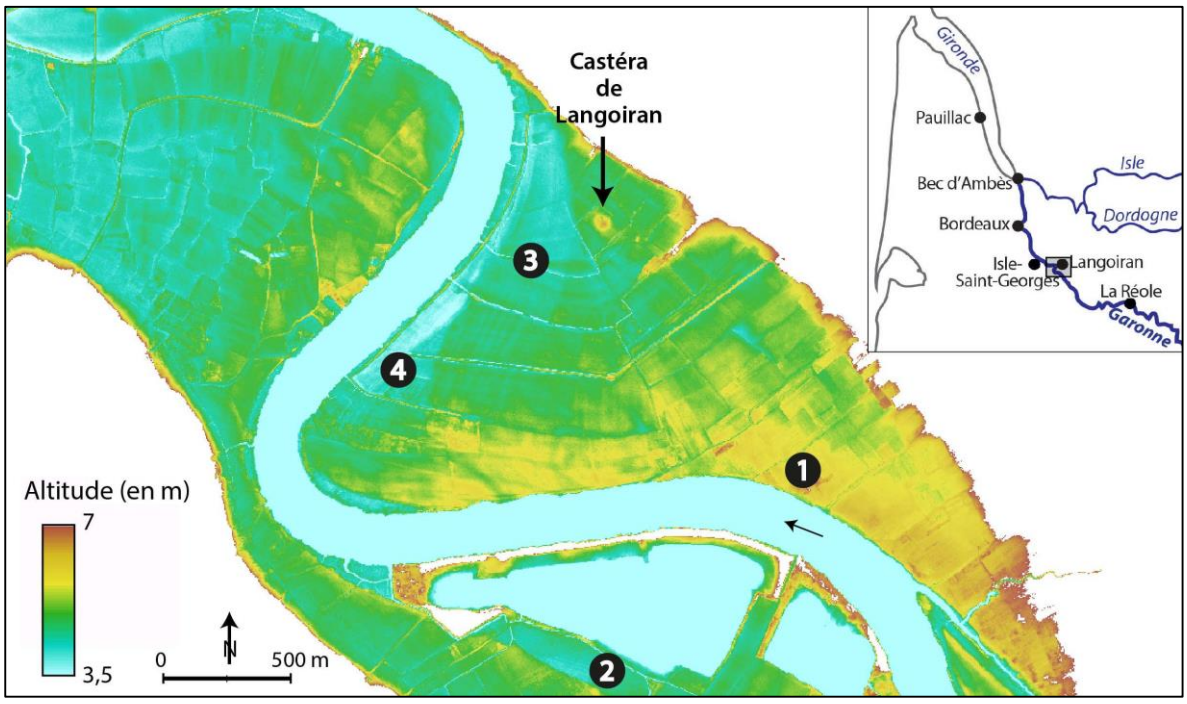


Fig. 39 – Microtopographie du fond de vallée dans le secteur de Langoiran. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi, traitées sous le logiciel Qgis. La microtopographie met en exergue quatre éléments majeurs : (1) une légère surélévation de la rive concave au sud du secteur ; (2) une zone de faible altitude au sud des gravières en eau ; (3 et 4) un secteur en « marches d'escalier » entre le Castéra de Langoiran et le chenal actuel de la Garonne qui pourrait être hérité de plusieurs paléochenaux.

Ces diverses données ont mis en lumière de potentiels paléochenaux en rive droite du chenal actuel de la Garonne, dans le secteur de Langoiran (fig. 38 et 39) et en rive gauche au sud d'Isle-Saint-Georges (fig. 38 et 40).

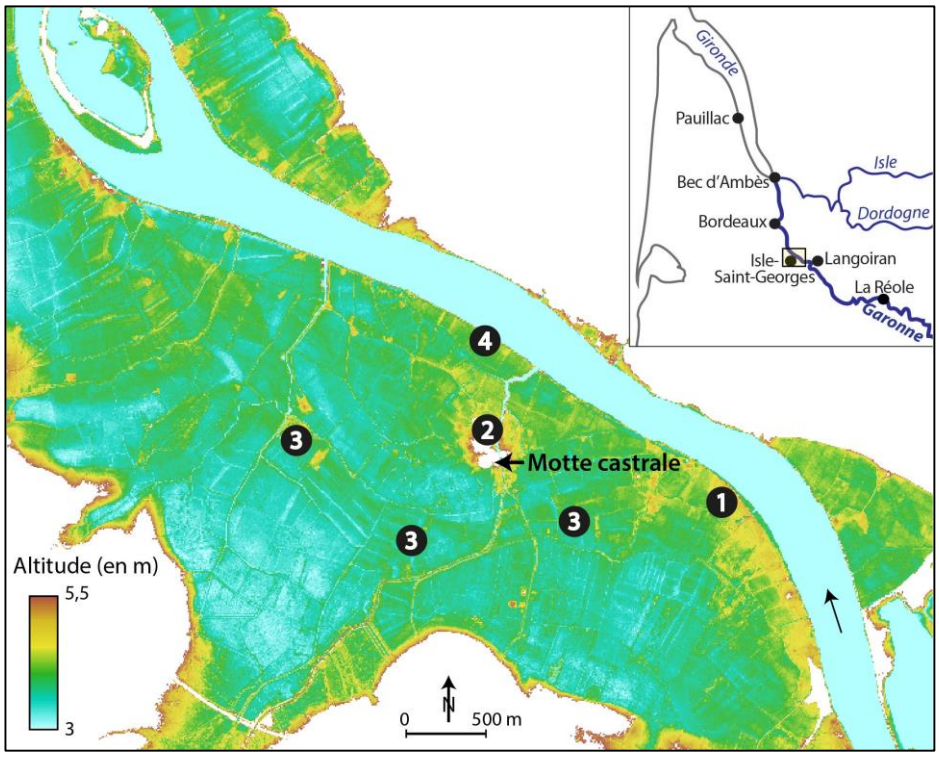


Fig. 40 – Microtopographie du fond de vallée dans le secteur d'Isle-Saint-Georges. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi, traitées sous le logiciel Qgis. Quatre zones surélevées par rapport à leur environnement sont mis en exergue par la microtopographie : une (1) en rive convexe à l'entrée d'Isle-Saint-Georges ; une seconde (2) correspondant au bourg d'Isle-Saint-Georges qui pourrait être héritée d'une ancienne île ou d'un ancien banc ; une (3) dans l'axe mis en évidence par la forme des parcelles et du réseau de drainage (fig. 38) qui, vu la forme, serait plutôt l'héritage d'un chenal ; une dernière (4) entre le bourg et le chenal actuel. Les anomalies 1 et 4 pourraient résulter de la sédimentation naturelle en rive convexe ou d'un héritage fluvial (banc ou île).

3.1.4. La conductivité électrique apparente du sol

Les anomalies de la conductivité électriques apparente du sol peuvent aussi permettre de déceler des paléo-formes fluviales puisque l'aptitude à conduire le courant électrique dépend à la fois de la texture et de la teneur en eau des matériaux. Généralement, plus les sédiments sont grossiers et secs, moins ils sont conducteurs (Reynolds, 2011). À humidité égale, les galets et/ou les sables transportés sur le fond des paléochenaux émettront donc un signal de conductivité plus faible que les limons et les argiles. De même, les zones hydromorphes susceptibles d'être héritées d'un ancien chenal d'écoulement seront les plus conductrices.

Chaque site a fait l'objet de prospections électromagnétiques à large maille à l'aide d'un conductivimètre *Geonics* EM31 à raison d'une mesure en moyenne tous les 10 m² (Martinaud, 2006 ; Camus et Mathé, 2011 a et b). Cet appareil portatif basé sur la méthode Slingram

(McNeill, 1980 ; Tabbagh, 1995 ; fig. 41) permet de mesurer la conductivité électrique apparente du sol (σ) sur une épaisseur de 3 à 6 m et de cartographier sa variabilité horizontale. À Langoiran, les prospections ont couvert une bande d'environ 600 m de large située en rive droite de la Garonne, à la perpendiculaire de l'axe du méandre (fig. 42). Elles ont été partiellement réalisées par Michel Martinaud en 2006 puis complétées cinq ans plus tard par Adrien Camus et Vivien Mathé (ULR Valor, UMR 6250 LIENSs). À Isle-Saint-Georges, la conductivité a également été mesurée par l'équipe Camus-Mathé mais en suivant un axe transversal au fond de vallée (fig. 43) afin de recouper et prendre en compte les variations latérales de faciès dans l'analyse stratigraphique (cf. *infra*).

Fig. 41 – Mise en œuvre du conductivimètre Geonics EM31-MK2. Source : Camus et Mathé, 2011b.

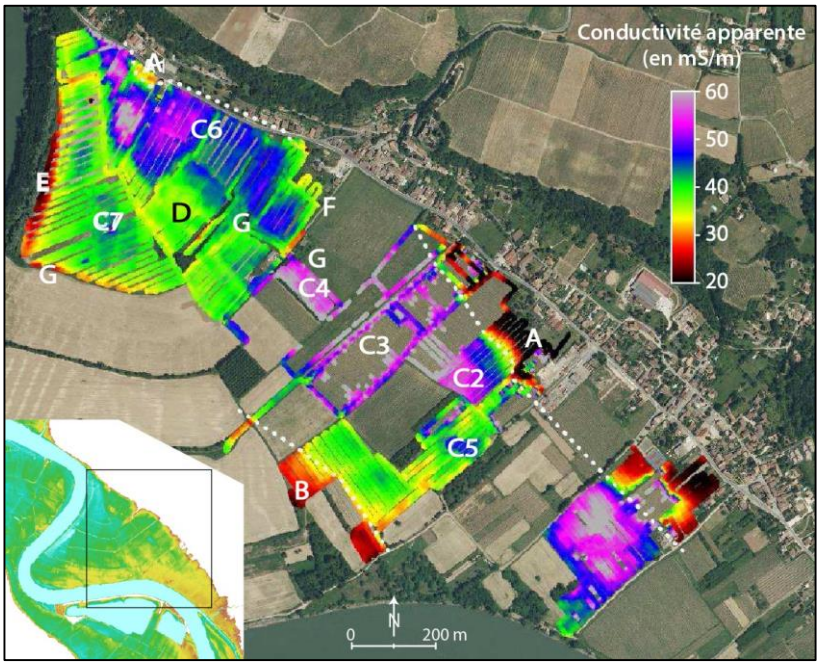


Fig. 42 – Conductivité électrique apparente du fond de vallée dans le secteur de Langoiran. D'après Camus et Mathé, 2011a. Les lettres correspondent aux anomalies détaillées dans le rapport de Camus et Mathé (2011a). De fait, les anomalies C correspondent à une zone plus conductrice située à l'est de la limite mise en exergue par la topographie (fig. 38) et qui longe le versant de rive droite. Elle pourrait révéler la présence d'un paléo-marais ou d'un paléo-chenal. L'anomalie A, très résistante, pourrait être formée de colluvions provenant du plateau de l'Entre-deux-Mers.

Au final, plusieurs anomalies de conductivité ont pu être mises en exergue, essentiellement à Isle-Saint-Georges. Vers Langoiran, une zone peu résistante (conductivité > 45 mS/m) d'environ 500 m de large longe le pied du plateau de l'Entre-deux-Mers (fig. 42). Sur le site d'Isle-Saint-Georges les anomalies sont plus nombreuses et très variées. Deux zones très conductrices (> 60 mS/m) au sud et au nord-ouest du bourg contrastent avec diverses zones moins conductrices à l'ouest et au nord (fig. 43). Tous ces secteurs, pour la plupart déjà mis en lumière par la topographie, pourraient correspondre à d'anciens chenaux. Seule la stratigraphie peut le confirmer.

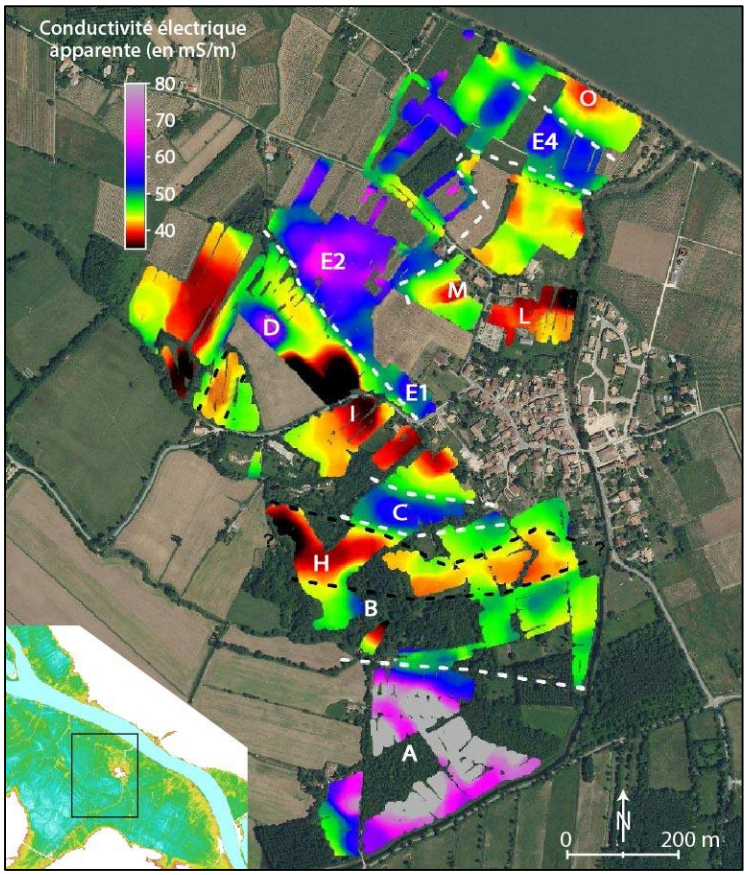


Fig. 43 – Conductivité électrique apparente du fond de vallée dans le secteur d'Isle-Saint-Georges. D'après Camus et Mathé, 2011b. Les lettres correspondent aux anomalies détaillées dans le rapport de Camus et Mathé (2011b). De fait, l'anomalie A correspond à une zone très conductrice située entre les limites mises en exergue par la topographie (fig. 38 et 40). Elle pourrait révéler la présence d'un paléo-marais ou d'un paléochenal, de même que l'anomalie B. Quelques secteurs très résistants apparaissent également. Au vu de leur tracé sinueux, elles pourraient correspondre à des paléochenaux au remblaiement plus grossier entre 3 et 6 m de profondeur.

3.2. LA STRATIGRAPHIE : CLEF DE VOUTE DE L'ETUDE

3.2.1. Intérêts de la stratigraphie

La stratigraphie s'intéresse à l'agencement des dépôts sédimentaires dans l'espace (répartition) et le temps (succession chronologique). Elle implique une reconnaissance des corps sédimentaires basée principalement sur leur texture (grave sableuse, sables limoneux, limons, etc.), leur structure (présence ou non de litage) et leur couleur. À partir de ces différentes caractéristiques, il est possible de distinguer les agents de dépôt (fluvial, marin, lacustre ou encore éolien) de chaque formation sédimentaire. Dans le fond de vallée de la Garonne maritime, les formations fluviatiles sont prédominantes et identifiables par le caractère émoussé des grains de sable et des graviers. Ce type de formation présente couramment des variations internes de faciès qui reflètent la variabilité d'énergie des eaux fluviales à l'origine de leur mise en place. Les formations fluviatiles sont composées de différentes séries sédimentaires correspondant chacune à un milieu de sédimentation particulier (berge par exemple). Ces séries sont elles-mêmes subdivisées en séquences composées d'unités mises en place lors d'épisodes hydrologiques d'énergie variable. Dans un chenal par exemple, une décroissance de l'énergie engendrera une diminution de la taille des particules composant la charge de fond (galets → sables). Certains événements hydrologiques

de courte durée tels que les crues induisent la mise en place de lamines (ou lits) au sein des sous-unités (Macaire, 1990 ; fig. 44).

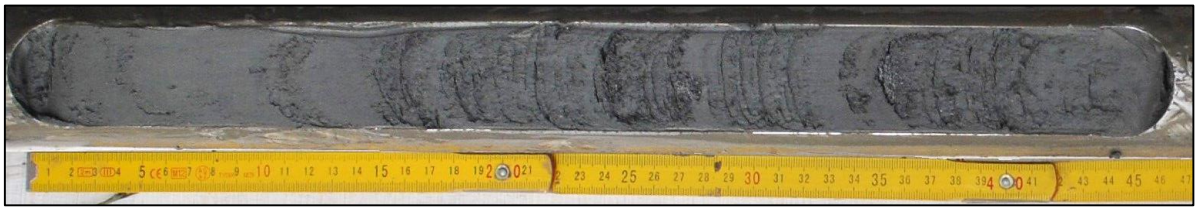


Fig. 44 – Exemple de structure litée. Alternance de lits sableux et limono-sableux entre 500 et 550 cm de profondeur, séquence ISG1309.

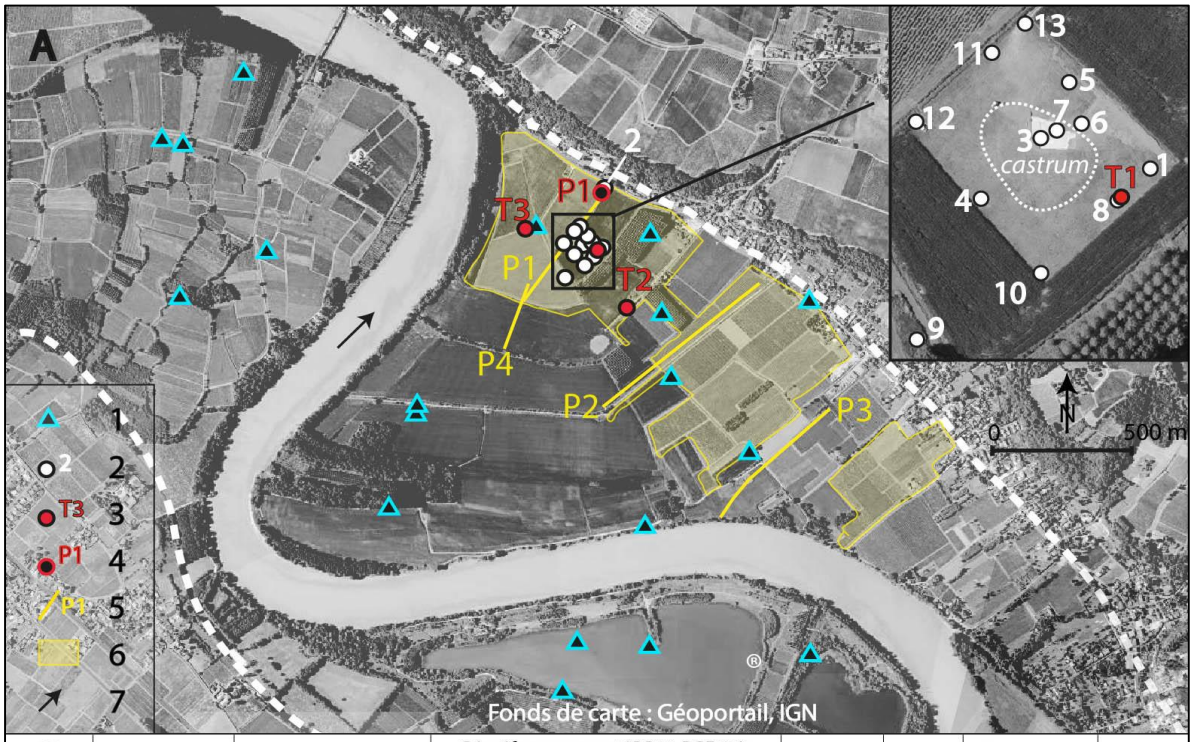
Ainsi, la hiérarchisation des remblaiements sédimentaires renseigne à la fois sur la nature et les variations d'énergie dans les environnements de dépôt (ou milieux de sédimentation). En ce sens, la stratigraphie est indispensable pour mener à bien la reconstitution paléoenvironnementale, paléohydrographique et paléohydrologique.

3.2.2. Acquisition des données stratigraphiques

Dans la basse vallée de la Garonne, les premières données stratigraphiques ont été recueillies auprès de la banque de données du sous-sol du BRGM, qui conserve la description d'une multitude de forages réalisés en France. Ainsi, vingt-et-un logs stratigraphiques préexistaient de part et d'autre du méandre de Langoiran, sur un tronçon de 3 km (fig. 45), et trente-deux à hauteur d'Isle-Saint-Georges, sur un tronçon de 6 km (fig. 46). Leur longueur est comprise entre 4 et 20 m. Ces logs donnent des indications sur la texture et la structure des différentes unités ou sous-unités sédimentaires. Ces dernières sont également associées à une période ou à un étage des temps géologiques. Néanmoins, cette information chronologique ne sera pas prise en compte dans la présente étude car elle se base uniquement sur des suppositions et, bien souvent, les niveaux de galets et de graviers sont assimilés au Quaternaire, sans plus de précision, ou à l'une des deux dernières glaciations (Riss, Würm). De même, les données sédimentaires sont parfois très peu détaillées (« alluvions ») et ne reposent pas sur des analyses précises mais sur des déterminations visuelles. Pour gagner en précision, et acquérir de plus amples informations sur les archives sédimentaires, d'autres formations verticales ont été acquises par nécessité. En l'absence de coupe préexistante disponible – pour rappel, toutes les gravières anciennement exploitées dans le secteur sont en eau –, cette acquisition s'est faite au moyen de carottages.

Le choix a été fait de se concentrer d'abord sur les sites archéologiques, afin d'appréhender l'environnement immédiat des sociétés anciennes, puis d'étendre les prélèvements au fond de vallée. Pour cette raison, le site du Castéra de Langoiran a été « quadrillé » par 13 carottages de 4 à 8 m de profondeur (fig. 45), réalisés en vibro-percussion avec un appareil portatif de type Cobra TT (laboratoire GEODE ; fig. 47A). De la même manière, mais avec un Cobra MK1 (laboratoire PRODIG), 8 séquences verticales ont été acquises dans la zone d'occupation protohistorique et antique d'Isle-Saint-Georges. Sur ce site, une coupe de 4,75 m

de puissance a été levée à l'extrémité d'une tranchée archéologique ouverte à la pelle mécanique (Lescure, 2011 ; fig. 46 et 47B). L'emplacement de ces divers prélèvements a été choisi au cas par cas, en s'appuyant sur les données préexistantes (topographie, archives, conductivité électrique, logs du BRGM) et les séquences identifiées au fur et à mesure des carottages.

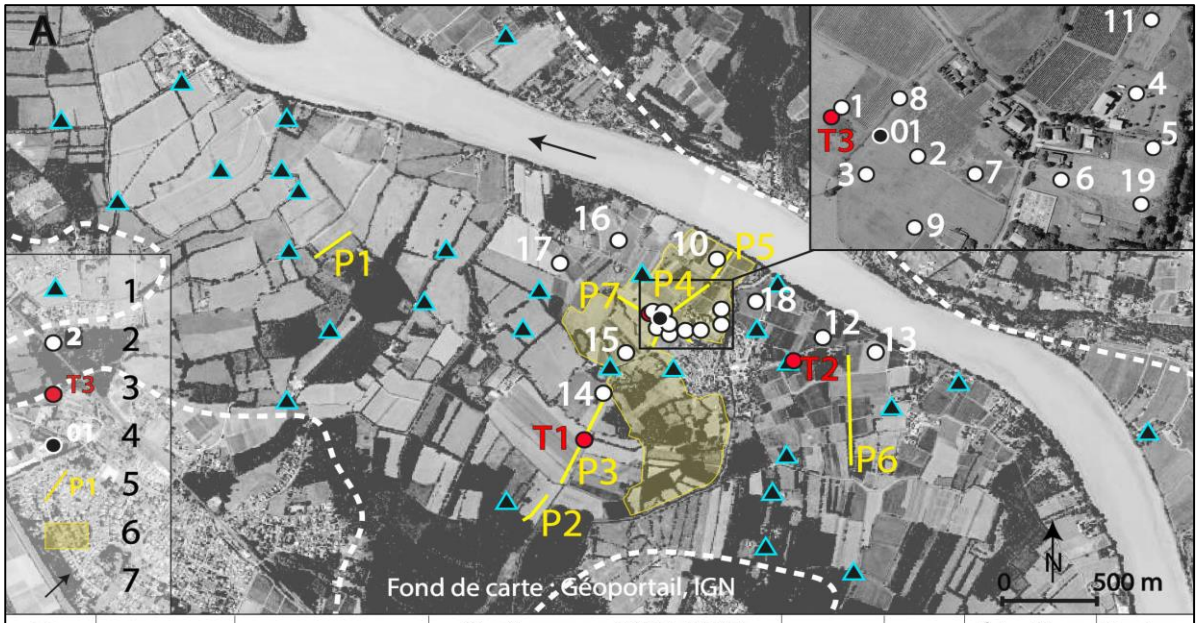


B

Numéro	Nom du log stratigraphique	Type de prélèvement	Géoréférencement (CC45-RGF 93)			Profondeur (m)	Z' (m NGF)	Échantillons traités par granulométrie	Nombre de datation
			X	Y	Z (m NGF)				
1	LG1201	Gouge	1 431 511,65	4 172 029,30	4,65	5	-0,35	25	-
2	LG1202	Tubes transparents	1 431 532,82	4 172 235,62	4,63	8	-3,37	53	2
3	LG1203	Tubes transparents	1 431 451,28	4 172 045,80	4,33	4	0,33	26	1
4	LG1204	Gouge	1 431 417,72	4 172 011,26	4,69	5	-0,31	23	1
5	LG1205	Gouge	1 431 466,33	4 172 077,91	4,72	6	-1,28	25	-
6	LG1206	Gouge	1 431 473,57	4 172 054,05	5,27	5	0,27	12	-
7	LG1207	Gouge	1 431 460,07	4 172 050,82	5,83	6	-0,17	16	-
8	LG1208	Gouge	1 431 494,10	4 172 011,42	4,93	4	0,93	17	-
9	LG1209	Gouge	1431383,051	4 171 931,30	4,2	6	-1,80	24	-
10	LG1210	Gouge	1 431 451,76	4171969,41	4,56	6	-1,44	24	-
11	LG1211	Gouge	1 431 423,92	4 172 094,42	5,08	6	-0,92	27	1
12	LG1212	Gouge	1 431 381,78	4 172 055,27	4,91	6	-1,09	30	-
13	LG1213	Gouge	1 431 441,48	4 172 111,70	4,96	6	-1,04	25	-
T1	LG13T1[123]	Tubes opaques	1431495,445	4172012,038	4,941	10	-5,06	74	2
T2	LG13T2[123]	Tubes opaques	1431594,489	4171811,803	5,069	9	-3,93	40	2
T3	LG13T3[123]	Tubes opaques	1431248,641	4172114,264	4,133	10	-5,87	62	4
P1	LG14P1[1234]	Tubes transparents	1431522.971	4172226.087	4,62	9	-4,38	55	5

Fig. 45 – Données stratigraphiques et géophysiques acquises dans le secteur de Langoiran. A. Localisation avec 1 : log du BRGM ; 2 : séquence verticale acquise par carottier portatif à vibro-percussion, épaisseur moyenne de 560 cm ; 3 : séquence verticale acquise sous tubes opaques, épaisseur moyenne de 970 cm ; 4 : séquence verticale destinée à l'étude palynologique, épaisseur de 900 cm ; 5 : localisation et nom des profils ERT ; 6 : emprise des mesures de conductivité électrique apparente du sol ; 7 : sens d'écoulement fluvial. **B.** Caractéristiques d'acquisition avec [1] : analyse par perte au feu ; [2] : analyse ostracologique ; [3] : datation par OSL ; [4] : analyse de la susceptibilité magnétique.

Onze carottages supplémentaires ont été menés « hors-site » à Isle-Saint-Georges (fig. 46). Le but était de recouper les différents tracés détectés, en particulier, par la topographie (parcelles et réseau de drainage alignés au sud), les archives historiques (texte faisant mention d'une île au nord), les données archéologiques (présence supposée d'un quai à l'est du bourg) et, surtout, les anomalies de conductivité électrique apparente du sol. Cela n'a pas été fait dans le fond de vallée de Langoiran pour des questions logistiques. Dans ce secteur, la nécessité paraissait aussi de moindre importance car le tronçon est plus court que celui d'Isle-Saint-Georges (3 km de long contre 6 km) et la complexité plus faible au regard du parcellaire et des anomalies de conductivité (fig. 42).



B

Numéro	Nom du log stratigraphique	Type de prélèvement	Géoréférencement (CC45-RGF 93)			Profondeur (m)	Z' (m NGF)	Échantillons traités par granulométrie	Nombre de datation
			X	Y	Z (m NGF)				
01	ISG1001	Pelle mécanique	1424657,882	4175628,26	3,80	4,75	-0,95	34	2
1	ISG1301	Gouge	1 424 612,01	4 175 662,83	3,95	7	-3,05	47	-
2	ISG1302	Gouge	1 424 706,25	4 175 600,57	3,59	5	-1,41	15	-
3	ISG1303	Gouge	1 424 641,65	4 175 579,86	3,99	6	-2,01	24	-
4	ISG1304	Gouge	1 424 979,52	4 175 669,84	4,07	5	-0,93	19	-
5	ISG1305	Gouge	1 424 981,77	4 175 587,10	4,23	5	-0,77	21	-
6	ISG1306	Gouge	1 424 873,53	4 175 558,44	4,40	7	-2,60	27	1
7	ISG1307	Gouge	1 424 788,33	4 175 562,68	4,11	5	-0,89	14	-
8	ISG1308	Gouge	1 424 682,17	4 175 661,70	3,56	6	-2,45	30	1
9	ISG1309	Gouge	1 424 707,83	4 175 534,89	4,16	6	-1,84	28	-
10	ISG1310	Gouge	1 424 964,08	4 175 956,38	4,17	5	-0,83	24	-
11	ISG1311	Gouge	1 424 973,92	4 175 761,28	4,27	4	0,27	16	-
12	ISG1312	Gouge	1 425 508,99	4 175 500,88	4,07	3	1,07	14	-
13	ISG1313	Gouge	1 425 782,19	4 175 412,74	4,15	4	0,15	22	-
14	ISG1314	Gouge	1 424 347,88	4 175 223,26	3,46	6	-2,54	26	2
15	ISG1315	Gouge	1 424 477,77	4 175 447,96	3,92	4	-0,08	21	-
16	ISG1316	Gouge	1 424 457,98	4 176 074,71	4,16	3	1,16	14	-
17	ISG1317	Gouge	1 424 141,57	4 175 953,32	3,81	6	-2,19	23	-
18	ISG1318	Gouge	1 425 165,79	4 175 710,68	3,78	5	-1,23	17	-
19	ISG1201	Gouge	1 424 968, 8	4 175 537,5	4,55	5,5	-0,95	18	-
T1	ISG13T1[123]	Tubes opaques	1424243,117	4174962,582	3,706	10	-6,29	35	3
T2	ISG13T2[123]	Tubes opaques	1425358,284	4175371,607	3,949	10	-6,05	30	2
T3	ISG14T1[12]	Tubes opaques	1424609,943	4175661,052	3,927	10	-6,07	28	5

Fig. 46 – Données stratigraphiques et géophysiques acquises dans le secteur d'Isle-Saint-Georges. A. Localisation avec 1 : log du BRGM ; 2 : séquence verticale acquise par carottier portatif à vibro-percussion, épaisseur moyenne de 500 cm ; 3 : séquence verticale acquise sous tubes opaques, épaisseur de 1000 cm ; 4 coupe stratigraphique, puissance de 475 cm ; 5 : localisation et nom des profils ERT ; 6 : emprise des mesures de conductivité électrique apparente du sol ; 7 : sens d'écoulement fluvial. **B.** Caractéristiques d'acquisition avec [1] : analyse par perte au feu, [2] : analyse ostracologique, [3] : datation par OSL

À deux exceptions près (carotte LG1202 et LG1203 ; fig. 45), tous ces carottages ont fait l'objet d'un échantillonnage sur le terrain, directement à la gouge. *De facto*, cela a exclu la réalisation de datations par luminescence optiquement stimulée (OSL), qui nécessitent une obscurité totale des sédiments. Ce point s'est avéré d'autant plus problématique que la majorité des logs ne présentait aucune trace de matière organique susceptible d'être datée par la méthode radiocarbone (^{14}C). Par ailleurs, la longueur des carottages a rarement permis d'atteindre la charge de fond supposée grossière des paléochenaux identifiés. Pour combler ces lacunes, six autres séquences verticales (3 par secteur) ont été extraites sous tube opaque au moyen d'un carottier battu sur chenille (fig. 47C), jusqu'à atteindre la charge graveleuse (généralement atteinte entre 8 et 10 m de profondeur sous le sol actuel). Ces prélèvements sous tube ont ciblé les grands paléo-tracés mis en exergue jusqu'alors (LG13T1 et T2, ISG13T1) ou des zones paraissant d'un grand intérêt géoarchéologique mais encore peu connues (LG13T3, ISG13T2, ISG14T1 ; fig. 45 et 46). Enfin, une ultime carotte longue de 9 m a été prélevée sous tube transparent à Langoiran en prévision de l'analyse palynologique (LG14P1 ; fig. 45).

Fig. 47 – Acquisitions des séquences verticales. A : Par carottier à vibro-percussion Cobra TT ; **B** : Coupe levée à la pelle mécanique ; **C** : Carottier sur chenille.

Au final, 93 séquences stratigraphiques ont été acquises. Pratiquement toutes celles prélevées sur le terrain ont été géoréférencées à l'aide d'un GPS différentiel Trimble Geo XH 6000 qui permet une précision de 1 à 10 cm. Dès lors, un important travail a dû être réalisé pour établir des concordances entre chaque unité identifiée ponctuellement et déterminer l'emprise spatiale de chaque milieu de sédimentation. La datation a été une aide précieuse pour faire ces concordances, tout en précisant les âges des formations sédimentaires.

3.2.3. Chronométrie par le ^{14}C, l'OSL et l'archéologie

Trois marqueurs ont été utilisés pour dater les archives sédimentaires : les niveaux archéologiques, la matière organique (datation ^{14}C) et les grains de quartz (datation OSL). Le premier a permis de caler dans le temps le mètre superficiel des séquences sédimentaires issues des sites archéologiques. Les deux autres ont permis d'acquérir un cadre chronologique généralement plus précis et plus large sur les sites et hors des sites archéologiques. Les datations ^{14}C et OSL ont été préférentiellement utilisées pour dater les transitions entre les unités sédimentaires (grave/sables et sables/limons).

Trente-quatre échantillons, répartis dans quinze carottes, ont bénéficié d'une datation ^{14}C (fig. 48).

Échantillon	Matériaux	Code laboratoire	Âge radiocarbone	Âge calibré à 2 sigma	Âge calendaire
LG1202_359	bois	Beta-343117	4620 ± 30 BP	5461-5297 cal. BP	3512-3348 av. J.-C.
LG1202_749	bois	Beta-343118	6220 ± 30 BP	7247-7014 cal. BP	5298-5065 av. J.-C.
LG1203_360	bois	Beta-353216	4930 ± 30 BP	5720-5600 cal. BP	3771-3651 av. J.-C.
LG1204_385	bois	Beta-343119	suspendu	SUSPENDU	
LG1211_564	bois	Beta-353218	5870 ± 30 BP	6776-6636 cal. BP	4827-4687 av. J.-C.
LG13T1_598	bois	Beta-370430	5220 ± 30 BP	6170-5913 cal. BP	4221-3964 av. J.-C.
LG13T2_460	bois	Beta-370431	5980 ± 30 BP	6930-6730 cal. BP	4946-4787 av. J.-C.
LG13T3_266	plantes	Beta-370432	150 ± 30 BP	284 cal. BP à nos jours	1667-2013 apr. J.-C.
LG13T3_700	plantes	Beta-370433	103,3 ± 0,4 pMC	SUSPENDU	
LG13T3_913	plantes	Beta-370434	290 ± 30 BP	458-288 cal. BP	1492-1663 apr. J.-C.
LG14P1 333	bois	Beta-392433	4490 ± 30 BP	5297 -5039 cal. BP	3348-3090 av. J.-C.
LG14P1 383	bois	Beta-392432	4550 ± 30 BP	5318-5053 cal. BP	3369-3104 av. J.-C.
LG14P1 547	bois	Beta-392431	5940 ± 30 BP	6851-6673 cal. BP	4902-4724 av. J.-C.
LG14P1 682	plantes	Beta-392430	6540 ± 30 BP	7507-7420 cal. BP	5558-5471 av. J.-C.
LG14P1 885	plantes	Beta-392429	7270 ± 30 BP	8166-8015 cal. BP	6217-6066 av. J.-C.
ISG1001_395	charbon	Han-26295	3435 ± 60 BP	3860-3562 cal. BP	1911-1613 av. J.-C.
ISG1001_450	bois	Han-26294	2480 ± 155 BP	2878-2152 cal. BP	929-203 av. J.-C.
ISG1306_640	bois	Beta-353208	3330 ± 30 BP	3638-3477 cal. BP	1689-1528 av. J.-C.
ISG1308_560	bois	Beta-353210	2720 ± 30 BP	2867-2760 cal. BP	918-811 av. J.-C.
ISG1314_283	bois	Beta-353212	1430 ± 30 BP	1376-1293 cal. BP	575-657 apr. J.-C.
ISG1314_459	plantes	Beta-353214	1570 ± 30 BP	1534-1394 cal. BP	416-557 apr. J.-C.
ISG13T1_191	plantes	Beta-370435	127,2 ± 0,5 pMC	SUSPENDU	
ISG13T1_452	bois	Beta-370436	110,6 ± 0,7 pMC	SUSPENDU	
ISG13T1_860	bois	Beta-370437	6730 ± 30 BP	7660-7522 cal. BP	5711-5573 av. J.-C.
ISG14T1_260	sédiment	Beta-399686	4470 ± 30 BP	5288-4975 cal. BP	3339-3026 av. J.-C.
ISG14T1_560	sédiment	Beta-399688	3190 ± 30 BP	3463-3361 cal. BP	1514-1412 av. J.-C.
ISG14T1_650	sédiment	Beta-399685	4220 ± 30 BP	4854-4645 cal. BP	2905-2696 av. J.-C.
ISG14T1_687	plantes	Beta-399689	3100 ± 30 BP	3380-3232 cal. BP	1431-1283 av. J.-C.
ISG14T1_989	sédiment	Beta-399687	4130 ± 30 BP	4821-4532 cal. BP	2872-2583 av. J.-C.

Fig. 48 – Datations radiocarbone réalisées dans cette étude.

Deux d'entre elles ont été effectuées par le Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG ; Hanovre) sur du bois et du charbon provenant de la coupe levée à Isle-Saint-Georges (ISG1001). Toutes les autres ont été réalisées par spectrométrie de masse avec

accélérateur (AMS) par le laboratoire Beta Analytic, à partir de bois, de plantes (autant que possible) ou de matière organique diffuse dans le sédiment. En l'absence de végétaux, la matière organique diffuse est apparue comme la seule alternative possible pour dater les séquences jugées importantes, comme la nommée ISG14T1 de 10 m de profondeur (fig. 46). Le choix était d'ailleurs de concentrer et multiplier les datations dans le remblaiement des grands tracés identifiés (carottes prélevées sous tubes opaques et séquence LG14P1). D'autres séquences moins profondes ont fait aussi l'objet de quelques mesures radiométriques, quand elles semblaient singulières ou bien encore qu'elles s'inscrivaient le long des tracés des principaux paléochenaux. En effet, la méthode radiocarbone peut ne pas aboutir à des résultats probants (inversion chronologique, date contemporaine), par exemple à cause de remaniement lors du forage ou d'intrusion de racines en profondeur. Les racines de la vigne, omniprésente autour du Castéra de Langoiran, peuvent notamment atteindre plus de 10 m de profondeur (Galet, 2000). Parmi les 35 datations réalisées, 4 ont donné des âges post-1950 (« pMC ») et 7 autres des âges inversés par rapport à la profondeur. Ce problème d'inversion a été incessamment rencontré dans les séquences situées à la limite occidentale de la zone d'occupation protohistorique d'Isle-Saint-Georges, à savoir ISG1001 (2 datations) et ISG14T1 (5 datations de la matière organique présente sous forme diffuse dans le sédiment, toutes inversées ; fig. 48). En fait, même si les résultats des datations paraissent tout à fait probants, ils doivent être prudemment pris en considération car ils contiennent une incertitude inhérente à la méthode et, surtout, ne traduisent pas l'âge du dépôt mais l'âge de la matière organique. Les bois, en particulier les troncs, peuvent être bien plus anciens que les sédiments qui les contiennent.

La méthode OSL, elle, date le moment de l'enfouissement des sédiments (en réalité leur dernière exposition à la lumière). Elle est basée sur la capacité de certains cristaux (quartz, feldspaths) à enregistrer une information dosimétrique liée à leur environnement (Aitken, 1985, 1998). Dès que ces minéraux sont exposés à la lumière, ils libèrent l'énergie emmagasinée par irradiation. Puis, dès qu'ils ne sont plus exposés à la lumière, ils cessent de se vider de leur énergie tout en continuant à accumuler l'irradiation ambiante. En soumettant volontairement un sédiment à la lumière, après l'avoir précautionneusement prélevé et conservé dans l'obscurité la plus totale, il va donc être possible de mesurer la quantité d'irradiation totale accumulée (dose équivalente) depuis la dernière exposition lumineuse. Une comparaison avec le rayonnement naturel du milieu (débit de dose) va ensuite permettre d'estimer le point zéro à partir duquel le sédiment a cessé d'être exposé à la lumière. Deux conditions sont finalement nécessaires pour mener à bien une telle datation : 1) mesurer le rayonnement naturel du milieu et 2) mesurer la dose totale reçue depuis la dernière remise à zéro, en veillant à ne pas exposer l'échantillon à la moindre lumière avant la mesure. Six séquences verticales ont été prélevées sous tube opaque dans ce but. Chacune a fait l'objet d'un échantillonnage avec, pour seule source d'éclairage, une lumière « rouge » inactinique préalablement testée par le laboratoire IRAMAT-CRP2A qui a traité les échantillons. Pour chaque carotte prélevée sous tube opaque en 2013, deux échantillons ont été soumis à une datation OSL. Ils correspondent systématiquement aux limites grave/sables et sables/limons. La séquence ISG14T1 prélevée dans des conditions similaires l'année suivante n'a pas pu être datée par OSL, ce qui a été compensé par 5 datations ^{14}C (cf. *supra*). L'acquisition des

sédiments par carottage n'a pas rendu possible la première condition énoncée : mesurer le débit de dose *in situ*. Cette lacune a été palliée par l'hypothèse selon laquelle la teneur en éléments radioactifs (potassium, uranium, thorium) de chaque échantillon est identique à celle des sédiments environnants sur plusieurs dizaines de centimètres dans toutes les directions de l'espace (Lahaye *et al*., 2015). Cette considération accroît notablement l'incertitude des résultats. À ce jour, seules cinq datations OSL ont été acquises (fig. 49). L'une d'elles est considérée comme peu fiable au vu de son blanchiment (« mise à zéro » initiale) non uniforme (fig. 49).

Échantillon	LG13T1_849	LG13T2_779	LG13T3_961	ISG13T2_470	ISG13T2_761
Code laboratoire	CRP2A-C03	CRP2A-C02	CRP2A-C05	CRP2A-C04	CRP2A-C01
Débit de dose estimé (en Gy/ka)	1327,5 ± 16,2	1921,2 ± 15,2	2159,7 ± 20	2545,0 ± 37,5	1725,7 ± 24,9
Nombre d'aliquotes mesurées retenues	11	15	7	23	20
Overdispersion	26 ± 6 %	10 ± 3 %	35 ± 10 %	4 ± 1 %	3 ± 2 %
Dose équivalente (en Gy)	33,1 ± 2,7	37,9 ± 1,2	1,2 ± 0,2	2,7 ± 0,1	4,1 ± 0,1
Âge calendaire	23 000 ± 2300 av. J.-C.	17 700 ± 1000 av. J.-C.	1400 ± 50 apr. J.-C.	900 ± 50 apr. J.-C.	400 ± 100 av. J.-C.

Fig. 49 – Datations OSL réalisées dans cette étude. Une overdispersion (OD) élevée reflète un mauvais blanchiment des grains ou un blanchiment incomplet.

Les résultats de ces diverses datations ont été exprimés différemment selon le laboratoire et la méthode utilisée. Pour harmoniser le tout, les âges obtenus ont été calibrés à l'aide du logiciel OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 1995 ; Bronk Ramsey et Lee, 2013).

3.3. IDENTIFICATION DES PALEO-MILIEUX DE SEDIMENTATION

Pour identifier précisément les milieux associés aux unités chronostratigraphiques, diverses études complémentaires ont été menées, basées sur la minéralogie, la faune et la flore.

3.3.1. Apport de l'analyse des grains minéraux : texture et image CM

La granulométrie des sédiments est une mesure très courante dans l'identification des paléo-milieux fluviaux. Elle vient confirmer ou compléter les observations qualitatives réalisées à l'œil nu (définition de la structure sédimentaire et estimation de la texture), en quantifiant la distribution des particules selon leur taille. Cela se révèle très utile pour renseigner le mode de transport et les milieux de dépôts *via* la méthode de l'image CM. Cette méthode mise au point par Passega (1957, 1964) se base sur deux paramètres statistiques clefs : la taille

moyenne des grains de l'échantillon (M), qui traduit la compétence moyenne du cours d'eau, et son percentile le plus grossier (C), qui témoigne de la compétence maximale. Le premier est reporté en abscisse sur un graphique à double échelle logarithmique et le second en ordonnée. Le point qui en résulte est ensuite comparé à un modèle (image CM) qui détermine le mode de transport correspondant. L'image CM théorique établie par R. Passega pour le Mississippi distingue cinq modes de transport associés chacun à un segment de l'image (fig. 50) : 1) roulement (segment [NO]) ; 2) roulement majoritaire et suspension graduée (segment [OP]) ; 3) suspension graduée majoritaire et roulement (segment [PQ]) ; 4) suspension graduée (segment [QR]); 5) suspension uniforme (segment [RS]). Le segment [QR] est généralement délimité par deux valeurs seuils correspond à la taille maximale des particules transportées par suspension uniforme (Cu) et par suspension graduée (Cs) lors de la turbulence maximale de la masse d'eau en surface (Cu) et en son fond (Cs). Une dernière zone, nommée T, correspond aux sédiments déposés par décantation (ou suspension pélagique). Diverses études ont démontré que l'image CM permettait aussi de distinguer les différents milieux de sédimentation de la plaine alluviale mais qu'il était nécessaire d'établir, au préalable, un modèle de fonctionnement propre à l'environnement fluvial étudié (Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1986 ; Peiry, 1988 ; Salvador, 1991 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Bravard et Peiry, 1999 ; Houbrechts *et al.*, 2013). En effet, chaque espace fluvial a des caractéristiques dynamiques qui, tout en lui étant propres, entraînent des variations granulométriques des unités sédimentaires. Il n'existe pas d'image CM universelle.

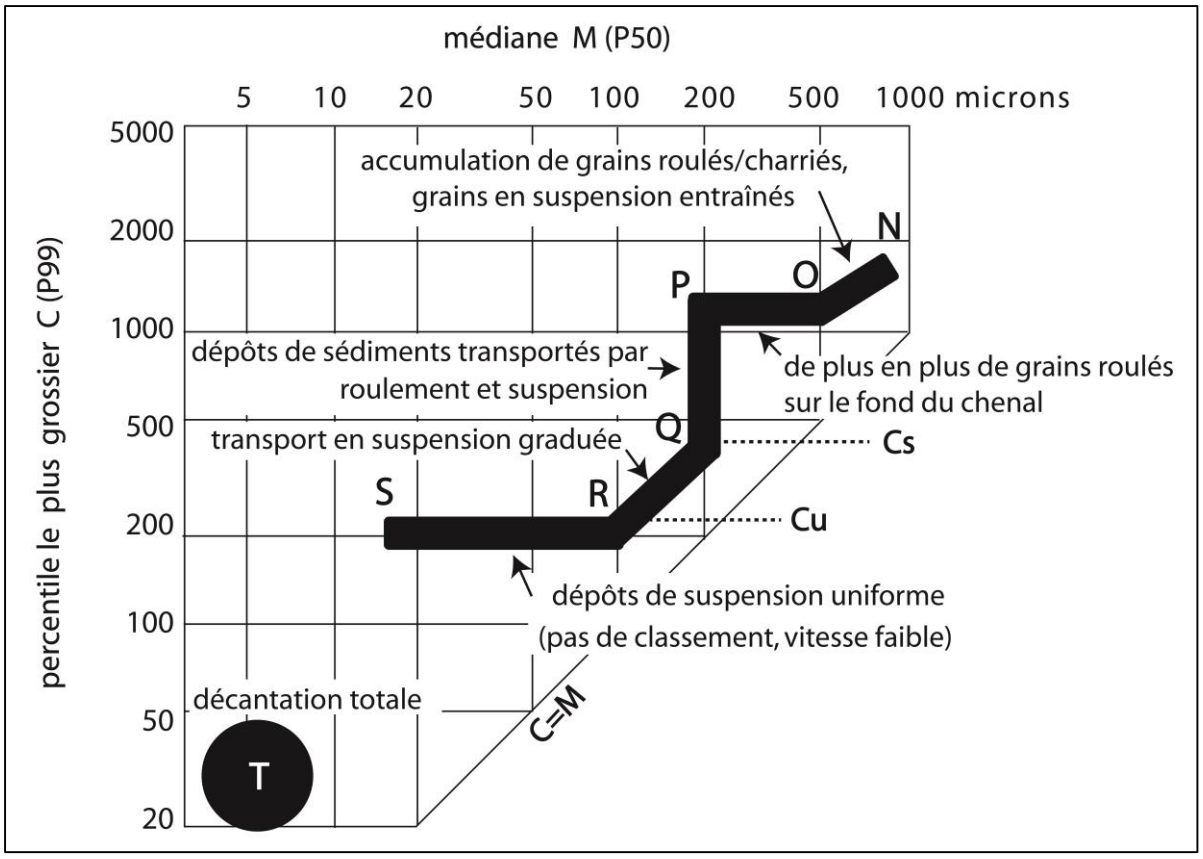
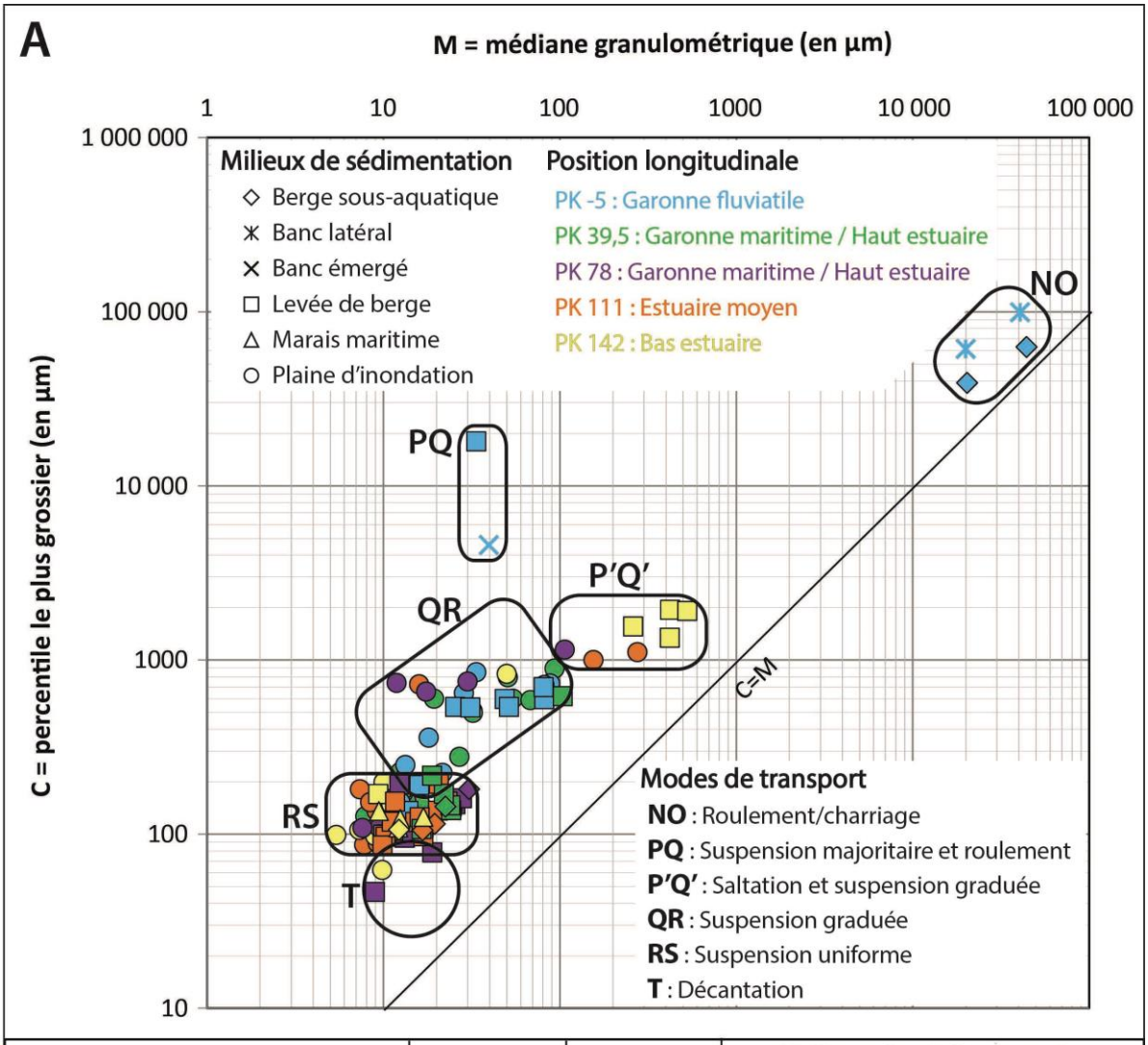


Fig. 50 – Image CM de Passega (Passega, 1964). Les valeurs C et M sont purement théoriques.

Au vu des apports de cette méthode, le choix a été fait de l'utiliser pour caractériser les paléo-milieux. Les prélèvements réalisés dans la plaine alluviale actuelle (cf. chapitre 1) ont permis de bâtir l'image CM qui servira de modèle à la reconstitution paléoenvironnementale (fig. 51).



B

Mode de transport	C (en µm)	M (en µm)	Milieux de sédimentation					
			BSA◇	BL✳	BE ×	LDB□	MM△	PI○
NO : Roulement/charriage	20.000-40.000	3900-100.000						
PQ : Suspension et roulement	4500-20.000	30-40						
P'Q' : Saltation et suspension graduée	1000-2000	100-550						
QR : Suspension graduée	200-1000	10-100						
RS : Suspension uniforme	40-400	5-40						
T : Décantation	45-80	8-20						

Fig. 51 – Image CM (A) et tableau récapitulatif (B) des dépôts actuels de l'estuaire et de la Garonne fluviatile terminale.

Il s'agit cependant d'une image partielle car la charge (grossière et fine) du chenal actif n'a pu être échantillonnée. L'image CM a été établie à partir des sédiments de la plaine alluviale de la Garonne fluviatile (PK -5 ; fig. 5C), de la Garonne maritime (PK 39,5 et 78), de l'estuaire

moyen (PK 111) et de l'estuaire marin (PK 142). Cette prise en compte des environnements amont et aval à la Garonne maritime est parue nécessaire puisque le caractère « maritime » du fleuve a été acquis au cours de l'Holocène. De fait, comparer simultanément les archives sédimentaires aux sédiments actuels de la Garonne fluviatile et de la Garonne maritime est susceptible d'aider à caractériser les changements de milieu, tout en suivant et étayant la chronologie de la remontée du niveau marin dans la basse vallée. Néanmoins, deux limites peuvent conduire à l'échec de cette méthode. D'une part, la compétence du cours d'eau a pu évoluer dans le temps indépendamment de l'influence marine. D'autre part, ces derniers siècles, l'Homme a largement contribué à modifier la géométrie et l'hydraulicité de la Garonne maritime et de sa plaine alluviale, contribuant aussi à l'affinement de la charge solide par les dragages notamment. Comparer les archives sédimentaires aux sédiments déposés dans des milieux sous plus forte influence marine (estuaire moyen et marin) peut aider à tester la pertinence de la méthode.

Pour construire cette image CM de référence et les images CM des archives sédimentaires, tous les sédiments, actuels et anciens, ont subi un traitement identique. D'abord, ils ont été échantillonnés au gré des variations de faciès mais de façon systématique au sein des faciès identifiés. Pour les échantillons « actuels », provenant de transects effectués perpendiculairement à l'axe d'écoulement dans le fond de vallée, les prélèvements ont été réalisés entre 10 et 30 cm de profondeur afin d'éviter les perturbations de surface (dues notamment à la végétation). La distance entre chaque point de prélèvement a été mesurée avec un télémètre laser. Pour les échantillons « anciens », provenant de séquences verticales, les prélèvements ont été faits directement à la gouge, après rafraichissement de la surface d'affleurement, ou au sein de demi-carottes, quand celles-ci étaient tubées. Lorsque le mètre de sédiment était visuellement homogène (*i.e.*, structure massive), seuls trois échantillons ont été prélevés : un à 10 cm de chaque extrémité et un au centre. L'ensemble des échantillons a été analysé au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (LGP) par Benoit Carlier (cas des 122 échantillons provenant des unités actuelles) et moi-même (cas des 1088 échantillons issus des stratigraphies), selon un protocole identique. Les grains inférieurs à 2 mm ont été prétraités au peroxyde d'hydrogène (fig. 52A), encore appelé eau oxygénée (H_2O_2), afin d'éliminer toute matière organique et ne conserver que la matière minérale. Certains échantillons provenant de l'estuaire moyen et marin contenaient également des restes coquilliers ce qui a nécessité, au préalable, une décarbonatation à l'acide chlorhydrique (HCl concentrée à 1 %). Le résidu minéral a été agité avec une solution d'héxamétaphosphate de sodium (Na_2CO_3) pendant 2 h pour disperser les particules avant d'être analysé par un granulomètre laser Beckman Coulter LS 230 (fig. 52B). Les sédiments comportant une fraction supérieure à 2 mm ont subi un traitement plus complexe. Après séchage et broyage pour homogénéiser le tout, ils ont été tamisés à 2 mm et 20 mm. La fraction inférieure à 2 mm a été traitée comme décrit précédemment. Celle comprise entre 2 et 20 mm a été agitée avec une solution de Na_2CO_3 pendant 2 h pour désolidariser les particules et enlever aisément la fraction inférieure à 2 mm persistante. Un second tamisage a été réalisé pour éliminer les résidus inférieurs à 2 mm. La fraction supérieure à 2 mm a été séchée une nouvelle fois puis tamisée *via* une colonne de tamis à 2,5, 3,15, 4, 5, 6,3, 8, 10, 16 et 20 mm (norme AFNOR). Les débris de taille supérieure à 20 mm ont été « nettoyés » aux ultrasons, séchés, et mesurés

au pied à coulisse (petit axe, axe médian et grand axe). À chaque étape du protocole, les fractions ont été pesées afin d'être intégrées à une même distribution statistique (fig. 53).

Fig. 52 – Analyse granulométrique des sédiments. A : Élimination de la matière organique au peroxyde d'hydrogène, avec un premier passage à froid puis à chaud ; **B** : Passage des sédiments au granulo-mètre laser Beckman Coulter LS 230.

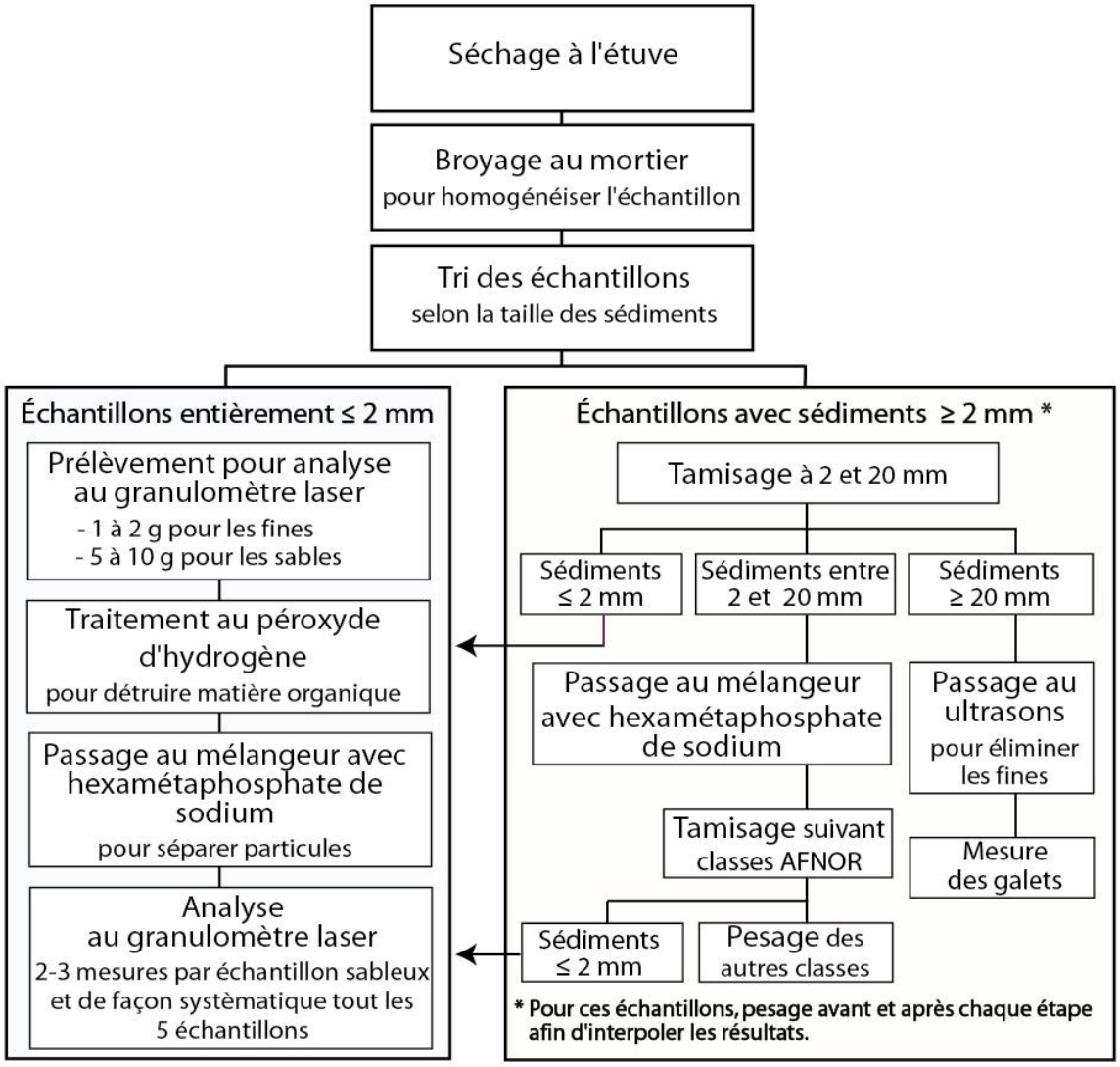


Fig. 53 – Protocole d'analyse granulométrique.

Au final, l'image CM « de référence » construite pour la Garonne-Gironde démontre une variation longitudinale des modes de transport associés à chacun des milieux de sédimentation (fig. 51) :

- les **berges sous-aquatiques** (BSA) sont actuellement édifiées dans la Garonne fluviatile par des sédiments grossiers roulés et charriés (segment NO ; C = 20.000-40.000 µm ; M = 3900-100.000 µm ; fig. 52) et dans l'estuaire par des sédiments très fins issus certainement d'une suspension uniforme (segment RS ; C = 40-400 µm ; M = 5-40 µm).

- dans la Garonne fluviatile, les **bancs latéraux** (BL) présentent des caractéristiques identiques à celles des berges sous-aquatiques (segment NO).

- les **levées de berges** (LDB) de la Garonne fluviatile sont constituées de sédiments hétérogènes mis en place majoritairement par suspension graduée (segment QR ; C = 200-1000 µm ; M = 10-100 µm) et ponctuellement par suspension et roulement (segment PQ ; C = 4500-20.000 µm ; M = 30-40 µm). La suspension graduée caractérise aussi une partie des levées de berge de la Garonne maritime amont (fig. 52). L'autre partie est plus fine et associée à une suspension uniforme (segment RS ; C = 40-400 µm ; M = 5-40 µm), comme dans la Garonne maritime aval et l'estuaire moyen. Dans le bas estuaire, les sédiments redeviennent grossiers (C = 1000-2000 µm ; M = 100-550 µm) et peuvent être associés à un mode de transport intermédiaire mêlant saltation et suspension graduée.

- les dépôts de **plaine d'inondation** (PI) sont limoneux et associés uniquement à un transport par suspension. Ils s'affinent légèrement d'amont en aval, passant d'un transport par suspension graduée (Garonne fluviatile, essentiel de la Garonne maritime amont, moitié de la Garonne maritime aval ; segment QR) à un transport par suspension uniforme (l'autre moitié de la Garonne maritime aval, estuaire moyen et bas estuaire ; segment SR). Trois échantillons provenant de la plaine d'inondation de la Garonne maritime ou de l'estuaire moyen se trouvent dans le segment P'Q' ; ils sont assimilés à de la saltation et de la suspension graduée. Il s'agit des échantillons les plus éloignés du chenal actif dont les caractéristiques granulométriques sont dépendantes de l'anthropisation des terres (renforcement de la partie grossière ; dégradation du tri).

En somme, l'intégralité des milieux de sédimentation de l'estuaire maritime et de l'estuaire moyen, hors fond de chenal, est constituée de sédiments fins déposés par suspension, ce qui est à lier au stock de vase (dont le bouchon vaseux) résidant dans le secteur. En amont et en aval, des dépôts plus grossiers sont transportés par saltation ou roulement. Ces caractéristiques actuelles serviront d'analogue lors de la reconstitution paléoenvironnementale.

3.3.2. Apport de l'analyse faunique : les ostracodes

La détermination des milieux de sédimentation par la seule image CM est soumise à plusieurs limites (conditions de vie dans le milieu de sédimentation). Des indicateurs biologiques ont donc été utilisés pour préciser les environnements et les conditions de vie associés aux différentes unités stratigraphiques. Parmi les indicateurs fauniques existants (foraminifères, mollusques, ostracodes), les ostracodes fossiles ont paru particulièrement appropriés pour préciser les conditions de vie des environnements aquatiques.

Les ostracodes sont des arthropodes crustacés vivant dans tout type de milieu aquatique (mer, lac, fleuve, marais, étang ; eau douce, salée, saumâtre). Ils possèdent une carapace bivalve carbonatée et articulée dorsalement, de taille moyenne comprise entre 0,15 et 2 mm (fig. 54). Le choix de ce marqueur résulte de trois constats : 1) aucune macrofaune n'est présente dans les échantillons, 2) les ostracodes sont d'excellents marqueurs de l'écologie des milieux et de l'hydrodynamique, 3) un référentiel sur les ostracodes actuels de l'estuaire de la Garonne-Gironde existe (Carbonel 1971, 1973 ; Allen, 1974). En effet, les échantillons prélevés dans la plaine alluviale de la Garonne maritime ne possèdent aucune faune visible à l'œil nu. Seuls huit coquilles de mollusques ont été retrouvées parmi l'ensemble des séquences extraites, dont six uniquement dans la séquence ISG1001. Ces coquilles ont été soumises à l'expertise de Nicole Limondin-Lozouet, malacologue rattachée au LGP. Face à cette pauvreté faunique, il fallait trouver un autre bio-indicateur. L'ostracode est rapidement apparu comme le plus approprié grâce à la diversité des milieux qu'il recouvre et à sa sensibilité écologique et hydrologique. De fait, la répartition des ostracodes dépend de nombreux facteurs tels que la salinité, le pH, la température, la nature du substrat et la matière organique présente (Carbonel, 1980 ; Whatley, 1983 ; Henderson, 1990 ; Ikeya *et al.*, 2011 ; Horne *et al.*, 2012 ; Ruiz *et al.*, 2013). Des espèces sont spécialement adaptées aux conditions salées. En général, leur carapace est très ornementée contrairement aux espèces d'eau douce. Le pH, la température et la matière organique sont plutôt des facteurs limitants : les milieux trop acides, mal oxygénés, contenant peu de nutriments et dont la température varie, ne serait-ce que de quelques degrés, limitent le développement des ostracodes ou, tout du moins, engendrent une diminution drastique du nombre d'individus, certaines espèces tolérant tout de même les variations écologiques. Le substrat (*i.e.*, support de vie) joue aussi un rôle important car les ostracodes sont presque exclusivement benthiques. Ils vivent dans les premiers centimètres des sédiments, préférentiellement dans les argiles et les limons. Les sables purs accueillent, généralement, une population très limitée. Quelle que soit la nature de ces divers facteurs, le plus important est la stabilité du milieu, qui est directement contrôlée par les conditions hydrologiques et hydrodynamiques. Une force tractrice trop importante ou trop changeante dans le chenal fluvial est souvent défavorable au développement et à la diversité des populations. À l'inverse, les milieux calmes favorisent le développement de la matière organique et la multiplication des individus. Ainsi, une population dense, diversifiée et contenant de nombreux individus juvéniles sera plutôt significative d'un milieu aquatique calme et/ou stable voire très profond, la profondeur favorisant la stabilité des conditions de vie. Les associations d'ostracodes fossiles peuvent donc fournir de précieuses indications sur la nature des milieux aquatiques (chenal, marais ou autre), leur écologie (salinité, abondance en matière organique…) et leur hydrodynamique (stabilité hydrologique, courant plus ou moins important). Au-delà des caractéristiques de vie des ostracodes, leur état fossile peut aussi renseigner sur un éventuel remaniement fluvial, en cas de valves très abimés notamment. En tout point, les ostracodes sont donc un très bon marqueur des variations environnementales. Il est d'autant plus intéressant d'utiliser ce bio-marqueur qu'un référentiel a été établi dans les années 1970 sur les espèces contemporaines de l'estuaire de la Garonne-Gironde (Carbonel 1971, 1973 ; Allen, 1974). Il met en exergue la présence de cinq espèces dans la Garonne maritime : *Candona neglecta* (Sars, 1887), *Candona compressa* (Koch,

1838), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808), *Cypridopsis vidua* (Müller, 1776) et *Limnocythere inopinata* (Baird, 1843). Il s'agit d'espèces d'eau douce tolérant les eaux légèrement saumâtres et vivant dans une variété de milieux aquatiques : étang, lac, marais, rivière, ruisseau. Malgré ce caractère ubiquiste, leur présence dans les archives sédimentaires ou, au contraire, leur absence au profit d'autres assemblages sera riche en renseignement sur la nature et l'évolution du milieu.

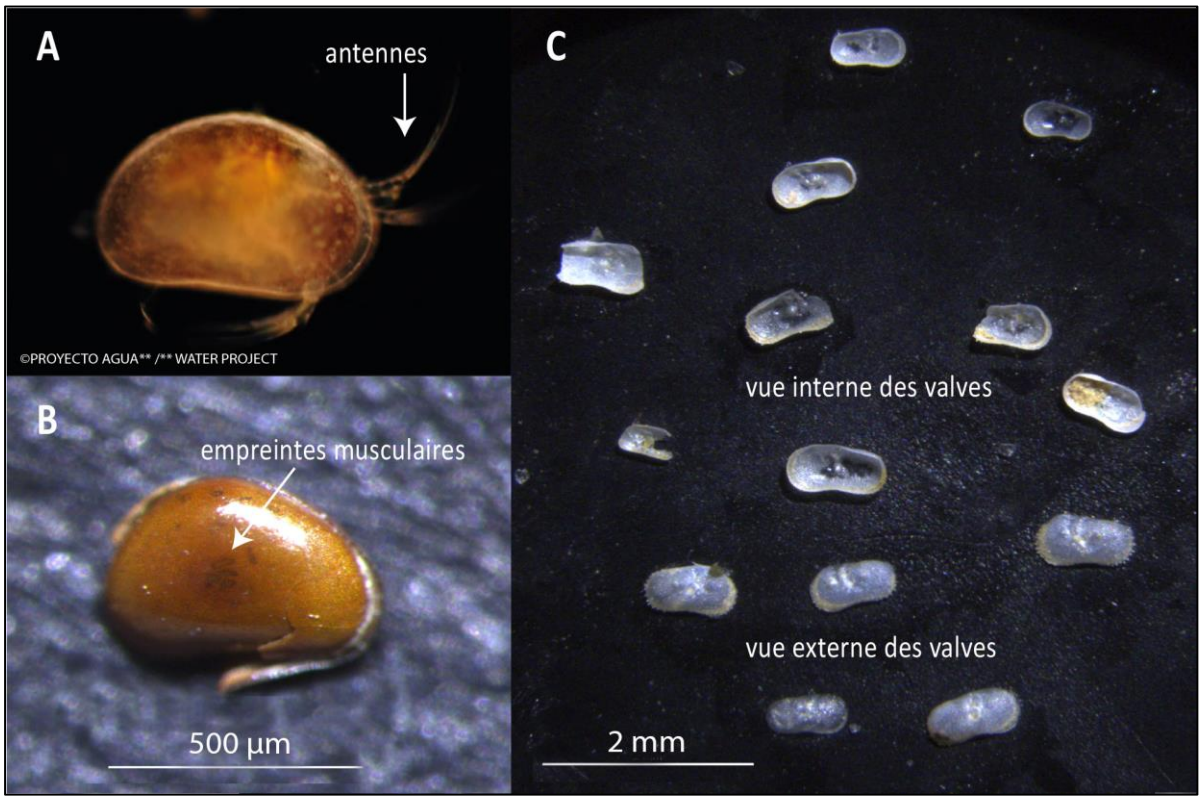


Fig. 54 – Exemple d'ostracodes. A : *Cypria Ophtalmica* (Jurine, 1820) vivant ; **B** : *Cypria Ophtalmica* (Jurine, 1820) fossile, LG1202_436, un seul individu présent ; **C** : Population de *Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808), LG13T3_195.

La présence d'ostracodes fossiles a d'abord été vérifiée au sein d'une séquence-test provenant de Langoiran, la LG1202 (fig. 45). C'est Maria Eugenia Montenegro (Paris) qui m'a initié de longues semaines à l'analyse ostracologique. Le test fut assez concluant puisque plusieurs populations de *Candona compressa* ont été identifiées dans les deux mètres superficiels. Quelques individus furent également retrouvés à 4 et 8 m de profondeur, mais ces derniers ne peuvent pas être pleinement considérés au vu de leur faible densité. Il est probable qu'ils résultent plutôt d'un remaniement (ingestion et transport par un oiseau par exemple). La présence d'ostracodes dans cette carotte-test a conduit à étendre l'analyse à toutes les carottes extraites sous tubes opaques, ainsi qu'à celle prélevée pour la palynologie (7 au total ; fig. 45 et 46). Le choix des échantillons (296 au total) s'est basé sur le même critère que la granulométrie, à savoir les variations de faciès. Tous les échantillons prélevés pour l'ostracologie l'ont donc également été pour la granulométrie. L'extraction des ostracodes s'est faite par simple tamisage humide à 63 µm de 20 à 50 g de sédiments humides. D'autres techniques existent pour préparer les échantillons, en particulier pour désolidariser plus

rapidement les argiles : chauffe de l'échantillon, séparation par liqueurs denses, passage aux ultrasons, alternance de gel-dégel, traitement à l'H_2O_2, à l'acide, au « calgonite », ou bien encore au solvant (Thomas et Murney, 1981 ; Hodgkinson, 1991 ; De Vernal *et al.*, 1996). Néanmoins, celles-ci nécessitent plus de consommables et peuvent abîmer considérablement les valves (Hodgkinson, 1991). Après tamisage, les sédiments ont été séchés naturellement puis observés à la loupe binoculaire.

Malheureusement, aucun ostracode fossile n'a été retrouvé dans les trois séquences provenant d'Isle-Saint-Georges, les échantillons contenant uniquement des minéraux et de la matière organique. À Langoiran, hormis la carotte-test, une séquence (LG14P1) fait état d'une vingtaine de valves entre 100 et 130 cm de profondeur et une autre (LG13T3) présente une alternance de niveaux stériles et de diverses populations (fig. 54C) jusqu'à 870 cm de profondeur. Les deux autres séquences de Langoiran n'ont donné aucun résultat. L'absence de microfaune dans la majorité des échantillons est décevante mais doit être considérée comme un indice à part entière. Aussi cette absence pourrait-elle s'expliquer par un milieu défavorable à la formation d'ostracodes (milieu instable, anaérobique, salinité changeante…) ou par une disparition des fossiles. La première hypothèse paraît bien plus probable, la seconde impliquant une dissolution des valves carbonatées qui dépasse le cadre temporel de l'Holocène.

3.3.3. Apport de la flore : pollens et graines

Plusieurs graines ont été retrouvées dans les échantillons préparés pour l'ostracologie, uniquement dans les séquences extraites dans la zone conductrice de Langoiran (LG1202 et LG14P1 ; fig. 42 et 45). Celles présentes en grande quantité ont été identifiées par Charlotte Hallavant (laboratoire TRACES) afin d'acquérir des indications complémentaires sur l'environnement local. Il s'agit intégralement de graines du genre *Ranunculus*, provenant de plantes herbacées. L'étude palynologique a démontré néanmoins une très faible proportion de ce genre.

L'unique étude palynologique a été menée par Élodie Faure (laboratoire GEODE) sur la carotte LG14P1 (fig. 45). Pour des raisons financières, l'étude a été uniquement menée sur 4 m (3 à 7 m de profondeur) avec un échantillonnage décimétrique. Ce secteur a été sélectionné car il paraissait le plus apte à une telle analyse du fait de la présence de niveaux très organiques voire tourbeux. L'étude des pollens permet d'acquérir un signal paléo-écologique qui renseigne à la fois les paléoenvironnements (mise en place d'une zone humide, assèchement/ouverture du milieu, climat…) et les activités humaines (*e.g.*, indices de mise en valeur agricole). Elle est donc tout à fait complémentaire des analyses citées précédemment. Néanmoins, cette étude peut s'avérer particulièrement complexe en milieu alluvial car les pollens sont transportés à la fois par le vent (anémogamie) et l'eau (hydrogamie). Ils peuvent donc provenir d'assez loin. Cela renseigne tout de même sur le contexte climatique, ce qui, en outre, constitue un autre indicateur chronologique. Dans le cas présent, l'étude palynologique a aussi permis d'acquérir des informations sur le milieu local (mise en place d'une zone

humide à eaux stagnantes) et les pratiques agricoles environnantes (activité céréalière avérée au Néolithique).

Au final, la complémentarité entre chronostratigraphie, texture des corps sédimentaires, images CM, ostracologie et palynologie permet d'identifier et de décrire partiellement les paléo-milieux qui se sont succédés dans la plaine alluviale (chenal, delta de rupture de levée, berge, plaine d'inondation plus ou moins humide). Pour caractériser au mieux les paléo-environnements associés, et les contraintes exercées sur l'occupation du sol, il est nécessaire d'apporter des précisions sur la dynamique spatio-temporelle des paléochenaux à l'origine des dépôts.

3.4. PRECISIONS SUR L'HYDROLOGIE DES PALEOCHENAUX

La reconstitution paléohydrologique vise à préciser la dynamique fluviale et, plus particulièrement, le régime des cours d'eau (régime dominé par les crues, les étiages, ou les deux ; Arnaud-Fassetta, 2008). Elle repose elle aussi sur l'analyse sédimentologique.

3.4.1. Structure sédimentaire, indices granulométriques et taux de sédimentation

La granulométrie des dépôts sédimentaires résulte directement de l'énergie de l'agent de transport. Plus la compétence de cet agent est importante, plus les sédiments transportés sont grossiers. La présence de structures litées, alternant des niveaux plus grossiers et plus fins, est donc révélatrice d'une variabilité hydrologique. Comment interpréter ces variations ? Les lits les plus grossiers expriment-ils un gain d'énergie d'un agent peu compétent ou, au contraire, les lits les plus fins expriment-ils une perte d'énergie d'un agent très compétent ? En plus de l'image CM (cf. *supra*), qui permet de préciser le mode de transport des sédiments, trois indices définis par Folk et Ward (1957) ont été quantifiés pour préciser les dynamiques de transport et de dépôt. Le grain moyen (GM ; fig. 55) mesure la compétence moyenne du flux liquide. Il est exprimé en microns. L'indice d'asymétrie (*Skewness*, *Sk* ; fig. 55) informe sur l'environnement et la dynamique des dépôts. Une asymétrie positive ($1 > Sk > 0$) renvoie à un meilleur classement des particules grossières, ce qui révèle généralement un enrichissement en particules fines (décantation en fin de crue, par exemple). À l'inverse, une asymétrie négative ($0 > Sk > -1$) traduit un bon classement des particules fines et un enrichissement en particules grossières, tel que l'injection de sables dans un milieu peu énergique (Arnaud-Fassetta, 2000). L'asymétrie est exprimée en *phi*, comme l'indice de tri. Ce dernier (*Sorting index*, σ ; fig. 55) renseigne sur l'énergie de l'agent de transport et la régularité des flux : un mauvais tri reflète des dynamiques de transport irrégulières alors qu'un bon tri traduit des

conditions d'énergie régulières. Ces trois indices ont été calculés à partir des centiles P5, P16, P50, P84 et P95 avec le programme Gradistat version 4.0 (Blott et Pye, 2001). Ce programme a servi également à définir la texture des sédiments selon l'échelle d'Udden (1914) et Wentworth (1922).

Grain moyen

$$GM = \exp \frac{\ln P16 + \ln P50 + \ln P84}{3}$$

Indice d'asymétrie (*Skewness*)

$$Sk = \frac{(P84+P16-2P50)}{2(P84-P16)} + \frac{(P95+P5-2P50)}{2(P95-P5)}$$

$-1 < Sk < -0{,}30$	Très asymétrique vers les grossiers
$-0{,}30 < Sk < -0{,}10$	Asymétrique vers les grossiers
$-0{,}10 < Sk < 0{,}10$	Presque symétrique
$0{,}10 < Sk < 0{,}30$	Asymétrique vers les fins
$0{,}30 < Sk < 1$	Très asymétrique vers les fins

Indice de tri (*Sorting*)

$$\sigma_i = \frac{(P84-P16)}{4} + \frac{(P95-P5)}{6{,}6}$$

$0 < \sigma_i < 0{,}35$	Très bien trié
$0{,}35 < \sigma_i < 0{,}50$	Bien trié
$0{,}50 < \sigma_i < 0{,}70$	Moyennement trié
$0{,}70 < \sigma_i < 1$	Assez peu trié
$1 < \sigma_i < 2$	Peu trié
$2 < \sigma_i < 4$	Très peu trié
$4 < \sigma_i$	Pas trié

Fig. 55 – Grain moyen, indices de tri et indice d'asymétrie (Folk et Ward, 1957).

Un autre marqueur très important de l'hydrodynamique est la variation du taux de sédimentation. En régime dominé par l'étiage, les eaux envahissent rarement la plaine d'inondation dont le taux de sédimentation est relativement faible. À l'inverse, le taux de sédimentation est bien plus élevé en cas de crues fréquentes et/ou de haute intensité. Faute de résultats chronologiques suffisants, le taux de sédimentation du remblaiement alluvial n'a pu être pleinement calculé que pour les séquences LG14P1 (celle ayant fait l'objet de l'étude pollinique) et LG13T3, situées toutes deux à Langoiran (fig. 45). Quelques taux de sédimentation ont pu être estimés également à Isle-Saint-Georges (ISG1314, ISG13T2) comme à Langoiran (LG1202, LG13T1, LG13T2) grâce à la présence de deux jalons chronologiques jugés fiables dans les stratigraphies (fig. 45 et 46).

3.4.2. Teneur en matière organique

La teneur en matière organique du remblaiement alluvial est aussi riche en informations. La matière organique se développe dans les milieux calmes. Un sédiment très organique sera donc révélateur d'un calme hydrologique et/ou d'une déconnexion du chenal (Salvador *et al.*, 2009). La part organique des dépôts sédimentaires a été appréciée d'abord visuellement *via* l'abondance en plantes ou en morceaux de bois. Puis pour plus de précision, les séquences extraites dans des tubes opaques et celle destinée à la palynologie (LG14P1) ont fait l'objet d'une quantification par calcination (ou perte au feu). Après séchage et broyage, les sédiments sélectionnés « au faciès » (235 au total) ont été placés dans un creuset puis chauffés à 550°C pendant 4 h (Heiri *et al.*, 2001 ; Santisteban *et al.*, 2004). Le LGP de Meudon disposant de « petits » creusets, la quantité de sédiment analysé était continuellement comprise entre 1 et 3 g. Après calcination, les échantillons ont été refroidis dans des dessiccateurs en verre puis

rapidement pesés. La teneur en matière organique a été déduite de la différence entre le poids initial et le poids final.

3.4.3. Susceptibilité magnétique et oxydation des minéraux

À titre d'essai, la carotte LG14P1 a bénéficié d'une quantification de sa susceptibilité magnétique. Les mesures ont été réalisées avec le susceptibilimètre *Bartington* MS3 du laboratoire GEODE à raison d'un relevé par centimètre. La susceptibilité magnétique des sédiments reflète leur teneur en minéraux magnétiques. Celle-ci varie sous l'effet de la nature, la forme et la taille des minéraux (Thompson et Morton, 1979), ce qui rend l'interprétation de son évolution verticale particulièrement complexe. Néanmoins, couplée avec d'autres paramètres tels que la granularité, elle peut permettre de distinguer diverses dynamiques environnementales : pédogénèse, érosion des sols (Dearing *et al.*, 1996), activité hydrologique accrue (Arnaud *et al.*, 2005) ou encore réactivation hydro-sédimentaire des chenaux (Castanet *et al*., 2007). Dans le cas présent, l'analyse n'a pas permis d'apporter de telles informations ou, du moins, pas de nouvelles informations. Les variations notables du signal magnétique correspondaient soit à des niveaux très organiques (valeurs faibles voire négatives ; diamagnétisme), soit à des niveaux d'oxydes de fer (signal élevé ; ferrimagnétisme ou antiferromagnétisme ; Dearing, 1994). Les niveaux d'oxydes de fer avaient déjà été identifiés visuellement lors de la recherche d'ostracodes. En outre, ils pourraient révéler la présence d'un paléosol (Schwertmann, 1988), ce qui en fait un bon marqueur paléoenvironnemental.

Finalement, la susceptibilité magnétique des autres séquences stratigraphiques n'a pas été mesurée et la présence d'oxydes de fer a été déterminée visuellement, par observation à la loupe binoculaire des échantillons préparés pour l'étude ostracologique. Par ailleurs, aucune caractérisation minéralogique n'a été effectuée dans le cadre de cette étude. Son intérêt semblait moindre, par rapport aux analyses citées précédemment, pour reconstituer la dynamique spatio-temporelle du fleuve. À l'inverse, il a paru utile d'apporter des précisions d'ordre quantitatif (hydraulique).

3.5. CARACTERISATION HYDRAULIQUE DES PALEOCHENAUX

3.5.2. Intérêts et nature des estimations paléohydrauliques

La dynamique spatiale (hydrographie) et temporelle (hydrologie) des cours d'eau est directement liée à l'évolution de la charge solide (Q_s) et du débit liquide (Q). Estimer quantitativement la variabilité de ces deux paramètres permettrait donc de mieux appréhender

la dynamique fluviale holocène du tronçon et d'enrichir la réflexion sur les paramètres de contrôle.

Les études menées dans le delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1997, 2007) ont démontré l'intérêt de reconstituer trois paramètres hydrauliques à pleins bords des paléochenaux : la capacité du chenal, le débit et la puissance spécifique. La capacité d'un chenal (C ; en m²) correspond à l'aire totale disponible pour les flux liquides et solides. Elle peut être estimée à partir de la largeur (*w*) et de la profondeur moyenne du chenal (*d*) tel que $C = w.d$. La capacité actuelle du chenal de la Garonne est de l'ordre de 2280 m² à l'apex du méandre de Langoiran (fig. 12) et de 2665 m² à Isle-Saint-Georges (fig. 13). Ces valeurs serviront de base pour comparer et appréhender les capacités anciennes.

Le débit (*Q* ; en m^3/s) est plus difficile à estimer. Rotnicki (1991) a proposé l'équation suivante pour les cours d'eau sinueux et méandriformes :

$$Q_{max} = \frac{0{,}921}{n}.A.R^{0{,}67}.s^{0{,}5} + 2{,}362$$

Où *n* = coefficient de rugosité de Manning, tel que $n = 0{,}0151.P_{50}^{0{,}17}$ (Strickler, 1923), P_{50} étant la médiane granulométrique (en mm) ; *A* = section mouillée (en m²), *R* = rayon hydraulique et *s* = pente de la ligne d'eau à plein bord (en m/m).

En plus d'aider à comparer les milieux anciens et le milieu fluvio-maritime actuel, la quantification du débit permet d'estimer la puissance spécifique du chenal (ω ; en W/m²). Elle dérive de la relation entre la puissance brute (Ω ; Bagnold, 1966) et la largeur du chenal :

$$\omega = \frac{\Omega}{w} = \frac{\rho.g.Q.s}{w}$$

Où ρ = densité de l'eau (en kg/m^3) et *g* = accélération de la pesanteur (9,81 m/s²). La puissance spécifique traduit l'énergie et la capacité de travail des cours d'eau. Elle contrôle leur capacité d'ajustement morphologique et, de fait, leur instabilité latérale (Nanson et Croke, 1992). Généralement, les cours d'eau puissants (40 à 50 W/m²) ont une activité hydrodynamique bien plus faible que les cours d'eau de puissance inférieure (Malavoi et Bravard, 2010). Il s'agit donc d'un très bon indicateur de la paléo-dynamique fluviale. Néanmoins, il nécessite de connaitre la géométrie des paléochenaux (largeur, profondeur, pente). Cette géométrie a été partiellement reconstituée grâce à l'étude stratigraphique qui a mis en exergue le sommet de la charge de fond et celui de quelques berges ; ce qui est insuffisant. Afin d'acquérir une géométrie complète des grands paléochenaux identifiés (emplacement des berges, forme et profondeur du lit), divers profils de résistivité électrique ont été acquis par tomographie.

3.5.1. Profils de tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique (ERT en anglais) est une méthode de prospection géophysique qui permet d'imager en deux dimensions (horizontale et verticale) les variations de résistivité électrique du remblaiement alluvial. Elle est basée sur le même principe que les prospections électromagnétiques réalisées précédemment (injection d'un courant ; la

résistivité étant l'inverse de la conductivité) mais produit des coupes de résistivité et non des données surfaciques. Pour acquérir ces coupes, diverses électrodes sont installées le long d'un profil puis reliées à un même câble connecté à un résistivimètre et à une batterie (fig. 56A). L'injection de courant *via* cette batterie permet de mesurer la résistivité apparente entre tous les couples d'électrodes. Par conséquent, l'espacement inter-électrodes détermine la profondeur d'investigation et la précision des mesures, ces deux paramètres étant inversement proportionnels. Le but était ici d'atteindre la base des paléo-lits fluviaux. Le choix de la profondeur d'investigation a donc été basé sur la profondeur du substratum calcaire, identifiée grâce aux logs du BRGM. À Langoiran, les électrodes ont été espacées de 2 m, ce qui a permis d'acquérir des données sur une douzaine de mètres d'épaisseur. À Isle-Saint-Georges, seul le profil P1 a été réalisé selon cet espace inter-électrode. Les autres coupes ont une puissance moyenne de 20 m grâce à un espacement inter-électrodes de 3 m. Sur chaque site, les profils ont été positionnés de façon à recouper en plusieurs points les grands paléochenaux. L'intérêt était triple : vérifier l'emplacement des paléochenaux, estimer leur pente longitudinale et obtenir des paramètres hydrauliques moyens, donc plus représentatifs.

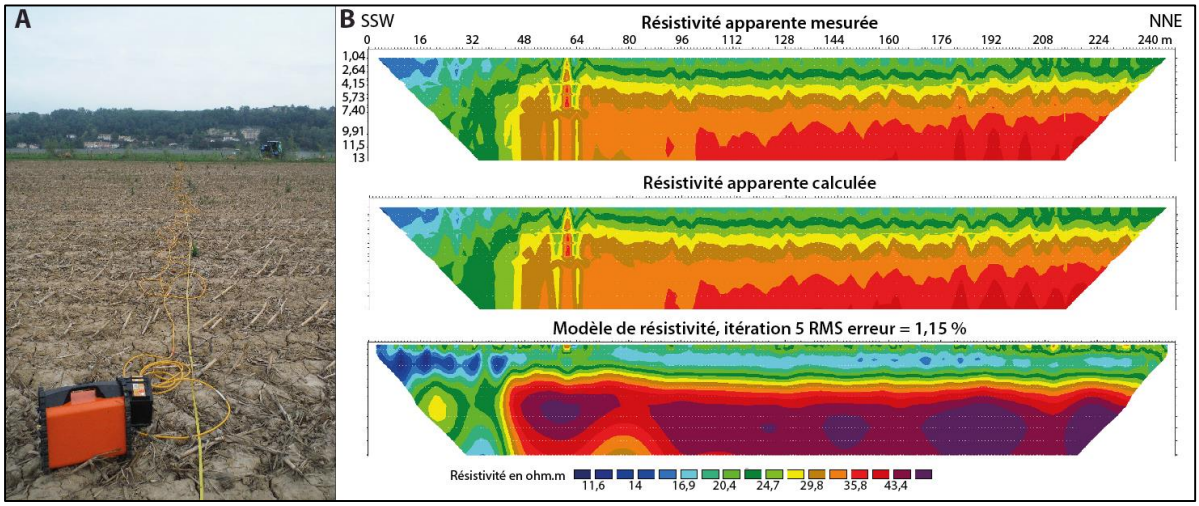


Fig. 56 – Acquisition (A) et interprétation (B) des données de résistivité électrique (P4 de Langoiran). Le facteur d'erreur RMS (*Root Mean Squared*) quantifie la différence entre les valeurs de résistivités apparentes mesurées et celle calculées par le programme de traitement. La pseudo-section P4 de Langoiran (localisation : cf. fig. 45) a été réalisée avec un espacement inter-électrode de 2 m et démontre la présence d'un chenal au SSW *via* une chute de la résistivité.

Les données brutes ont été acquises avec un resistivimètre *ABEM* Terrameter LS (LGP) en configuration Schlumberger puis traitées par Clément Virmoux, ingénieur d'étude au LGP, qui a construit les différentes pseudo-sections correspondantes (fig. 56B).

En somme, une grande quantité de données a été acquise pour reconstituer les trois composantes complémentaires (hydrographie, hydrologie, hydraulique) de la géomorphologie fluviale et caractériser au mieux les environnements passés. La stratigraphie tient un rôle majeur mais la complémentarité des autres analyses (historiques, géophysiques, minéralogiques, biologiques) s'est avérée nécessaire pour identifier les paléo-tracés et retracer l'évolution de la dynamique fluviale. La reconstitution des paléoenvironnements et de la paléo-dynamique fluviale se base également sur une étude comparative entre les archives sédimentaires acquises et le référentiel établi sur les milieux de sédimentation actuels de l'estuaire (fig. 51). Enfin, chaque analyse a ses propres limites qu'il est parfois difficile de compenser. Par conséquent, les résultats chronologiques seront considérés avec précaution et les profils ERT ont conduit à s'interroger sur un possible changement de style fluvial…

Chapitre 4

RÉSULTATS PALÉOENVIRONNEMENTAUX SUR LES SITES DE LANGOIRAN ET D'ISLE-SAINT-GEORGES

La stratigraphie et la conductivité électrique font état d'une forte variabilité latérale et longitudinale des formes fluviales au cours de l'Holocène. Divers paléochenaux à la géométrie et l'hydrologie contrastées se sont succédés et parfois recoupés dans les secteurs de Langoiran, en amont, et Isle-Saint-Georges, 8 km en aval.

Ce chapitre expose, site par site, les résultats stratigraphiques, géomorphologiques et géophysiques obtenus et les interprète en termes hydrographique, hydrologique puis hydraulique. Au vu du grand nombre de logs stratigraphiques acquis, le choix a été fait de ne pas tous les présenter mais de se concentrer sur des transects stratigraphiques transversaux au fond de vallée et/ou à l'axe d'écoulement des paléochenaux. Ces transects regroupent l'essentiel des carottes prélevées et permettent de reconstituer l'histoire du fond de vallée via *l'identification de différentes unités stratigraphiques (US) correspondant chacune à un milieu fluvial (chenal, marécage, plaine d'inondation). La différentiation verticale et latérale des US et sous-US repose sur des critères sédimentologiques (structure, texture, indices granulométriques, image CM, taux de matière organique, pollens, ostracodes), géophysiques (conductivité électrique) et chronologiques. Les profils de résistivité électrique se sont révélés très précieux pour comprendre l'agencement des paléochenaux et des US, complétant ainsi des données granulométriques très ponctuelles et changeantes.*

Pour chaque site, après avoir exposé le contexte archéologique, le propos s'articulera en quatre axes. D'abord, les transects stratigraphiques seront décrits et interprétés, par système stratigraphique au besoin, US puis sous-US, ce qui permettra de préciser l'agencement et l'hydrologie des paléomilieux. Pour appuyer le raisonnement, chaque transect sera accompagné de l'image CM correspondante et d'une présentation détaillée d'un log stratigraphique caractéristique. Ensuite, les résultats géomorphologiques (cartes anciennes, relief) et géophysiques seront analysés en détail pour préciser l'emprise spatiale et la géométrie des paléochenaux avant de procéder, si possible, à leur quantification hydraulique. Enfin, une synthèse diachronique des environnements fluviaux holocènes sera proposée, suivie d'une discussion géoarchéologique.

4.1. LE SITE DE LANGOIRAN

4.1.1. Contexte archéologique : un *castrum* fossoyé, emmotté puis abandonné

Le Castéra de Langoiran est un site fortifié médiéval situé à 400 m de la rive droite actuelle de la Garonne (fig. 57A), sur une éminence topographique de 4600 m² qui surplombe la plaine alluviale d'1 à 2 m. Il ne reste aujourd'hui que les fondations de ce site découvert par François Didierjean en 1985 lors de prospections aériennes (Didierjean, 1988 ; fig. 57B). L'étude archéologique menée depuis 2004 par Sylvie Faravel a révélé que la plate-forme était fossoyée, « emmotée » et enclose par une levée de terre surmontée d'un mur d'enceinte (fig. 57C). Ce *castrum* aurait été implanté au début du XII^{e} siècle (au plus tard) par une petite seigneurie de l'Entre-deux-Mers bordelais et abandonné au cours du XIV^{e} siècle au profit du château posté sur le versant de l'Entre-deux-Mers, 40 m au-dessus du fond de vallée (fig. 57A et D). Le Castéra serait donc le château primitif de Langoiran (Araguas et Faravel 2006 ; Faravel 2008, 2010). Sa surélévation serait d'origine anthropique mais non-originelle. En effet, les fouilles archéologiques tendent à démontrer que ce n'est qu'au XIII^{e} siècle que la plateforme a été surélevée, lors d'une phase de reconstruction (Faravel, 2012, 2013). La cause de ce rehaussement est inconnue, tout comme celle de l'abandon du site. Une cause environnementale est logiquement envisageable. D'ailleurs, la fonction du site n'est pas encore précisée mais l'existence de trompes d'appel et de lests de pêche permet d'envisager le site comme un point de contrôle fluvial et, par voie de conséquence, de supposer une proximité accrue du chenal contemporain.

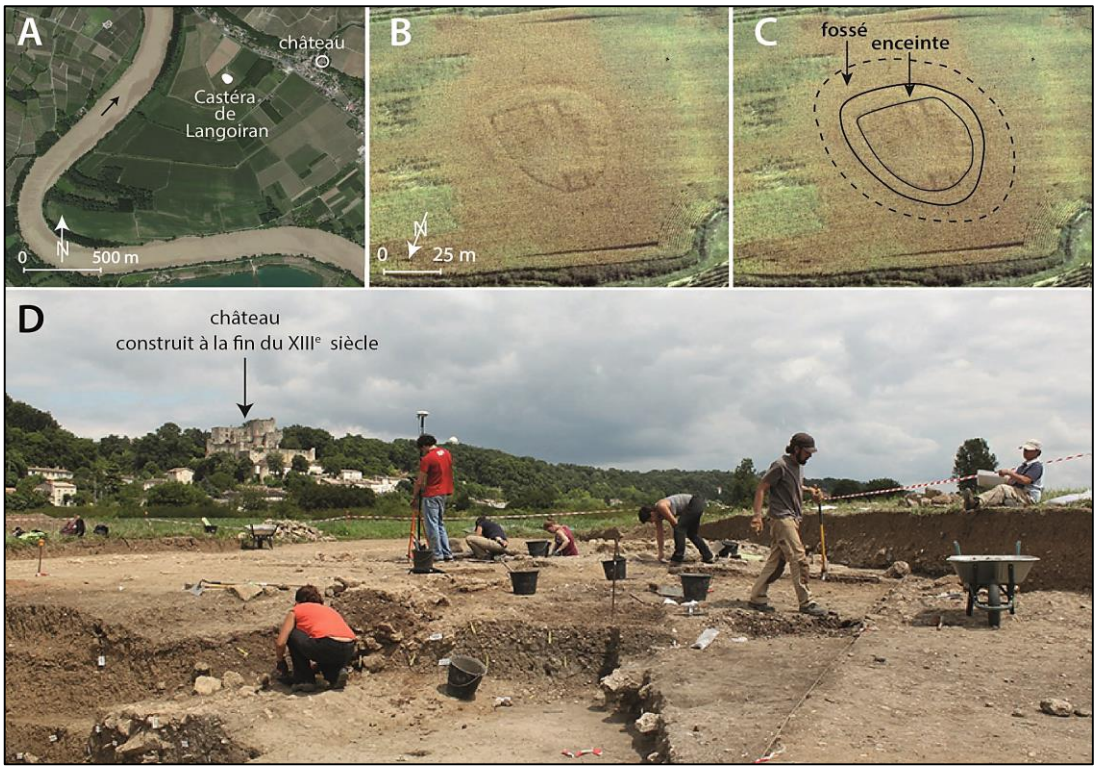


Fig. 57 – Le Castéra de Langoiran. A : Localisation ; **B** : Vue aérienne (cliché de François Didierjean, 1988) ; **C** : Photo-interprétation, d'après Faravel, 2013 ; **D** : Fouilles du Castéra et vue sur le château qui lui a succédé (cliché de Sylvie Faravel, 11 juillet 2014).

Le site du Castéra a été étudié par trois transects stratigraphiques équidistants de 50 m et perpendiculaires au fond de vallée afin de déterminer les environnements fluviaux médiévaux et, plus largement, reconstituer l'évolution holocène de la Garonne dans ce secteur. Un quatrième transect sub-perpendiculaire au talweg est situé en aval. Ces transects sont présentés ci-après d'amont en aval.

4.1.2. Reconstitution hydrographique et hydrologique à partir de la stratigraphie

4.1.2.1. Transect stratigraphique 1 : en amont immédiat du Castéra

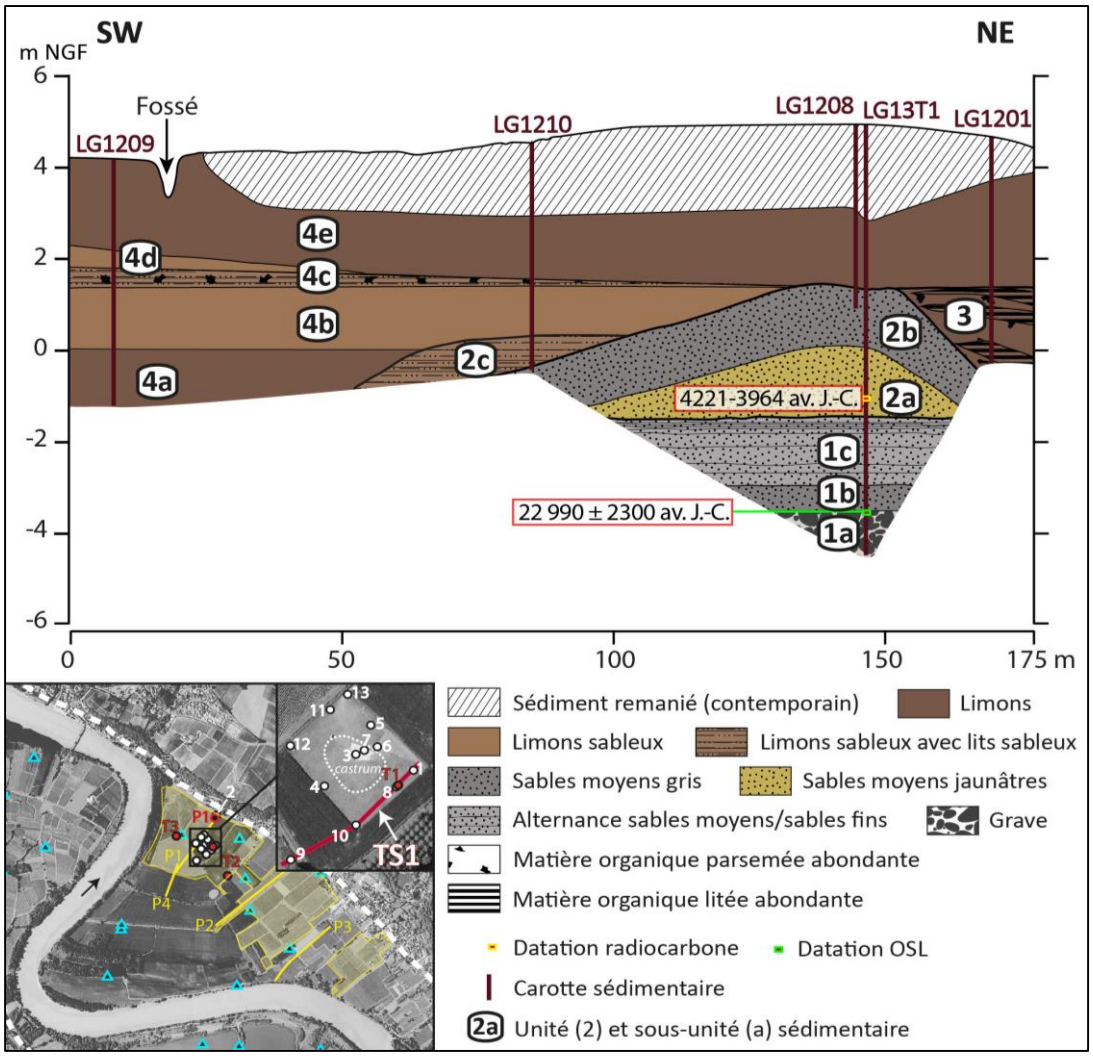


Fig. 58 – Transect stratigraphique 1 de Langoiran : en amont du Castéra.

Le premier transect stratigraphique (TS1) se situe à l'amont immédiat du Castéra. Il compile cinq carottes de 5 à 9,45 m de longueur réparties sur une distance de 175 m (fig. 58). Malgré cette distance relativement faible, une grande complexité stratigraphique apparaît puisqu'aucun log ne possède la même stratigraphie, exception faite des dénommés LG1208 et LG13T1 espacés d'1,5 m seulement. À cette difficulté s'ajoute une très grande faiblesse chronologique : seule la carotte LG13T1 dispose de repères chronologiques (deux datations) ce qui ne permet pas d'établir de

connexion formelle entre les logs. Malgré tout, plusieurs unités correspondant à des paléochenaux (1-3), un marécage (4) et une plaine d'inondation (5) peuvent être distinguées.

L'**unité 1** (entre -4,51 et -1,47 m NGF) correspond vraisemblablement à un paléochenal pléistocène. Elle a uniquement été atteinte par la carotte LG13T1 et présente trois sous-unités évoluant verticalement selon un granoclassement normal :

- la **sous-unité 1a** (96 cm d'épaisseur) est composée d'un mélange de sables (20 à 641%), de graviers et de galets très émoussés (31 à 79 % ; fig. 59). Le grain moyen est très élevé (1,4 < GM < 8,6 mm) et la particule la plus grossière très grande (6,4 cm de longueur), ce qui a nécessité un transport par saltation et roulement, comme confirmé par l'image CM (fig. 60). Ce niveau de « grave » correspond à la charge de fond d'un paléochenal de haute énergie. Néanmoins, l'absence de tri des particules ($2,5 < \sigma < 3$) et la grande variabilité de l'indice d'asymétrie témoignent d'une dynamique changeante et d'une irrégularité des flux. De fait, l'asymétrie oscille entre des valeurs positives ($0,32 < Sk < 0,53$) et des valeurs proches de zéro ($-0,04 < Sk < 0,10$) avant de s'achever au sommet par des valeurs négatives ($-0,51 < Sk < -0,31$; fig. 59). Cela traduit le passage d'un transport sélectif de grains grossiers, ponctuellement enrichis en particules fines, à un dépôt enrichi en particules grossières. Malgré une énergie soutenue, la dynamique a donc changé au profit d'un affinement de la fraction dominante.

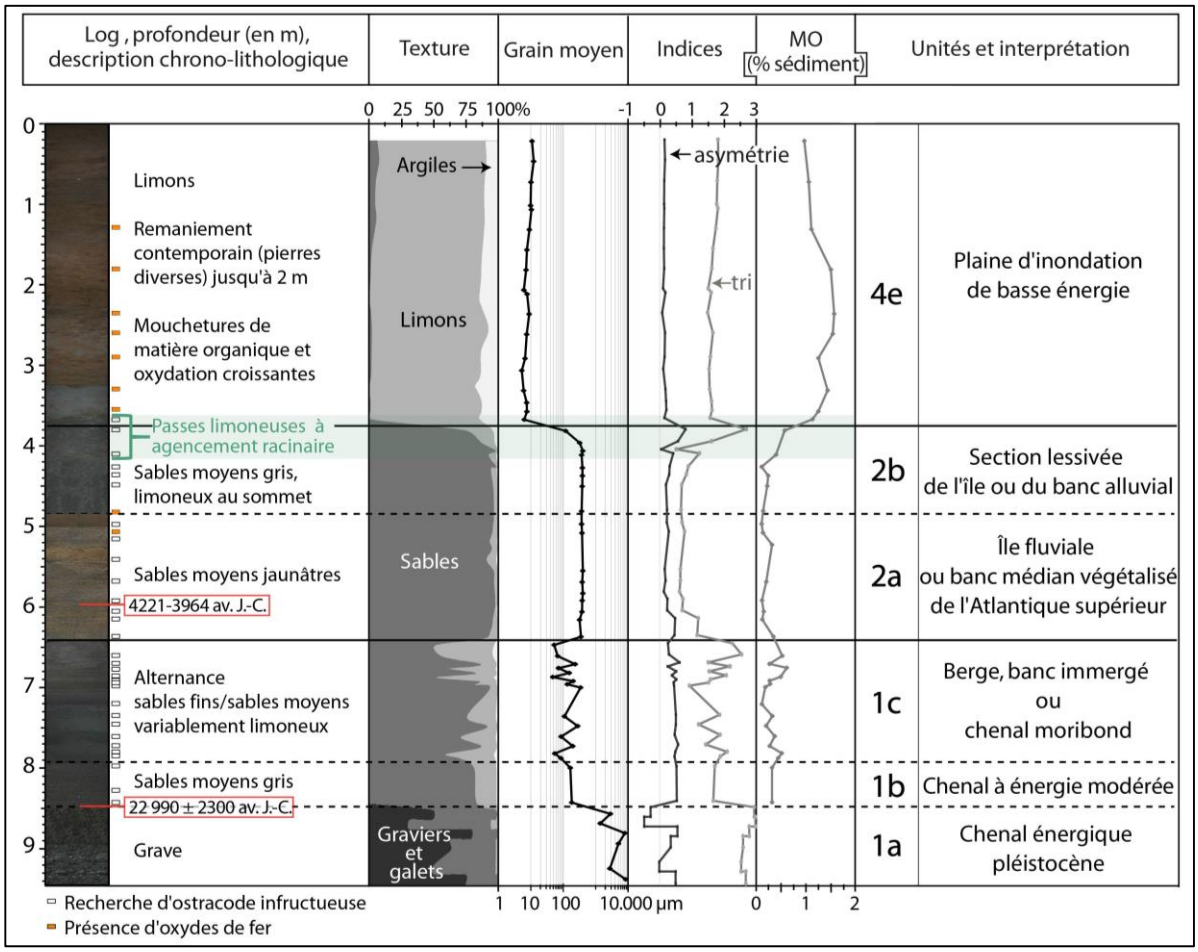


Fig. 59 – Analyses sédimentologiques de la carotte LG13T1. Le toit du log est à + 4,941 m NGF. La sous-unité 2b est la seule à présenter un litage prononcé. Les autres lits éventuellement décelables sur la photographie sont uniquement dus à l'étirement de cette dernière (nécessaire pour la visibilité). Aucune faune n'a été recensée.

- la **sous-unité 1b** (57 cm d'épaisseur) ne contient ni galet, ni gravier mais plus de 80.% de sables émoussés, majoritairement quartzeux et de taille moyenne (169 < GM < 186 µm), mis en place par suspension graduée et saltation (fig. 60). Cela indique un environnement de haute énergie dominé par des courants tractifs. En revanche, l'asymétrie positive (*Sk* = 0,5) illustre un enrichissement du stock sédimentaire en particules plus fines (sables fins et limons) tandis que le très mauvais tri (1,6 < σ < 1,7) démontre une dynamique de transport peu régulière et/ou peu sélective. Cette sous-unité est interprétée comme la charge de fond du paléochenal identifié auparavant, en contexte de perte de compétence. Néanmoins, il s'agirait d'une perte d'énergie relativement brutale puisqu'aucun niveau de sables graveleux ne fait la transition entre les unités 1 et 2. Cette hypothèse signifierait également que les sables n'ont pas été transportés uniquement par suspension graduée mais partiellement par saltation et roulement. Par conséquent, cette unité pourrait tout aussi bien correspondre à un dépôt de berge sous-aquatique ou à un banc de fond de chenal.

- la **sous-unité 1c** (151 cm d'épaisseur) se distingue par l'alternance de sables moyens (70 < GM < 350 µm) peu organiques (matière organique = 0,1 à 0,4 % du sédiment ; fig. 59) transportés par suspension graduée et saltation, avec des sables fins (53 < GM < 156 µm) légèrement plus organiques (MO = 0,5 à 0,6 %) uniquement transportés par suspension

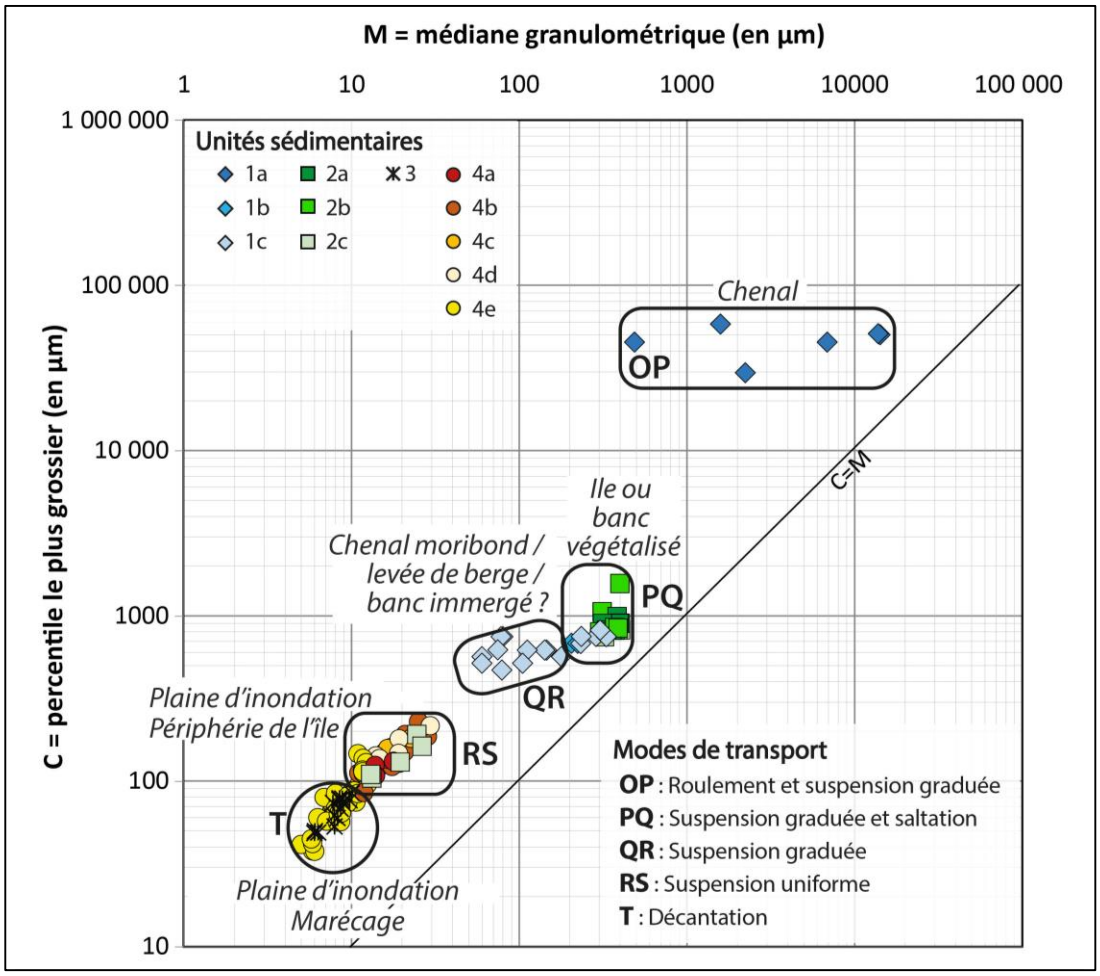


Fig. 60 – Image CM du transect stratigraphique 1 de Langoiran. La limite de la suspension uniforme (Cu) se situe à 160 µm pour les plaines d'inondation de basse et moyenne énergie et à 230 µm pour les plaines d'inondation de haute énergie. La suspension graduée (Cs) se limite à 750 µm.

graduée (fig. 60). Une vingtaine de niveaux se succèdent sur 150 cm d'épaisseur. Ils sont d'abord très épais (2 à 12 cm), s'affinent vers le sommet (0,5 à 4 cm) avant de s'achever par 25 cm de sables fins limoneux (40-44 % de limons). L'irrégularité des phénomènes de sédimentation induit un très mauvais tri ($1,4 < \sigma < 2,5$) tandis que l'affinement du stock sédimentaire est montré par une asymétrie positive ($0,2 < Sk < 0,6$). Cette sous-unité pourrait correspondre : 1) à l'alluvionnement dans le fond d'un chenal à énergie variable et globalement décroissante, 2) à une levée de berge ou 3) à un banc de fond de chenal. L'absence d'ostracodes fossiles n'a pas permis de valider l'une des trois hypothèses (fig. 59). De même, la comparaison entre l'image CM des archives sédimentaires et celle contemporaine n'apporte rien car cette dernière ne comprend pas de données relatives au fond de chenal et ne possède aucun segment comparable à l'image des dépôts anciens (fig. 53 et 60).
S'il est impossible d'émettre des certitudes quant à la nature précise des milieux de sédimentation qui se sont succédés à l'emplacement de la carotte LG13T1, il est certain que l'ensemble correspond à un chenal à compétence décroissante. Les sables quartzeux qui recouvrent la grave n'ont, semble-t-il, pas été exposés à la lumière depuis 25.000 ± 2300 ans (CRP2A-C03). Il s'agirait donc d'un paléochenal appartenant à un système fluvial actif lors du Pléniglaciaire supérieur (Dernier Maximum Glaciaire).

L'**unité 2** (entre -1,47 et +1,36 m NGF) correspond à un milieu fluviatile plus récent, datant probablement de l'Holocène moyen. Elle recouvre l'unité 1 et s'en distingue par des sables émoussés (91-99 % du sédiment) à structure massive. Trois sous-unités ont été distinguées eu égard à la texture, la couleur des grains et leur teneur en matière organique.

- la **sous-unité 2a** (157 cm d'épaisseur), atteinte uniquement par la carotte LG13T1, présente des sables assez grossiers ($375 < GM < 420$ µm) plutôt bien triés ($0,5 < \sigma < 0,8$) et se caractérise par une asymétrie nulle ou légèrement prononcée vers les fines ($0 < Sk < 0,2$). Les grains ont donc été transportés de façon plutôt sélective par un cours d'eau compétent. La nature même de ce transport semble être la suspension graduée et, dans une moindre mesure, la saltation, comme le suggère l'image CM (fig. 60). Les sables affichent une couleur jaunâtre à tendance orangée au sommet, qui tranche nettement avec l'unité 1 sous-jacente et la sous-unité 2b sus-jacente (fig. 59). Cette couleur ocre rappelle celles des sables des Landes présents à l'ouest de la plate-forme aquitaine. Il est donc possible qu'ils aient été apportés par les affluents de rive gauche de la Garonne. Une autre hypothèse est une réaction à l'oxydo-réduction de ces sables qui auraient, dans ce cas, été émergés (banc, île ?). Néanmoins, seuls deux échantillons parmi les neuf observés à la loupe binoculaire contiennent des oxydes de fer (fig. 59). Par ailleurs, bien que la part de carbone organique dans le sédiment soit très faible (< 0,5 %), plusieurs macro-restes végétaux ont été retrouvés dans le premier mètre de ce niveau. L'un d'eux, situé une quarantaine de cm au-dessus de l'unité 1 (-1,04 m NGF) est daté 4221-3964 av. J.-C. (Beta-370430). Les sables jaunâtres auraient donc été déposés au cours de l'Atlantique ancien. Cette date démontre aussi un taux de sédimentation particulièrement faible (0,1 mm/an) depuis le Pléniglaciaire supérieur. Néanmoins, au vu de la stratigraphie, il est possible que ce taux s'explique par le ravinement du toit de l'unité 1 par l'unité 2. Il ne faut pas omettre non plus l'hypothèse que l'un des deux repères chronologiques, voire les deux, soit erroné (remaniement de la matière organique, surestimation de la datation par OSL…).

- la **sous-unité 2b** (126 cm) est constituée de sables grisâtres structurés en lits légèrement inclinés vers le sud-ouest (angle de plongement : 3 %) et non-atteints (ou absents) au nord-est (fig. 58). Les caractéristiques granulométriques sont identiques à la sous-unité 2a à l'exception de la partie sommitale. Celle-ci contient une part croissante de limons (jusqu'à 20 %) qui tire l'indice d'asymétrie vers les fines ($0,4 < Sk < 0,8$) et traduit une perte de compétence de l'agent de dépôt. Au sein de la carotte LG13T1, les 40 cm supérieurs de la sous-unité incluent des passées limoneuses organisées comme un système racinaire : cette configuration exclut l'hypothèse d'un remaniement et indique l'installation de végétaux – les limons remplissant l'espace libre laissé par les racines disparues. Ceci est corroboré par l'unité limoneuse du dessus (5e) qui présente, à sa base, les mêmes passées limoneuses recouvertes d'oxydes de fer. Un sol pédologique (alluviosol) s'est manifestement mis en place sur le niveau sableux. La couleur grise des sables pourrait alors résulter de leur lessivage.

- la **sous-unité 2c** (70 cm) recouvre la partie occidentale de la sous-unité 2b. Elle est composée de lits de limons légèrement sableux [$11 < GM < 22$ µm ; sables (fins) : 5-15 %] alternant avec des lamines millimétriques (nombreuses à la base et rares au sommet) à structure horizontale constituées de grains plus grossiers (sables fins et moyens : > 20 %). La structure des dépôts, l'asymétrie positive ($0,2 < Sk < 0,3$) et le mauvais tri ($1,81<1\sigma < 1,9$) attestent un milieu de basse énergie en perte progressive de compétence. L'image CM y associe un transport par suspension uniforme (fig. 60). Par ailleurs, plusieurs macro-restes végétaux (bois) sont présents mais dans des positions différentes : dans les 10 cm inférieurs, les rares débris sont à la verticale tandis que dans le reste de l'unité, ils sont à l'horizontale. Les limons sableux ont donc sédimenté sur une surface végétalisée. Au final, la lamination dégressive évoque l'affinement sommital de l'unité 2b sous-jacente et les végétaux en position de vie rappellent les passées limoneuses « racinaires » identifiées au nord-ouest sur le haut de l'unité 2b.

L'unité 2 est interprétée comme un banc médian végétalisé ou une île fluviale. La sous-unité 2b en serait la partie émergée et la sous-unité 2c la périphérie immergée lors des plus hautes eaux (hautes eaux estivales, crues). On peut supposer que cette dernière (2c) a été exhaussée graduellement par les plus hautes eaux, ce qui la rendu progressivement hors d'atteinte des événements hydrologiques les plus extrêmes et a conduit à la disparition des lits grossiers. La distinction entre banc et île fluviale est complexe. Elle peut se faire selon un critère morphopédologique : les bancs alluviaux, régulièrement remaniés par les écoulements fluviaux, n'ont pas le temps d'être fixés par un dense couvert végétal, contrairement aux îles fluviales. Or à ce stade, l'existence de végétaux n'est avérée qu'au sein de deux log et aucun élément ne permet de préciser la nature et la densité du couvert végétal, ni de dire si sa mise en place est syn- ou post-sédimentaire.

L'**unité 3** (entre -0,35 et +1,34 m NGF) rencontrée au nord-est du transect se situe à la même profondeur que l'unité 2 distante de 20 m, dans la limite d'atteinte du carottage (LG1201), mais affiche une texture tout autre : il s'agit exclusivement de limons fins ($6 < GM < 9$ µm) très riches en matière organique. Cinq niveaux de 20 à 50 cm d'épaisseur montrent l'alternance de macro-restes végétaux parsemés et de bois/feuilles lités. Une telle richesse organique évoque une zone humide à eaux périodiquement stagnantes. Le faible tri des limons ($1,5 < \sigma < 1,6$), leur léger enrichissement en argiles ($0,1 < Sk < 0,2$) et leur dépôt par

décantation (fig. 60) vont dans le sens d'un secteur de très basse énergie plutôt déconnecté du fleuve. Cette unité résulte donc d'une sédimentation palustre (marécage).

L'**unité 4** (entre -1,4 et +4,9 m NGF) regroupe cinq sous-unités successives (5a à 5e) assimilées à des épandages de crue :

- la **sous-unité 4a** (120 cm d'épaisseur) est exclusivement présente à l'ouest de l'unité 3, à une profondeur légèrement supérieure à celle-ci. Elle est composée de limons (12 < GM < 15 µm) massifs, mal triés (1,7l<lσl< 1,8), transportés par suspension uniforme (fig. 60) et enrichis en fines (*Sk*l=l0,4), ce qui évoque un milieu de basse énergie. Cette sous-unité est interprétée comme une plaine d'inondation (distale ou proximale) d'un hydrosystème à charge fine.

- la **sous-unité 4b** (112-140 cm d'épaisseur) repose sur les unités 3, 5a et, certainement, sur la sous-unité 2b (en discordance de ravinement ; fig. 58). Elle est constituée de limons variablement sableux (7 à 25 % de sables ; 12 < GM < 20 µm) mis en place par suspension uniforme (fig. 60) dans un contexte dynamique peu sélectif (σ = 1,9). L'asymétrie légèrement positive (0,1 <.*Sk* < 0,2) indique la prédominance d'un stock de limons sableux enrichis en argiles. Il s'agit donc d'épandages de crue assez grossiers déposés à distance modérée du chenal. Par voie de conséquence, le cours d'eau à l'origine des dépôts 5a et 5b s'est rapproché ou a vu sa compétence s'accroître.

- la **sous-unité 4c** (18-45 cm d'épaisseur) marque une phase d'énergie accrue du milieu : les limons sableux (12-20 % de sables fins) à structure massive alternent avec des lits millimétriques plus grossiers et riches en débris végétaux (feuilles et bois). Le grain moyen, l'indice de tri et l'indice d'asymétrie sont sensiblement identiques à la sous-unité 5b : il s'agit toujours d'une plaine d'inondation proche du chenal. Cependant, ce dernier a tendance à s'éloigner comme en atteste l'affinement latéral du corps sédimentaire (45 à 20 cm ; fig. 58). Malgré cet éloignement, la granularité des dépôts reste inchangée, ce qui indique un accroissement de la compétence du cours d'eau. Ce changement hydraulique s'est certainement accompagné d'un changement de régime hydrologique puisque les lamines grossières traduisent un accroissement de la fréquence et/ou de l'intensité des grandes crues. Elles pourraient aussi résulter d'une influence tidale. Par ailleurs, les nombreux restes végétaux semblent s'expliquer par une eau particulièrement chargée en débris ou par le remaniement de ceux présents entre le chenal et le lieu du dépôt. Dans les deux cas, il est probable que cela concorde avec des conditions climatiques et/ou météorologiques favorables à l'épanouissement des arbres.

- la **sous-unité 4d** (35 cm d'épaisseur) est constituée également de limons sableux (12 < GM < 26 µm) mal triés (1,8 < σ < 2,1) et légèrement asymétriques vers les fines (0,1 <.*Sk* <.0,2). Néanmoins, la teneur en sables varie plus fortement que dans les unités précédentes (10 à 32 %), révélant ainsi une instabilité hydrologique plus prononcée. La sous-unité 5d est interprétée comme une plaine d'inondation à condition hydrodynamique variable. Son absence au centre et au nord-est du transect renforce l'hypothèse d'un éloignement progressif du chenal.

- la **sous-unité 4e** marque un changement global de milieu puisqu'elle est présente sur l'ensemble du transect et contient presque exclusivement des limons (5 < GM < 15 µm ; sables < 10 %) mal triés (1,8 < σ < 2,1) mis en place par décantation et, dans une moindre

mesure, transportés par suspension uniforme (fig. 60). L'ensemble a été bioturbé et pédogénéisé (MO > 1,5 % du sédiment ; nombreux oxydes de fer). La sous-unité est interprétée comme une plaine d'inondation distale. Ce type de milieu est généralement caractérisé par une asymétrie positive or, dans le cas présent, l'asymétrie est nulle ou légèrement positive (0 <.*Sk* <.0,15), ce qui traduit l'existence d'un seul stock sédimentaire et pourrait révéler une charge en suspension exclusivement limoneuse, comme c'est le cas de nos jours.

Pour conclure, ce premier transect stratigraphique tend à démontrer qu'au moins un chenal pléistocène très énergique (unité 1) a fait place, localement et à l'Holocène moyen, à des chenaux multiples séparés par une île ou un banc végétalisé (unité 2). À une période qu'il reste à déterminer, la plaine alluviale de l'Holocène moyen a migré ou s'est métamorphosé, ce qui a engendré l'abandon (synchrone ?) des deux bras fluviaux. Le chenal situé au nord-est de l'île a alors été remblayée par une sédimentation organique (unité 3) tandis que celui au sud-ouest a été fossilisé par des épandages de crue (unité 4, a à d). Le cours d'eau à l'origine de ces crues s'est rapproché un temps (unité 4, a à b) avant de s'éloigner de nouveau (unité 4, b à e). Parallèlement à cet éloignement, la dynamique du fleuve s'est considérablement renforcée (compétence accrue, crues plus intenses voire plus fréquentes et/ou influence tidale). Le secteur s'est ensuite stabilisé et est devenu une plaine d'inondation de basse énergie (plaine d'inondation distale et/ou connectée à un chenal peu compétent). Ces hypothèses sont appuyées par le deuxième transect stratigraphique (TS2).

4.1.2.2. Transect stratigraphique 2 : au travers du Castéra

Le deuxième transect stratigraphique a été réalisé 50 m en aval du premier, en travers du Castéra de Langoiran (fig. 61). Il ne s'étend que sur 90 m mais s'appuie sur cinq carottes sédimentaires de 4 à 6 m de longueur et deux repères chronologiques : une datation radiocarbone et le site archéologique. Les niveaux du *castrum* occupé du XII^{e} au XIV^{e} siècle se situent entre +4,2 et +6,25 m NGF. D'après Sylvie Faravel (2013), le sol contemporain de l'installation du site devait se trouver sensiblement à cette altitude de +4,2 m NGF qui accueille le sol intérieur initial de la plateforme. Le fossé a été aussi recoupé par les sondages, de part et d'autre du *castrum*, comme l'atteste localement l'alternance de molasse avec des galets et des limons enrichis en charbons (logs LG1204 et LG1206). Ce fossé atteint une altitude minimale d'environ +2,67 m NGF. Hormis ces niveaux anthropiques, trois unités stratigraphiques ont été identifiées.

L'**unité 1** (sous +0,83 m NGF, plus de 120 cm d'épaisseur) est assimilable à l'unité 2 du transect précédent : elle est composée de sables (> 92 % du sédiment) à structure massive, émoussés, relativement grossiers (345 < GM < 430 µm) et transportés par suspension graduée et saltation (fig. 62). Ces sables occupent exactement la même position sur l'image CM que ceux de l'unité 2 du TS1 avec un grain moyen compris entre 300 et 410 µm et un grain maximal allant de 800 à 1600 µm ; ce qui témoigne d'une compétence identique de l'agent de transport et/ou d'un milieu similaire. Ils affichent aussi une couleur grise, un mauvais tri (0,7 < σ < 1,1) et une asymétrie vers les fines (0,2 < *Sk* < 0,4), témoignant d'un enrichissement

en limons et en argiles. Précisons que seul le sommet de l'unité a été analysé, les sables étant presque entièrement retombés lors de l'extraction de la gouge du carottier (LG1204 et LG1203). Par ailleurs, des sables jaunes (sous-unité 2b) ont été observés à la base du sondage occidental, à une altitude identique à l'unité jaunâtre du TS1 (~ 0 m NGF). Le tout démontre que cette unité 1 correspond au même milieu de sédimentation que celui interprété en amont comme une île fluviale ou un banc végétalisé. Aucune trace de végétation en position de vie n'a toutefois été observée, ce qui appuie l'hypothèse d'un banc alluvial.

L'**unité 2** (entre -1,03 et +1,4 m NGF) localisée au nord-est du Castéra est parfaitement identique à l'unité 4 marécageuse du premier transect. D'une épaisseur de 50 à 222 cm, elle est composée de limons fins (5 < GM < 8 µm) mal triés (1,5 < σ < 1,6), légèrement enrichis en argiles (0,1 <.*Sk* < 0,2) et mis en place par décantation (fig. 61). Dans cette unité abondent des macro-restes végétaux structurés épisodiquement en lits d'épaisseur millimétrique (fig. 63). L'unité 2 est interprétée comme un marécage déconnecté du fleuve. Un morceau de bois situé à environ +0,83 m NGF, à la limite entre les unités 1 et 2, a été daté de 3771-3651 av. J.-C. (Beta-353216), ce qui sous-tend l'existence d'une zone humide au Subboréal.

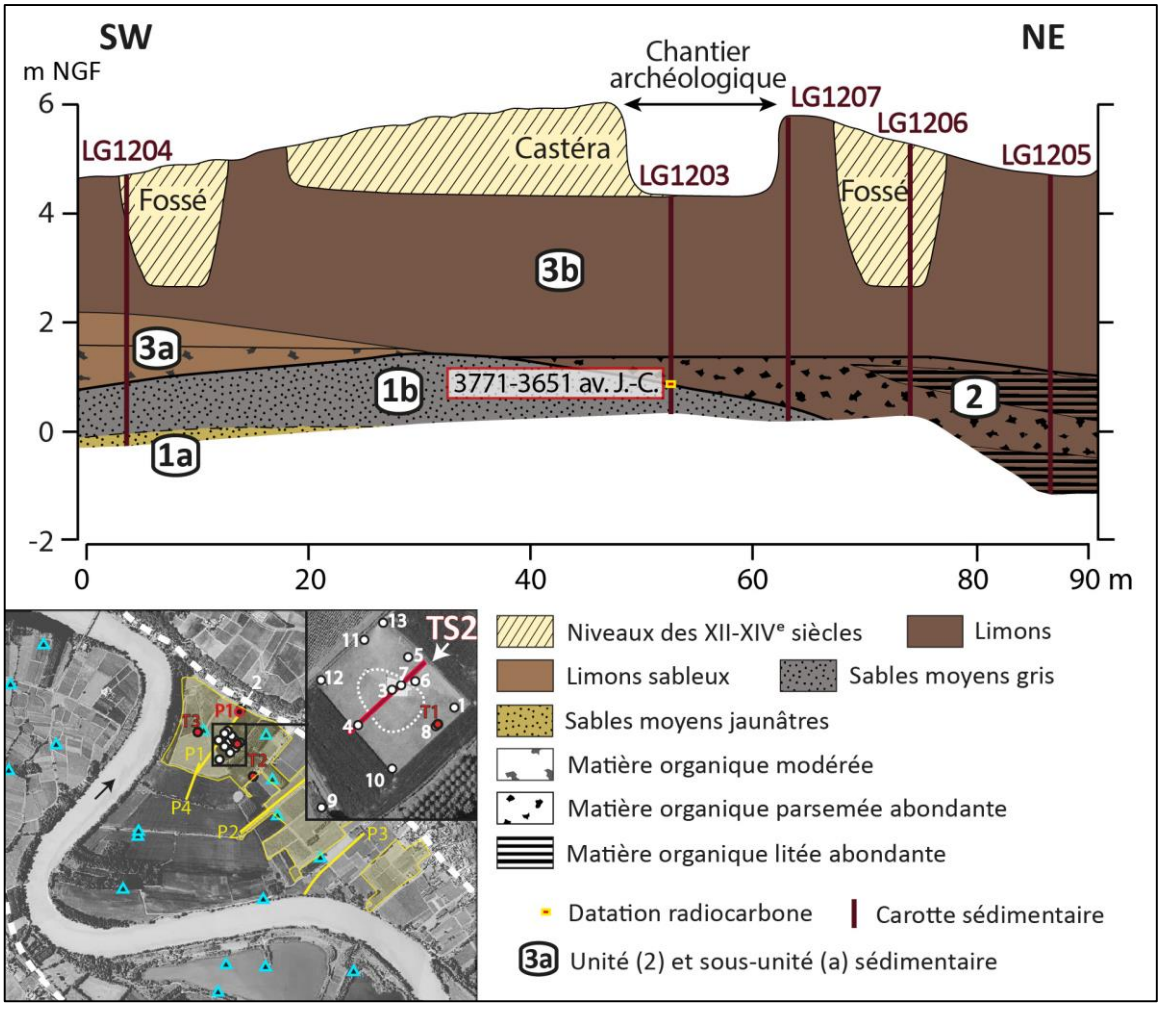


Fig. 61 – Transect stratigraphique 2 de Langoiran : en travers du Castéra.

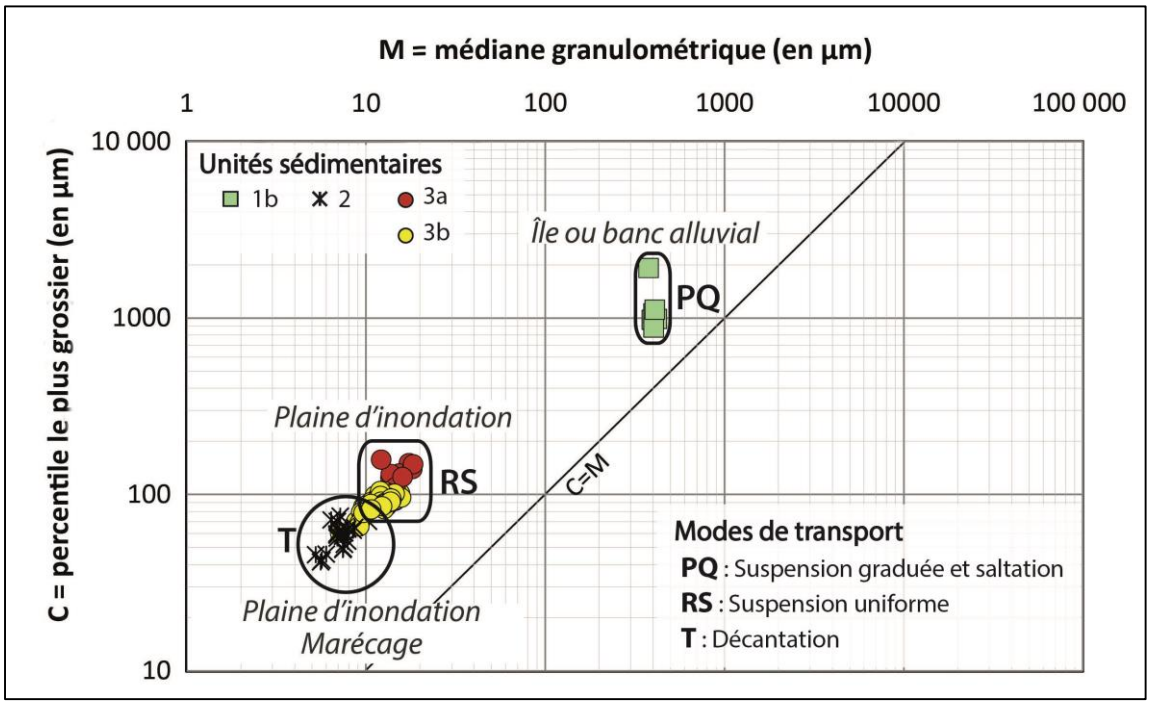


Fig. 62 – Image CM du transect stratigraphique 2 de Langoiran. La limite de la suspension uniforme (Cu) se situe à 160 µm. La suspension graduée n'est pas représentée. Chaque milieu de sédimentation (île, marécage, plaine d'inondation de basse énergie et à énergie modérée) occupe exactement le même segment que sur l'image CM du transect 1.

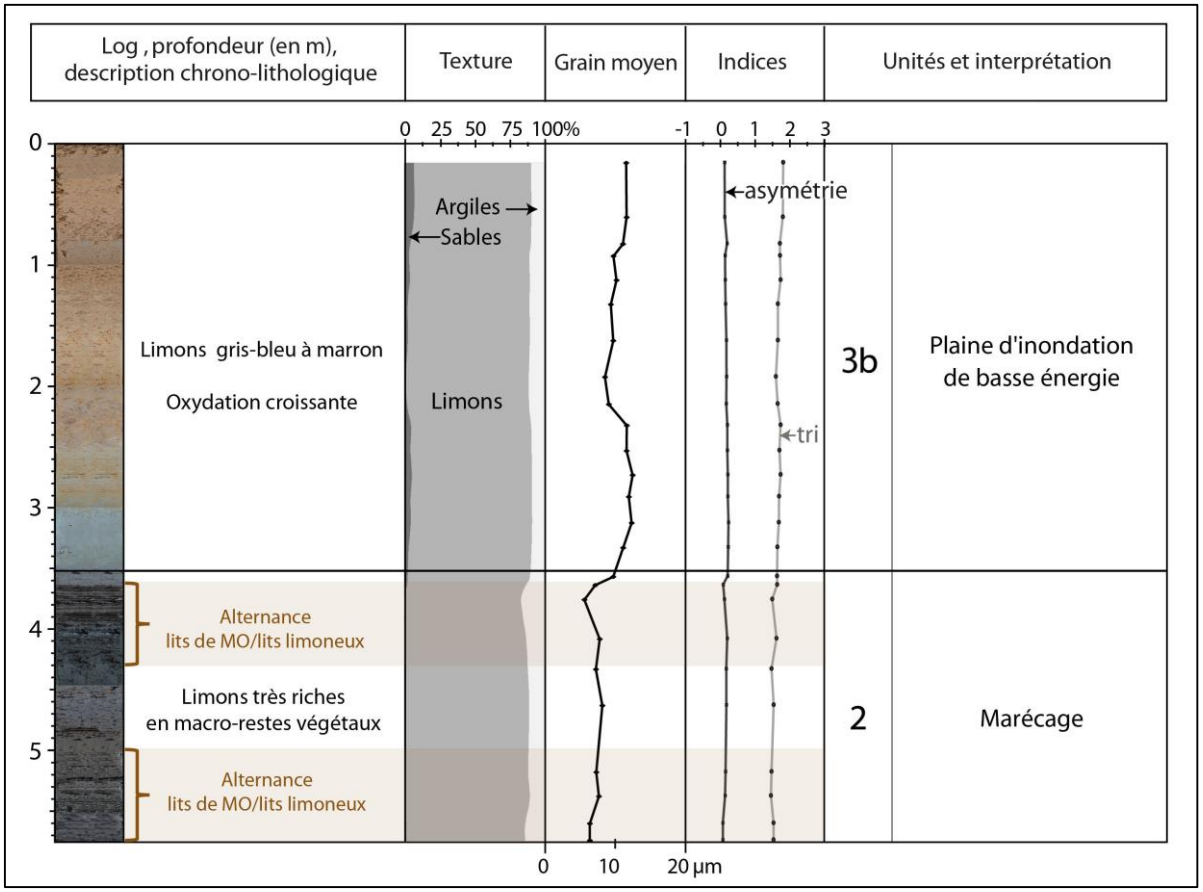


Fig. 63 – Analyses sédimentologiques de la carotte LG1205. Le toit du log est à +4,72 m NGF. Cette carotte n'a pas fait l'objet d'analyse ostracologique, de quantification du carbone organique ni de datation.

L'**unité 3** (entre +0,91 et +5,83 m NGF) regroupe deux sous-unités constituées d'épandages de crue :

- la **sous-unité 3a** (125 cm d'épaisseur) forme une couverture limoneuse légèrement sableuse sur les sables occidentaux (unité 1). Les grains ont été transportés en suspension uniforme (fig. 61) par un agent peu compétent (12 < GM < 18 µm) mais suffisamment énergique pour emporter des sables fins (8 à 20 % des particules). Le mauvais tri (σ = 1,9) et l'asymétrie légèrement positive (0,1 < *Sk* <.0,2) indique la prédominance d'un stock de limons sableux enrichis en argiles. Comme la sous-unité 5b du TS1, qui comporte les mêmes caractéristiques granulométriques avec des ordres de grandeur comparables, cette sous-unité correspond vraisemblablement à une plaine d'inondation à énergie modérée. Sa partie inférieure comprend plusieurs charbons et macro-restes végétaux, dont un identifié visuellement comme une tige de roseau (vers +1,3 m NGF). Cela révèle une humidité relative du milieu qui pourrait être corrélée à la zone humide orientale étant donné l'altitude similaire des niveaux organiques.

- la **sous-unité 3b** fossilise les unités précédemment citées sous 2 à 4 m de limons moyens (7 < GM < 14 µm) transportés par suspension uniforme et déposés par décantation. Le mauvais tri (1,5 < σ < 1,8) et l'asymétrie légèrement positive reflètent un apport d'argiles décantées en fin de crue. Il s'agit d'une plaine d'inondation de basse énergie.

En somme, ce second transect stratigraphique affiche les mêmes unités stratigraphiques que celles rencontrées dans le transect amont et ce, avec une disposition latérale identique. Cela n'apporte pas d'élément nouveau mais renforce les hypothèses précédemment émises. En revanche, le troisième transect, 50 m en aval, va fournir de précieuses informations sur l'île hypothétique et le caractère marécageux du secteur.

4.1.2.3. Transect stratigraphique 3 : en aval immédiat du Castéra

Le troisième transect (TS3) comporte cinq logs stratigraphiques répartis sur 240 m entre la limite occidentale du Castéra et le pied du versant de l'Entre-deux-Mers (fig. 64). Ainsi, il permet de décrire le remblaiement du fond de vallée entre le site archéologique et le versant de rive droite, *via* le log LG14P1 en particulier. Ce dernier est le plus densément analysé. Il comporte à lui seul une analyse pollinique, une étude ostracologique, une quantification du carbone organique et de la susceptibilité magnétique ainsi que cinq datations radiocarbone. De surcroît, deux nouvelles unités sédimentaires ont été mises en évidence et un profil de résistivité électrique, 5 à 15 m en amont (P1 ; fig. 64), a grandement aidé à établir les connexions entre les logs et à interpréter les quatre unités stratigraphiques identifiées.

L'**unité 1** (entre -1,09 et -0,14 m NGF au SW) est l'unité supposée correspondre à une paléo-île/banc alluvial : elle contient des sables (> 92 % du sédiment) grisâtres à structure massive, assez grossiers (380 < GM < 420 µm) et mal triés (1 < σ < 1,1). Ce mauvais tri s'accroît au contact de l'unité marécageuse (unité 4) en raison d'un enrichissement en limons (limons : < 10 % puis > 18 %), ce qui a aussi été observé dans le transect 2. L'image CM confirme que

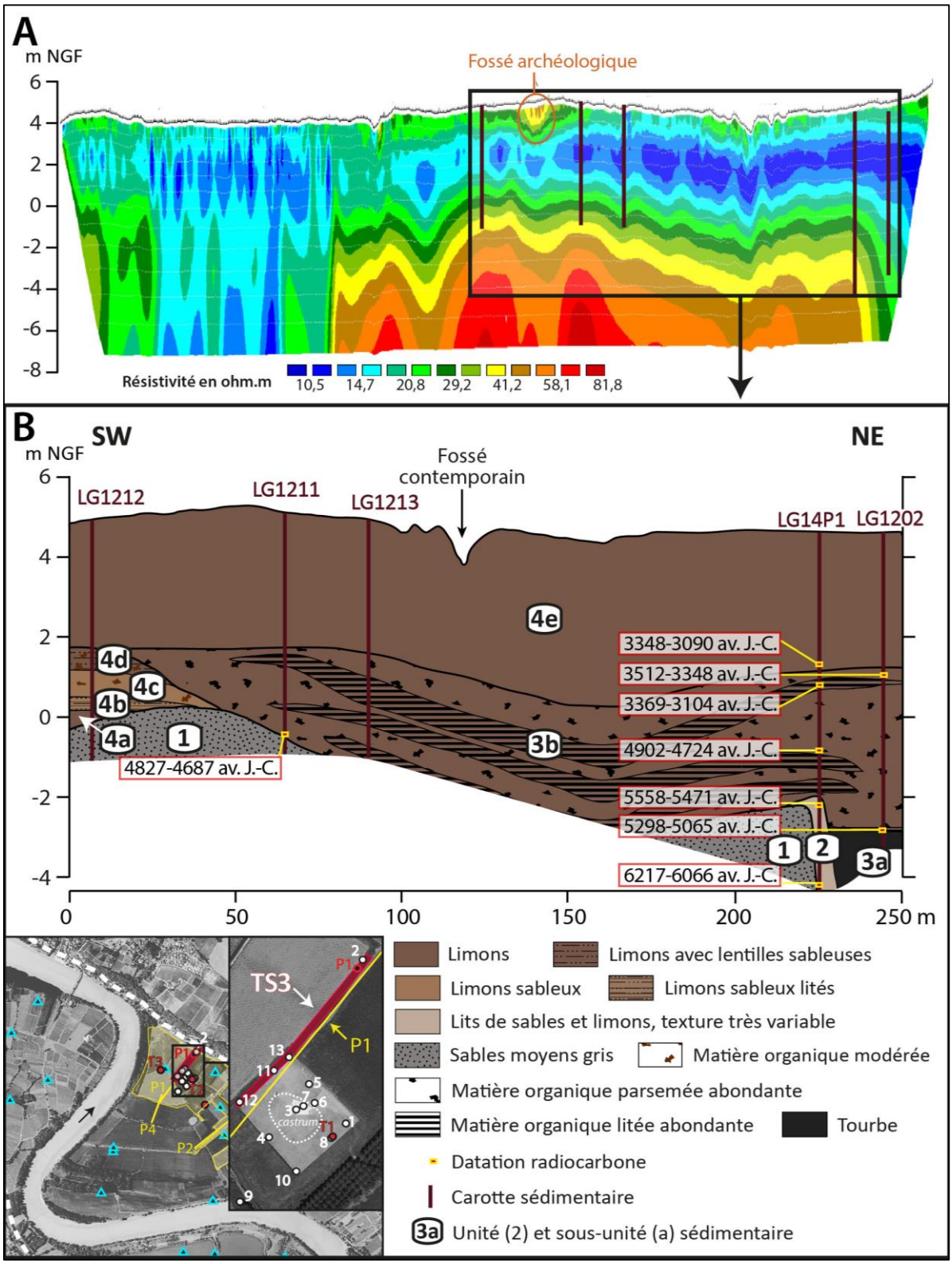


Fig. 64 – Transect stratigraphique 3 de Langoiran : en aval du Castéra. A : Profil de résistivité électrique proximal (P1) et emplacement du transect **; B** : Transect stratigraphique et localisation dans le fond de vallée. Un léger « affaissement » des strates situées au sud-ouest du transect, entre les logs LG1212 et LG1211, est visible sur le profil électrique. Cette disposition n'a pas été prise en compte lors de la représentation des unités stratigraphiques car elle semble liée à la présence du fossé médiéval au-dessus qui est résistant et possède une forme concave. On peut imaginer que ce fossé a engendré une infiltration d'eau ou un déplacement de la nappe phréatique qui a modifié la conductivité de la colonne sédimentaire sous-jacente. Il est encore plus probable qu'elle résulte du traitement des données car elle est indécelable sur les données brutes.

les grains ont été transportés sous forme de suspension graduée et en saltation par un cours d'eau dont la compétence moyenne est de l'ordre de 350 µm alors que sa compétence maximale atteint 1600 µm (fig. 65). Le profil de résistivité électrique permet d'apprécier l'agencement de l'unité. Elle y apparaît peu conductrice, avec une résistivité comprise entre 29 et 41 ohm/m (fig. 64A, couleurs vert pâle et jaune), et recouvre des niveaux plus résistants (orange et rouge) qui correspondent probablement aux dépôts grossiers pléistocènes identifiés sur le premier transect. L'ensemble est isolé par deux secteurs profondément conducteurs (paléochenaux ?) espacés de 350 m (zones bleus, fig. 64A). Cette disposition renforce l'hypothèse d'une île ou d'un banc alluvial médian séparant deux bras fluviaux. Néanmoins, il faudrait prouver la présence de charge de fond au sein de ces dépressions, pour s'assurer de l'existence des paléochenaux et les dater, pour vérifier leur synchronicité ; ce que les investigations menées dans le cadre de cette thèse n'ont pas permis de faire (absence de carottage au sud-ouest et sondage insuffisamment profond au nord-est). Par ailleurs, la présence de restes végétaux en position de vie à la transition avec l'unité sus-jacente appuie la thèse d'une végétalisation du banc sableux.

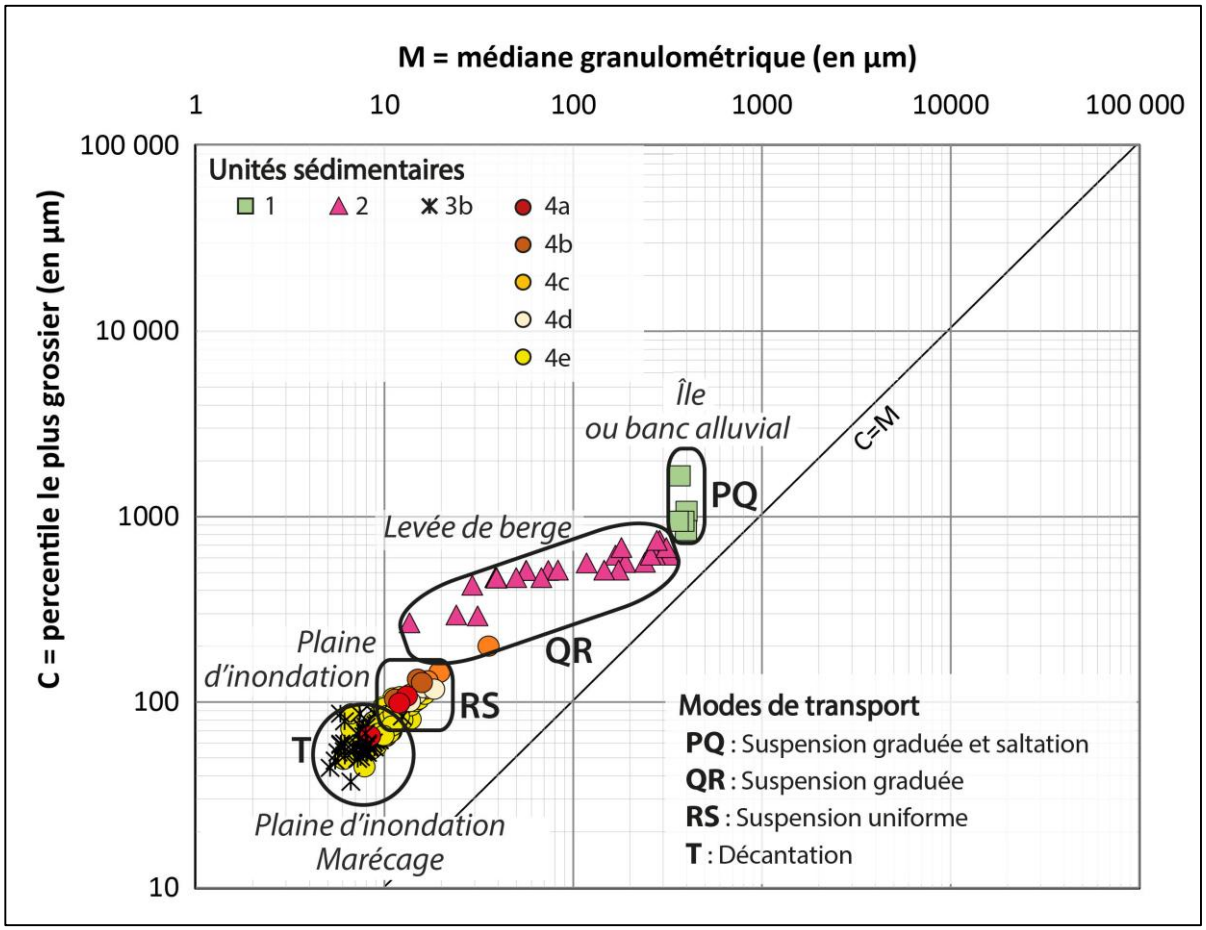


Fig. 65 – Image CM du transect stratigraphique 3 de Langoiran. La limite de la suspension uniforme (Cu) se situe à 160 µm pour les plaines d'inondation, à l'exception d'un échantillon. La suspension graduée (Cs) n'excède pas 750 µm. Elle regroupe les échantillons de la levée de berge qui sont très « étirés » au sein du segment au reflet de la décroissance verticale de l'énergie. Les unités interprétées comme une île, un marécage et une plaine d'inondation occupent exactement la même position que sur les images CM des transect 1 et 2.

L'**unité 2** (entre -4,38 et +4,62 m NGF) se situe à la jonction de l'île supposée avec le secteur nord-oriental profondément conducteur (sur la droite du profil électrique, fig. 64). Il s'agirait donc d'une levée de berge. Le litage subhorizontal de l'unité va dans ce sens. Sur plus de deux mètres, en deçà de -2 m NGF, des niveaux plus en moins sableux et limoneux se succèdent à une fréquence variable (fig. 66). Dans les 30 cm inférieurs, les sables sont omniprésents (> 87.%) et accompagnés de débris végétaux. Leur tri modéré ($0,6 < \sigma < 1$) et leur asymétrie positive reflètent une dynamique de sédimentation relativement sélective au profit de sables moyens (220 < GM < 300 µm) enrichis en particules plus fines. Les 30 cm suivants sont rythmés par une alternance irrégulière de lamines illimétriques à centimétriques constituées de sables limoneux ou de limons sableux (30 < GM < 130 µm). L'asymétrie est prononcée vers les fines quand la lamine est sableuse (0,4 < Sk < 0,6) et devient nulle quand les limons sont majoritaires, révélant probablement un accroissement du stock limoneux et une variabilité hydrologique du cours d'eau en perte de compétence. Ce dernier a ensuite connu un regain d'énergie comme en atteste le niveau de 30 cm de sables (> 94 % ; 126 < GM < 320 µm) assez

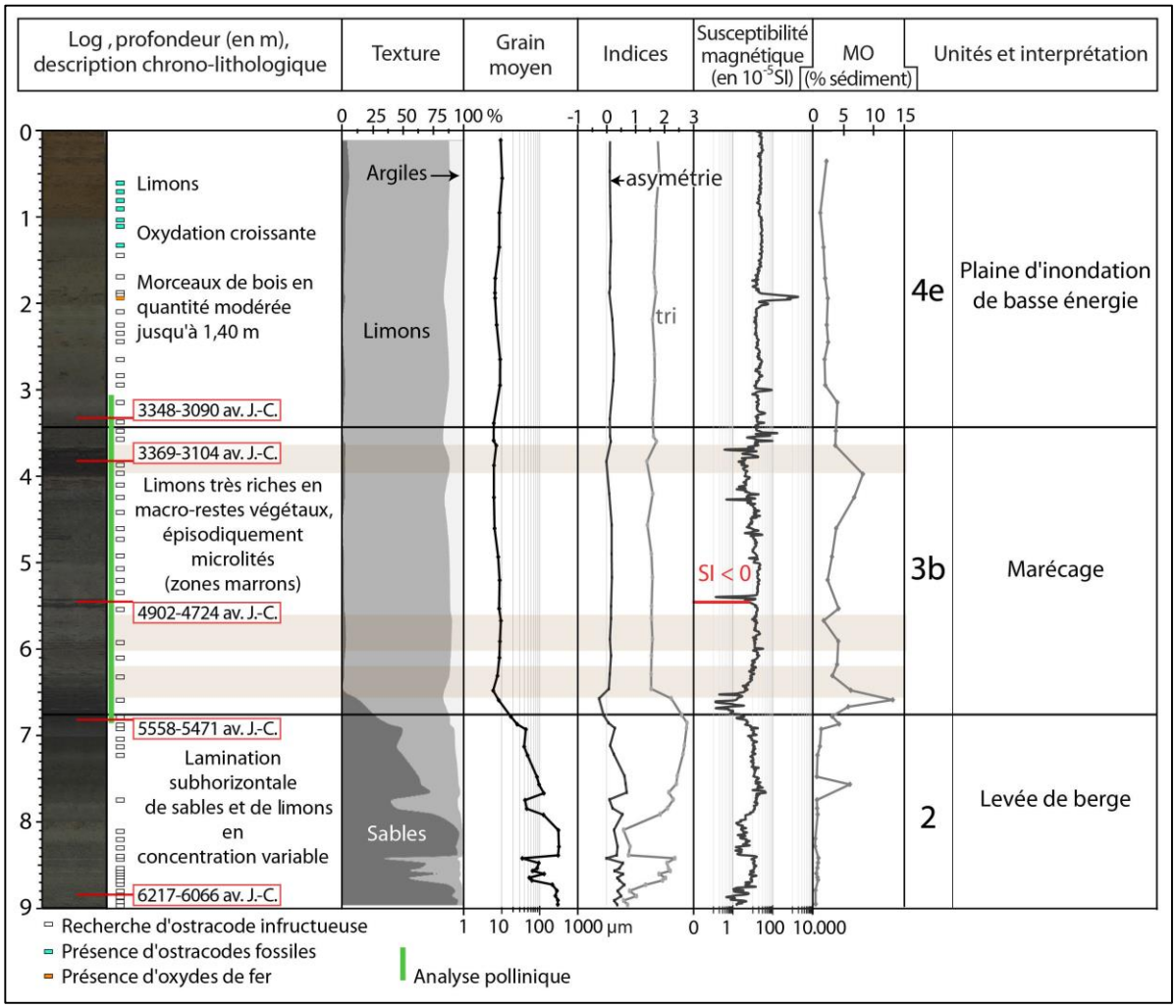


Fig. 66 – Analyses granulométriques, organique et magnétique de la carotte LG14P1. Le toit du log est à +4,62 m NGF. Les valeurs faibles ou négatives de la susceptibilité sont liées à la présence de bois tandis que le magnétisme accru à 1,80 m de profondeur est dû à la présence d'oxydes de fer. Les ostracodes fossiles recensés entre 60 et 135 cm de profondeur, à raison d'une dizaine de valves dans 20 g de sédiments, sont tous des *Candona* aff. *compressa* (Koch, 1838).

bien triés ($0,6 < \sigma < 0,8$). Puis plus d'un mètre de sédiments très mal triés ($1,8 < \sigma < 2,8$) alternant des sables limoneux à l'asymétrie positive et des limons sableux à l'asymétrie nulle a été mis en place (fig. 66). Cette variation de la granularité et des indices associés dévoile des conditions d'énergie modérées et variables. La structure litée et le profil électrique prouvent que cette irrégularité de l'énergie est due à la nature même du milieu de sédimentation : il s'agit d'une levée de berge. L'image CM y associe un transport par suspension graduée (fig. 65) totalement cohérent avec ce type de milieu (*i.e.*, berge). Deux restes de plante ont été datés, l'un au sommet et l'autre à la base de l'unité (dans la limite d'atteinte du sondage). Ils ont respectivement un âge de 6217-6066 av. J.-C. (Beta-392429) et 5558-5471 av. J.-C. (Beta-392430). La levée de berge aurait donc été édifiée au cours de l'Atlantique ancien. Elle a ensuite fait place à une zone humide comme le confirme l'étude palynologique. Celle-ci fait état de la disparition de certains taxons (*Apiaceae*, *Gramineae*) et de la présence de *Mougeotia* (algue de la famille des Zygnématacées), ce qui est corrélé avec le développement d'une zone humide à eau stagnante (unité 3 ; palynozones 1 et 2, fig. 67).

L'**unité 3** (sous +1,75 à 1,2 m NGF ; épaisseur variable) se singularise par une forte teneur en matière organique. Occupant le chenal contemporain de la levée de berge précédemment identifiée, elle recouvre cette dernière ainsi que l'éminence sableuse (fig. 64). Deux sous-unités peuvent être distinguées en tenant compte de leurs caractéristiques biosédimentologiques :

- la **sous-unité 3a** (50 cm d'épaisseur) est composée presque exclusivement de matière organique peu décomposée, ce qui confère une couleur noirâtre au dépôt : il s'agit d'une tourbe propre aux zones humides. Celle-ci s'est formée dans la dépression laisse par le paléochenal atlantique comme le démontre le log LG1202 situé à une quinzaine de mètres seulement de la levée de berge (fig. 64). La mauvaise décomposition de la matière organique et la quasi-absence de minéraux laisse penser qu'il s'agit d'une tourbière, type particulier de zone humide caractérisé par une stagnation permanente de l'eau dans une ambiance en anaérobie, ce qui empêche le développement de micro-organismes responsables de la dégradation des végétaux. Le dépôt de tourbe a été daté 5298-5065 av. J.-C. (Beta-343118) à son sommet. En couplant cette information à l'âge supposé de la levée de berge on peut émettre l'hypothèse que la tourbière s'est mise en place dès ~ 5500 av. J.-C. suite à l'abandon brutal du chenal resté en eau (bras-mort ?). La sédimentation tourbeuse semble avoir été particulièrement rapide car, si le sondage dévoile l'existence de tourbe que sur 50 cm, le plongement de la couche de résistivité électrique correspondante (en vert, fig. 64A) laisse supposer qu'elle atteignait au moins -7 m NGF. Cela induit une épaisseur supérieure à 6 m, ce qui est courant pour les tourbières holocènes (Manneville, 1999) à l'inverse de l'hyper-sédimentation qu'elle sous-tend : environ 15 mm/an, contre un rythme habituellement compris entre 0,2 et 1 mm/an. Cette vitesse accrue témoigne sans nul doute de conditions exceptionnelles, peut-être liées à l'influence de facteurs d'accentuation de la sédimentation (remontée rapide du niveau de base aval ou des aquifères en connexion avec le niveau moyen du fleuve ?).

- la **sous-unité 3b** (jusqu'à 410 cm d'épaisseur) recouvre la tourbe et s'étend au sud-ouest de la levée de berge, sur environ 200 m. Elle correspond à l'unité marécageuse identifiée dans les transects précédents : des limons fins ($7 < GM < 15$ µm) peu triés ($1,6 < Sk < 1,9$) et

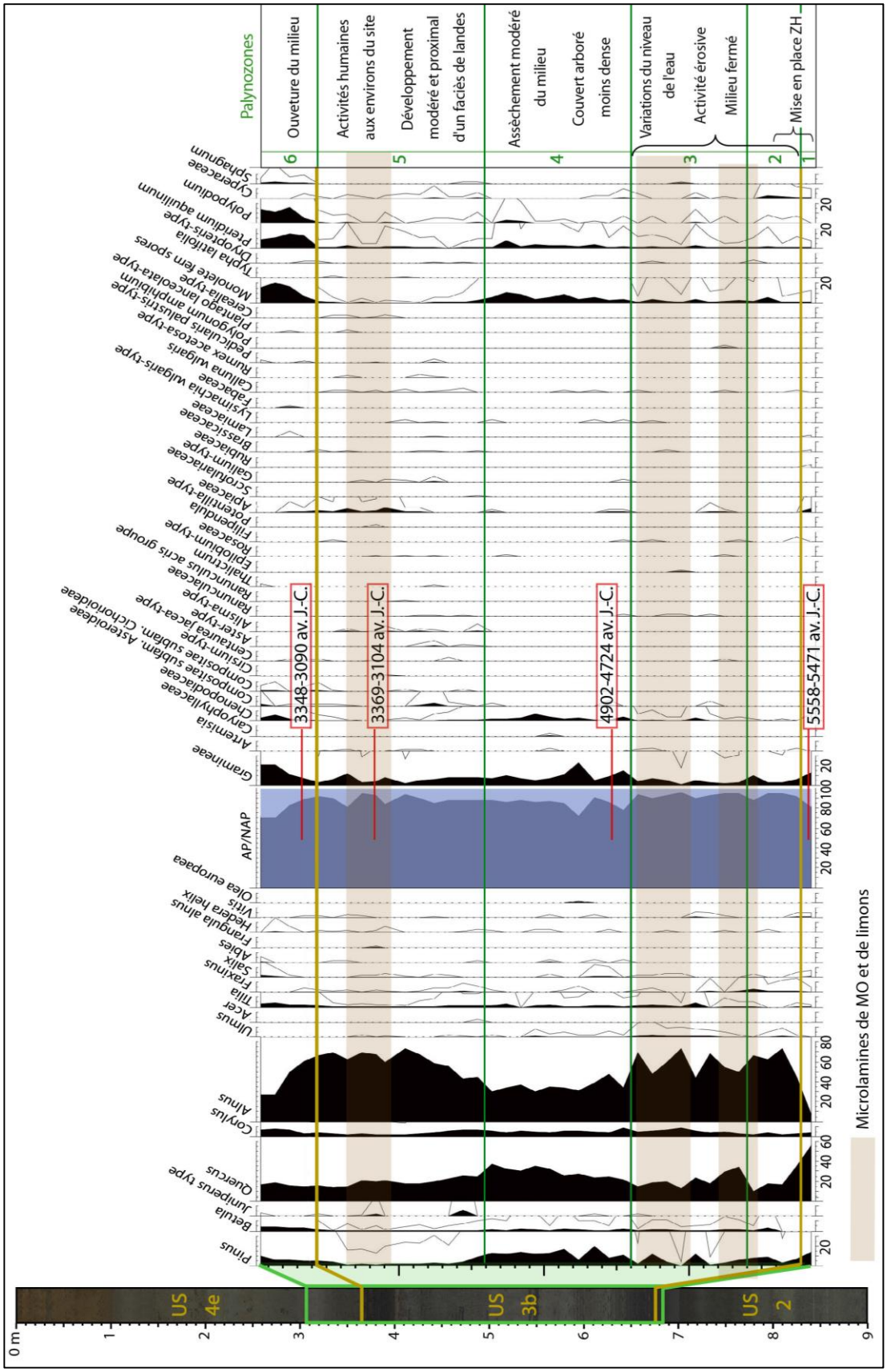


Fig. 67 – Diagramme pollinique de la carotte LG14P1. Étude réalisée par Élodie Faure en 2014 avec un échantillonnage tous les 10 cm. Chaque lame analysée comporte 500 pollens en moyenne. Avec ZH : zone humide.

déposés par décantation (fig. 65) abondent de macro-restes végétaux épars et épisodiquement microlités. La présence d'une telle archive sédimentaire, un peu moins organique que la précédente mais qui recouvre à la fois la levée de berge et l'île ou le banc alluvial, démontre que la zone humide a persisté durant des millénaires sans doute grâce à une élévation de la ligne d'eau. De fait, le marécage a atteint l'altitude de -2,86 m NGF vers 5298-5065 av. J.-C. puis -0,85 m NGF vers 4902-4724 av. J.-C. (Beta-392431) avant de disparaître vers +1,2 m NGF entre 3300 et 3100 av. J.-C. (Beta-392432 et Beta-392433 ; fig. 66). Les dates acquises permettent d'affirmer que les taux de sédimentation dans le remblaiement vaso-tourbeux ont progressivement diminué. Le taux de sédimentation moyen, estimé à 15 mm/an lors de la mise en place de la tourbière, est passé à 5,3 mm/an au cours de l'Atlantique récent, à 1,2 mm/an au début du Subboréal et à 0,6 mm/an durant les deux-trois derniers siècles de vie du marécage. Cette réduction de l'accrétion verticale a connu quelques variations comme en témoigne la présence de niveaux microlités et l'analyse palynologique. Jusqu'à environ 4850 av. J.-C. (palynozones 2 et 3, fig. 67), les formations arborées telles que l'aulne (*Alnus*), le chêne (*Quercus*) et le tilleul (*Tilia*) ont connu des fluctuations régulières qui témoignent d'une évolution rapide et locale du milieu, probablement liée à une variation du niveau de l'eau dans le fond de vallée. Cette dernière pourrait provenir de la nappe phréatique, des précipitations, du niveau marin et/ou, étant donné la position du site, de l'arrivée de l'influence tidale. Par ailleurs, la mutation du milieu s'est accompagnée d'une activité érosive (présence de *Glomus*, spore de champignon indicateur d'érosion ; Faure, 2014) qui a pu favoriser l'alimentation du marécage en débris provenant du bassin-versant. Le tout explique la prépondérance d'un litage organique jusqu'à 4900 av. J.-C. (fig. 67). De cette date à ~ 4000 av. J.-C. (estimations d'après les taux de sédimentation calculés), l'aulne a diminué considérablement au profit du chêne (palynozone 4). Il est probable que cette variation indique un assèchement modéré du milieu et/ou un abaissement du niveau des eaux, comme semble également l'indiquer la légère hausse des fougères (*Pteridium aquilinum, Dryopteris, Filicales* monolètes) et de certaines herbacées (*Poaceae*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*). Ce faisant, la sédimentation minérale s'est accrue au détriment de celle organique qui n'apparaît plus que sous forme épars. Le marécage a ensuite disparu dans un contexte d'ouverture du milieu (réduction du couvert forestier au profit des herbacées et des fougères ; fig. 67). En ce qui concerne l'emplacement de ce paléo-marécage, on peut s'interroger sur la préexistence d'une dépression favorable à son installation à l'arrière de la berge puisque la subsistance d'une eau stagnante est conditionnée par la topographie. La stratigraphie et la géophysique montrent que l'ensemble de l'unité marécageuse s'abaisse en son centre, soit à environ 70 m de la levée de berge, dans un secteur qui n'a pas été sondé. Il est probable que cela résulte à la fois de mouvements du sol négatifs (tassement, subsidence), nécessaires pour qu'un marécage perdure deux millénaires, et du relief favorable à l'arrière du bourrelet de rive. On peut même envisager qu'un marais avait pris place déjà à cet endroit. Au sud-ouest, la zone humide est limitée par l'éminence sableuse et divers épandages de crue (unité 4).

L'**unité 4** (entre -0,14 et +5 m NGF) peut être divisée en quatre sous-unités texturalement différentes :

- la **sous-unité 4a** (29 cm d'épaisseur) comporte une structure massive de limons moyens (8 < GM < 12 µm) mal triés (1,6 < σ < 1,8) transportés par suspension uniforme et déposés par décantation. Elle est interprétée comme une plaine d'inondation de basse énergie.

- la **sous-unité 4b** (34 cm d'épaisseur), en couverture de la précédente, possède une structure horizontale où alternent des passées millimétriques de limons plus ou moins sableux (11 < GM < 15 µm) entrainés par suspension uniforme. Quelques boules d'argile (*mud balls*) d'1 cm de diamètre sont présentes à la base et témoignent du remaniement du corps sédimentaire sous-jacent. Le faible grain moyen (10 < GM < 15 µm), l'asymétrie peu prononcée vers les fines (0,1 < *Sk* < 0,2) et le mauvais tri (1,8 < σ < 1,9) démontrent des conditions de basses énergie. Le dépôt peut donc correspondre à une plaine d'inondation de basse énergie connectée à un chenal hydrologiquement et/ou spatialement instable. Cette apparente instabilité, matérialisée par les lamines, peut aussi révéler un milieu tidal.

- la **sous-unité 4c** (69 cm d'épaisseur) contient des limons sensiblement plus sableux (15 < GM < 18 µm ; 10-15 % de sables) déposés dans des conditions similaires, comme l'indiquent les indices granulométriques et les modes de transport (suspension uniforme) et de dépôt (décantation). Ce milieu correspond probablement à une plaine d'inondation à énergie faible. Des débris de bois en position horizontale contenus dans des lamines grossières (jusqu'à 30 % de sables) ont été déposés environ tous les 10 cm. Ils témoignent de l'occurrence de crues à énergie accrue dans un milieu très végétalisé.

- la **sous-unité 4d** (60 cm d'épaisseur) se distingue de l'unité précédente par une disparition des lamines limono-sableuses au profit de quelques rares lentilles. Manifestement, le cours d'eau s'est éloigné ou a connu un changement hydrologique à l'origine d'une réduction de la fréquence et/ou de l'intensité des crues.

- la **sous-unité 4e** (340 cm d'épaisseur) désigne un dépôt limoneux interprété comme une plaine d'inondation de basse énergie (unité 4e du TS1et 3b du TS2). Elle s'est mise en place à un rythme moyen de 0,63 mm/an. L'analyse micropaléontologique a révélé la présence d'ostracodes fossiles jusqu'à 1,50 m de profondeur (fig. 66). En considérant le taux de sédimentation stable, cette épaisseur recouvre la période de ~ 320 av. J.-C. à nos jours. Une dizaine de valves ou de carapaces complètes et intactes de *Candona* aff. *compressa* (Koch, 1838), juvéniles et adultes, ont été retrouvées par échantillon de 20 g de sédiments (fig. 68).

Fig. 68 – Fossiles de Candona aff. compressa (Koch, 1838). Individus prélevés à 110 cm de profondeur dans le sondage LG14P1. Cette espèce occupe des eaux douces temporaires telles que des étangs et des fossés avec un substrat vaseux ou sableux (Henderson, 1990). Avec **a** : Vue interne d'une valve gauche adulte ; **b** : Vue externe d'une valve droite juvénile ; **c** : Vue interne d'une valve droite juvénile ; **d** : Vue externe d'une valve gauche juvénile ; **e** : Vue interne d'une valve droite adulte.

Cette espèce vit dans des étendues temporaires d'eau douce sur un substrat sableux ou vaseux (Henderson, 1990). Sa présence démontre que la plaine d'inondation de basse énergie a été régulièrement et temporairement transformée en zone humide depuis le second âge du Fer.
Aucune datation n'est disponible pour renseigner la chronologie et la vitesse de mise en place des épandages de crue sous-jacents à la sous-unité 4e. Il est tout de même probable que ceux se trouvant à une altitude semblable au marécage lui soient antérieurs puis contemporains. Le premier argument en faveur de cette hypothèse est l'absence de limons sableux ou de lentille sableuse sur l'unité organique : si un chenal postérieur avait recoupé les corps sédimentaires de l'Atlantique récent et du début du Subboréal, il aurait certainement déposé des sédiments « grossiers » sur le marécage adjacent lors des crues ; à moins qu'il soit rentré dans une phase d'incision, dominé par les étiages et/ou possède une charge sédimentaire fine. Le second argument est la présence d'un nombre notable de macro-restes végétaux (branches, roseaux) sur environ 1 m d'épaisseur et à une altitude similaire au sommet de la zone humide. Cette similitude organique et altitudinale pourrait refléter la synchronicité entre les épandages de crue et la zone humide. En ce sens, il est probable qu'un chenal ait continué à fonctionner au sud-ouest durant la phase de sédimentation organique atlantique-subboréale, tout en subissant un changement hydrologique majeur (exhaussement, divagation, modification du régime hydrologique), comme l'atteste la variabilité texturale et spatiale de ses épandages de crue.

Au final, ce troisième transect stratigraphique étaye considérablement l'histoire du fond de vallée. L'île ou le banc alluvial (distinction encore difficile ; unité 1) se trouvait certainement à l'arrière de la berge (unité 2) d'un chenal actif jusqu'à l'Atlantique moyen. Vers 5500 av. J.-C., le chenal a été subitement abandonné par le fleuve, tout en restant est eau, ce qui a engendré une sédimentation vaso-tourbeuse rapide (sous-unité 3a). La zone humide a connu une accrétion verticale jusqu'au Subboréal (sous-unité 3b), outrepassant la levée de berge pour s'étaler plus au sud-ouest, sur l'unité sableuse. En parallèle, le secteur sud-occidental de l'éminence sableuse a été recouvert par plusieurs mètres de dépôts limoneux à limono-sableux épisodiquement plus grossiers et lités (sous-unités 4 a à d). L'exhaussement et l'instabilité hydrologique du chenal resté actif pourraient en être la cause. La plaine alluviale s'est ensuite stabilisée et une lente sédimentation limoneuse a pris place, localement tout du moins. Un énième sondage (LG13T2) réalisé plus en amont des trois transects conforte cette chronologie et précise l'emprise spatiale des différents paléo-milieux.

4.1.2.4. Complément stratigraphique aux TS1 à TS3 : le log LG13T2

Le carottage LG13T2 se situe 230 m en amont du Castéra, dans l'axe des transects stratigraphiques 1 à 3 (fig. 69B). Il présente les mêmes unités identifiées précédemment.

L'**unité 1** (entre -3,53 et -2,44 m NGF) est un ensemble d'alluvions pléistocènes relativement grossières. Trois niveaux sont identifiables sur 230 cm d'épaisseur :

- la **sous-unité 1a** (64 cm d'épaisseur) est composée de sables grisâtres (136 < GM < 300 µm) déplacés en suspension graduée et, dans une moindre mesure, par saltation (fig. 69C), ce qui reflète des courants tractifs de haute énergie. Le tri très faible

(1,4 < σ < 1,7) et l'asymétrie positive (0,4 < *Sk* < 0,6 ; fig. 69A) témoignent d'un transport peu sélectif. Il pourrait s'agir d'un chenal à énergie modérée.

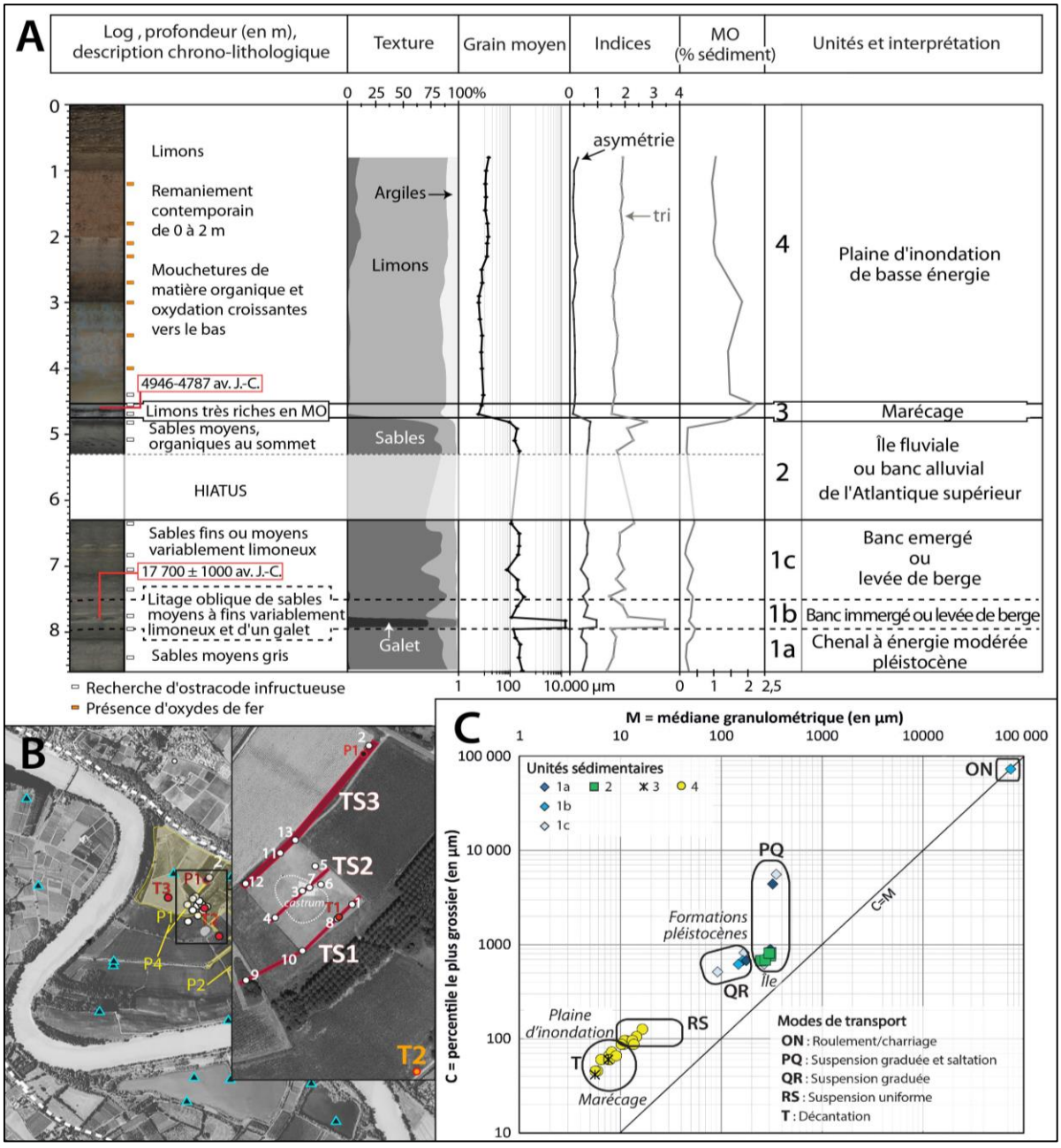


Fig. 69 – Le log LG13T2 : analyses sédimentologiques (A), localisation (B) et image CM (C). Le log a été prélevée à + 5,069 m NGF d'altitude et comprend un hiatus de 1 m occasionné par un tubage remonté vide. L'unité sableuse (unité 2, île fluviale supposée), l'unité marécageuse (3) et la plaine d'inondation de basse énergie (4) occupent les mêmes positions sur cette image CM que sur les images précédemment décrites.

- la **sous-unité 1b** (45 cm d'épaisseur) comprend des sables fins à moyens plus ou moins limoneux à structure oblique, pour une compétence moyenne modérée (115-191 µm). À la base, l'un des lits comprend un galet émoussé de très grande taille (grand axe : 9,7 cm ; petit axe : 5,2 cm) qui témoigne d'un gain bref et important de compétence (projection de charge de fond dans la suspension graduée ou la saltation). L'ensemble est une nouvelle fois mal trié et asymétrique vers les fines. Le dépôt est interprété comme une levée de berge ou un

banc immergé dans un milieu hydrologiquement instable. Les sables recouvrant le galet n'auraient pas été exposés à la lumière depuis 17.700 ± 1000 av. J.-C. (CRP2A-C02), soit pendant le Pléniglaciaire supérieur. Cette date concorde avec les formations grossières pléistocènes mises en évidence dans le premier transect stratigraphique.

- la **sous-unité 1c** (80 cm d'épaisseur) se distingue de la précédente par l'absence de galet et de litage oblique. Les proportions de sables fins, moyens et de limons continuent de varier mais aucune lamination n'est visible à l'œil nu. Ce milieu doit être la partie supérieure de la levée de berge ou la section émergée du banc alluvial pléniglaciaire. Des sables jaunâtres occupent le sommet de chaque mètre de carotte de ce niveau. Ils proviennent *a priori* du remaniement de l'unité 2 sus-jacente et ne sont pas pris en compte dans l'analyse.

L'**unité 2** (entre -2,44 et environ -1,23 m NGF) est comparable à l'unité sableuse insulaire du début du Néolithique, dont la détermination précise (île ou banc) reste à faire. Un mètre de hiatus rend sa limite avec l'unité 1 imprécise et empêche une description approfondie de ses caractéristiques structurales et texturales. Néanmoins, il est probable que sa base comportait des sables jaunâtres (remaniés dans l'unité 1), comme l'unité sableuse sous-jacente au Castéra. Sa partie supérieure est constituée de sables grisâtres ($150 < GM < 232$ µm) mal triés et à l'asymétrie positive. Ils occupent la même position sur l'image CM que les sables provenant de la paléo-île/banc en aval, confortant l'idée qu'il s'agit du même milieu de sédimentation, voire du même corps sédimentaire. Le sommet est plus limoneux et très organique : il fait la transition avec l'unité 3.

L'**unité 3** (entre environ -1,23 et +0,49 m NGF) se compose de limons très riches en carbone organique (fig. 69A) et en débris végétaux. Elle est semblable en tout point à l'unité marécageuse identifiée précédemment. Un morceau de bois situé à +0,47 m NGF a été daté 4946-4787 av. J.-C. (Beta-370431). Ce couple altitude/date coïncide totalement avec la chronologie de la zone humide (cf. *supra*, sous-unité 3b du TS3), confirmant ainsi la présence du marécage plus en amont.

L'**unité 4** (entre +0,49 et +5,07 m NGF) désigne la plaine d'inondation de basse énergie : elle affiche une structure homogène de limons moyens ($6 < GM < 14$ µm) transportés par suspension uniforme et déposés par décantation et se caractérise par un mauvais tri ($1,5 < \sigma < 1,9$) associé à une asymétrie positive ($0,1 < Sk < .0,2$). L'exhaussement de cette plaine d'inondation est estimé ici à 0,67 mm/an, ce qui est sensiblement similaire à celui observé au niveau du Castéra (0,63 mm/an).

Ce sondage isolé confirme la mise en place d'une entité sableuse sur des dépôts du Pléniglaciaire supérieur, suivie de l'établissement d'une zone humide à l'Atlantique. Il démontre également que ces milieux s'étalaient en amont du futur site du Castéra. À 450 m en aval du sondage LG13T2, les archives sédimentaires racontent une autre histoire, ou du moins une histoire plus récente. En effet, le quatrième et dernier transect stratigraphique démontre qu'un chenal se situait à très grande proximité du *castrum* au Moyen Âge.

4.1.2.5. Transect stratigraphique 4 : de la zone humide au chenal du I^er millénaire apr. J.-C.

Le quatrième transect (TS4) s'étend sur 330 m selon un axe NNE-SSW allant de la tourbière à 200 m du chenal actuel (fig. 70). Il comprend deux logs stratigraphiques précédemment détaillés (LG1202 et LG14P1), un sondage du BRGM et un carottage tubé (LG13T3). Ce dernier comporte une stratigraphie encore inédite calée dans le temps grâce à deux datations ^{14}C et une datation OSL. Au total, six unités stratigraphiques ont été identifiées. Celles numérotées 1 (île), 2 (levée de berge), 3 (zone humide) et 6 (plaine d'inondation de basse énergie) ont déjà été présentées dans le transect précédent. Elles ne seront pas abordées de nouveau. L'attention se portera exclusivement sur les unités 4 et 5 qui affichent un faciès nouveau et singulier.

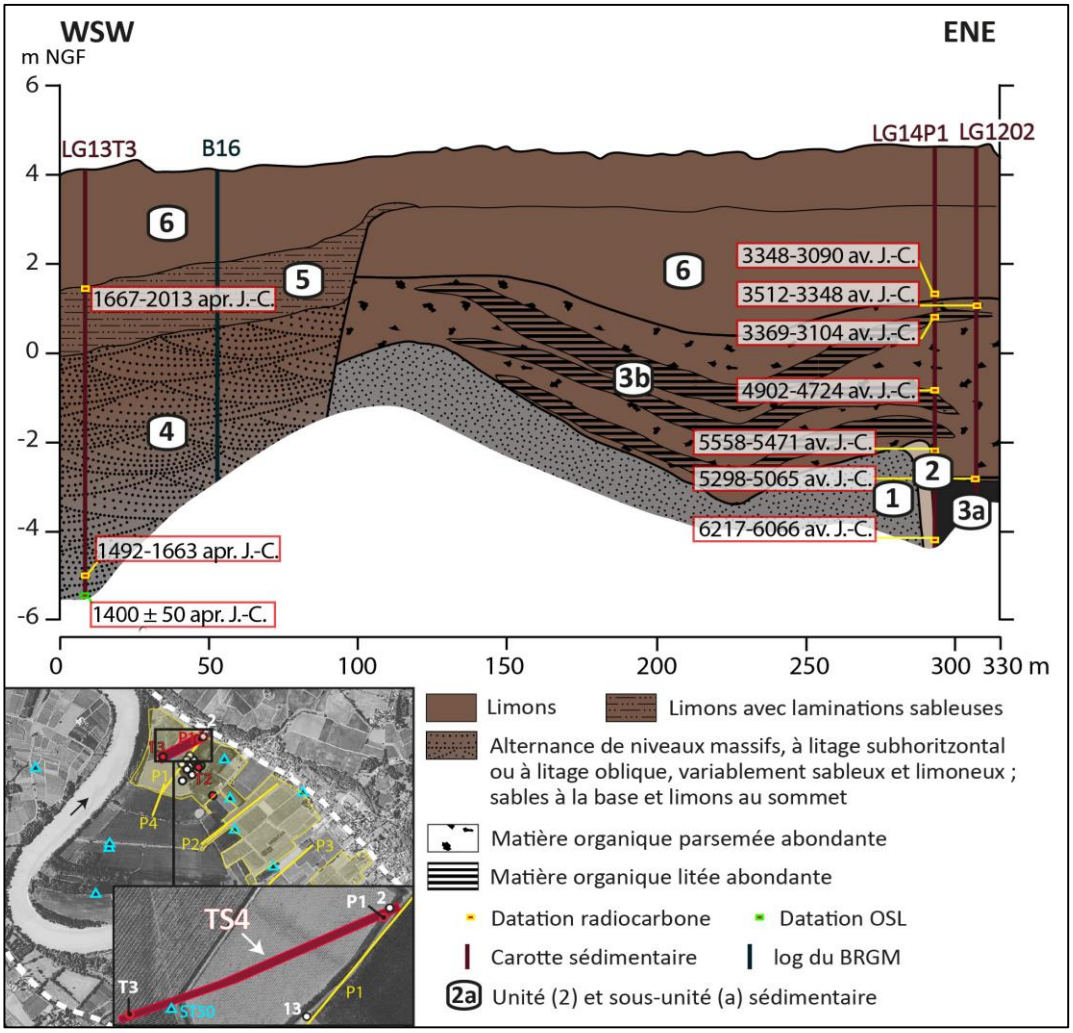


Fig. 70 – Transect stratigraphique 4 de Langoiran. Avec un log du BRGM de 1975, référencé 08278X0150/ST50. L'unité 4 présente une structure entrecroisée complexe et récente, détaillée en figure 69, qui tranche nettement avec les séquences sédimentaire identifiées précédemment à l'ENE. Elle démontre qu'au cours du I^er millénaire de notre ère la Garonne a entamé une rapide migration latérale, après avoir probablement entaillé les paléoformes ante-subboréal supérieur. Le point de départ de cette migration a été estimé à partir des données historiques et des données topographiques. La présence des unités 4 et 5 au sein du log du BRGM n'est pas formelle, ce sondage étant insuffisamment détaillé. De fait, l'unité 4 du log LG13T1, qui présente des niveaux sableux et une variation colorimétrique, a été rattachée aux « zones rougeâtres » et aux « passes sableuses » décrites par le BRGM. De même, l'unité 5 qui se singularise par des limons variablement sableux a été ont été assimilée au niveau d'« argiles sableuses » évoquées par le BRGM.

L'**unité 4** (entre environ +0,1 et -5,55 m NGF) regroupe une succession de niveaux à texture, structure, couleur et pendage différents. Quatorze sous-unités ont été individualisées sur 4,7 m de profondeur (fig. 71). Elles sont exposées ci-après de bas en haut.

- la **sous-unité *a*** (50 cm d'épaisseur) affiche une structure massive et grisâtre de sables fins à grossiers. Le grain moyen modéré (211 < GM < 293 µm) et le faible tri (0,8 < σ < 1,2) témoignent d'une dynamique fluviale relativement soutenue tandis que la forte asymétrie vers les fines (0,1 < *Sk* < 0,2) révèle un renforcement du stock sédimentaire en sables fins et en limons (limons : 5-10 % des sédiments). L'image CM y associe un transport par suspension graduée en mode énergique (fig. 72). Il pourrait s'agir d'un banc latéral immergé. La datation OSL réalisée à 10 cm de la base de cette sous-unité indique que les sables n'ont pas été exposés à la lumière depuis 1400 ± 50 apr. J.-C. (CRP2A-C05). La mise en place est donc très récente.

- la **sous-unité *b*** (23-26 cm) présente des sables limoneux gris et des sables limoneux noirs de matière organique à structure litée légèrement oblique. Un reste de plante situé dans ces niveaux organiques a été daté 1492-1663 apr. J.-C. (Beta-370434), ce qui est cohérent

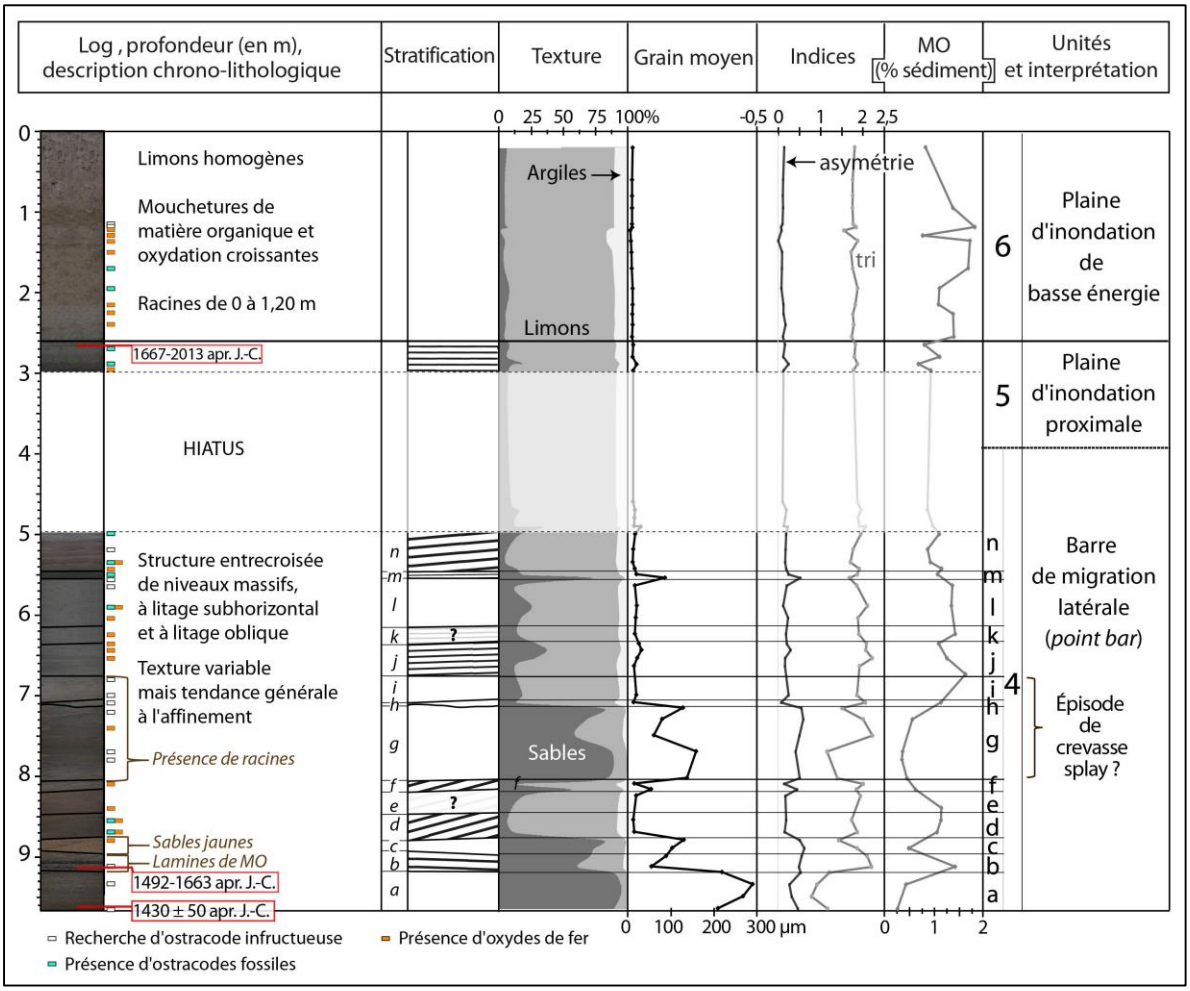


Fig. 71 – Analyses sédimentologiques de la carotte LG13T3. Le toit du log est à + 4,133 m NGF. La remontée d'1,5 m de tubage vide puis de 50 cm de sédiment remanié a conduit à un hiatus de 2 m entre les unités stratigraphiques 4 et 5. La limite entre ces dernières est donc incertaine. Toutes les populations d'ostracodes recensées rassemblent trois espèces : *Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808), *Candona compressa* (Koch, 1838) et *Candona neglecta* (Sars, 1887).

avec la datation OSL précédente. L'ensemble a été transporté en suspension graduée (fig. 72) par un agent peu compétent, comme en témoigne le faible grain moyen (entre 55 et 90 µm) et le très mauvais tri (2,1 < σ < 2,2). Ces caractéristiques associées à une forte asymétrie vers les fines plaident en faveur d'un milieu de basse énergie situé en marge d'un chenal et soumis aux variations hydrologiques du fleuve.

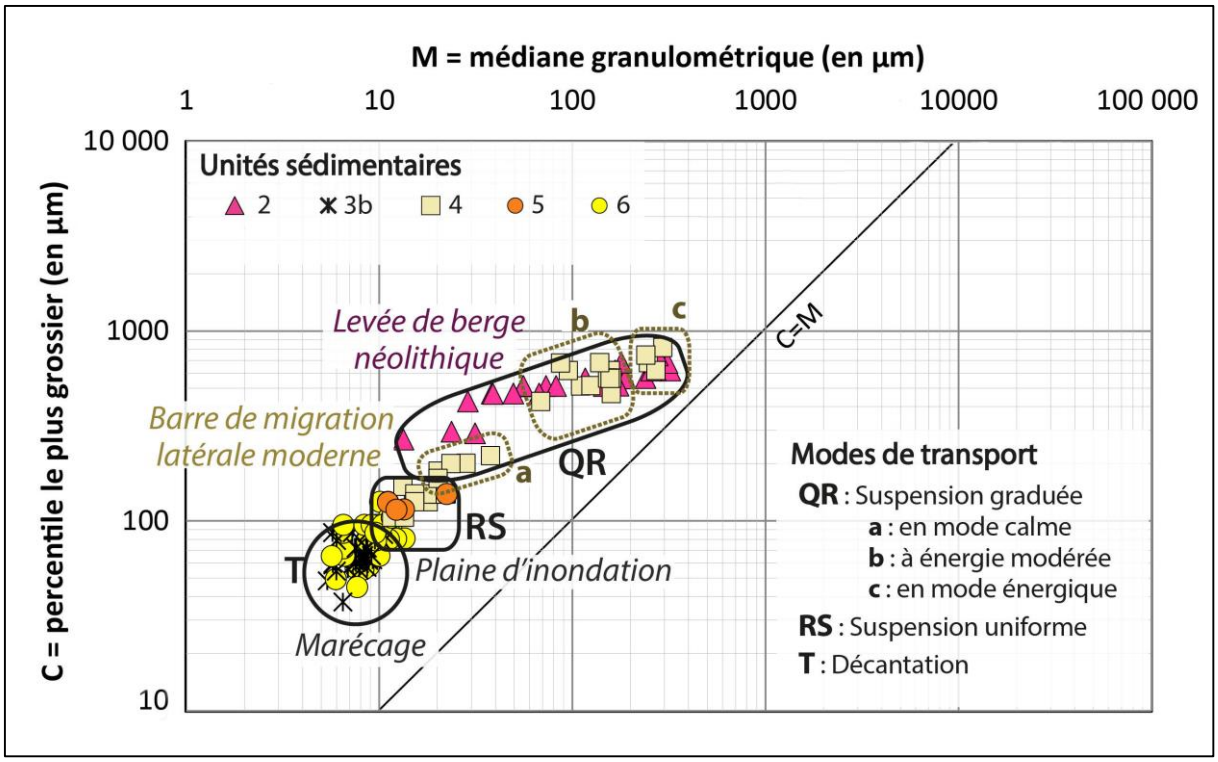


Fig. 72 – Image CM du transect stratigraphique 4 de Langoiran. L'unité interprétée comme un banc de migration latérale s'étire de la suspension uniforme (C > 106 µm) à la suspension graduée (C < 824 µm). Trois types de suspension graduée peuvent être distinguées pour la barre de migration latérale : la suspension graduée en mode calme (**a** ; 105 < C < 223 µm ; M < 40 µm), celle à énergie modérée (**b** ; 429 < C < 685 µm ; 60 < M < 160 µm) et celle en mode énergique (**c** ; 623 < C < 824 µm ; M > 200 µm). Le marécage (unité 3) et la plaine d'inondation (5-6) occupent les mêmes positions sur cette image CM que sur les images précédentes.

- la **sous-unité *c*** (16-21 cm) est constituée de sables jaunâtres moins limoneux que ceux du niveau précédent (105 < GM < 130 µm), mal triés (1,4 < σ < 1,9) à l'asymétrie positive (0,5 < *Sk* < 0,6) et mis en place par suspension graduée. Le contact avec les deux niveaux encadrants est inversement oblique, ce qui indique un double sens du courant. Les sables ont pu être déposés en bord de chenal, dans une dépression, puis être recoupés au sommet par les flots. Dans le même temps, ils ont été exposés à l'air libre comme le révèlent les traces d'oxydo-réduction (couleur ocre, quelques oxydes de fer ; fig. 71). Il peut donc s'agir d'un banc latéral émergé.
- la **sous-unité *d*** (29 cm) est constituée de limons (> 80 %) mal triés (1,7 < σ < 1,9) transportés par suspension uniforme (fig. 72). Le grain moyen est faible (13 < GM < 15 µm) et l'asymétrie légèrement positive (0,1 < *Sk* < 0,2), reflétant des conditions de très basse énergie. La présence d'oxydes de fer et de lamines obliques tour à tour rouges, gris clair et gris foncé indique qu'il pourrait s'agir d'une plaine d'inondation proximale et/ou d'un secteur tidal. La micropaléontologie apporte de plus amples informations. Quatre valves fossilisées

d'ostracodes juvéniles et adultes ont été recensées dans chaque échantillon (60 g) issus de la strate. Malgré cette très faible quantité, les microfossiles ont été pris en considération car il s'agit systématiquement des trois mêmes espèces : *Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808 ; fig. 73), *Candona compressa* (Koch, 1838 ; fig. 68) et *Candona neglecta* (Sars, 1887 ; fig. 74). Un tel assemblage atteste un milieu temporaire d'eau douce (étang, fossé, marais) développé sur un substrat vaseux. Il est donc probable que la sous-unité *d* ait été déposée dans une zone humide en bordure d'un chenal et régulièrement alimentée par les hautes eaux du fleuve.

- la **sous-unité *e*** (25-30 cm) est composée de limons gris légèrement sableux (20 % de sables fins), de quelques lentilles plus grossières et comprend des traces d'oxydo-réduction (zones rougeâtres, oxydes de fer). Contrairement au niveau précédent, aucune structure (litage, pendage) n'est décelable et les sédiments proviennent d'une suspension graduée en mode calme (fig. 72). Le grain moyen et l'indice d'asymétrie sont identiques à la sous-unité *d*. Il s'agit d'un milieu de basse énergie (GM = 20 µm), possiblement la bordure d'un chenal.

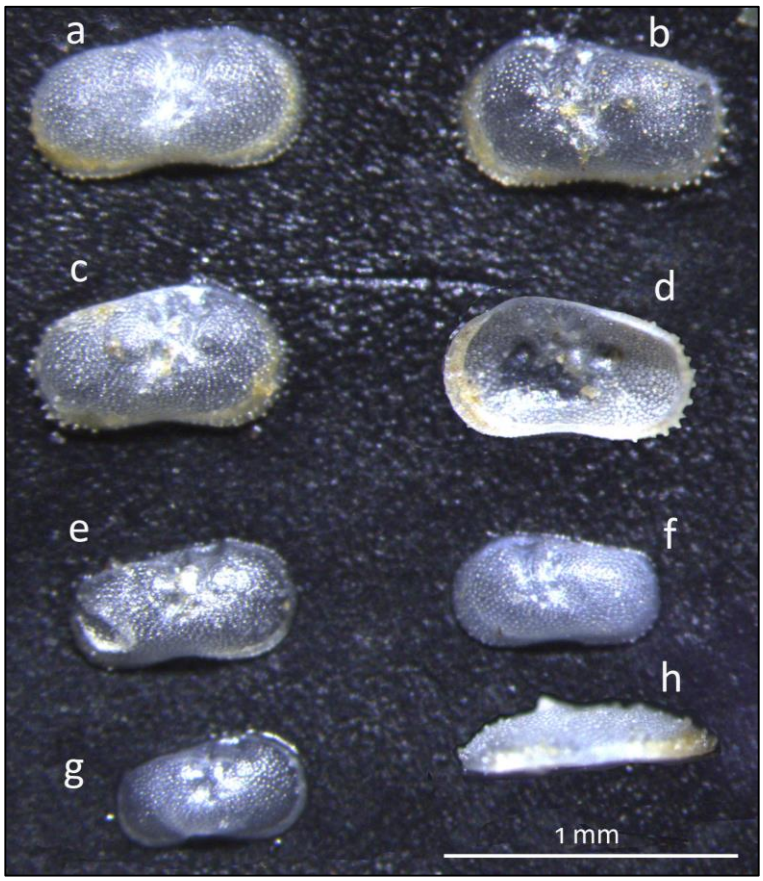


Fig. 73 – Fossiles d'Ilyocypris gibba (Ramdohr, 1808). Individus prélevés à 195 cm de profondeur dans le sondage LG13T3. Cette espèce occupe des eaux douces (étang, lacs, ruisseaux) à saumâtres et passe la majorité de son temps à ramper dans ou sur un substrat vaseux (Henderson, 1990). Avec **a** et **c**: Vue externe d'une valve gauche adulte ; **b** : Vue externe d'une valve droite adulte ; **d** : Vue interne d'une valve droite adulte ; **e** : Vue externe d'une valve gauche « adolescente » ; **f** : Vue externe d'une valve droite juvénile ; **g** : Vue externe d'une valve gauche juvénile ; **e** : Profil d'une valve droite adulte.

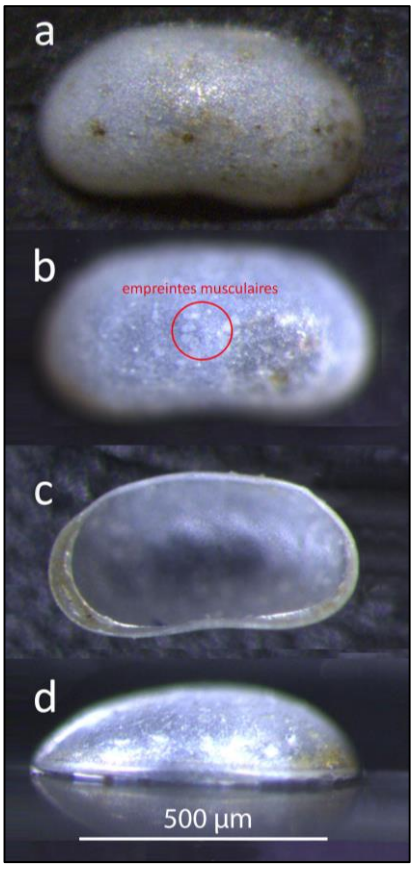


Fig. 74 – Fossiles de Candona neglecta (Sars, 1887). Individus prélevés à 195 cm (b et d) et 500 cm (a et c) de profondeur dans le sondage LG13T3. Cette espèce vit dans des sédiments vaseux et occupe les étangs d'eau douce, les marais, les fossés et les ruisseaux oligohalines (Henderson, 1990). Avec **a** : Vue externe d'une valve gauche adulte ; **b** : Vue externe d'une valve droite adulte ; **c** : Vue interne d'une valve droite adulte ; **d** : Profil d'une valve gauche adulte.

- la **sous-unité *e*** (25-30 cm) est composée de limons gris légèrement sableux (20 % de sables fins), de quelques lentilles plus grossières et comprend des traces d'oxydo-réduction (zones rougeâtres, oxydes de fer). Contrairement au niveau précédent, aucune structure (litage, pendage) n'est décelable et les sédiments proviennent d'une suspension graduée en mode calme (fig. 72). Le grain moyen et l'indice d'asymétrie sont identiques à la sous-unité *d*. Il s'agit d'un milieu de basse énergie (GM = 20 µm), possiblement la bordure d'un chenal.

- la **sous-unité *f*** (11-16 cm) marque un retour à une dynamique fluviale plus soutenue. Des lamines sablo-limoneuses (sables > 55 % ; GM ~ 55 µm) de 2 à 20 mm d'épaisseur et au pendage identique à la sous-unité *d* alternent avec des limons faiblement sableux (< 15 % de sables ; GM ~ 15 µm). Le tout est une nouvelle fois mal trié, asymétrique vers les fines et contient des oxydes de fer. Des débris coquilliers, trop fragmentés pour être identifiés, sont également présents. Ils démontrent un changement de submersion ou de chimie des eaux devenues plus énergiques.

- la **sous-unité *g*** (93-94 cm) est atypique. Elle contient des sables fins variablement limoneux (60 à 88 % de sables ; 60 < GM < 160 µm) et des passées limoneuses totalement désorganisées (emplacement, épaisseur et pendage divers). Cette structure évoque un dépôt en vrac, ce que corrobore le mauvais tri des particules ($1,2 < \sigma < 2,2$). Ces dernières ont été transportées par suspension graduée (fig. 72) et enrichies en fines ($0,4 < Sk < 0,6$; fig. 71). Cette sous-unité pourrait correspondre au remaniement d'une levée de berge, plus précisément, à un delta de rupture de levée (*crevasse splay*). Un échantillon prélevé à 40 cm du sommet a la particularité de contenir des oxydes de fer et des débris végétaux. Il pourrait s'agir de la partie superficielle de la levée rompue. Par ailleurs, bien que le milieu soit peu organique (carbone organique < 0,6 % du sédiment), des racines verticales en cours de décomposition occupent toute la hauteur de la strate. Elles démontrent une végétalisation du corps sédimentaire et une stabilisation du milieu.

- la **sous-unité *h***, très fine (4-5 cm), se singularise par une couleur gris clair. Elle est constituée de limons légèrement sableux (14 % de sables ; GM = 13 µm) et très mal triés ($\sigma = 2,1$) qui témoignent d'un milieu de basse énergie. Le transport s'est probablement fait par suspension uniforme (fig. 72) par l'intermédiaire de courants sélectifs ($Sk = 0,08$). Quelques fragments coquilliers non-indentifiables attestent la promiscuité du chenal. Il pourrait s'agir de la partie sommitale du delta de rupture de levée.

- la **sous-unité i** (31-35 cm), gris foncé, est constituée de limons à structure massive présentant des caractéristiques similaires à celles de la sous-unité précédente. Elle comporte aussi des fragments coquilliers et des restes de végétaux en position de vie qui démontrent que le corps sédimentaire est resté inchangé et stable durant un certain temps. Cette fois, deux coquilles intactes et millimétriques ont été retrouvées (fig. 75). Leur observation par Salomé Granai, malacologue et archéologue (GéoArchÉon, LGP), révèle que l'un des individus est du genre *Pisidium* sp. et l'autre *Radix* sp. Tous deux attestent un milieu d'eau douce, ce qui conforte les hypothèses émises grâce aux données sédimentologiques.

- la **sous-unité j** (39-41 cm) marque le retour de lamines légèrement obliques, alternativement rouges, marron clair et grises. Cette lamination s'accompagne d'une concentration variable en sable (15 à 38 %) au sein de limons (17 < GM < 32 µm) mal triés ($1,9 < \sigma < 2,2$), enrichis en fines ($0,2 < Sk < 0,3$) et exposés à l'air libre (oxydes de fer). À l'inverse, il n'y a plus aucune trace de faune ni de racine verticale. L'image CM y associe un

transport en suspension graduée en mode calme et, dans une moindre mesure, en suspension uniforme. L'épisode hydrologique à l'origine des sous-unités *g* à *i* a donc pris fin et la dynamique dominée par l'accrétion latérale (banc latéral ?) s'est remise en place.

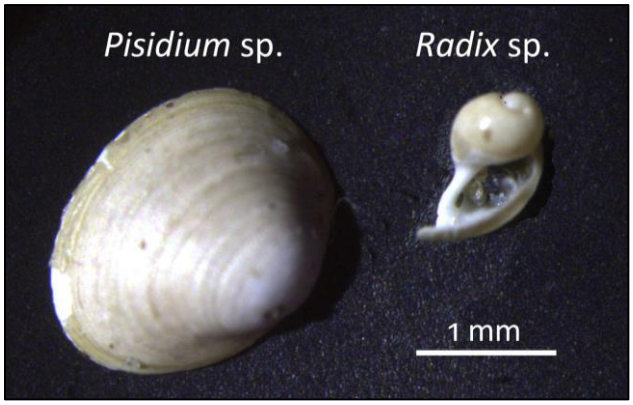


Fig. 75 – Mollusques du genre *Pisidium* sp. et *Radix* sp. Individus prélevés à 670 cm de profondeur dans le sondage LG13T3 et indentifiés par Salomé Granai. Ils attestent un milieu d'eau douce. Néanmoins, leur nombre est bien trop faible pour pouvoir faire de grandes et précises conclusions.

- la **sous-unité k** est un épais (22-23 cm) dépôt de limons légèrement sableux (17 % sables) transportés par suspension uniforme. Les indices granulométriques sont identiques à la sous-unité *j* et des traces d'oxydo-réduction sont décelables (oxydes de fer, zones rougeâtres). Il s'agit certainement du même milieu de sédimentation que celui déduit de la sous-unité *j*, à savoir un banc latéral.

- la **sous-unité l** (58-59 cm) est granulométriquement identique à la sous-unité j mais s'en distingue par deux aspects : 1) aucune lamination n'est distinguable, bien que des zones rougeâtres, marrons et grises soient présentes, et 2) des fossiles d'ostracode ont été retrouvés. Seule une carapace entière d'*Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808) et une valve gauche de *Candona neglecta* (Sars, 1887) ont été recensées mais il s'agit des mêmes espèces que celles identifiées dans la sous-unité *d*, aux mêmes caractéristiques granulométriques. Cela conforte l'hypothèse d'un retour à l'accrétion latérale dans un chenal fluviatile.

- la **sous-unité m** (10-11 cm) affiche un litage subhorizontal de lamines sablo-limoneuses (1-20 mm d'épaisseur) transportées par suspension graduée et des lamines limono-sableuses (plus épaisses) issues d'une suspension uniforme. Le tout s'accompagne d'un litage colorimétrique (rouge, marron, gris). La compétence moyenne est modérée ($20 < GM < 87$ µm) et les indices granulométriques sont similaires aux strates sous-jacentes ($1,7 < \sigma < 1,9$; $0,2 < Sk < 0,5$). Quelques d'*Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808) et de *Candona neglecta* (Sars, 1887) ont été aussi découvertes. Cette sous-unité marque un renforcement hydrologique.

- la **sous-unité n** (50 cm) se singularise de la précédente par une lamination plus oblique et une compétence réduite (< 17 % de sables ; $11 < GM < 17$ µm). Elle atteste une perte d'énergie du cours d'eau et/ou un amoindrissement de la connexion entre le banc latéral et le chenal.

Au final, la stratification entrecroisée identifiée au niveau de l'ensemble de l'unité 4 est interprétée comme une barre de migration latérale du chenal (ou lobe de méandre ; *point bar*). L'affaiblissement granulométrique observé entre la base sableuse et le sommet limoneux corrobore cette hypothèse, de même que l'exhaussement très rapide (près de 5 m en quelques siècles). La migration du chenal a vraisemblablement débuté au Moyen-Âge et a été rythmée par quelques variations hydrologiques comme l'atteste la teneur inconstante en sables. Cette

instabilité hydrologique a même pu conduire à la création d'une brèche dans la levée de berge en formation, à l'origine d'un delta de rupture de levée.

L'**unité 5** (entre +0,1 et +1,52 m NGF ; 40 cm d'épaisseur attestés) fait la transition entre la barre de migration latérale (unité 4) et la plaine d'inondation de basse énergie (unité 6). Elle se compose de limons mal triés, à l'asymétrie positive (fig. 71) et à structure horizontale : des niveaux gris-vert ou marron-rouge alternent avec de très fines lamines plus grossières (jusqu'à 20 % de sables pour un grain moyen < 20 µm), ce qui peut être interprété comme un dépôt de plaine d'inondation proximale. Des valves d'ostracodes fossiles d'*Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808) et de *Candona neglecta* (Sars, 1887), au nombre de 16 par échantillon, témoignent de conditions humides et, plus précisément, d'un milieu d'eau douce temporairement stagnante. Cette unité est interprétée comme le sommet de la barre de migration qui coïncide logiquement avec la plaine d'inondation proximale. Une feuille d'arbre située à son sommet a été datée 1667-2013 apr. J.-C. (Beta-370432). Cette date est pleinement cohérente avec les âges obtenus à la base de l'unité 4 mais son imprécision rend difficile l'estimation du taux de sédimentation de la barre latérale, même si la fourchette haute du résultat (an 2013) est exclue en raison des 230 cm de limons (**unité 6**) qui recouvrent l'échantillon daté. Malgré tout, les sept mètres d'alluvions accumulés verticalement en deux à cinq siècles démontrent une aggradation très rapide de la barre latérale (14-35 mm/an). Par ailleurs, la date ^{14}C sous-tend un exhaussement de la plaine d'inondation de basse énergie (unité 6) de plus de 8 mm/an, ce qui est bien supérieur à ce qui a été observé à l'approche du versant de l'Entre-deux-Mers (0,6 mm/an). Ce fort taux de sédimentation est certainement la conséquence d'un important alluvionnement lié à la proximité immédiate du chenal. Pourtant, la granulométrie reste inchangée, ce qui confirme l'affinement de la charge sédimentaire transportée par le fleuve. Enfin, l'unité 6 possède de nombreuses populations d'*Ilyocypris gibba* et de *Candona neglecta (*fig. 71, 73 et 74*),* comme dans les niveaux sous-jacents mais à l'inverse de la plaine d'inondation proche du versant de rive droite, ce qui témoigne certainement du caractère récent de cette portion de plaine alluviale.

En somme, ce quatrième transect stratigraphique renseigne l'histoire récente du fleuve. Il démontre que, depuis au moins le XVI^{e} siècle apr. J.-C., la Garonne méandriforme a entamé une migration vers le versant de rive gauche. La rapidité à laquelle s'effectuent cette migration latérale et le remblaiement de la plaine d'inondation témoigne probablement d'apports sédimentaires conséquents dans un contexte de régime dominé par les crues. Le fleuve a tout de même connu quelques fluctuations hydrologiques : l'intensité des crues et/ou leur compétence se sont accrues ponctuellement vers le XVII^{e} siècle (rupture de levée, sous-unité e) et le XVIII^{e} siècle (sous-unités m ; chronologie estimée à partir des datations).

Pour résumer, les archives sédimentaires démontrent la succession de cinq principaux paléo-milieux de sédimentation fluviatile dans le secteur du Castéra de Langoiran, malgré de nombreux hiatus sédimentaires et chronologiques :

1) Au Pléniglaicaire supérieur : une plaine alluviale de haute-énergie occupe le fond de vallée ;

2) D'une période indéterminée à l'Atlantique ancien : un éminence sableuse *a priori* végétalisée est située sous le futur Castéra et connectée à deux chenaux moins larges que l'actuel. La nature même de cette formation sableuse (île fluviale ou banc alluvial ?) est difficilement déterminable en raison de la densité et de la nature du couvert végétal inconnues. Ce système ravine partiellement les alluvions antérieures ;

3) Du milieu de l'Atlantique (~ 5500 av. J.-C.) au Subboréal inférieur (~ 3200 av. J.-C.) : une zone humide se met en place dans le chenal atlantique situé au pied du versant de l'Entre-deux-Mers. Elle s'exhausse et s'étend rapidement jusqu'au point culminant du banc ou de l'île sableuse. La partie sud-occidentale de cette dernière a été fossilisée par les épandages de crue d'un chenal synchrone (?) ;

4) Dès 3200 av. J.-C. : la zone humide cède la place à une plaine d'inondation de basse énergie. Elle adopte souvent un caractère marécageux depuis le second âge du Fer ;

5) Au bas Moyen Âge (au moins) : un chenal méandriforme hydrologiquement instable recoupe le remblaiement alluvial situé à l'ouest du Castéra avant d'entamer une rapide migration vers le versant de rive gauche.

Toutes ces informations restent locales (échelle du site). Grâce aux données géophysiques, topographiques et historiques, il a été possible de préciser l'emprise spatiale des paléo-milieux de sédimentation holocènes à l'échelle de la boucle de méandre.

4.1.3. Précisions hydrographiques en 3D grâce à l'imagerie et la géophysique

4.1.3.1. Les archives iconographiques : mémoire de la migration récente de la Garonne

Les cartes et photographies anciennes montrent un déplacement continuel du méandre de Langoiran et Lestiac-sur-Garonne entre les XVIII^{e} et XX^{e} siècles (fig. 37). L'enveloppe de méandrage a progressivement migré vers l'aval tandis que les deux sinuosités encadrantes ont très peu évolué. Cette observation démontre qu'il s'agit plutôt d'une migration isolée de type rotation, et non d'une translation du train de méandres. Le mouvement s'est accompagné d'une modification de plusieurs caractéristiques morphométriques difficilement quantifiables sur les documents antérieurs au XIX^{e} siècle en raison de leur imprécision. La longueur d'onde n'a pas varié depuis les années 1830 (plan anonyme) mais semble s'être accrue de plusieurs centaines de mètres au XVIII^{e} siècle (cartes de Matis et de Belleyme, fig. 37). De même, l'amplitude a augmenté de quelques dizaines de mètres, passant d'environ 1690 à 1730 m, tandis que le rayon de courbure et la longueur entre les deux points d'inflexion du méandre se sont abaissés respectivement de 800 à 725 m et de 1500 à 1250 m (estimations réalisées à partir du plan anonyme de 1830 et des images satellites actuelles ; fig. 76). En somme, la migration du méandre vers l'aval combine à la fois une rotation et une extension, telles que définis par Knighton (1998) et Lagasse *et al.* (2004). Ces diverses caractéristiques (évolution, morphologie) attestent la maturité de la sinuosité (indice de maturité : 3,6). D'après l'évolution naturelle des méandres, il est probable que le déplacement du chenal ait démarré des siècles auparavant à partir d'un chenal subrectiligne situé à l'opposé de l'apex, *i.e.* à proximité du versant de rive droite. Cette idée concorde avec les dépôts du log stratigraphique LG13T3

(TS4) interprétés comme une barre de migration latérale et justifierait les paluds présents sur le plan de 1830 (fig. 77). Dès lors, il est quasiment avéré que le déplacement contemporain du méandre est la poursuite de sa migration médiévale.

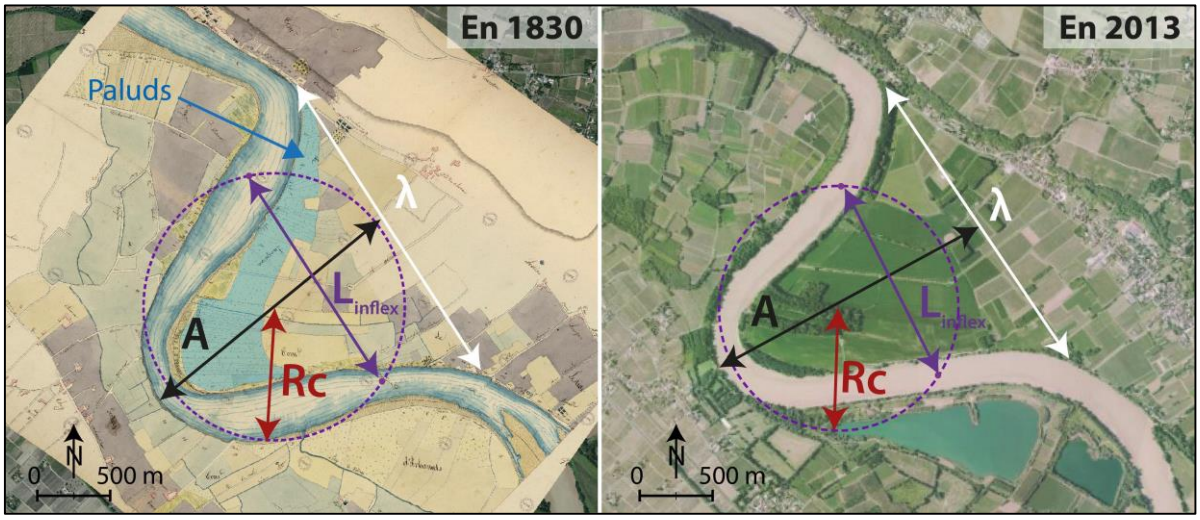


Fig. 76 – Évolution morphologique du méandre de Langoiran – Lestiac-sur-Garonne de 1830 à nos jours. Sources : plan anonyme de 1830 conservé aux Archives départementales de Gironde (référence F 14 10059-1) et Géoportail (IGN). Avec *A* : amplitude ; *λ* : longueur d'onde ; *Rc* : rayon de courbure ; L_{inflex} : longueur entre les deux points d'inflexion du méandre. La comparaison morphométrique entre les deux dates doit être modérée par l'imprécision inhérente à la carte d'État-Major.

Cette migration latérale a vraisemblablement débuté le long d'une ligne longeant le Castéra et subparallèle à ce dernier, comme le soulignent l'agencement des parcelles et une photographie de 1930 (fig. 77A). À droite de cette limite, les parcelles sont alignées parallèlement au versant. À gauche, elles sont transversales au fond de vallée et présentent une succession de « bandes » subparallèles au chenal actuel. Ces bandes pourraient provenir des pratiques agricoles et/ou être le vestige de la migration latérale du lobe de méandre. Cette seconde hypothèse est appuyée par l'alignement parfait des « bandes » d'une parcelle à une autre, malgré le franchissement de ruisseaux ; leur convexité identique à celle du méandre, surtout au niveau de l'apex ; et les observations de terrain qui font état d'interventions agricoles dans un sens globalement perpendiculaire (alignement des vignes et labour des maïs). Enfin, la limite hypothétique est aujourd'hui en eau (fossés de drainage) ce qui pourrait résulter du paléochenal initial et conforte l'idée d'une migration entamée à partir de cette ligne.

Par ailleurs, la photographie met en exergue une trace circulaire à l'arrière de la rive droite amont de la sinuosité (fig. 77B). Sa largeur est modérée au niveau de la berge (250 m) et accrue dans l'intérieur des terres (jusqu'à 370 m), pour une longueur totale d'environ 690 m. Cet agencement rappelle celui des deltas de rupture de levée. La végétation est parsemée et concentrée au centre du tracé alors que sur les documents antérieurs et postérieurs à 1930, la partie occidentale de la forme circulaire est intégralement (ou presque) arborée (fig. 37). Il est donc probable que ce delta de rupture de levée a été formé à la fin du XIX^{e} ou au tout début

du XX^{e} siècle par une ou plusieurs grandes crues telles que celle de 1875 (« crue du siècle »). Ce delta et la migration progressive du chenal sont détectables dans la topographie actuelle.

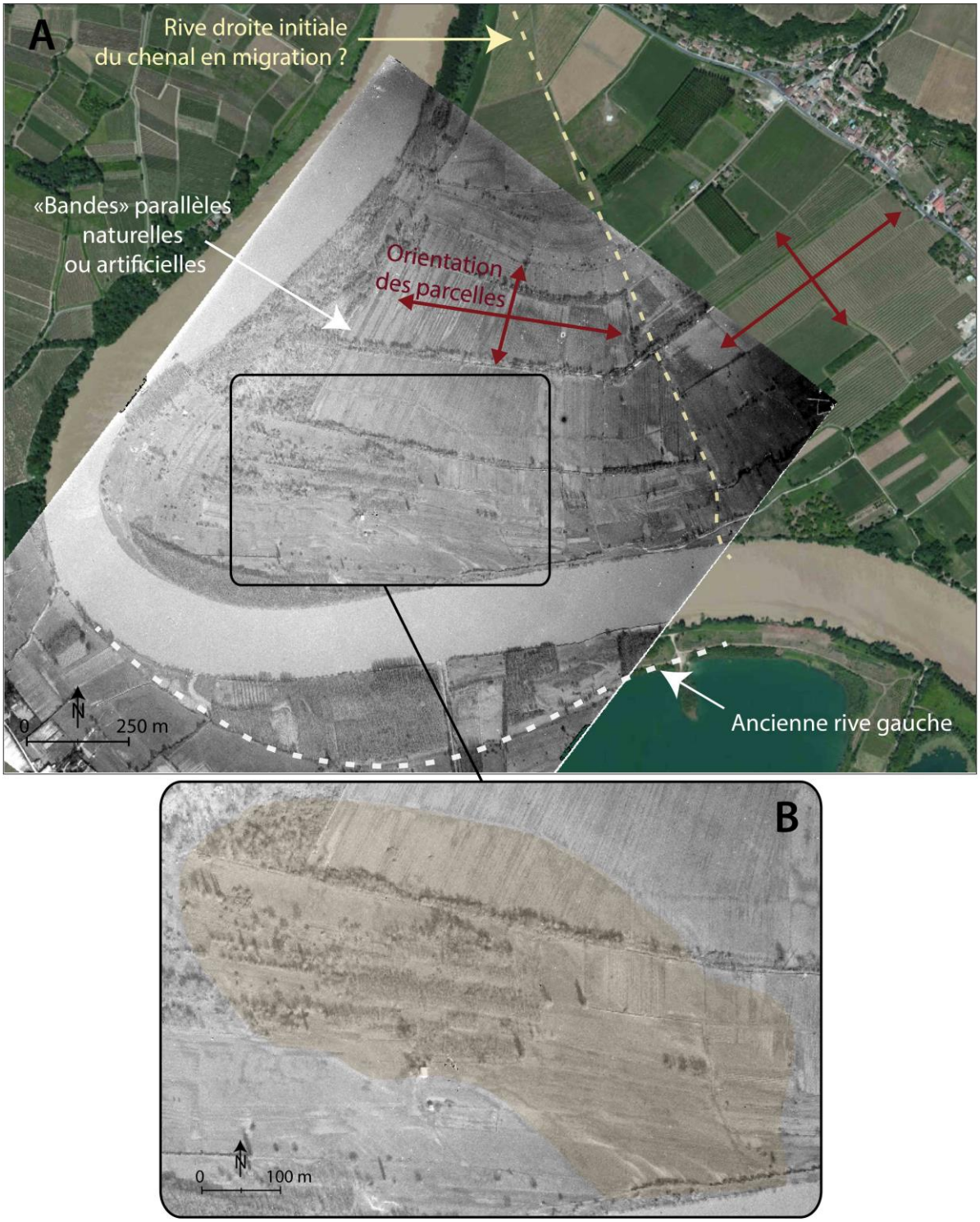


Fig. 77 – Détection de la migration récente du chenal (A) et d'une crevasse splay (B) par photo-interprétation. Sources : photographie aérienne de 1930 (IGN) et Géoportail (IGN).

4.1.3.2. Les données LiDAR : lecteur d'empreintes des paléo-milieux récents et atlantiques

Certains paléo-milieux de sédimentation fluviatiles ont laissé des traces dans le relief actuel. La plus visible d'entre elles est une décroissance altimétrique en « marches d'escalier » vers le chenal contemporain et subparallèle à ce dernier (zones 3 et 4, fig. 39). Une telle configuration est interprétée comme la résultante de la migration du méandre. À une échelle plus fine, elle s'accompagne d'une succession de bandes alternativement surélevées et abaissées (10 à 30 cm de différence) correspondant aux « bandes » identifiées sur la photographie de 1930. Caractéristique d'une accrétion latérale (Miall, 2006), cette topographie résulte des emplacements successivement occupés par la Garonne depuis le Moyen Âge. Avec les archives iconographiques, elle permet de reconstituer le développement du méandre (fig. 78) ; à l'origine (1er ou début du 2e millénaire apr. J.-C. ?), le fleuve devait occuper l'emplacement défini précédemment. Il adoptait alors un style subrectiligne et présentait une légère sinuosité en amont. Par érosion, le courant a sapé progressivement la rive concave de la sinuosité et fait migrer sa rive convexe par accrétion et progradation. Cette extension latérale s'est accompagnée d'une translation modérée vers l'aval (dynamique 1, fig. 78). Au cours du XVIIIe siècle, la translation s'est fortement ralentie, voire stoppée, ce qui a provoqué une érosion accrue des rives concaves, à la fois en amont – vers les gravières aujourd'hui en eau –, et en aval, à proximité du Castéra (dynamique 2). Pour contrer ce processus, des digues submersibles ont été construites dans les années 1830-1840. Le but était aussi de forcer l'approfondissement du lit mineur pour les besoins de la navigation (Administration générale des Ponts et Chaussées et des mines, 1841). Les ouvrages ont été efficaces puisqu'en l'espace de quelques décennies, la zone comprise entre les digues et les rives concaves s'est considérablement exhaussée. En réaction à cette sédimentation forcée, les rives convexes ont été partiellement et localement érodées ce qui a conduit à la rotation du méandre (dynamique 3, fig. 78). Il est difficile de replacer dans le temps cette évolution spatiale en raison de l'imprécision des cartes anciennes, du faible nombre de repères chronologiques et, surtout, de l'incertitude liée à l'emplacement des paléo-berges. Une estimation a tout de même été réalisée. Elle se base sur la rive droite de 1550 apr. J.-C. positionnée au regard du log LG13T3 et de l'empreinte topographique qui le traverse. Suivant l'axe de développement du méandre (apex), la distance qui sépare cette rive de celle attestée en 1830 et de l'actuelle indique une vitesse de déplacement de 1,51 à 1,78 m/an. En considérant ce rythme constant et l'emplacement des paléo-apex exact, la migration a débuté au cours du XIe siècle, entre 1020 et 1100 apr. J.-C. (Moyen Âge classique). Ces estimations ne sont pas aberrantes mais doivent être considérées avec prudence, d'autant que quelques variations hydrologiques ont été mises en évidence par la séquence verticale prélevée dans le lobe de méandre (LG13T3 ; fig. 71). Par ailleurs, le scénario de migration du chenal permet d'apporter des précisions sur les deux entités interprétées comme un delta de rupture de levée. La première, identifiée à l'ouest du *castrum* par le sondage LG13T3, s'est mise en place entre le XVIe siècle et l'aménagement des digues (1830), probablement lors de l'érosion de la rive concave. La seconde, détectée par photographie aérienne, s'est produite en rive convexe entre la fin du XIXe siècle et le début du siècle suivant dans un contexte d'érosion forcée par la digue opposée. Ce delta de rupture de levée contemporain est décelable par

microtopographie puisqu'il comprend des terrains surélevés (épandages alluvionnaires) séparés par des « couloirs » de plus faible altitude (chenaux d'écoulement ; fig. 79A).

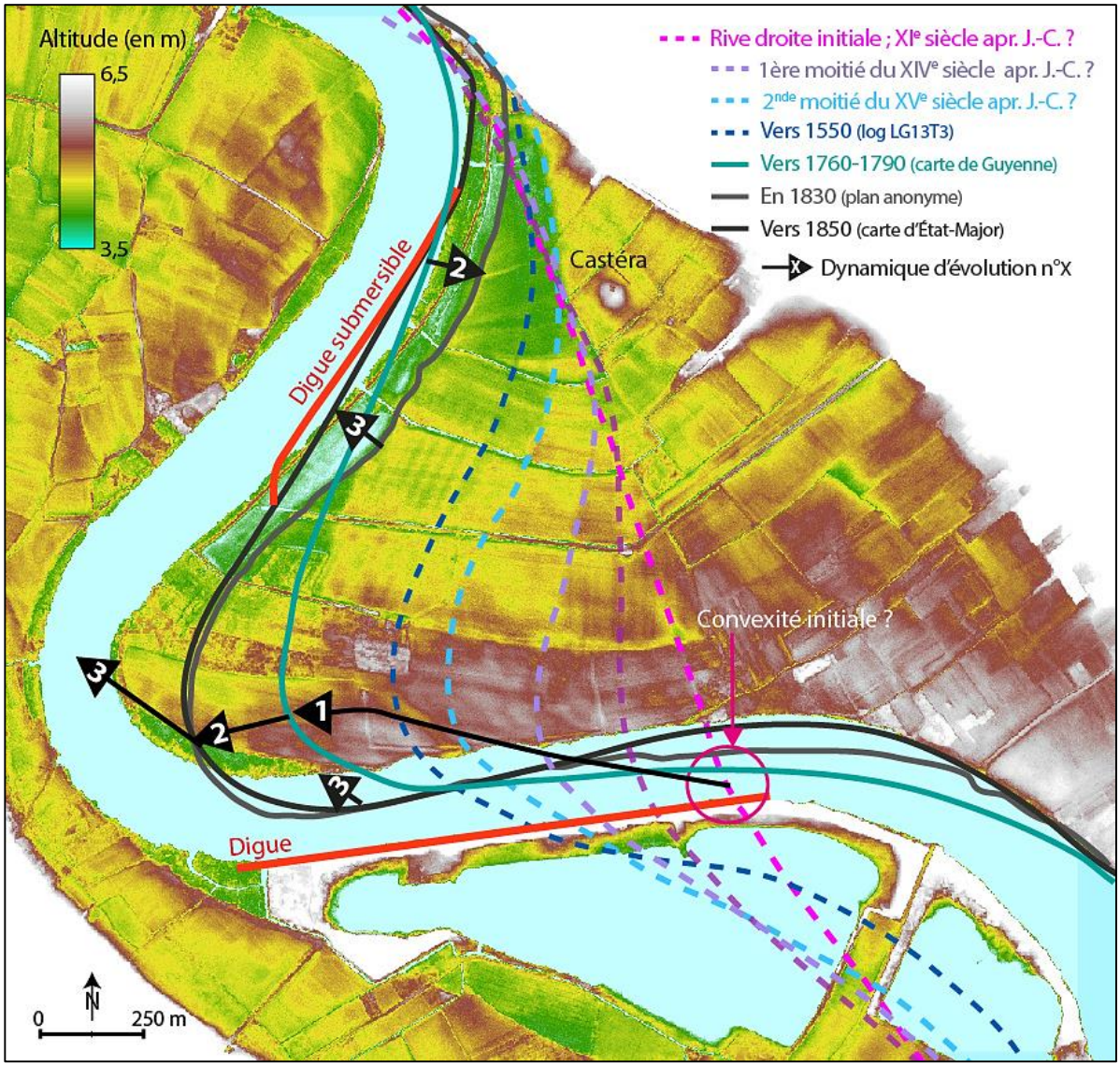


Fig. 78 – Reconstitution du développement du méandre de Langoiran à partir des données LiDAR. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi, traitées sous le logiciel Qgis. L'emplacement de la rive droite en 1550 s'appuie sur le sondage LG13T3 et la micrographie tandis que ceux de 1760-1790, 1830 et 1850 s'appuie sur les cartes anciennes. La vitesse moyenne de progradation latérale est estimée à 1,64 m/an de 1550 à nos jours, ce qui sous-tend une mise en mouvement du chenal au XIe siècle.

La microtopographie permet également de déceler un cône en contrebas du versant de rive droite et du château médiéval. Tout indique qu'il s'agit d'un cône de déjection : il se situe à l'exutoire d'un vallon sec, affiche une forme en éventail d'environ 300 m de large sur 380 m de long et surplombe la plaine environnante de 4 m dans la partie apicale du cône (fig. 79B). Cette surélévation semble persister au-delà du front du cône, le long d'un couloir de 200 m de long, mais les observations de terrain indiquent qu'il s'agit d'un rehaussement anthropique (butte de terre, remblaiement d'un chemin).

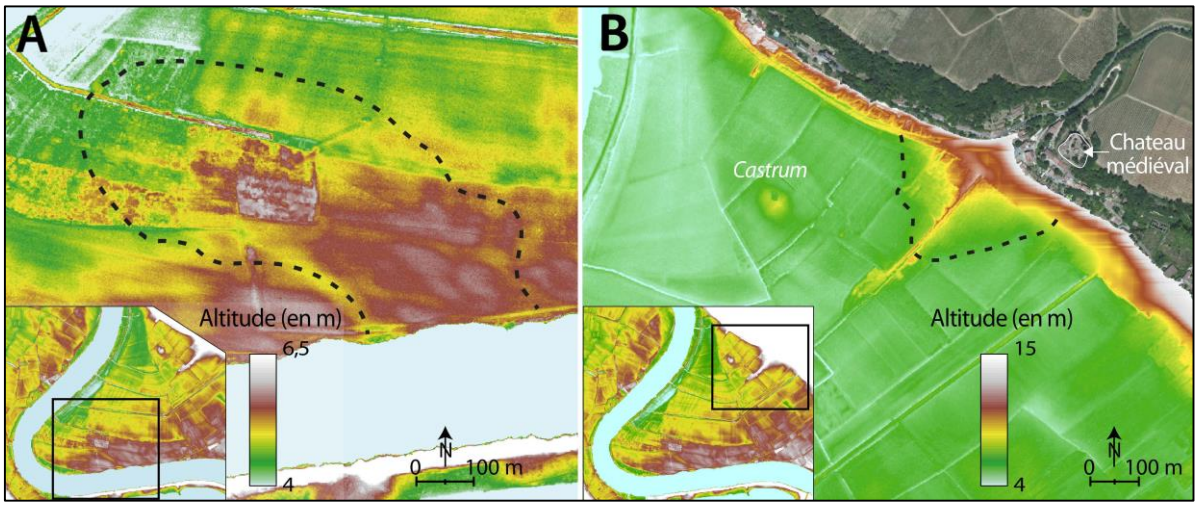


Fig. 79 – Vestiges d'une crevasse splay (A) et d'un cône de déjection (B) dans la topographie. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi, traitées sous le logiciel Qgis. La limite en pointillés du delta de rupture de levée correspond à celle déterminée sur la photographie aérienne de 1930. Ce secteur (A) présente une architecture assez typique de delta de rupture de levée avec 1) une décroissance altitudinale vers l'intérieur des terres et 2) des zones surélevées séparées par des « bras » de plus faible altitude. De même, le cône de déjection situé à l'exutoire d'un vallon sec (B) affiche une forme globalement en éventail caractéristique.

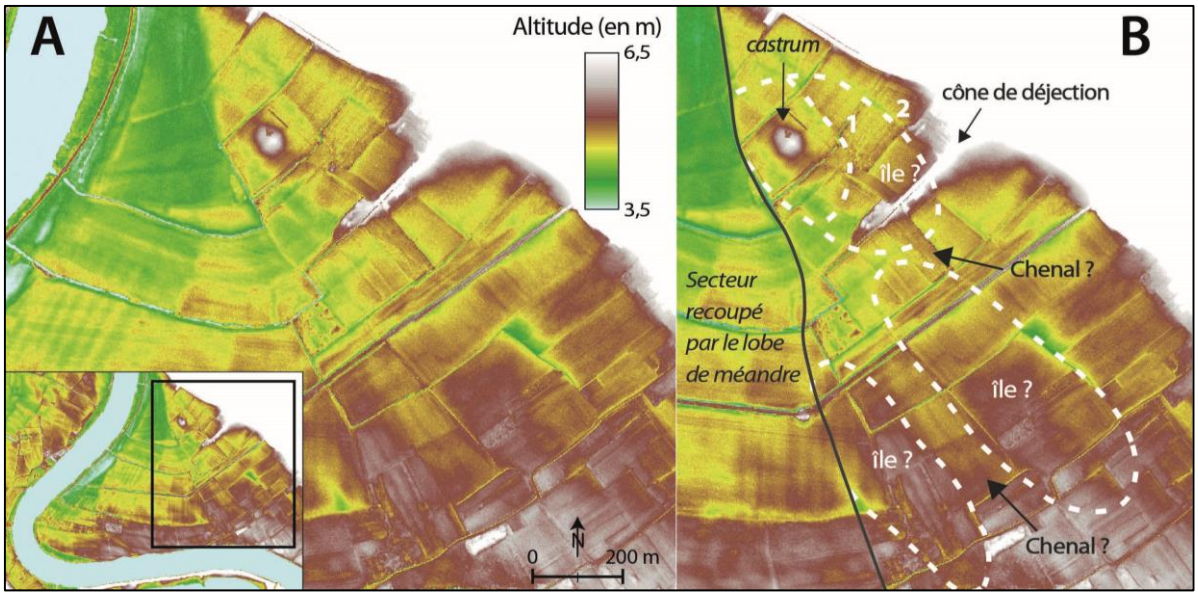


Fig. 80 – Détection de paléo-îles néolitiques dans le relief vers Langoiran. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi, traitées sous le logiciel Qgis. **A** : localisation et données ; **B** : interprétation. Une observation à grande échelle du la microtopographie a permis de détecter quelques zones surélevées ou ceinturées par une bande circulaire de plus basse altitude. Toutes sont allongées dans le sens du talweg. L'une d'elle se trouve à l'emplacement de l'unité sableuse mise en exergue par la stratigraphie et interprétée comme une île du Boréal supérieur/Atlantique inférieur. Elle comporte deux limites. D'après la stratigraphie, la première (1) correspond à l'extension maximale du marécage. La seconde est vraisemblablement celle de l'île. Par extension, il est possible que les différentes entités distinguées soient des îles synchrones dans un chenal anastomosé.

L'éminence sableuse (île ou banc) de l'Atlantique ancien est aussi légèrement perceptible dans la microtopographie où elle concorde avec un secteur faiblement surélevé, partiellement encerclé par une bande de plus basse altitude et allongé dans le sens du talweg (fig. 80).

D'après cette observation, la longueur du corps sableux végétalisé avoisinerait 530 m et sa largeur 280 m. Deux anomalies topographiques similaires mais plus longues sont décelables en amont, sur le territoire non-recoupé par le déplacement du méandre. Il pourrait s'agir d'îles ou de bancs alluviaux synchrones. Cela soulève la possibilité d'un style fluvial à chenaux multiples anastomosés, tel que défini par Schumm (1968), jusqu'à l'Atlantique moyen. Par ailleurs, le cône de déjection mis en évidence à l'exutoire d'un vallon sec semble recouvrir l'éminence sableuse (banc ou l'île) sous-jacente au *castrum* (fig. 80), ce qui démontre sa postériorité, voire sa synchronicité. Le cône a pu former un barrage entre le corps insulaire et le versant qui a obstrué le passage des eaux et conduit à la formation du marécage vers 5500 av. J.-C. Cette hypothèse est affaiblie par les données géophysiques qui démontrent un étalement de la zone humide bien en amont du cône.

4.1.3.3. Les données géophysiques : vision en 3D des paléo-milieux

Les **prospections électromagnétiques** informent d'une conductivité électrique apparente relativement élevée à l'emplacement de l'ancienne zone humide découverte par stratigraphie (> 45 mS/m, anomalie C6 *in* fig. 42 et 81). Des valeurs identiques ou supérieures de moins de 10 points ont été mesurées en amont et en aval, sur une bande de 200 à 500 m de large qui longe le versant de l'Entre-deux-Mers (anomalies C1 à C5). *A priori*, la sédimentation vaso-tourbeuse ne s'est pas restreinte au terrain prospecté par sondages ; elle a recouvert une partie du fond de vallée. Les éminences topographiques (îles/bancs) ont été partiellement épargnées par les dépôts organiques comme le suggère la conductivité localement réduite (fig. 81), ce qui pourrait résulter d'une topographie irrégulière.

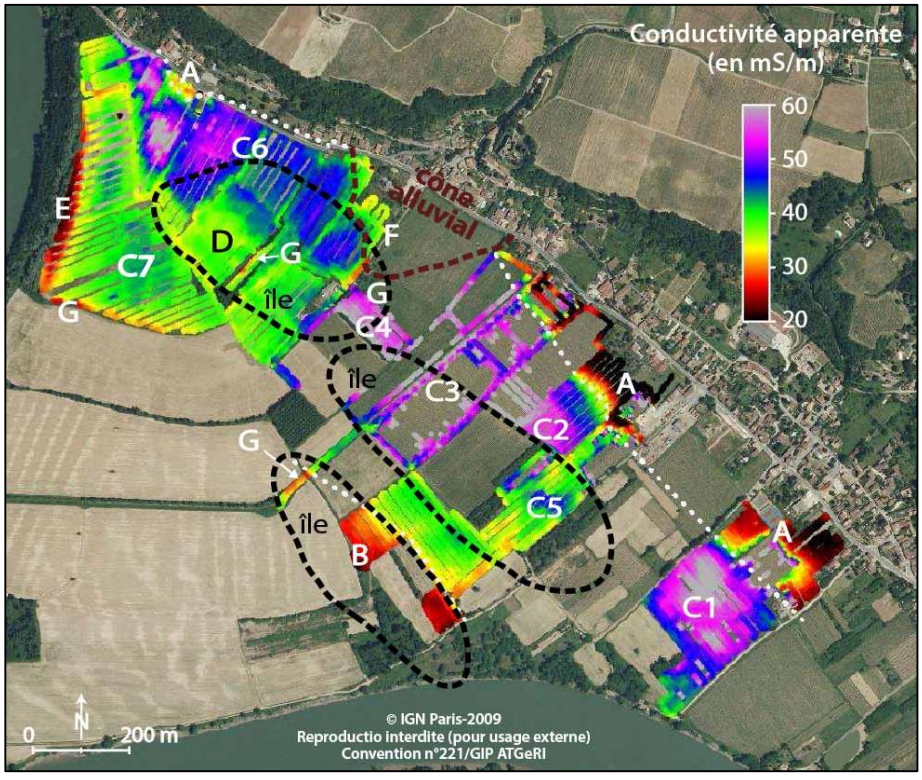


Fig. 81 – Corrélation entre les paléo-milieux et la conductivité électrique apparente à Langoiran. Mesures réalisées par Camus et Mathé, 2011a. La zone humide atlantique semble s'étaler bien au-delà du site carotté (zones bleus conductrices) et recouvrir partiellement les îles fluviales antérieures. Le cône de déjection lui est synchrone ou postérieur puisqu'il se distingue par une résistivité accrue. D'autres secteurs fortement résistants occupent localement le pied du versant. Ils résultent certainement d'apports colluviaux.

Des terrains plus résistants occupent ponctuellement le pied du versant. L'un d'eux correspond au cône de déjection (anomalie F, fig. 81), qui apparaît donc postérieur à la zone humide, ou synchrone de sa phase terminale de fonctionnement. Les autres (anomalies A) traduisent vraisemblablement la présence de colluvions. La conductivité est également réduite à l'approche des plus larges fossés de drainage (anomalies G) et dans la zone de sédimentation forcée par l'Homme, de la rive droite de 1850 à la digue (anomalie E). D'ailleurs, toutes les interprétations doivent être relativisées par la présence de structures anthropiques, anciennes et contemporaines, attestées ou non, qui peuvent influencer le signal électrique. À titre d'exemple, la parcelle du Castéra apparaît modérément conductrice alors qu'elle surplombe, à l'est, les limons organiques (anomalie D). À l'inverse, le signal d'une parcelle située sur l'île hypothétique amont (anomalie C3) semble accru par les piquets métalliques maintenant les ceps de vigne (Camus et Mathé, 2011a). La tomographie de résistivité électrique aide à outrepasser ces difficultés d'interprétation en offrant une vue en coupe de l'hétérogénéité du sous-sol.

Les quatre **profils ERT** acquis en rive droite du méandre ont une gamme de résistivité peu étendue ($5 < \rho < 110$ ohm/m) mais affichent de nettes variations verticales et horizontales. Ces variations sont très similaires entre les trois pseudo-sections perpendiculaires au fond de vallée (P1 à P3 ; fig. 82) où elles font état de larges chutes de résistivité (paléochenaux ?). Elles sont toutes autres dans la quatrième pseudo-section qui est exclusivement située dans la zone de migration du méandre. Pour plus de précisions, les profils sont présentés ci-après d'aval en amont et affichés d'ouest en est. Ce choix repose sur le fait que seul celui aval (P1) est couplé à des données stratigraphiques pouvant être corrélées aux signatures électriques.

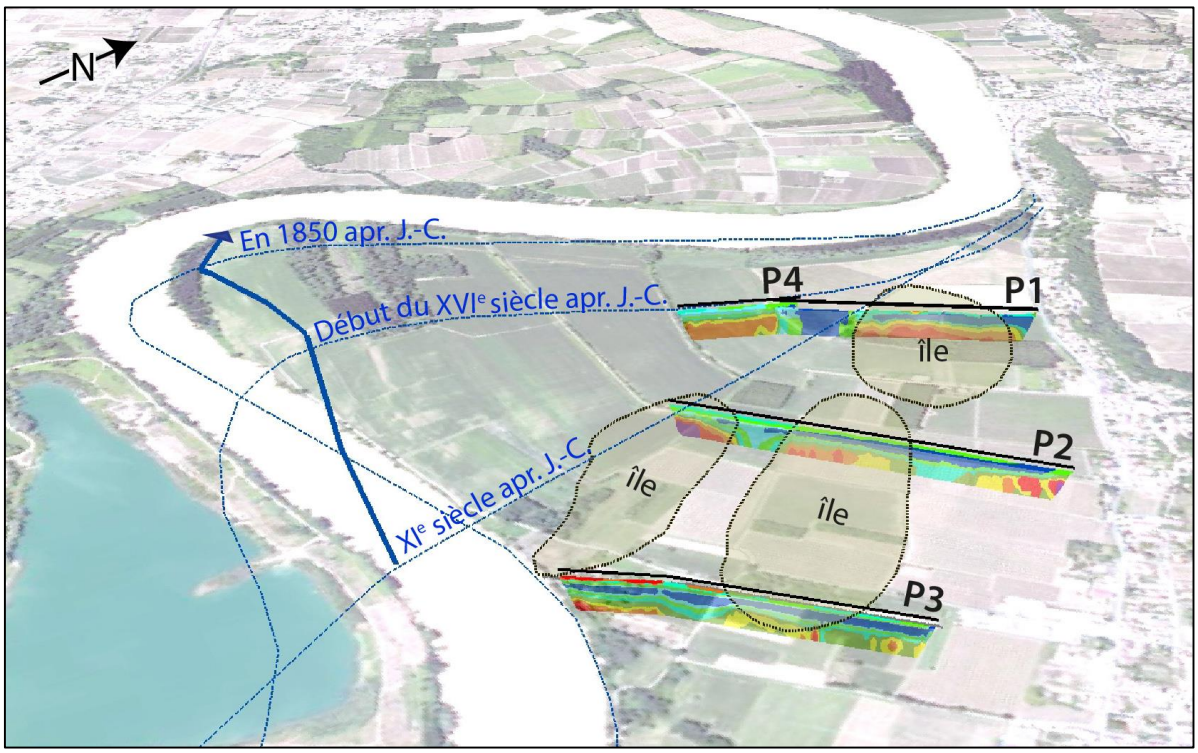


Fig. 82 – Localisation des profils ERT au regard des paléo-milieux supposés à Langoiran. La limite des îles d'âge boréal supérieur à atlantique moyen se base sur l'étude de la topographie. Les lignes en pointillées bleu et la flèche associée matérialisent la migration du méandre du XIe siècle apr. J.-C. à nos jours.

- le **profil P1** (510 m de long ; 11,5 m de profondeur) relie la rive droite du début du XVI^{e} siècle apr. J.-C. au versant de l'Entre-deux-Mers, en passant à l'aval du *castrum* (fig. 82). Ainsi, il devrait recouper : 1) le lobe de méandre du I^{er} millénaire apr. J.-C., de 0 à 190 m (fig. 83) ; 2) un(e) île/banc de l'Holocène moyen, jusqu'à 450 m ; et 3) le marécage qui l'a partiellement fossilisée, de 280 à 510 m. Les hypothèses émises sur la nature même de ces milieux reposent en partie sur les cinq sondages réalisés à l'est du profil (TS3, cf. *4.1.2.3.*). Pour chaque unité sédimentaire suffisamment épaisse, le croisement entre ces logs et les mesures de résistivité a permis de cibler le signal émis et d'évaluer son agencement spatial. En outre, les limons situés entre 0 et 2-3 m de profondeur affichent généralement une très faible conductivité, de l'ordre de 10 à 20 ohm/m. Les valeurs sont minimes à l'emplacement de la nappe phréatique et au-dessus du paléo-marécage mais augmentent considérablement en surface au gré de l'usage du sol (culture, chemin, remblaiement anthropique) et des vestiges archéologiques (jusqu'à 50 ohm/m). Les limons organiques, la tourbe et les limons sableux se situent dans des gammes similaires ($14 < \rho_a < 35$ ohm/m), ce qui rend l'interprétation spatiale complexe. À l'inverse, les sables se distinguent par une résistivité supérieure à 35 ohm/m (valeurs jaunes, fig. 83A). Au-delà de 60 ohm/m (zones rouges), il s'agit probablement de sédiments plus grossiers, comme suggéré par les logs acquis aux alentours (LG13T1 et BRGM). Sur la base de cette palette de résistivité, il est possible de distinguer deux profonds paléochenaux (*b* et *d*, fig. 83A) de part et d'autre de la barre sableuse (banc ou île ; *c*). Ils correspondent à de larges chutes verticales de la résistivité, témoignant d'un remblaiement constitué de sédiments fins et/ou d'une humidité persistante. Le chenal oriental (*d*) n'a été que partiellement recoupé par la prospection électrique. De ce fait, sa profondeur ne peut être appréciée mais sa ligne d'eau à pleins bords peut être évaluée à -2 m NGF (contre ~ +5 m NGF de nos jours) et sa largeur maximale (distance séparant la levée de rive gauche du versant) à 100 m. Pour rappel, ce chenal serait antérieur à 5500 av. J.-C. L'âge et la géométrie de la dépression occidentale (*b*) sont plus difficiles à déterminer. D'après les hypothèses émises jusqu'alors, la Garonne a pris place à cet endroit au moins à deux reprises au cours de l'Holocène : au Néolithique d'abord, comme le chenal précédent et dans le cadre d'un système à chenaux multiples, puis au Moyen Âge, du XI^{e} au début du XVI^{e} siècle, lors de la migration du méandre (chenal unique). Théoriquement, seuls les lobes de migration du méandre médiéval devraient apparaître sur les 190 premiers mètres de la pseudo-section. Cependant, leur identification est très complexe car la zone de forte conductivité prend globalement la forme d'un chenal de 130 m de large sur plus de 8 m de profondeur. Le tout est marqué par de fines variations latérales et verticales de la résistivité ($10 < \rho < 25$ ohm/m), avec un palier de valeurs de résistivité plus élevées vers -3 m NGF et une résistivité accrue en rive gauche (*a* ; gamme de résistivité des limons organiques et des limons sableux). Deux hypothèses sont envisageables (fig. 83B) :

- La première est qu'il ne s'agit pas du remblaiement du paléochenal médiéval mais de celui d'un paléochenal atlantique ou non identifié jusqu'alors. L'hypothèse d'un paléochenal atlantique est cohérente avec la largeur de la dépression et l'altitude des sables en rive droite (en jaune ; -2 m NGF) mais n'explique pas la décroissance de la résistivité en rive gauche et ses variations jusqu'au cent-soixantième mètre du profil. D'ailleurs, ces dernières pourraient simplement provenir du traitement des données brutes et de la marge d'erreur inhérente. L'hypothèse d'un chenal non-médiéval remettrait en cause le scénario d'évolution

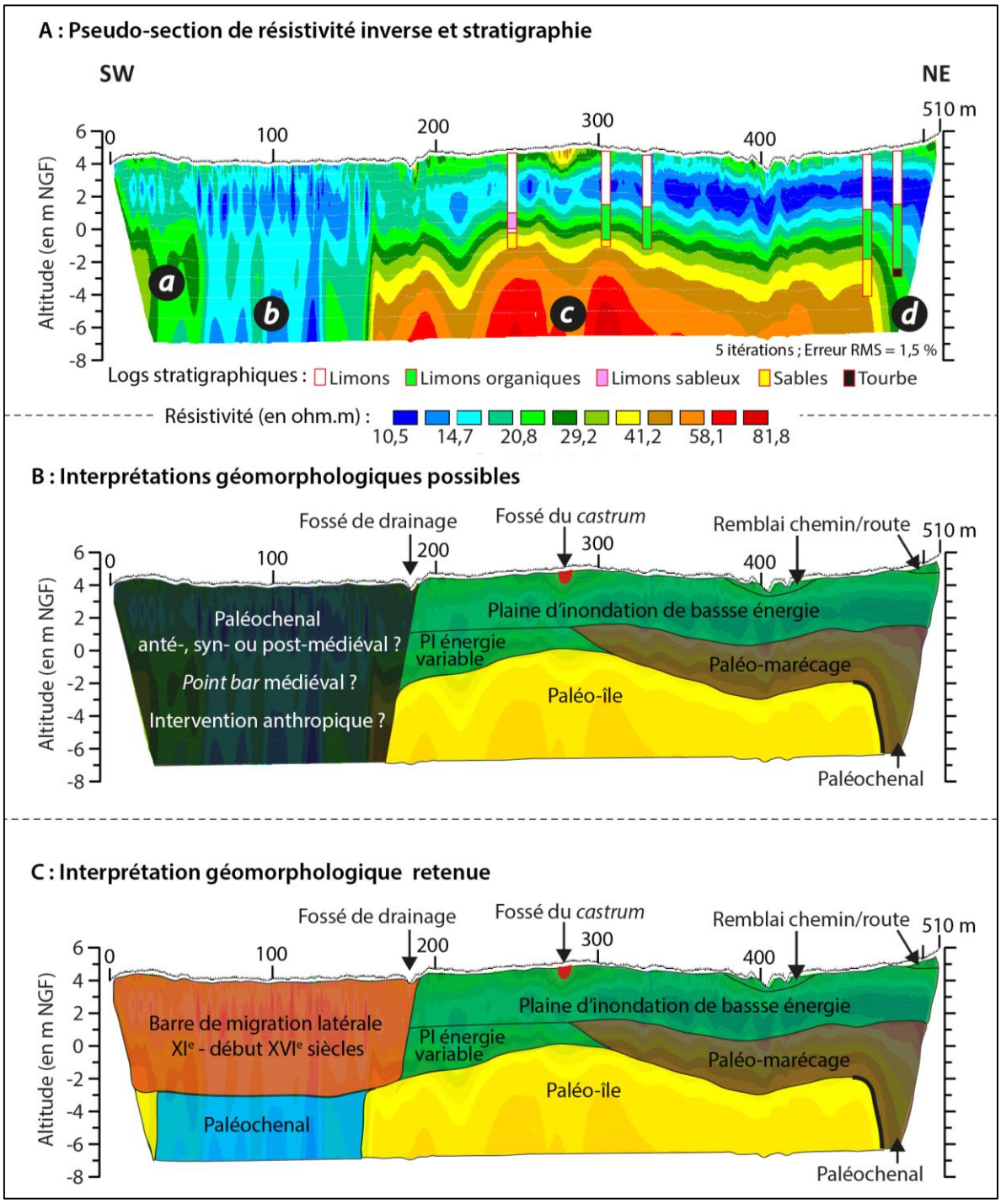


Fig. 83 – Profil ERT P1 de Langoiran : palette de résistivité de référence et difficultés d'interprétation. Espacement inter-électrode de 1 m ; pseudo-section réalisée par Clément Virmoux. Le couplage avec la stratigraphie permet de préciser la résistivité des strates les plus épaisses tels que les limons : 10-20 ohm/m ; les limons sableux ou organiques : 14-35 ohm/m ; les sables : 35-60 ohm/m ; les graviers/galets : > 60 ohm/m. L'île atlantique est nettement identifiable entre les mètres 280 et 510 grâce à sa résistivité accrue. Elle correspond à l'emplacement supposé par la topographie. Le paléochenal qui lui est contemporain au NE est très partiellement recoupé par la prospection ce qui empêche de préciser sa géométrie. Entre les mètres 60 et 130, la chute de résistivité est complexe à interpréter. Toutes les données acquises jusqu'à présent dans ce secteur démontraient qu'il avait été recoupé par le chenal médiéval à partir du fossé de drainage (mètre 190). Or, l'augmentation de la résistivité vers le SW remet cette hypothèse en doute. Il pourrait s'agir d'un profond chenal atlantique ou, au contraire, d'un chenal médiéval peu profond et/ou ayant connu un changement hydrologique majeur. Il est même envisageable que ce soit un paléochenal d'un autre temps, sans oublier la possibilité d'une intervention anthropique. Finalement, l'hypothèse retenue est celle d'un chenal médiéval peu profond en migration (*point bar*).

de la Garonne maritime depuis le XI^{e} siècle, appuyé par toutes les autres données (stratigraphie, topographie, documents iconographiques).

- La deuxième est qu'il s'agit bien du chenal médiéval. Les différences de résistivité pourraient alors s'expliquer par la présence d'une île au nord-ouest, un changement hydrologique majeur, une altitude élevée du talweg ou une intervention anthropique. L'existence d'une paléo-île dans ce secteur n'est pas attestée par la topographie ni par les archives historiques mais pourrait expliquer la zone de plus forte conductivité au début de la pseudo-section. Un changement hydrologique pourrait expliquer également ces variations de résistivité. D'après le modèle de migration proposé, les mesures électriques ont été réalisées en travers de l'axe de migration, ce qui signifie que les oscillations latérales de résistivité enregistrent l'évolution – texturale et altitudinale – de la barre de méandre et des dépôts de crue. De ce fait, l'augmentation globale de la conductivité entre les mètres 60 et 130 du profil (*b*) pourrait résulter d'une phase d'affinement de la charge solide transportée et/ou d'une incision du lit. À l'inverse, le cours d'eau médiéval peut avoir été si peu profond qu'il n'a recoupé que superficiellement les îles et les chenaux atlantiques. Cela est suggéré par l'étage plus résistant vers -3 m NGF. Un tel palier pourrait correspondre au talweg médiéval (base sableuse de la barre de migration). Dans ce cas, la zone très conductrice qui la précède entre les mètres 60 et 130 (*b*) serait simplement le paléochenal atlantique alors que celle plus résistante qui la précède au SW (*a*) serait une île atlantique. Ce scénario expliquerait à la fois les variations latérales et verticales de la résistivité, tout en restant conforme à la thèse d'un système atlantique à chenaux multiples puis d'une migration médiévale à partir du mètre 190 du profil. D'ailleurs, l'existence d'un fossé de drainage et d'une résistivité incessamment supérieure à 20 ohm/m conforte l'hypothèse d'une paléo-berge à cet endroit (190^{e} mètre du profil).

Finalement, la thèse d'un chenal peu profond au Moyen Âge semble la plus probable (fig. 83C). Elle sous-tend l'idée que le talweg était 6 m plus haut que l'actuel (environ - 9 m NGF) mais cela n'a rien d'aberrant étant donné que le talweg contemporain résulte d'un approfondissement d'origine anthropique. À titre indicatif, un plan des Ponts-et-Chaussés levé quelques kilomètres en amont après les premiers approfondissements (en 1837 ; référence AN F14/6791) indique une altitude moyenne du talweg à -5 m NGF. Au même endroit, elle est actuellement évaluée à -7 m NGF. Les Hommes ont donc approfondi le chenal de plus de 2 m. Ils pourraient aussi être à l'origine de la zone de plus faible résistivité. En effet, l'ultime scénario imaginé pour expliquer la chute de la résistivité est celui d'une intervention anthropique, telle que l'ouverture d'une gravière de plus de 10 m de profondeur. Aucune notification n'a été découverte à ce sujet dans les archives mais la topographie singulièrement plane de la surface, le profil P4 et le plan de 1830 rendent cette hypothèse tout à fait plausible.

- le **profil P4** (248 m de long ; 13 m de profondeur) se situe dans le prolongement du profil précédent qu'il recoupe sur 60 m. Il est décrit séparément en raison de son orientation SSW-NNE qui lui fait épouser l'emplacement supposé de la rive droite du début du XVI^{e} siècle (fig. 82). En suivant ainsi la berge, la pseudo-section ne devrait faire état d'aucune variation longitudinale importante. Or, elle confirme la présence d'une zone conductrice au nord (*b* ; $10 < \rho_a < 30$ ohm/m) et démontre que le gain de résistivité vers le sud-ouest correspond à une zone électriquement homogène de plusieurs centaines de mètre de long (*a*, fig. 84). Par ce simple fait, elle affaiblit l'hypothèse de variations hydrologiques majeures.

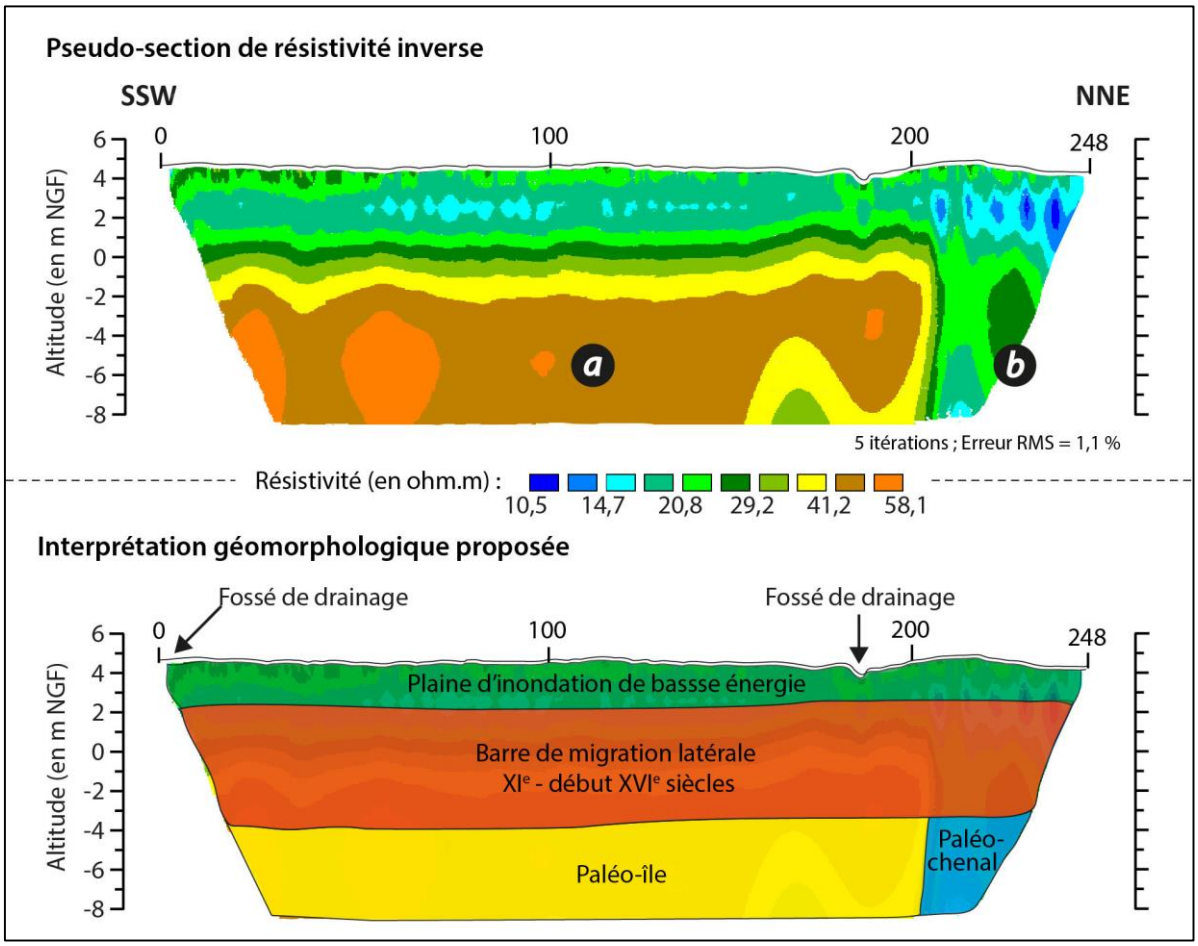


Fig. 84 – Profil ERT P4 de Langoiran : renforcement de la thèse d'un chenal en migration peu profond. Espacement inter-électrode de 1 m ; pseudo-section réalisée par Clément Virmoux. L'entité plus résistante mise en exergue au début de la pseudo-section P1 se prolonge au SW sur plus de 200 m. Ses valeurs maximales se situent vers -3 m NGF, comme pour la zone de moindre résistivité au NE. Cette similitude altimétrique permet de supposer qu'il s'agit d'un palier marquant le talweg du chenal en migration. Celui-ci aurait recoupé partiellement un chenal et une île antérieurs dont les empreintes électriques correspondent respectivement à la zone de plus grande et de plus faible conductivité sous-jacente au palier de -3 m NGF.

De plus, il est peu probable que l'entité plus résistante corresponde à une île car son extrémité montre une haute résistivité. Un tel agencement évoque plutôt la présence de la rive droite, ce qui conforte la thèse d'un chenal en migration. Il pourrait aussi s'agir de la berge initiale du fleuve médiéval, lequel aurait recoupé le remblaiement atlantique (faible résistivité) plus à l'ouest que précédemment envisagé. Cette hypothèse est réfutée par les paluds représentés sur le plan de 1830 (fig. 85) de part et d'autre de l'entité conductrice (*b*) et qui traduisent, dans ce cas, le passage relativement récent d'un chenal. D'ailleurs, les paluds contournent la zone peu résistante et celle-ci coïncide avec une parcelle rectangulaire (60 x 100 m) dont la nature et l'usage ne sont pas précisés sur le document. Ces éléments iconographiques renforcent la possibilité d'une intervention anthropique et démontrent que la migration a bien débuté à l'est de la zone résistante. Par voie de conséquence, la chute de la résistivité observée (*b*) pourrait s'expliquer par une action humaine et/ou une faible profondeur du chenal médiéval. La dernière hypothèse est appuyée par le fait que l'ensemble résistant du profil P4 présente un palier de plus haute résistivité sensiblement à la même altitude que celui repéré dans la zone

conductrice (profil P1) et témoignant d'un talweg vers -3 m NGF. Au vu de tous les indices exposés, nous proposons donc d'adopter le scénario d'un chenal peu profond lors de sa migration du XI^{e} siècle au début du XVI^{e} siècle (emplacement estimé du profil P4), sans exclure la possibilité d'une modification par l'Homme (gravière ?) des premiers mètres de la stratigraphie dans la zone conductrice. Cette interprétation signifie que les barres de méandre recouvrent un paléochenal plus ancien d'environ 120 m de large et une paléo-île excédant 200 m de long – valeurs estimées sur la base d'une orientation conforme au fond de vallée (fig. 84). Par ailleurs, en comparant la gamme de résistivité de la pseudo-section avec celle du profil P1 et la stratigraphie du log LG13T3, on peut supposer que la base du *point bar* est sableuse, pas plus grossière, de même que la rive qui recoupe l'île atlantique (profil P1). Les autres profils ne permettent pas de préciser les caractéristiques sédimentaires du remblaiement alluvial car ils ne traversent pas (P3), ou très peu (P2), les dépôts post-X^{e} siècle apr. J.-C.

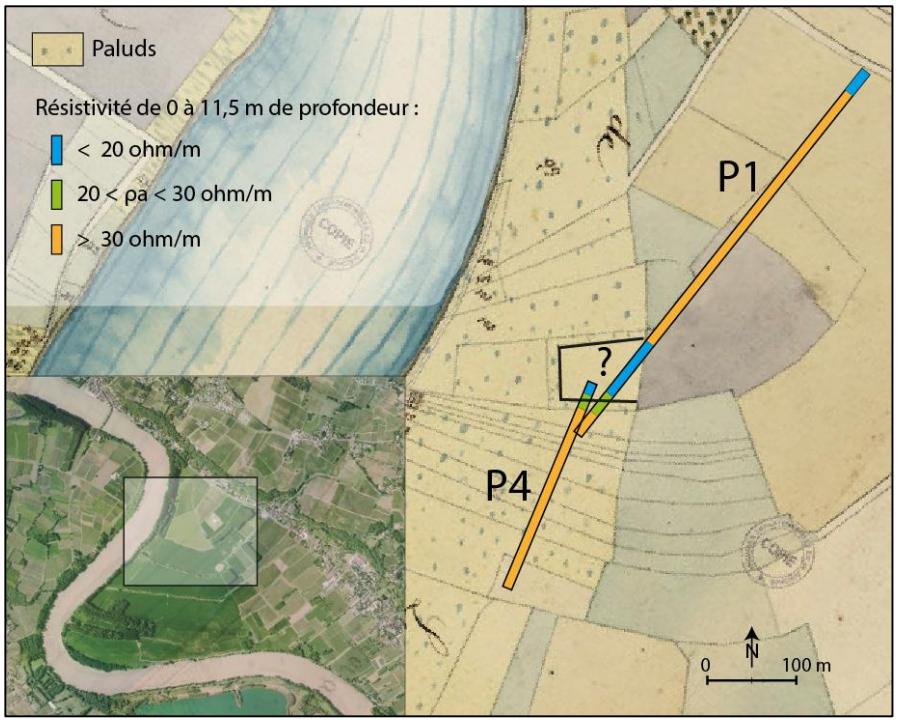


Fig. 85 – La zone de faible résistivité au regard du plan de 1830 : possibilité d'un rôle anthropique. Sources : plan anonyme de 1830 conservé aux Archives départementales de Gironde (référence F 14 10059-1). La zone de plus faible conductivité coïncide avec une parcelle qui n'était pas une zone de paluds en 1830 contrairement à celles qui l'encadrent. La possibilité d'une intervention anthropique (gravière) est donc envisageable.

- le **profil P2** (732 m de long ; 11,5 m de profondeur) se situe à 500 m en amont du profil P1 avec lequel il est subparallèle. Il lie théoriquement le chenal du XI^{e} siècle aux colluvions qui se sont accumulées en contrebas du plateau de l'Entre-deux-Mers, traversant ainsi le système à chenaux multiples (fig. 82). La pseudo-section obtenue met en évidence trois zones de forte résistivité ($35 < \rho_a < 100$ ohm/m) qui alternent latéralement avec deux zones de faible résistivité ($18 < \rho_a < 35$ ohm/m). La première zone, peu conductrice, s'étend sur 120 m de large (*a* ; fig. 86) à l'emplacement même d'une « île » perçue dans la topographie. Celle-ci est délimitée au sud-ouest par une chute des valeurs, ce qui traduit vraisemblablement le recoupement de l'île par le chenal médiéval. Au nord-est, le profil concavo-convexe plonge vers une zone de très faible résistivité (< 17 ohm/m). Cette zone (*b*) fait 105 m de large, plus de 6 m de profondeur et est délimitée au nord-est par une autre levée au profil identique. Elle est interprétée comme le paléochenal remblayé par une sédimentation limoneuse. Sa berge atteint environ -1 m NGF d'après les valeurs de résistivité et un log du BRGM (fig. 86).

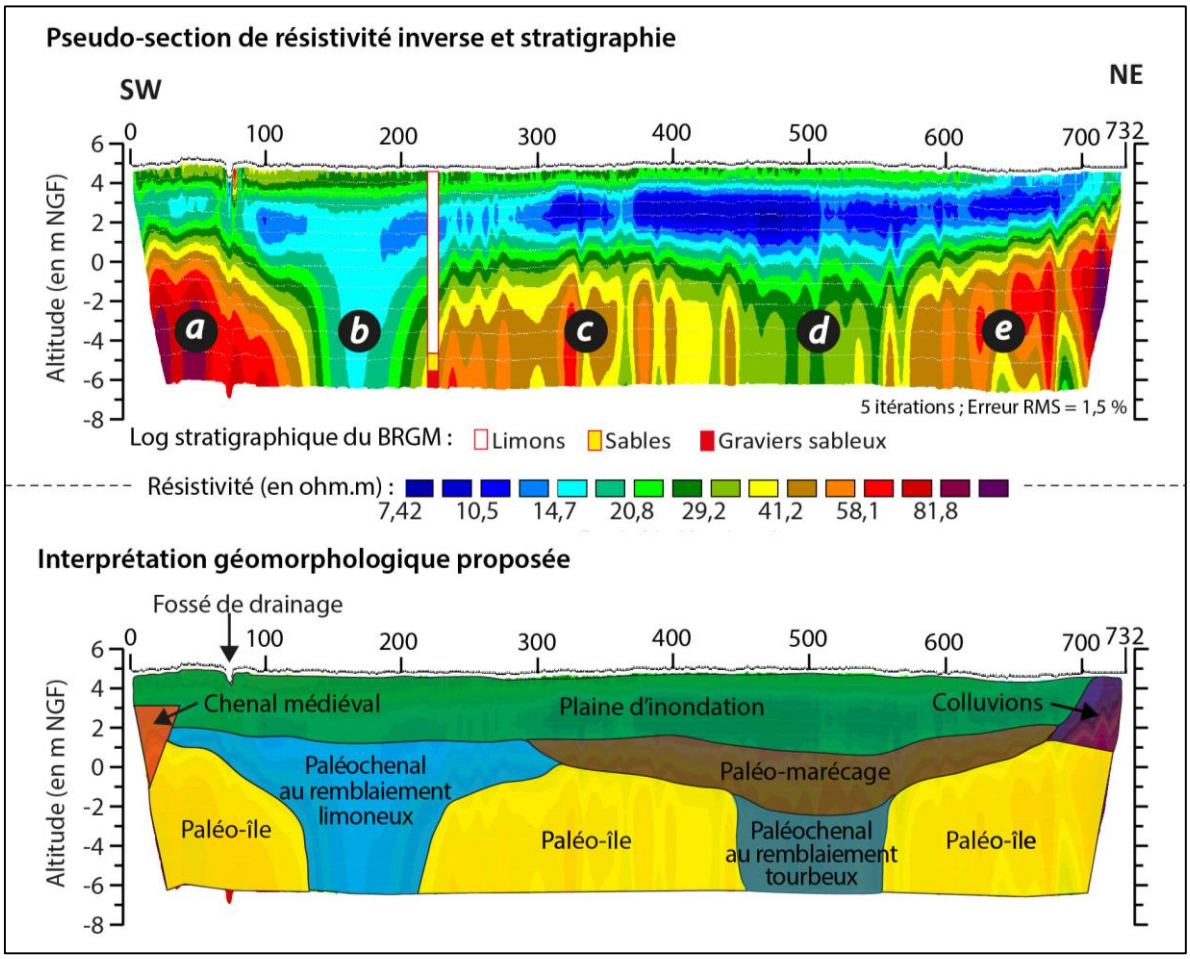


Fig. 86 – Profil ERT P2 de Langoiran : mise en exergue du système anastomosé atlantique ? Espacement inter-électrode de 1 m ; pseudo-section réalisée par Clément Virmoux. Le profil électrique traverse trois entités de 100 à 135 m de large relativement résistantes, séparées par deux chutes verticales de la résistivité sur une centaine de mètres de longueur. Cette alternance est interprétée comme le système anastomosé de l'Atlantique ancien, ce qui est appuyé par les similitudes altimétriques et électriques de ces entités avec l'île et le paléochenal atlantiques attestés vers le Castéra.

La résistivité maximale de l'île (*a*) située en rive gauche de ce paléochenal est supérieure d'environ 15 ohm/m à l'île traversée par le profil P1. Cela est à mettre en corrélation avec les valeurs élevées de toute la colonne de résistivité qui fait aussi apparaître une surélévation de près d'1 m des sables insulaires (en jaune d'après la palette définie, fig. 86) par rapport à l'île amont (fig. 83). Cette différence semble s'expliquer par l'absence de zone humide sus-jacente, contrairement à la partie occidentale du système à chenaux multiples. Une autre île traversée par le profil électrique (*c*), en rive droite du paléochenal cité précédemment, conforte cette idée. Elle est située entre les mètres 230 et 440 de la pseudo-section, à l'emplacement exact décelé grâce aux données LiDAR. Sa résistivité et son altitude sont semblables à l'« île » identifiée sous le Castéra et, comme cette dernière, elle a été fossilisée sous une sédimentation organique (cf. *supra*, conductivité électrique apparente et gamme de résistivité). Précisons que chaque unité de résistivité est à relativiser au regard des valeurs et des milieux encadrants, sans oublier la marge d'erreur (RMS) inhérente au modèle de résistivité. L'île fait place vers le nord-est à une zone de 110 m de large de plus faible résistivité (*d*). Cette dernière se situe dans la gamme des limons organiques ($14 < \rho < 35$ ohm/m), permettant de supposer qu'il

s'agit d'un chenal remblayé par une sédimentation tourbeuse, comme le chenal mis en exergue en aval par la stratigraphie. S'en suit vers le nord-est une troisième zone peu conductrice (*e*). Elle affiche sur 90 m de long un profil électrique identique à celui des îles recouvertes par la zone humide. Sa résistivité augmente ensuite progressivement, à la fois verticalement et latéralement, pour devenir supérieur à 70 ohm/m à seulement quelques mètres de la surface topographique. Ce secteur peu conducteur, déjà repéré par les prospections électromagnétiques, est interprété comme un remblaiement colluvial. Enfin, la troisième zone résistante (*e*) pourrait être une île du système à chenaux multiples, délimitée ou sédimentée par les éboulis calcaires de l'Entre-deux-Mers. Pour résumer, ce profil P2 met en évidence trois zones relativement résistantes (*a, c, e*) séparées par deux profonds paléochenaux d'une centaine de mètres de largeur (*b* et *d*). Le chenal le plus occidental (*b*) a été potentiellement remblayé par des fines tandis que celui proche du versant de rive droite (*d*) a été remblayé par une sédimentation tourbeuse. L' « île » située entre les deux paléochenaux (*c*) a également été fossilisée par des dépôts organiques, de même que l' « île » orientale (*e*). La première interprétation possible est qu'il s'agit de paléo-cours d'eau asynchrones ; auquel cas l'entité intermédiaire interprétée comme une île résulterait de l'incision du chenal le plus jeune dans la plaine alluviale du chenal antérieur. Néanmoins, la faible largeur (*i.e.*, la capacité) des chenaux fragilise ce scénario. À l'inverse, les similitudes électriques et altimétriques des cinq milieux individualisés avec le couple « île »-paléochenal attesté en aval (couplage profil P1/ transect stratigraphique) renforcent la thèse d'un système à chenaux multiples jusqu'à l'Atlantique moyen puis recouvert à l'est par une zone humide. Par ailleurs, le fait que les « barres sableuses » soient de grande taille, facilement identifiables par la géophysique, d'une altitude supérieure à la ligne d'eau à pleins bords et délimitées par des chenaux relativement étroits (ratio largeur/profondeur < 30 m) démontre une certaine stabilité de l'hydrosystème. En d'autres termes, cela conforte l'idée qu'il s'agit bien d'îles séparées par des chenaux anastomosés et non de bancs séparés par des chenaux en tresses, ce système étant bien plus instable latéralement. L'argument ultime en faveur d'un style fluvial anastomosé à l'Atlantique ancien serait d'observer un profil électrique similaire des centaines de mètres en amont, ce qui est le cas grâce à au profil P3.

- le **profil P3** a été acquis à 500 m en amont du profil P2. Il s'étend sur 564 m à partir du chenal actuel puis s'arrête à près de 450 m du versant de rive droite (fig. 82), sous la contrainte d'une mare temporaire d'une dizaine de mètres de large. Comme le profil précédent, il affiche une succession latérale de trois zones plutôt résistantes (*a, c, e*) avec deux dépressions conductrices (*b* et *d*). Leur largeur et leur signal électrique diffèrent quelque peu. Au SW, la première zone peu conductrice (*a*) occupe 130 m de la pseudo-section et affiche une gamme de résistivité inférieure à celles des îles identifiées jusqu'alors (fig. 87). De fait, les valeurs assimilées aux sables (> 25 ohm/m) sont inférieures à -2 m NGF, soit l'altitude estimée des berges. Cette singularité pourrait résulter de la proximité du chenal actuel (influence sur le signal électrique) ou démontrer qu'il s'agit du front émergé d'une des îles, voire d'un banc latéral. Les deux dernières alternatives semblent plus probables et expliqueraient la non-détection de cette paléo-forme sur les données LiDAR. Les deux autres zones peu conductrices ne diffèrent de celles des îles aval que par leur largeur réduite à respectivement 130 m (*c*) et 82 m (*e*). Elles sont séparées sur 80 m par une zone peu conductrice (*d*) identique en tout point à celles interprétées en aval comme des paléochenaux

remblayés par une sédimentation organique ($14 < \rho < 35$ ohm/m). Le paléochenal occidental (*b*) est plus atypique. Large de 115 m, il présente une colonne de résistivité intermédiaire entre les chenaux au remblaiement organique et ceux au remblaiement limoneux. Cela pourrait attester un remblaiement fluviatile organique ou légèrement sableux en profondeur.

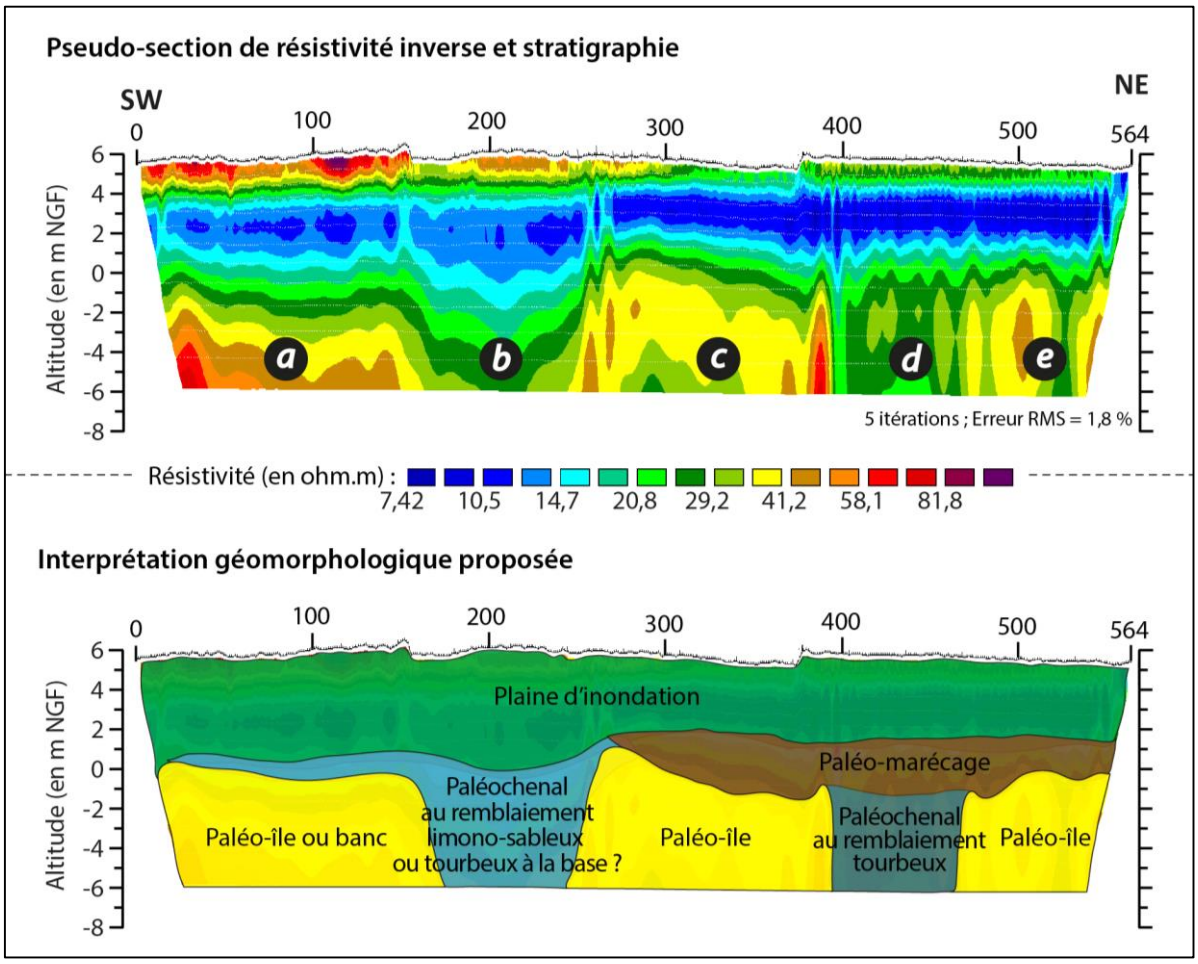


Fig. 87 – Profil ERT P3 de Langoiran : confirmation du système anastomosé atlantique ? Espacement inter-électrode de 1 m ; pseudo-section réalisée par Clément Virmoux. Le profil électrique traverse également trois entités relativement résistantes (80-130 m de large) séparés par deux chutes verticales de la résistivité (80-115 m de large). Cette succession latérale appuie la thèse d'un système anastomosé à l'Atlantique ancien.

En conclusion, malgré la marge d'erreur inhérente à la modélisation des pseudo-sections et les limites de l'interprétation, les données électriques tendent à confirmer : 1) l'existence d'un paléo-système fluvial à chenaux multiples stables, 2) sa fossilisation par des dépôts organiques en contrebas du plateau de l'Entre-deux-Mers puis 3) son recoupement partiel par la migration post-XI^{e} siècle apr. J.-C. Les chenaux en anastomose traversés par les prospections électriques ont une largeur à pleins bords inférieure à 120 m, une profondeur supérieure à 5 m et une ligne d'eau à pleins bords située entre -1 et -2 m NGF, contre +4 m NGF de nos jours dans ce secteur. L'altitude du talweg, la pente de la ligne d'eau et la nature de la charge de fond restent indéterminées. Une solution a été cherchée *via* les logs stratigraphiques du BRGM mais ceux-ci sont peu nombreux et situés exclusivement dans les barres de méandre ou les paléo-îles. Ces inconnues et le style fluvial (chenaux multiples) ne permettent pas une quantification des caractéristiques hydrauliques des paléochenaux. Toutefois, l'adoption d'un style anastomosé

est à lui seul le signe d'une faible puissance spécifique (Knighton, 1998). En ce qui concerne le chenal unique médiéval, la géométrie est incomplète. Du XI^{e} au début du XVI^{e} siècle, il est probable que son talweg avoisinait -3 m NGF pour une profondeur maximale de l'ordre de 5-6 m. La largeur moyenne est estimée à 230 m en 1830, d'après le plan ancien. En conséquence, l'hydraulicité de la Garonne post-X^{e} siècle ne peut guère être quantifiée au-delà de la profondeur maximale et de la largeur moyenne. Nonobstant cette limite, l'étude a tout de même permis d'éclairer l'histoire holocène des environnements fluviaux de la Garonne à Langoiran.

4.1.4. Synthèse sur les paléoenvironnements fluviaux à Langoiran

Les investigations de terrain ont permis de reconstituer quelques grands temps forts de l'histoire holocène de la Garonne vers Langoiran (fig. 88).

📖 À l'Atlantique ancien, le fleuve adopte certainement un style à chenaux multiples de type anastomosé, tel que défini par Schumm (1968) ou encore Fort *et al.* (2015). Les chenaux fluviatiles sont assez étroits (l = 50-120 m ; p > 5 m) et « excisent » des accumulations sableuses végétalisées à dimension modérée (l = 80-300 m, L > 600 m) sur au moins la moitié nord-occidentale du fond de vallée. Le talweg se situe alors en-deçà de -7 m NGF. La longueur des éminences sableuses reste très incertaine car aucun profil ERT n'a été réalisé selon un axe longitudinal. Il pourrait y avoir plusieurs îles de 600 à 800 m de long, selon l'emprise perçue dans la microtopographie, ou seulement quelques îles très étirées (> 1,5 km). La seconde hypothèse est plus cohérente avec un système anastomosé (fig. 88A). Le paysage végétal de cette période est la chênaie (*Quercus*) accompagnée de pins (*Pinus* ; fig. 67).

📖 Vers 5500 av. J.-C., un changement majeur se produit : des chenaux sont abandonnés et une sédimentation vaso-tourbeuse débute. Dans le même temps, la chênaie environnante régresse drastiquement au profit de l'aulnaie.

📖 De 5500 à ~ 4850 av. J.-C., la sédimentation organique remblaie rapidement (7 à 9 mm/an en moyenne) les paléochenaux et recouvre les environnements proximaux (îles). Cela a dû s'accompagner d'une activité érosive notable dans le bassin-versant et d'une évolution rapide des paysages locaux, comme le révèlent les variations régulières dans les formations arborées (aulne, chêne, tilleul). Il est probable qu'un chenal soit resté actif et que le cône de déjection de l'affluent de rive droite ait été édifié dans ce contexte d'érosion accrue.

📖 De 4850 à ~ 4000 av. J.-C. (passage au Subboréal ancien), un assèchement modéré du milieu et/ou un abaissement du niveau de l'eau ralentit l'exhaussement de la zone humide. Il pourrait avoir engendré aussi un accroissement de la compétence, de la fréquence et/ou de l'intensité des crues dans le chenal actif. À plus petite échelle, l'aulne a reculé pour faire place aux chênes, aux pins et aux herbacés.

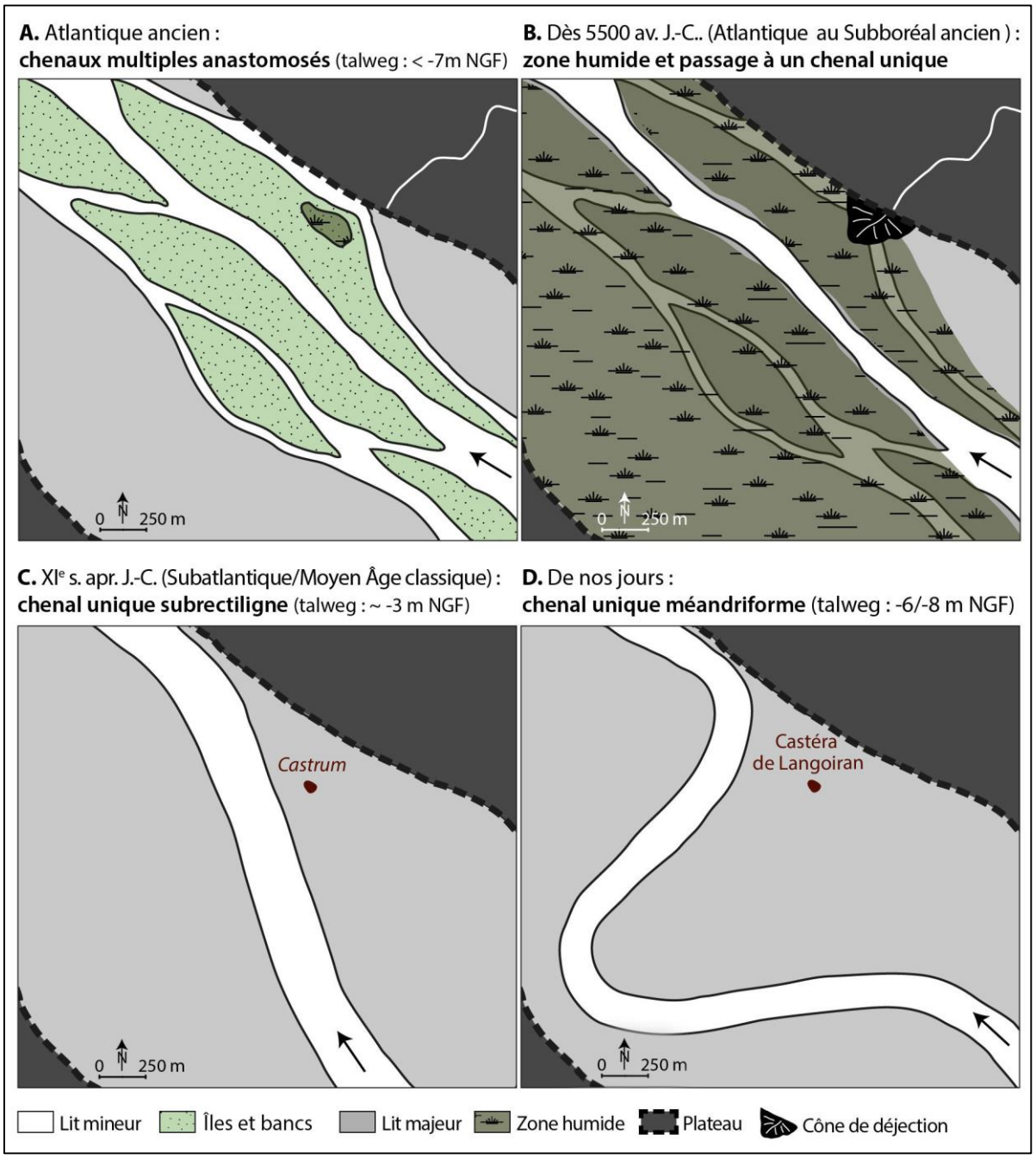


Fig. 88 – Scénario simplifié de l'évolution holocène de la Garonne à Langoiran. Cette proposition n'intègre pas le paysage végétal et comprend de nombreux hiatus spatio-temporels qui ont conduit à diverses incertitudes, tels que la largeur du fleuve médiévale et l'agencement du système atlantique. Leur représentation a tout de même l'intérêt de présenter les grands traits (supposés) des systèmes d'antan.

📖 De 4000 à ~ 3200 av. J.-C., la sédimentation organique continue de diminuer, le taux de sédimentation passant sous le seuil de 1 mm/an. L'aulnaie est redevenue prépondérante alors que des activités humaines se développent à proximité du site.

📖 Dès 3200 av. J.-C., la sédimentation organique cesse et le milieu s'ouvre. La Garonne à chenal unique passe à l'ouest du futur *castrum*, à une distance inconnue de ce-dernier.

📖 Depuis au moins le IV^{e} siècle av. J.-C. (2nd âge du Fer), l'environnement proximal du Castéra est encore régulièrement occupé par des eaux stagnantes.

📖 Au cours du dernier millénaire, la Garonne à chenal unique migre latéralement et, dans une moindre mesure, longitudinalement. Cela lui vaut de passer d'un style subrectiligne (fig. 88C) à méandriforme (fig. 88D) tout en enregistrant un exhaussement du talweg (environ -3 m NGF au Moyen Âge contre au moins -7 m NGF à l'Atlantique et -7 m NGF de nos jours). L'hydrologie du fleuve connait quelques variations. Le régime évolue sans cesse de mixte à dominé par les crues mais l'intensité de ces dernières et/ou la taille des particules transportées s'accroît à plusieurs reprises. Aujourd'hui et ce, depuis quelques siècles, la charge en suspension est particulièrement fine.

Malgré de longs hiatus (Préaboréal, Subboréal supérieur → Subatlantique moyen), cette reconstitution est un nouveau jalon dans la connaissance de la basse Garonne holocène et permet, notamment, de préciser les conditions environnementales contemporaines à l'occupation du Castéra de Langoiran.

4.1.5. Conclusions géoarchéologiques sur le Castéra de Langoiran

D'après la reconstitution paléoenvironnementale et l'étude archéologique, le château primitif de Langoiran a été implanté au début du XII^{e} siècle apr. J.-C. (au plus tard) à 90 m seulement de la rive droite de la Garonne. Celle-ci adoptait alors un style subrectiligne et comportait deux légères inflexions à environ 1100 m en amont du site et 800 m en aval (fig. 89A). À partir de la convexité amont, une migration rapide s'est engagée au XI^{e} siècle apr. J.-C. vers le versant de rive gauche et, dans une moindre mesure, vers l'aval. Cela a engendré un recul de la berge proximale au *castrum* d'une dizaine de mètres depuis l'implantation du site jusqu'à son abandon au XIV^{e} siècle (fig. 78). Dans le même temps, la Garonne était soumise à des crues régulières qui ont contribué à maintenir un environnement alluvial humide et à réactiver (saisonnièrement ?) des zones palustres comme celle attestée à l'est du Castéra (fig. 89B). Aucun accroissement de l'intensité ou de la fréquence de ces crues n'a été mis en exergue (absence ou non-indentification à cause de repères chronologiques insuffisants).

Le fond de vallée offrait de nombreux avantages aux habitants : ressources vivrières, terres fertiles bien drainées et axe de communication privilégié. La position rivulaire du site permettait, en plus, d'avoir vue sur plusieurs kilomètres de linéaire fluvial, ce qui est un atout indéniable pour surveiller le trafic du fleuve. Cet emplacement stratégique soulève la possibilité d'un site de défense ou de contrôle fluvial comme envisagé par les archéologues. Une si grande proximité avec la Garonne engendrait aussi une forte vulnérabilité des sociétés face au risque d'inondation et au risque d'érosion. Les habitants étaient directement exposés aux crues débordantes du fleuve, assez courantes à cette époque. L'implantation du *castrum* a dû se faire en toute conscience de ce risque. On peut donc imaginer que, au-delà de sa fonction défensive, le système fossoyé servait de protection vis-à-vis des inondations. L' « emmottement » réalisé dans le courant du XIII^{e} siècle pourrait être une mesure

complémentaire pour se protéger des crues, d'une part, et s'affranchir de l'humidité du sol, d'autre part. En effet, les eaux stagnaient régulièrement dans la plaine alluviale – potentiellement sous l'action conjuguées des crues, des précipitations et de la nappe phréatique sub-affleurante –, ce qui conférait un caractère marécageux à cette portion du fond de vallée. La surélévation du *castrum* semble aussi très liée au déplacement du chenal. Lorsque le Castéra a été implanté, la migration venait tout juste de débuter et n'impactait que le tronçon situé 1 km en amont du site. Mais dès le XII^{e} siècle, la divagation du chenal a engendré un recul de la berge proche du site, devenue rive concave (fig. 89B). Cette érosion a sans nul doute accru la vulnérabilité des sociétés face au risque inondation en réduisant la distance chenal-*castrum* et, surtout, en faisant de la rive droite proximale au Castéra le lieu privilégié des débordements (courant plus fort en rive concave). Les inconvénients de cette nouvelle configuration fluviale ont pu paraître excessifs face aux avantages offerts par le milieu, ce qui expliquerait la construction d'un nouveau château en hauteur dès la fin du XIII^{e} siècle et l'abandon définitif du château primitif au XIV^{e} siècle.

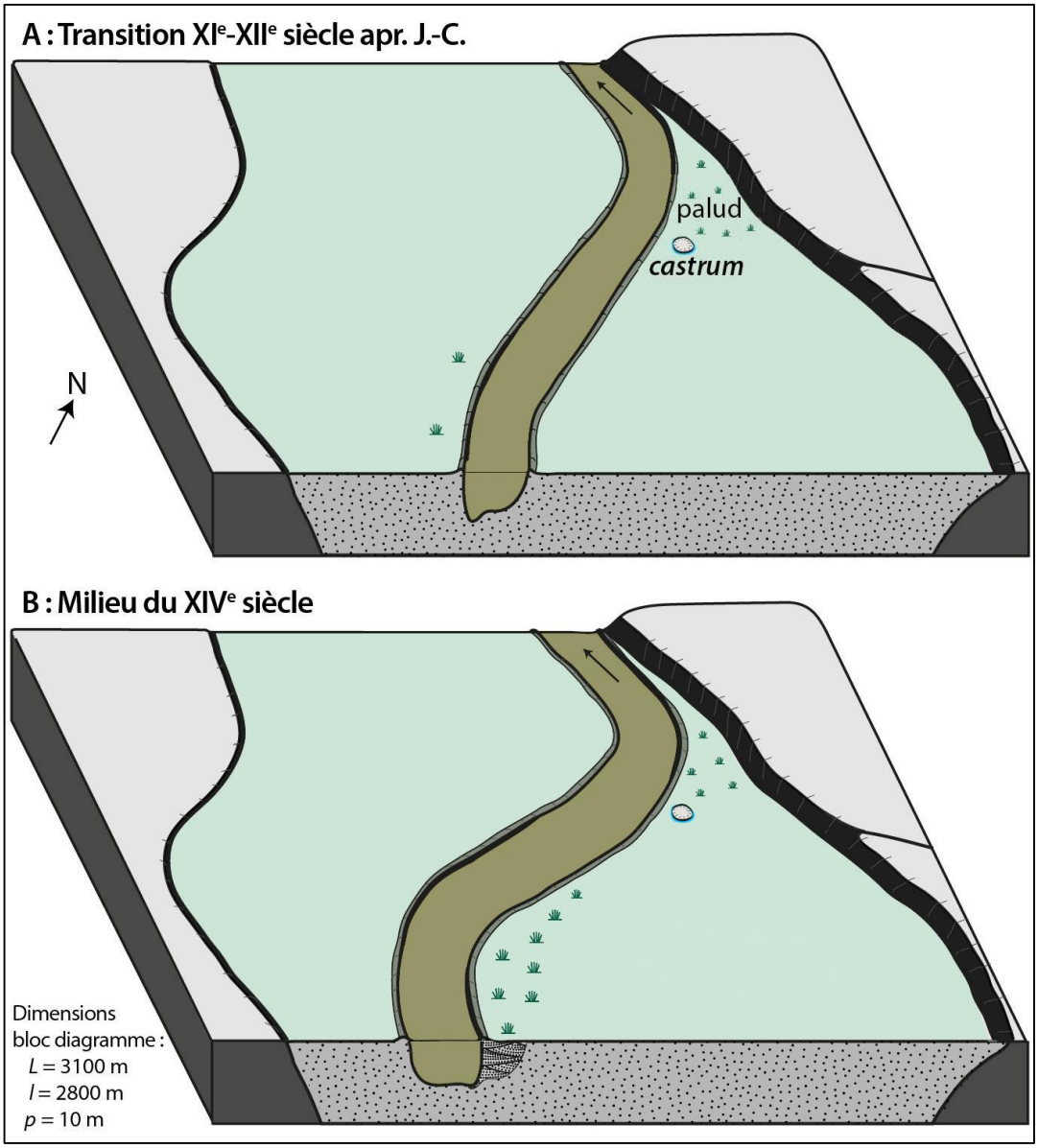


Fig. 89 – Le castrum de Langoiran dans son contexte environnemental.

En somme, les relations Homme/milieu semblent assez fortes sur le site du Castéra de Langoiran. L'implantation rivulaire du *castrum* a été (partiellement ?) guidée par l'attractivité du fond de vallée couplée (potentiellement) à un désir de contrôle fluvial, en dépit des risques hydrologiques inhérents (érosion, inondation) et des paluds environnants. La migration du chenal entamée dès le XII^{e} siècle à proximité du site a conduit à un déplacement des rives concaves et convexes défavorable aux habitants. L'érosion a fait reculer la berge proximale au *castrum* et accrut la vulnérabilité de ce-denier au risque inondation. Les habitants ont pu tenter de s'adapter à la contrainte fluviale en surélevant le *castrum*, avant de se résoudre à se réfugier sur un site en hauteur. Ce scénario place le fleuve au cœur de la dynamique d'habitat du Castéra. Il doit être relativisé par l'intervention possible de facteurs humains (facteurs politiques, économiques et culturels). Ceux-ci sont encore peu documentés à Langoiran contrairement à Isle-Saint-Georges où les dynamiques d'occupation du sol sont à la fois corrélées à la dynamique du milieu et aux principales dynamiques historiques régionales (cf. *infra*).

4.2. LE SITE D'ISLE-SAINT-GEORGES

4.2.1. Contexte archéologique : une occupation variable depuis la fin du Bronze final

Le bourg d'Isle-Saint-Georges s'est développé en rive gauche de la Garonne (fig. 90A) autour d'un noyau couplant une motte castrale, point culminant de la commune (+9 m NGF), et un prieuré du XI^{e} siècle, dépendant de l'abbaye Sainte-Croix de Bordeaux. Cette occupation médiévale a structuré le village mais n'est pas pour autant la plus ancienne. En effet, les recherches menées depuis les années 1970 sous l'impulsion d'Olivier Coussillan, maire d'alors, ont révélé l'existence d'un habitat protohistorique et antique sous le village actuel et autour de ce dernier (Boudet, 1987 ; Mauduit, 2006 ; Coussillan, 2007 ; Colin, 2010-2013). En l'état actuel des connaissances, il semblerait que l'occupation protohistorique ait débuté à la toute fin de l'âge du Bronze sous la forme d'un habitat groupé. Trois grandes phases ont été individualisées (Colin *et al.*, 2015 a et b ; fig. 90B). De 800 à ~ 350 av. J.-C., l'habitat s'étalait sur au moins deux-trois hectares au nord du bourg, aux lieux dits de Dorgès, le Pré Napias et les Gravettes. Du III^{e} au I^{er} siècle av. J.-C. un repli semble s'opérer vers l'est (< 1 ha), au niveau du passage actuel du Saucats (affluent de rive gauche de la Garonne). Puis, l'agglomération s'est rapidement étendue de sorte que, de 60-50 av. J.-C. au I^{er} siècle apr. J.-C., les sociétés anciennes occupaient près de treize hectares répartis sur les sites précédemment cités et le bourg lui-même. Les périodes antiques et médiévales postérieures sont très peu renseignées. Seuls de rares vestiges des I^{er} et II^{e} siècles apr. J.-C. (monnaies et *tegulae*) ont été mis en exergue, sur deux autres secteurs de la commune (Ferrand et Boutric : fig. 90A ; Sassi, 2010), ce qui suggère un déclin rapide de l'habitat d'Isle-Saint-Georges à la fin du I^{er} siècle apr. J.-C. Par ailleurs, il semblerait qu'à cette période, la Garonne ne se situait qu'à

quelques mètres seulement de la zone d'occupation nord-orientale. Cela est suggéré par l'absence de niveaux archéologiques au-delà d'un empierrement en pente vers le nord-est daté du I^er^ siècle apr. J.-C. et interprété comme une cale ou un quai (fig. 90C). Toutefois cette structure portuaire reste incertaine car elle est encore très peu documentée (Colin *et al.*, 2015a).

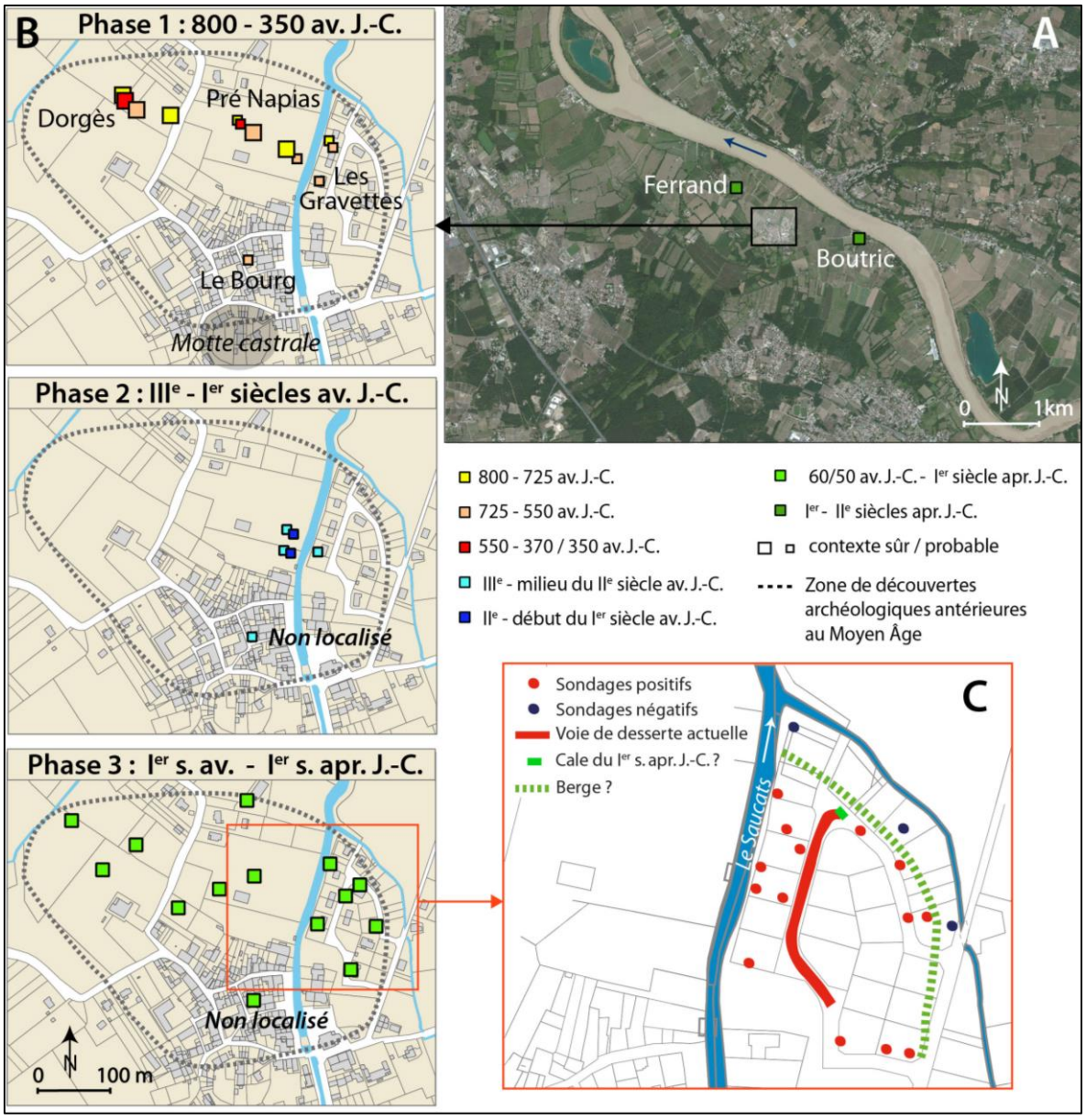


Fig. 90 – L'agglomération protohistorique, antique et médiévale d'Isle-Saint-Georges. A : Localisation générale ; **B** : Dynamiques d'occupation protohistorique et antique d'Isle-Saint-Georges (repris de Colin *et al.*, 2015) et localisation de la motte castrale ; **C** : Cale potentielle du I^er^ siècle apr. J.-C. au nord-est de la zone d'occupation antique (repris de Colin *et al.*, 2015 ; d'après les sondages de Richard Boudet).

L'évolution de l'habitat protohistorique et antique est corrélée aux grandes dynamiques historiques régionales (Colin *et al.*, 2015a ; Colin et Verdin, 2013) mais semble liée aussi au fleuve, comme le révèlent la probable cale du I^er^ siècle apr. J.-C. et le nom même de la commune, qui suggère un passé insulaire. Pour renseigner les environnements contemporains

de l'occupation du sol et, plus largement, retracer l'histoire holocène de la Garonne dans ce secteur, deux longs transects stratigraphiques (> 1 km) perpendiculaires entre eux au niveau de Dorgès ont été réalisés. Cet agencement a permis de reconstituer la succession latérale (transect TS1) et longitudinale (TS2) des paléo-milieux, tout en vérifiant et en précisant l'héritage insulaire de la commune.

4.2.2. Reconstitution hydrographique et hydrologique à partir de la stratigraphie

4.2.2.1. Transect stratigraphique 1 : une vision latérale du fond de vallée

Le premier transect stratigraphique (TS1) recoupe les deux-tiers du fond de vallée. Il démarre à 500 m du versant de rive gauche puis, après un parcours de 1300 m, rejoint le chenal actuel qui longe le versant opposé (fig. 91A). Sept sondages de 4 à 10 m de profondeur et un log du BGRM sous-tendent sa construction. Ce nombre est relativement faible au regard de la longueur totale du transect, ce qui engendre jusqu'à 400 m de distance entre deux sondages. Divers paléo-milieux de sédimentation peuvent se succéder sur une telle distance, comme on a pu le démontrer sur le site de Langoiran (cf. *supra*). En conséquence, pour ne pas reconstituer l'histoire du fond de vallée avec trop de subjectivité, les extrapolations latérales des données sédimentaires ont été fortement limitées et l'analyse faite par système stratigraphique puis par unités et sous-unités. Cela s'est révélé d'autant plus nécessaire que chaque sondage présente une stratigraphie différente et que les quelques (5) datations exploitables font état de paléoenvironnements asynchrones. Au final, sept systèmes stratigraphiques ont été individualisés (fig. 91B). L'un d'eux semble dater du Néolithique (système A), un second des âges des Métaux (système F) et un troisième de l'Antiquité tardive au haut Moyen Âge (système B). Les autres ne disposent pas de repère chronologique absolu. Leur individualisation et leur agencement ont été aidés par trois profils ERT qui longent partiellement le transect (fig. 91C). Les systèmes sont exposés ci-après du SW vers le NE.

Le **système A** (sondage ISG13T1) démontre la mise en place d'une zone humide (unité 2) sur un milieu énergique (unité 1) à l'Holocène moyen. Deux unités sont distinguées :

- l'**unité 1** (130 cm ; entre -6,3 et -5 m NGF) est un ensemble grossier qui occupe la base du sondage. Elle est subdivisée en deux sous-unités texturalement différentes. La **sous-unité 1a** présente jusqu'à -5,1 m NGF un mélange de galets, graviers et quelques sables émoussés, pour un grain moyen compris entre 5,7 et 16,3 mm (fig. 92). Cette grave a été transportée par roulement et charriage (fig. 93) par un agent très compétent (compétence maximale : 73 mm). Néanmoins, le mauvais tri des particules ($2,1 < \sigma < 3,6$) et l'asymétrie positive ($0,3 < Sk < 0,5$) indiquent un enrichissement en fines et révèlent que le dépôt n'a pas été soumis à une dynamique soutenue. Il pourrait s'agir du sommet de la charge de fond d'un chenal moribond ou d'un banc latéral. La dernière alternative est appuyée par le fait que les bancs latéraux actuellement situés en Garonne fluviatile occupent sensiblement la même position sur l'image CM (fig. 53 et 93).

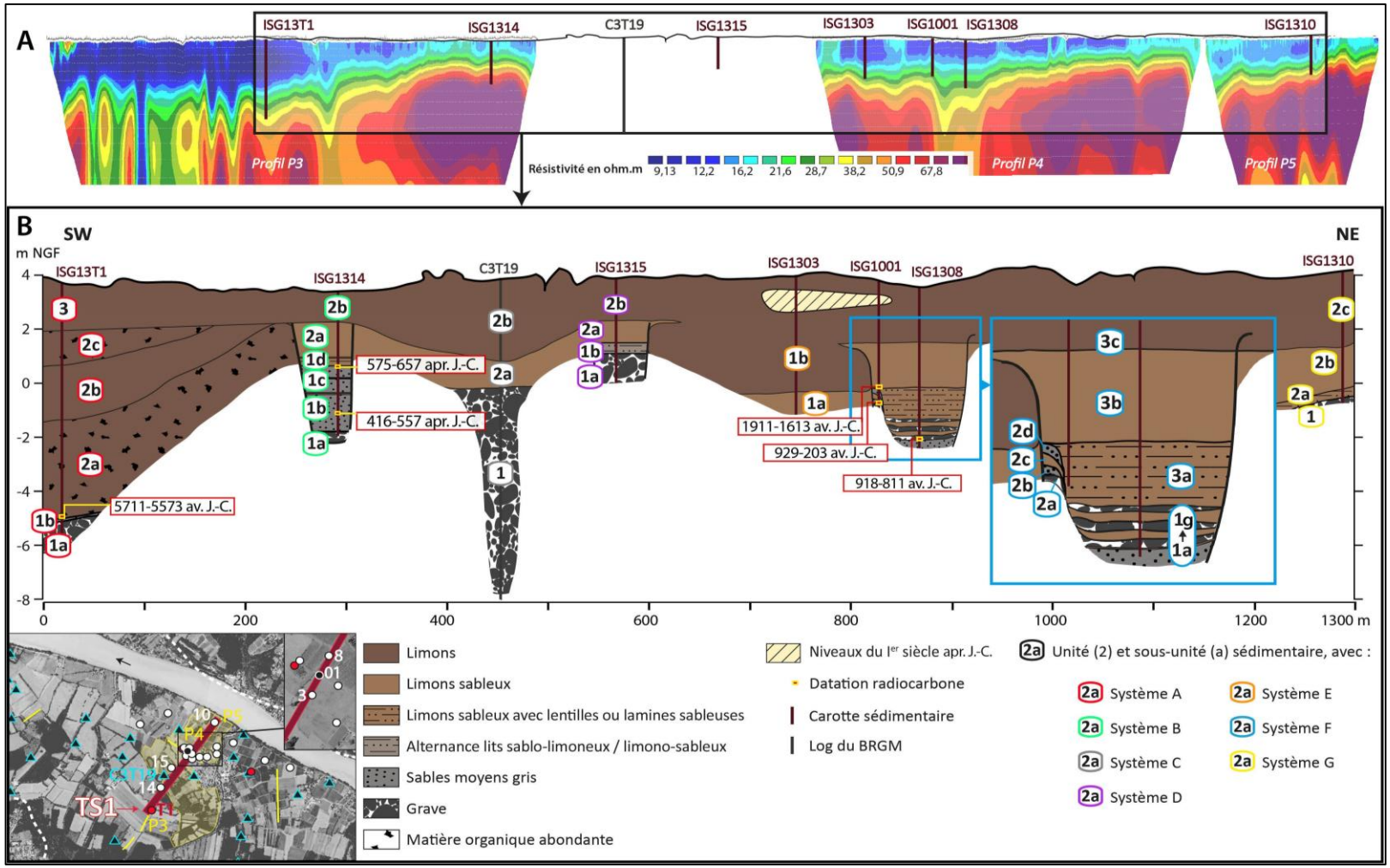


Fig. 91 – Transect stratigraphique 1 d'Isle-Saint-Georges : succession latérale des paléo-milieux. A : Localisation ; **B** : Transect stratigraphique ; **C :** Profils de résistivité électrique et emplacement du transect. Avec un log du BRGM de 1975, référencé 08277X0206/C3T16. La diversité des paléo-systèmes recoupés et la distance parfois élevée entre les sondages ont conduit à adopter une typologie par système stratigraphique. Chaque système correspond à, au moins, une séquence stratigraphique qui met en exergue un ou plusieurs paléo-milieux singuliers. Le sondage ISG13T1 comporte un hiatus de 3 m qui n'est pas présenté ici et a été comblé par une extrapolation des données sous- et sus-jacente basée, notamment, sur les observations faites lors du carottage.

La **sous-unité 1b** est un fin (10 cm) niveau de sables limono-graveleux (GM = 1,5 mm) mis en place par roulement et suspension graduée. Les indices de tri et d'asymétrie sont identiques à la grave et reflètent l'hétérogénéité des grains. D'ailleurs, une telle hétérométrie évoque un dépôt en vrac, ce qui est incohérent avec un cours d'eau en perte d'énergie – auquel cas il y aurait un granoclassement normal des graviers aux limons. À l'inverse, la stratification de l'unité (fin niveau hétérogène sur épais niveau de grave), le dépôt non-sélectif des particules sommitales et l'enrichissement en fines pourraient tous trois s'expliquer par un abandon brutal du chenal (défluviation ou bras-mort) puisque, dans ce cas, le cours d'eau aurait été contraint de déposer immédiatement sa charge en transit. Au final, l'unité 1 est interprétée comme la charge de fond (talweg ou banc latéral) d'un chenal devenu subitement inactif. L'unité 2 qui la fossilise corrobore l'hypothèse d'une évolution en bras-mort.

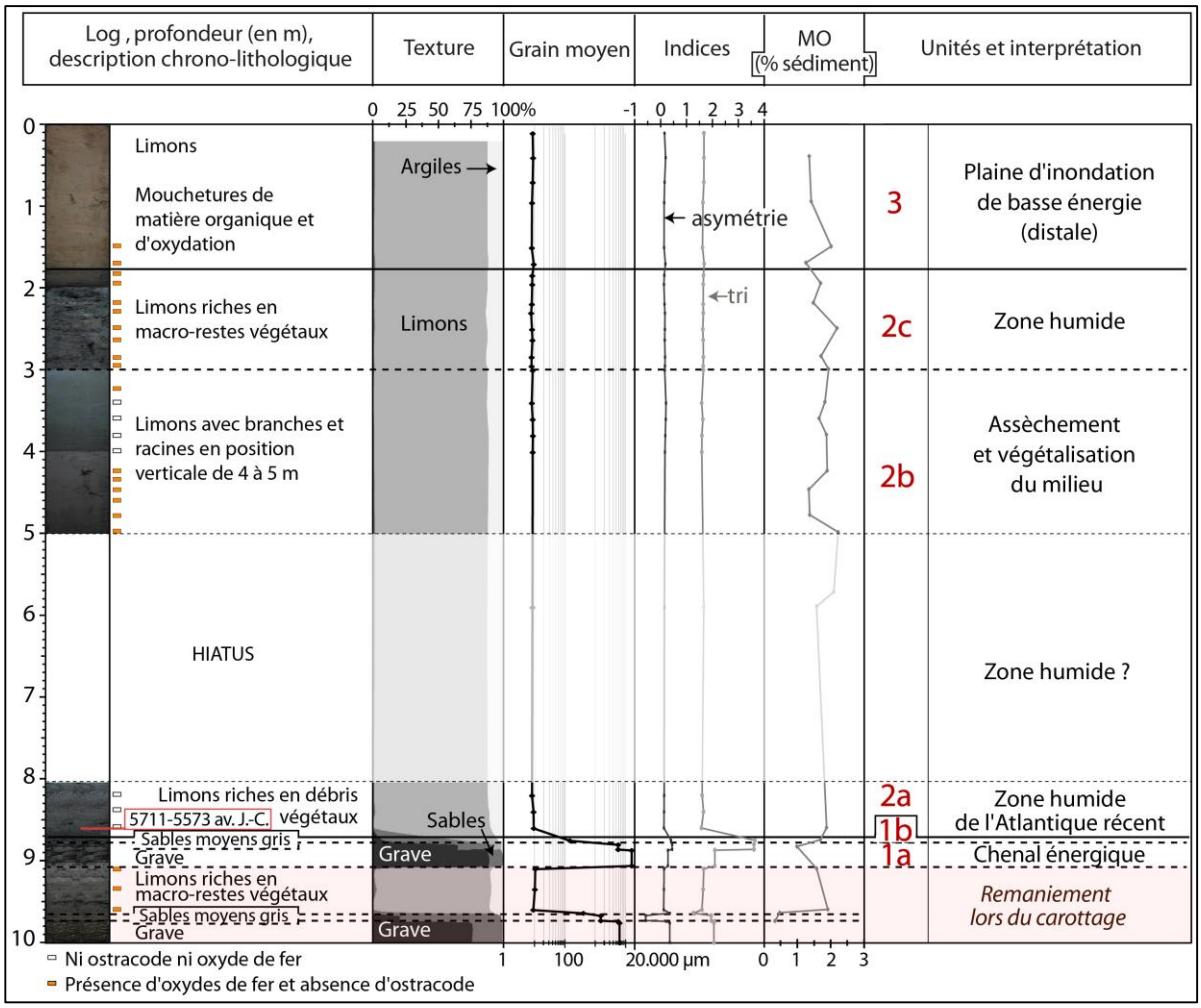


Fig. 92 – Analyses sédimentologiques du log ISG13T1 : mise en place d'une zone humide à l'Atlantique. Le toit du log est à + 3,706 m NGF. Aucune faune n'a été retrouvée dans ce log et dans les autres prélevés à Isle-Saint-Georges. Le dernier mètre prélevé (9-10 m) affiche une stratigraphie identique au mètre sus-jacent. Au vu des conditions difficiles du prélèvement réalisé en mars 2013 (eau très abondante sur et sous le terrain, hiatus, remaniement systématique des premiers centimètres de chaque tube) et du compactage des sédiments contenus dans ce dernier tube, il est fort probable que le mètre soit presque exclusivement remanié. En conséquence, il n'a pas été pris en compte dans l'analyse stratigraphique. Par ailleurs, l'ensemble organique peut être corrélé à la zone humide de l'Atlantique récent mise en exergue à Langoiran.

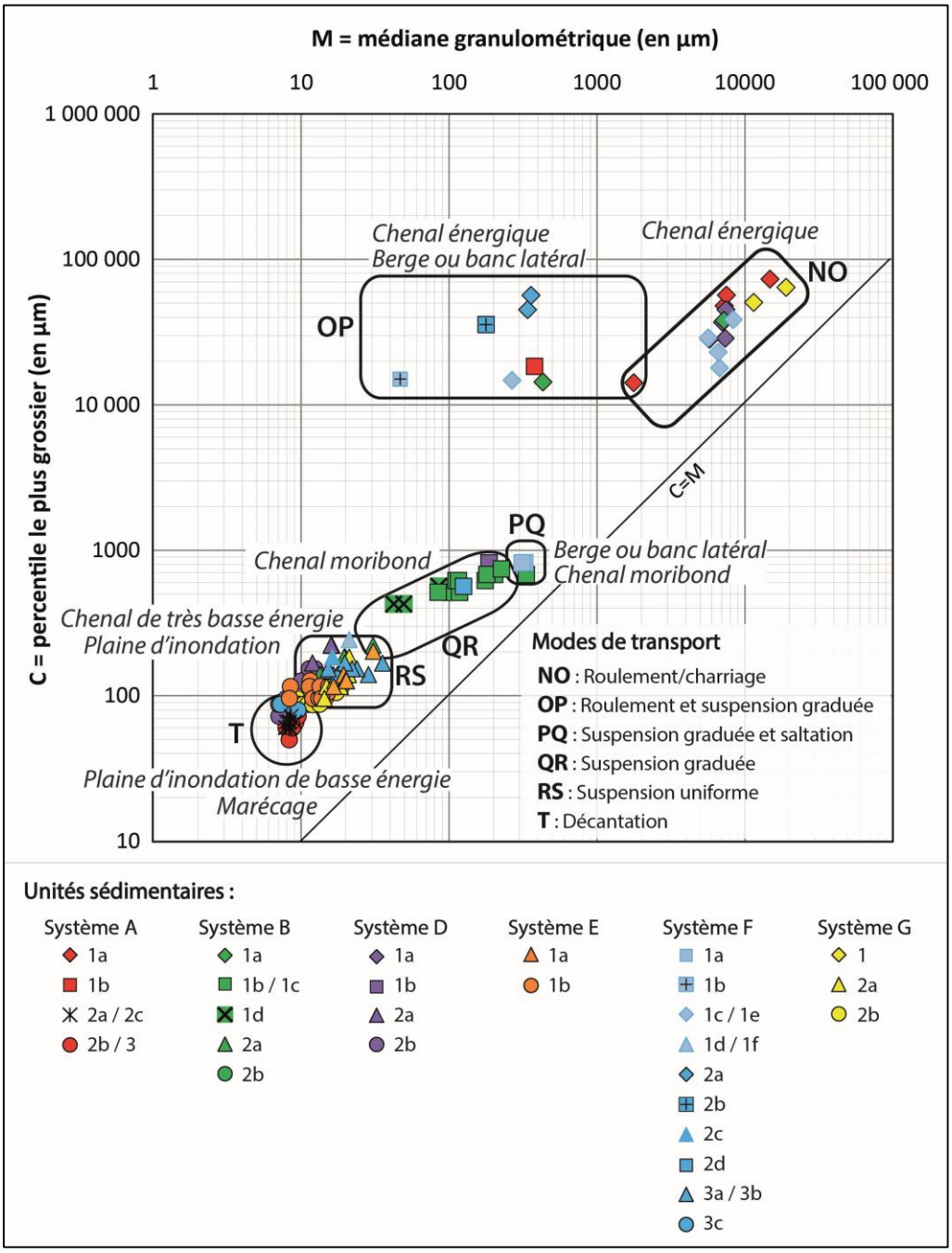


Fig. 93 – Image CM du transect stratigraphique 1 d'Isle-Saint-Georges. La limite de la suspension uniforme (Cu) se situe à 155 µm pour les plaines d'inondation de basse énergie et à 245 µm pour celles à énergie modérée. La suspension graduée (Cs) se limite à 830 µm et caractérise exclusivement les chenaux moribonds, quelle que soit leur période d'activité (haut Moyen Âge, Bronze final, indéterminée). Les plaines d'inondation et la zone humide occupent les mêmes positions sur les images CM des paléo-milieux de Langoiran.

- l'**unité 2** (694 cm ; entre -5 et +1,94 m NGF) se distingue de l'unité précédente par sa finesse granulométrique et sa richesse organique. Elle affiche une asymétrie positive ($0,1 < Sk < 0,2$) et une texture très homogène constituée de 85 à 90 % de limons (GM = 8-9 µm) mal triés ($\sigma = 1,6$) déposés par décantation (fig. 93). L'ensemble atteste un milieu de très basse énergie de type plaine d'inondation distale. La teneur en carbone organique des sédiments est

modérée (1,5 à 2,2 % ; fig. 92) mais les débris végétaux abondent par intermittence. De fait, trois sous-unités peuvent être distinguées. La **sous-unité 2a** contient de très nombreux macro-restes végétaux parsemés et partiellement décomposés, ce qui évoque un milieu marécageux. Sa limite avec la sous-unité 2b supérieure ne peut être appréciée en raison d'un hiatus de 3 m dû sans doute au passage de la nappe phréatique. Dans les deux mètres surplombant cette interruption de la stratigraphie, les débris organiques deviennent rares (**sous-unité 2b**). Les seuls macro-restes notables sont des branches de bois et des racines en position verticale qui occupent la moitié inférieure de la sous-unité. Ils démontrent certainement un assèchement modéré du milieu et sa végétalisation. La sous-unité 2b est recouverte par 125 cm de sédiments organiques (**sous-unité 2c**) identiques à la sous-unité 2a. Ils indiquent le ré-établissement d'une zone humide. Finalement, l'unité 2 affiche des caractéristiques très similaires à l'unité marécageuse mise en exergue à Langoiran : la texture, les indices granulométriques, la richesse en débris végétaux, l'altitude du sommet (+1,94 m NGF) et la position sur l'image CM sont les mêmes. Les seules différences sont des taux de carbone organique réduits à Isle-Saint-Georges liés à l'absence de lamination organique et à la présence d'un niveau appauvri en végétaux. La chronologie appuie la corrélation entre les deux sites. À Langoiran, la mise en place de la zone humide a été évaluée à 5500 av. J.-C. Ici, un morceau de bois présent à la base de la sous-unité 2a, à 10 cm seulement au-dessus de l'unité 1 grossière, a été daté 5711-5573 av. J.-C. (Beta-370437). Cette similitude renforce l'interprétation de l'unité 2 comme zone humide, consolide la chronologie précédemment établie et démontre que la sédimentation organique n'a pas concerné uniquement le site amont mais au moins le tronçon Langoiran-Isle-Saint-Georges. En outre, le niveau faiblement organique à Isle-Saint-Georges pourrait traduire une interruption des apports végétaux ou un assèchement local et temporaire du milieu, lequel pourrait être lié à une déconnexion totale du chenal actif. Malheureusement, aucun ostracode fossile n'a été retrouvé dans les archives sédimentaires pour apporter de plus amples informations. D'ailleurs, pas le moindre ostracode n'a été retrouvé sur tout le site d'Isle-Saint-Georges. Quant à l'absence de stratification, elle ne peut être confirmée pleinement étant donné l'important hiatus stratigraphique.

En somme, le système A est interprété comme la mise en place vers 5650 av. J.-C. d'une sédimentation vaso-tourbeuse intermittente sur un hydrosystème énergique (banc ou fond du chenal ; chenal n°1). S'en est suivi l'établissement d'une plaine d'inondation de basse énergie ($8 < GM < 9$ µm ; **unité 3**, fig. 92).

Le **système B** a été découvert par le sondage ISG1314 prélevé à 280 m du sondage précédent (ISG13T1). Sa stratigraphie fait état d'un cours d'eau médiéval à énergie décroissante. Deux unités ont été individualisées.

- l'**unité 1** (entre -1,95 et +0,99 m NGF) occupe plus de la moitié du sondage de 540 cm d'épaisseur et se singularise par un granoclassement normal des galets aux limons-sableux. De la base à -1,8 m NGF (16 cm ; **sous-unité 1a**), les sédiments sont graveleux. Néanmoins, les rares galets disparaissent et les sables deviennent majoritaires, faisant décliner le grain moyen de 3,5 à 1,1 mm (fig. 94). Cet enrichissement en particules fines induit un mauvais tri des particules ($2,4 < \sigma < 2,6$) et traduit sans nul doute une perte de compétence de l'agent de transport. Ceci est confirmé par l'image CM qui démontre une diminution du transport par charriage et une augmentation de la suspension (fig. 93). L'affinement se poursuit au sein de la

sous-unité 1b sableuse (130 cm) où la teneur en sables moyens et grossiers passe respectivement de 17 à 3 % et de 60 à 13 %, au profit des sables fins (17 à 60 %) et des limons (5 à 28 %). L'image CM y associe un transport par suspension graduée et saltation. La **sous-unité 1c** (120 cm) sus-jacente contient des sables à structure massive mis en place de la même façon mais la proportion de sables et de limons ne cesse de varier verticalement au point que les limons dominent à deux reprises (niveaux de 3 à 6 cm d'épaisseur). En somme, la perte de compétence du chenal (28 < GM < 210 µm) est rythmée par des épisodes de plus basse énergie, comme le confirment le faible tri (1,6 < σ < 2) et l'asymétrie positive (0,2 < *Sk* < 0,5). L'ultime **sous-unité 1d (**32 cm) expose une structure litée sub-horizontalement, montrant des alternances de lamines millimétriques de sables-limoneux et de limons-sableux dans la partie inférieure, puis des lamines uniquement limono-sableuses dans la section supérieure. La compétence moyenne passe de 72 à 44 µm et la suspension graduée devient plus fine. Le tout démontre le passage définitif à des limons sableux et atteste un renforcement de l'irrégularité des courants tractifs.

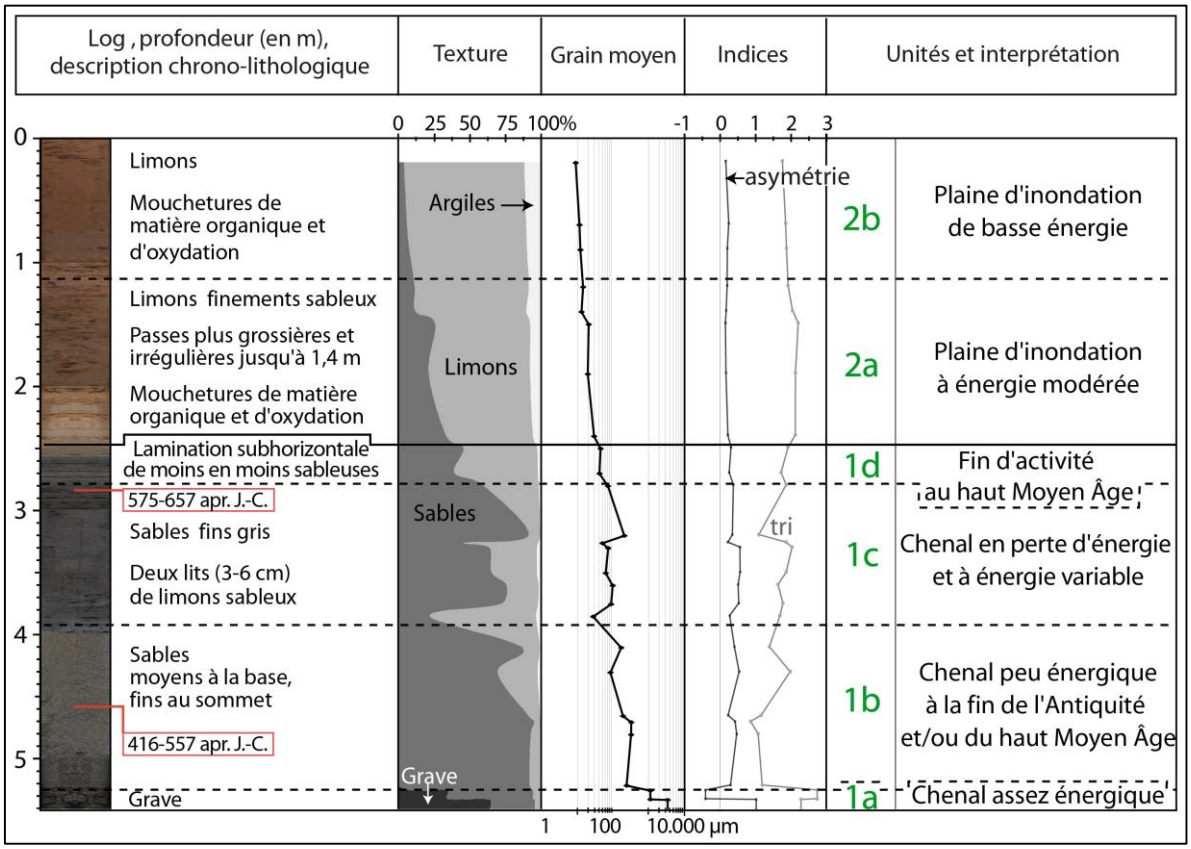


Fig. 94 – Analyses sédimentologiques du log ISG1314 : un chenal médiéval moribond. Le toit du log est à +3,46 m NGF. La décroissance globale de la granularité est interprétée comme une perte d'énergie progressive d'un chenal devenu inactif au haut Moyen Âge.

Au final, l'unité 1 est interprétée comme un dépôt de chenal moribond. Le cours d'eau d'abord très énergique (grave) devient ensuite et progressivement inactif ce qui conduit à un affinement graduel du remblaiement alluvial. À son sommet, les variations verticales de la granulométrie attestent des regains de compétence qui pourraient provenir de crues ou simplement de l'influence tidale. Une plante située dans la sous-unité 1b à -1,13 m NGF a été datée 416-557 apr. J.-C. (Beta-353214) tandis qu'un morceau de bois situé à +0,63 m NGF à

la transition 1c/1d a été daté 575-657 apr. J.-C. (Beta-353214). Ces résultats sont chronologiquement cohérents mais les dates sont trop proches pour pouvoir émettre de grandes conclusions. Ils démontrent tout de même que la réduction de l'hydraulicité du chenal a été très rapide, de l'échelle de la décennie à quelques siècles, et s'est produite au cours du haut Moyen Âge, voire dès la fin de l'Antiquité. Une plaine d'inondation a ensuite fossilisé le paléochenal (unité 2).

- l'**unité 2** (247 cm ; entre +0,99 et +3,46 m NGF) regroupe deux sous-unités d'épandages de crue. La **sous-unité 2a** (130 cm) est composée de limons finement sableux ($13 < GM < 29$ µm) transportés par suspension uniforme et caractérisés par un faible tri ($1,2 < \sigma < 2,1$) en plus d'une asymétrie vers les fines ($0,1 < Sk < 0,2$). Cette unité est interprétée comme une plaine d'inondation à énergie modérée. Quelques lamines plus sableuses (jusqu'à 33 % de sables) ont été irrégulièrement mise en place, ce qui indique certainement l'occurrence de grandes crues. La **sous-unité 2b** (117 cm) contient presque exclusivement des limons ($8 < GM < 12$ µm) transportés par suspension uniforme. Il s'agit d'une plaine d'inondation distale.

Le système B atteste donc l'existence, la désactivation rapide puis la fossilisation d'un chenal médiéval énergique à 1000 m du cours contemporain de la Garonne (chenal n°2).

Le **système C** est uniquement représenté par un sondage du BRGM prélevé à 150 m de la séquence précédente. Il se distingue par un épais niveau de grave (> 8 m ; entre environ -0,5 et -14 m NGF) recouvert sans transition par des limons sableux puis uniquement limoneux (fig. 91B). Le toit de l'unité grossière est plus élevé que celui de la grave atlantique (-5,1 m NGF) et médiévale (-1,8 m NGF), ce qui, couplé au manque de granoclassement, permet de supposer que le dépôt graveleux est plus vieux. L'hypothèse que ce dépôt date du Pléistocène est privilégiée. Le recoupement par un paléochenal holocène paraît peu probable étant donné la transition brutale et l'absence de dépôts organiques. Néanmoins, il est possible que la partie sommitale de la grave ait été émergée à l'Holocène (banc) avant d'être fossilisée par des épandages de crue.

Le **système D**, mis en exergue par le sondage ISG1315 à moins du 100 m du log du BRGM (fig. 91B), affiche, quant à lui, un granoclassement normal : en 400 cm d'épaisseur, le grain moyen passe progressivement de 5500 à 7 µm. Cet affinement est corrélé à un mauvais tri ($1,7 < \sigma < 3$) et à une asymétrie incessante vers les fines ($0,1 < Sk < 0,7$). Deux unités subdivisées chacune en deux sous-unités peuvent être individualisées.

- l'**unité 1** (150 cm ; entre 0 et +1,5 m NGF) est grossière. Elle présente jusqu'à +1,15 m NGF un mélange de galets, graviers et sables émoussés déplacés par roulement/charriage (**sous-unité 1a** ; fig. 93). Les galets puis les graviers disparaissent progressivement pour faire place à un dépôt uniquement sableux transporté en suspension graduée (**sous-unité 1b ;** 35 cm). En l'absence de structure oblique ou entrecroisée, l'unité est interprétée comme un chenal moribond.

- l'**unité 2** (242 cm ; entre +1,5 et +3,92 m NGF) forme une couverture limoneuse sur le paléochenal précédent. Plusieurs lentilles finement sableuses s'intercalent dans des limons transportés en suspension uniforme (**sous-unité 2a**). Elles attestent une plaine d'inondation à énergie modérée (proximité du chenal et/ou l'occurrence de crues assez énergiques). Au-delà de +2,4 m NGF (**sous-unité 2a**), les sédiments sont exclusivement limoneux et ont été mis en place par suspension uniforme et décantation. Il s'agit d'une plaine d'inondation de basse énergie.

Le système D affiche des caractéristiques comparables au système B : la granularité décroît mais aucun litage oblique ou entrecroisé caractéristique d'une migration de chenal ou d'une levée de berge n'est présent. L'unité grossière est donc interprétée comme un chenal moribond. L'absence de jalon chronologique ne permet pas de préciser sa période d'activité. Néanmoins, l'altitude supérieure de la grave laisse penser que le système D est postérieur aux systèmes identifiés auparavant. Par ailleurs, les épandages de crue qui le fossilisent, d'abord enrichis en sables puis uniquement limoneux, semblent démontrer un éloignement du chenal postérieur.

La séquence associée au **système E** se singularise par l'absence de dépôts grossiers ou organiques de la surface à, au moins, -1,3 m NFG (profondeur du sondage ISG1303 ; fig. 92). À cet endroit, les dépôts correspondent uniquement à des épandages de crue comme le démontrent leur caractère limoneux, leur transport par suspension uniforme (fig. 93), leur asymétrie positive ($0,1 < Sk < 0,3$) et leur faible tri ($1,7 < \sigma < 1,9$). Les sédiments sont d'abord limono-sableux ($17 < GM < 30$ µm) puis deviennent uniquement limoneux dans les 265 cm supérieurs ($11 < GM < 16$ µm), ce qui démontre le passage d'une plaine d'inondation à énergie modérée à une plaine de basse énergie. Il est difficile de déterminer précisément l'emplacement et la période d'activité des chenaux à l'origine des crues. À 100 cm de profondeur, les dépôts sous-jacents sont antérieurs au I^{er} siècle av. J.-C. Ils ont été datés par des vestiges de cette phase d'occupation présents dans les dépôts entre 50 et 100 cm de la surface (mélange de graviers, galets, charbons et terre cuites dans une matrice argileuse). Le système F va permettre de démontrer qu'un chenal était actif à quelques dizaines de mètres seulement de ce site lors de l'installation protohistorique (800 av. J.-C., fig. 90).

Le **système F** regroupe deux sondages espacés de 40 m. Le premier (ISG1001) s'inscrit dans la zone d'occupation nord-occidentale du I^{er} siècle av. J.-C., dont les vestiges se situent entre 47 et 90 cm de profondeur (~ +2,9 à +3,33 m NGF). Le second (ISG1308) a été prélevé dans un secteur archéologiquement stérile. Tous deux affichent une alternance d'unités grossières et fines datée des âges des Métaux. Les différences altimétriques et texturales de ces unités puis leur fossilisation par une couverture à dominante limoneuse poussent à individualiser trois unités.

- l'**unité 1** a été mise en exergue à la base du log stratigraphique ISG1308. Elle comporte sept niveaux très différents entre -2,44 et -1,32 m NGF (fig. 95). La **sous-unité 1a** (31 cm) est un ensemble massif de sables moyens (92 à 95 % ; $345 < GM < 352$ µm) transportés par suspension graduée et saltation (fig. 93). Leur tri modeste ($0,7 < \sigma < 1,1$) et leur asymétrie positive ($0,2 < Sk < 0,4$) révèlent une énergie modérée et un renforcement du stock sédimentaire en fines. Sur seulement 4 cm d'épaisseur, la **sous-unité 1b** sus-jacente est formée de limons gravelo-sableux issus d'un transport mixte mêlant roulement et suspension. La compétence moyenne est inférieure au niveau précédent ($GM = 255$ µm) alors que la compétence maximale est fortement accrue (14.700 µm contre 830 µm). Cela pourrait traduire un sursaut énergique d'un agent peu compétent. Néanmoins, l'absence de tri ($\sigma = 4,8$) et l'asymétrie négative ($Sk = -0,3$) évoquent plutôt un dépôt en vrac par un agent de transport non sélectif (décharge de crue en marge tranquille d'un chenal ?). Cette hypothèse est soutenue par la présence d'un tronc couché sur la sous-unité 1b. Il s'agit certainement d'un bois flotté puis déposé sous la contrainte d'un débit très faible voire nul. D'après l'âge du tronc (918-811 av. J.-C. ; Beta-353210), cet épisode se serait produit au Bronze final. S'en est suivi une

grande irrégularité des flux. Le bois a été fossilisé par 3 cm de graviers sableux (GM = 5930 µm ; **sous-unité 1c**), puis 14 cm de limons finement sableux (GM = 21 µm ; **sous-unité 1d**), seize autres centimètres de grave sableuse (GM = 1650-3800 µm ; **sous-unité 1e**), vingt nouveaux centimètres de limons sableux (GM = 14-17 µm ; **sous-unité 1f**) et, enfin, huit ultimes centimètres de graviers (GM = 2080 µm ; **sous-unité 1g**). Cette alternance de niveaux grossiers, transportés par roulement/charriage avec une compétence maximale de 38.600 µm, et de sédiments fins, issus d'une suspension uniforme, témoigne d'une forte instabilité hydrologique. Le cours d'eau devait être relativement énergique mais régulièrement contraint de se décharger de ses alluvions. Ce scénario est corroboré par le très mauvais tri des particules ($2 < \sigma < 4{,}4$), caractéristique d'une dynamique irrégulière, et l'asymétrie positive des différents niveaux ($0{,}1 < Sk < 0{,}8$), qui traduit un enrichissement en fines (décantation lors des épisodes de très basse énergie). En somme, cette stratigraphie pourrait 1) être le signe d'un régime dominé par des étiages sévères, 2) signer la présence d'une berge sous- aquatique et/ou 3) démontrer que le chenal mis en exergue est un bras secondaire activé saisonnièrement. La première hypothèse paraît moins probable au regard de l'épaisseur des unités. En effet, dans le cas d'un chenal principal, la charge de fond devrait être théoriquement plus épaisse et les dépôts limoneux forcés par l'étiage probablement plus fins. Mais dans un chenal de haute énergie, le ravinement d'une partie des dépôts de fond par des courants de haute énergie n'est pas à exclure. Par ailleurs, l'hypothèse d'un bras secondaire est confirmée par le profil ERT, qui démontre une chute de la résistivité à cet endroit (fig. 91), et par l'unité 2.

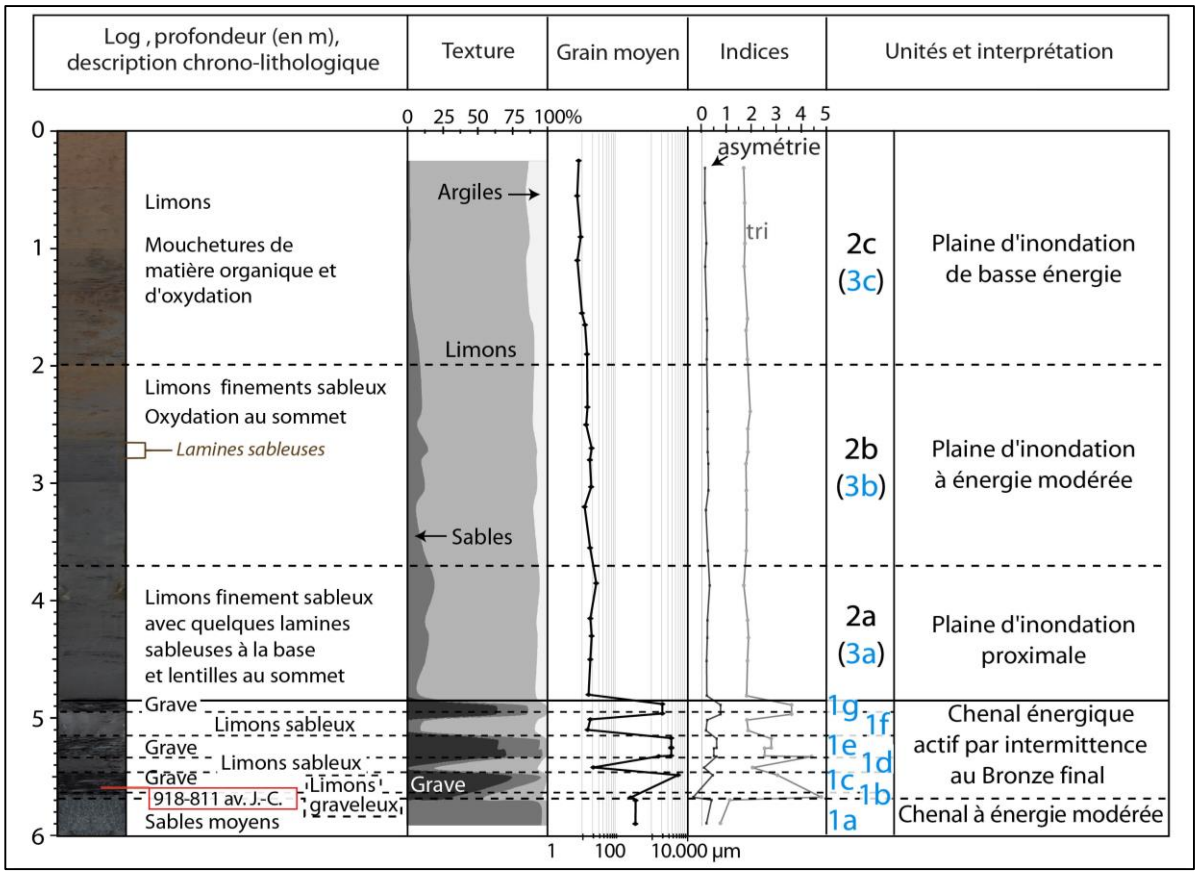


Fig. 95 – Analyses sédimentologiques du log ISG1308 : un chenal instable aux âges des Métaux. Le toit du log est à +3,56 m NGF. L'alternance de niveaux graveleux et limoneux révèle une forte instabilité du chenal au Bronze final, voire au début de l'âge du Fer.

- l'**unité 2** (235 cm) individualisée au sein de la coupe ISG1001, affiche une stratigraphie assez similaire mais constituée de sédiments plus fins et surélevée d'un mètre (sommet à -0,30 m NGF contre -1,32 m NGF pour l'unité 1). Quatre sous-unités ont été reconnues. La **sous-unité 2a** contient 20 cm de sables et de graviers (GM = 650 µm) transportés par roulement (fig. 93). Elle est la seule à présenter à la fois une asymétrie légèrement négative (*Sk* = -0,1) et un mauvais tri (3,7 < σ < 4), ce qui la rapproche fortement de la sous-unité 1b interprétée comme un dépôt en vrac (décharge de crue ?). Comme dans le cas de l'unité 1, les niveaux sus-jacents sont très mal triés (2 < σ < 4), enrichis en fines (0,2 < *Sk* < 0,6) et variablement grossiers. La **sous-unité 2b** (15 cm) est un mélange hétérogène de sables limono-graveleux (GM = 107 µm) amenés par roulement et suspension. La **sous-unité 2c** fait la même épaisseur mais se distingue de limons finement sableux (GM = 15 µm) et lités (mm) transportés en suspension uniforme. La **sous-unité 2d** (15 cm) affiche un litage similaire de sables fins à grossiers limoneux (GM = 80 µm). Cette alternance verticale est corrélée à celle de l'unité 1 bien que les sédiments soient plus fins, plus hauts dans la stratigraphie et lités. De fait, ces différences démontrent que l'unité 2 est en position latérale. Il pourrait s'agir d'un banc ou de la berge du chenal. Les conditions de prélèvement (coupe levée à la pelleteuse et remontée de la nappe phréatique ; fig. 47B) n'ont pas permis d'observer la stratigraphie de près pour identifier une éventuelle structure oblique ou entrecroisée permettant d'étayer l'interprétation. En revanche, deux datations radiocarbone ont été réalisées à partir d'un morceau de bois et d'un charbon prélevés à respectivement -0,7 et -0,15 m NGF. Le premier a été daté 929-203 av. J.-C. (Han-26294) et le second 1911-1613 av. J.-C. (Han-26295). Ces résultats peuvent difficilement être interprétés puisqu'ils intègrent une grande incertitude et font état d'une inversion chronologique. Néanmoins, le macro-reste daté 929-203 av. J.-C. repose sur l'unité à l'asymétrie négative, tout comme le tronc de l'unité 1 daté 918-811 av. J.-C., ce qui nous encourage à retenir ce résultat et renforce l'hypothèse d'une plaine alluviale du Bronze final. La synchronicité des unités 1 et 2 est appuyée par une ultime donnée : l'agencement de l'unité 3 qui les fossilise.

- l'**unité 3** (240 à 562 cm d'épaisseur) regroupe des sédiments limoneux mal triés (1,6 < σ < 1,9) et à l'asymétrie positive (0,1 < *Sk* < 0,3) qui attestent une plaine d'inondation. La teneur en sables permet de distinguer trois sous-unités. La **sous-unité 3a** recouvre l'unité 1 jusqu'à atteindre une altitude similaire au toit de l'unité 2 (-0,3 m NGF). Elle se compose de limons finement sableux, de plusieurs lentilles et de quelques lamines sableuses déposés par suspension uniforme, pour un grain moyen compris entre 15 et 25 µm. Il s'agit certainement du remblaiement du chenal suite à la réduction de son hydraulicité. Les crues d'un chenal proximal ont pu accélérer le processus. La **sous-unité 3b** tapisse la sous-unité 3a et l'unité 2 de limons finement sableux jusqu'à environ +1,5 m NGF. Cette sous-unité est interprétée comme une plaine d'inondation à énergie modérée. Le tout est ensuite fossilisé par des limons (8 < GM < 15 µm) décantés en fin de crue dans une plaine d'inondation de basse énergie (**sous-unité 3c**).

La stratigraphie des deux logs concorde pour interpréter le système F comme un chenal hydrologiquement instable à la fin du Bronze final (chenal n°3). Le passage d'un état instable à inactif n'a pas pu être calé dans le temps. Néanmoins, au vu de l'épaisseur des épandages de crue et du niveau d'occupation du I^{er} siècle apr. J.-C., il est probable que le remblaiement ait été très rapide et que le chenal ait été définitivement inactif à la fin du premier âge du Fer.

Par ailleurs, la faible différence altimétrique entre les deux unités grossières (2 m) semble démontrer une profondeur réduite du chenal, ce qui renforce la thèse d'un bras secondaire actif uniquement lors des plus hautes eaux. Néanmoins, la proximité altitudinale des deux unités pourrait aussi s'expliquer par leur position latérale et la présence d'un secteur plus profond entre les sondages. Les prospections géophysiques apporteront un éclairage sur ces possibilités.

Un ultime système stratigraphique a été mis en évidence à 400 m de celui précédemment décrit et à seulement 80 m de la Garonne actuelle : le **système G**. Il n'est représenté que par le log ISG1310 qui atteint 5 m de profondeur et atteste la mise en place d'une plaine d'inondation sur un paléochenal de haute énergie. Deux unités sont visibles. L'**unité 1** se compose de 73 à 82 % de graviers et galets émoussés sur 20 cm d'épaisseur (entre -1,95 et -1,75 m NGF). Les compétences moyennes (1 cm) et maximales élevées (5 cm) démontrent une haute énergie de l'agent de transport tandis que l'asymétrie positive (Sk = 0,5) révèle un enrichissement en fines et le mauvais tri des particules (σ = 3) des courants non sélectifs. Cette unité correspond sans nul doute à la charge transportée par roulement et charriage (fig. 93) dans le fond d'un chenal énergique. Elle a été recouverte par 480 cm de limons (**unité 2**) que l'on subdivise en deux sous-unités. À la base, la **sous-unité 2a** (200 cm) est constituée de limons finement sableux contenant plusieurs lamines sableuses puis quelques lentilles parsemées, pour un grain moyen très faible (13 < GM < 20 µm). Elle est interprétée comme une plaine d'inondation à énergie modérée. Cette énergie décroît avec la **sous-unité 2b** (280 cm) constituée de limons (9 < GM < 13 µm). L'affinement granulométrique des épandages de crue pourrait être lié à un éloignement du fleuve ou à un affinement de la charge qu'il transporte. Au final, ce système G est très similaire au système C. Dans les deux cas, le toit de la grave se situe entre -0,3 et -0,6 m NGF et est recouvert sans transition par des épandages de crue. Si les dépôts d'inondation sont sans doute asynchrones, l'unité grossière pourrait avoir été mise en place à la même période. Aucun repère chronologique ne permet de préciser la chronologie.

Pour conclure, ce premier transect stratigraphique met en évidence une forte instabilité (et locale) de la Garonne à l'Holocène. À l'Atlantique ancien, le fleuve occupe au minimum la partie occidentale de la vallée, à 1400 m du lit mineur actuel. Le chenal mis en évidence dans ce secteur (chenal n°1) est vraisemblablement devenu un bras-mort vers 5650 av. J.-C. (± 100 ans) ce qui a conduit à son remblaiement par des dépôts organiques locaux. Aux âges des Métaux, ou tout du moins au Bronze final, un chenal fluviatile (n°3) longe la zone d'occupation protohistorique située à 530 m de la Garonne contemporaine. Ce chenal connait une forte variabilité hydrologique qui pourrait résulter de sa position en tant que bras secondaire tout en révélant l'existence d'un régime mixte (crues et étiages). Au haut Moyen Âge, un chenal (n°2) passe entre les systèmes précédemment cités, à 1000 m du chenal actuel. Il est relativement énergique avant que la réduction de son hydraulicité ne conduise à son rapide remblaiement. Par ailleurs, sa géométrie doit être précisée pour s'assurer qu'il s'agit bien d'un paléochenal de la Garonne et non de l'un de ses affluents de rive gauche. D'autres paléochenaux de haute énergie ont été identifiés mais la faiblesse de la chronologie ne permet pas de préciser leur période d'activité. Le second transect stratigraphique va apporter de plus amples informations sur l'évolution subatlantique du fleuve.

4.2.2.2. Transect stratigraphique 2 : une vision longitudinale du fond de vallée

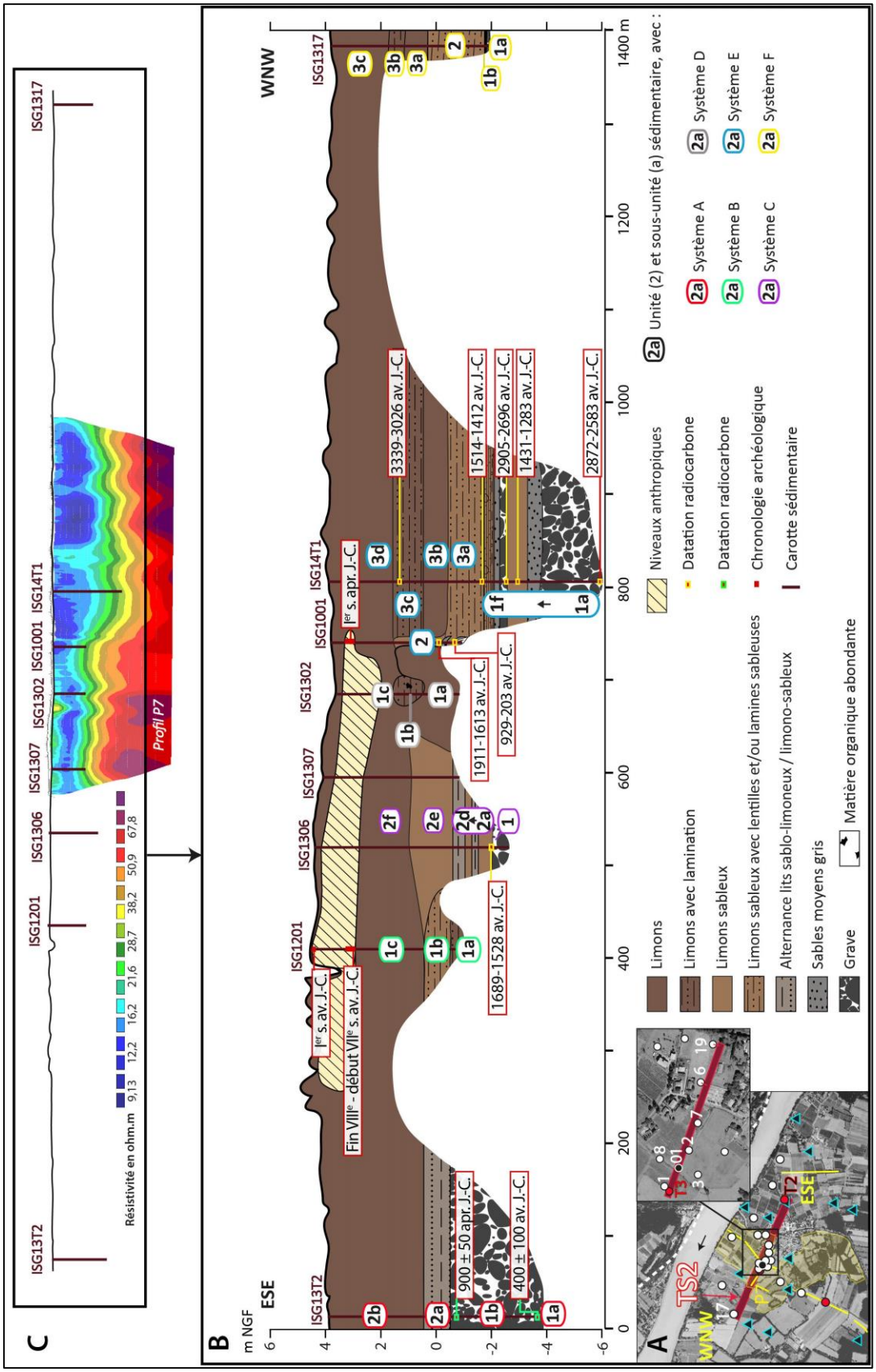


Fig. 96 – Transect stratigraphique 2 d'Isle-Saint-Georges : succession longitudinale des paléo-milieux. A : Localisation **; B** : Transect stratigraphique **; C :** Profil de résistivité électrique connexe.

Le deuxième transect stratigraphique (TS2) a été réalisé à la perpendiculaire du TS1 qu'il recoupe au niveau du log ISG1001, à 530 m du chenal actuel (fig. 96A). Ainsi, il offre une vision longitudinale des paléo-milieux qui se sont succédé autour de la zone d'occupation ancienne et sous cette dernière. La longueur du transect atteint 1,4 km grâce à huit sondages de 4,40 à 10 m de profondeur. Parmi eux, cinq se situent sur le territoire protohistorique et antique, ce qui offre un repère temporel à la stratigraphie (fig. 96B). Celle-ci bénéficie également de dix datations absolues (8 ^{14}C et 2 OSL) mais sept d'entre elles montrent une inversion chronologique. Pour outrepasser au mieux les difficultés chronostratigraphiques (nombre de datations, espacement inter-logs), le transect se base sur le même principe que le précédent, à savoir une typologie par système stratigraphique puis par unités et sous-unités. Cinq systèmes ont été identifiés, dont trois datés des âges des Métaux (A, C, E) et un contemporain du système médiéval identifié précédemment (A). Ils sont exposés ci-après d'amont en aval.

Le **système A** s'appuie sur le log stratigraphique ISG13T2 situé 300 m en amont de la limite supposée de l'habitat ancien, au lieu-dit les Gravettes. Il correspond à un paléochenal (n°4) actif à l'âge du Fer et fossilisé dès le Moyen Âge classique. Deux unités le démontrent (fig. 97).

- l'**unité 1** est un épais (> 3 m) niveau de grave présent à 4 m seulement de la surface, sous -0,5 m NGF. Les débris ont été roulés et charriés (fig. 98) par un chenal très compétent mais à énergie légèrement variable. De fait, à la base et au sommet de l'unité, les sédiments sont gravelo-sableux et font état d'une compétence maximale de l'ordre de 6 cm, pour un grain moyen (*i.e.*, compétence moyenne) compris entre 2800-9600 µm (**sous-unités 1a** et **1c**). Entre les deux, les sables disparaissent, le grain moyen s'élève à 20.000 µm et la compétence maximale atteint 11,8 cm (**sous-unité 1b**). Cette évolution verticale de la granularité traduit un renforcement temporaire de l'hydraulicité, accompagné certainement d'un exhaussement du talweg comme le suggère l'élévation de l'unité graveleuse. Néanmoins cette interprétation doit être considérée avec prudence car elle fait abstraction de 1,75 m de hiatus (fig. 97).

- l'**unité 2** (entre -0,5 et +0,5 m NGF) marque une réduction brutale de la compétence avec un grain moyen brusquement inférieur à 20 µm. La **sous-unité 2a** (60 cm d'épaisseur) est composée de limons alternant tous les 5 à 10 mm avec des passées finement sableuses. Le transport de l'ensemble s'est fait en suspension uniforme lors de dynamiques assez peu sélectives (σ = 1,7). *A priori*, il pourrait s'agir d'une plaine d'inondation proximale. Mais la régularité du litage évoque une certaine rythmicité des hautes eaux qui pourrait résulter d'une influence intertidale, auquel cas, les lits à la fois plus épais et limoneux se seraient mis en place lors des marées quotidiennes « normales » tandis que les microlamines plus sableuses résulteraient des marées de vives eaux et des crues fluviales. Finalement, la sous-unité 2a est interprétée comme le remblaiement d'un paléochenal par les hautes eaux quotidiennes et exceptionnelles. De là, deux scénarios sont envisageables : 1) le paléochenal était à la fois très proche spatialement et altitudinalement du chenal postérieur ou 2) il était/est devenu un bras secondaire remblayé grâce à une légère connexion persistante avec le bras principal (pénétration d'un filet d'eau lors des marées hautes). Cette seconde hypothèse induit l'idée d'une île connexe au paléochenal. La **sous-unité 2b** sus-jacente contient exclusivement des limons massifs déposés par suspension uniforme et décantation. Elle est interprétée comme une plaine d'inondation de basse énergie.

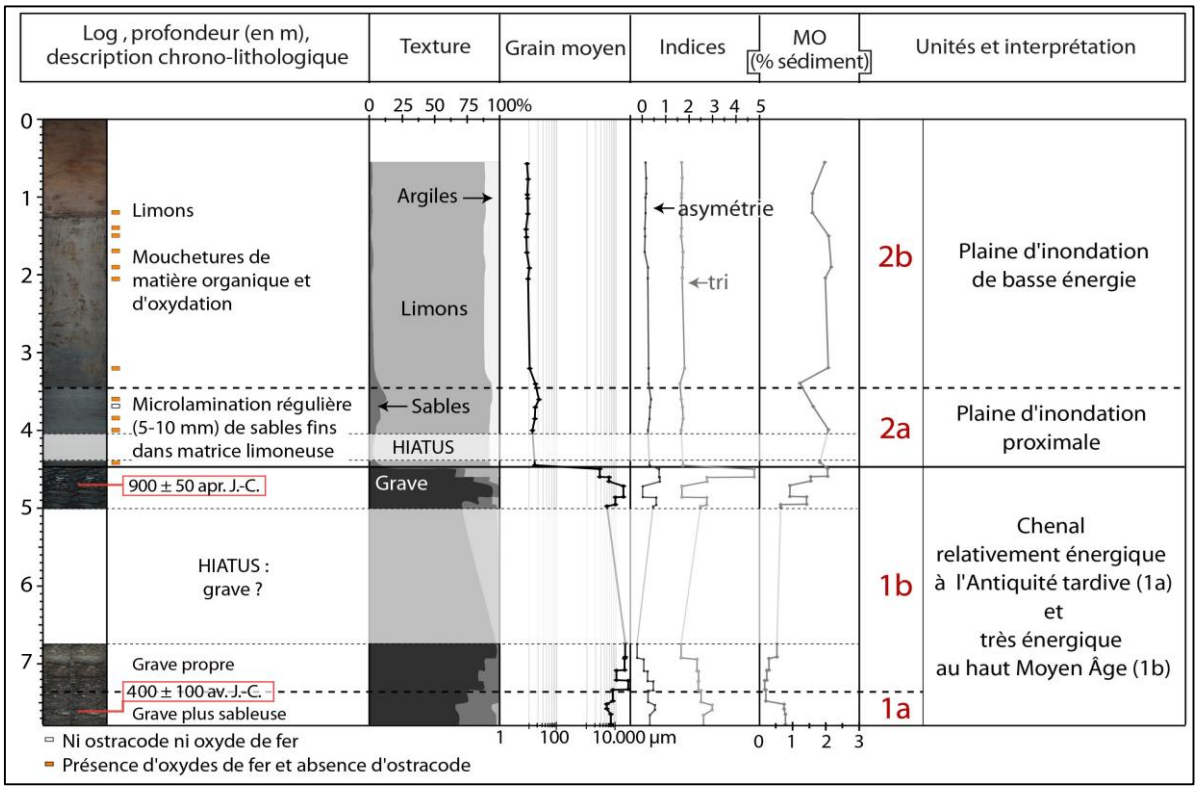


Fig. 97 – Analyses sédimentologiques du log ISG13T2 : un chenal protohistorique, antique et médiéval. Le toit du log est à +3,949 m NGF.

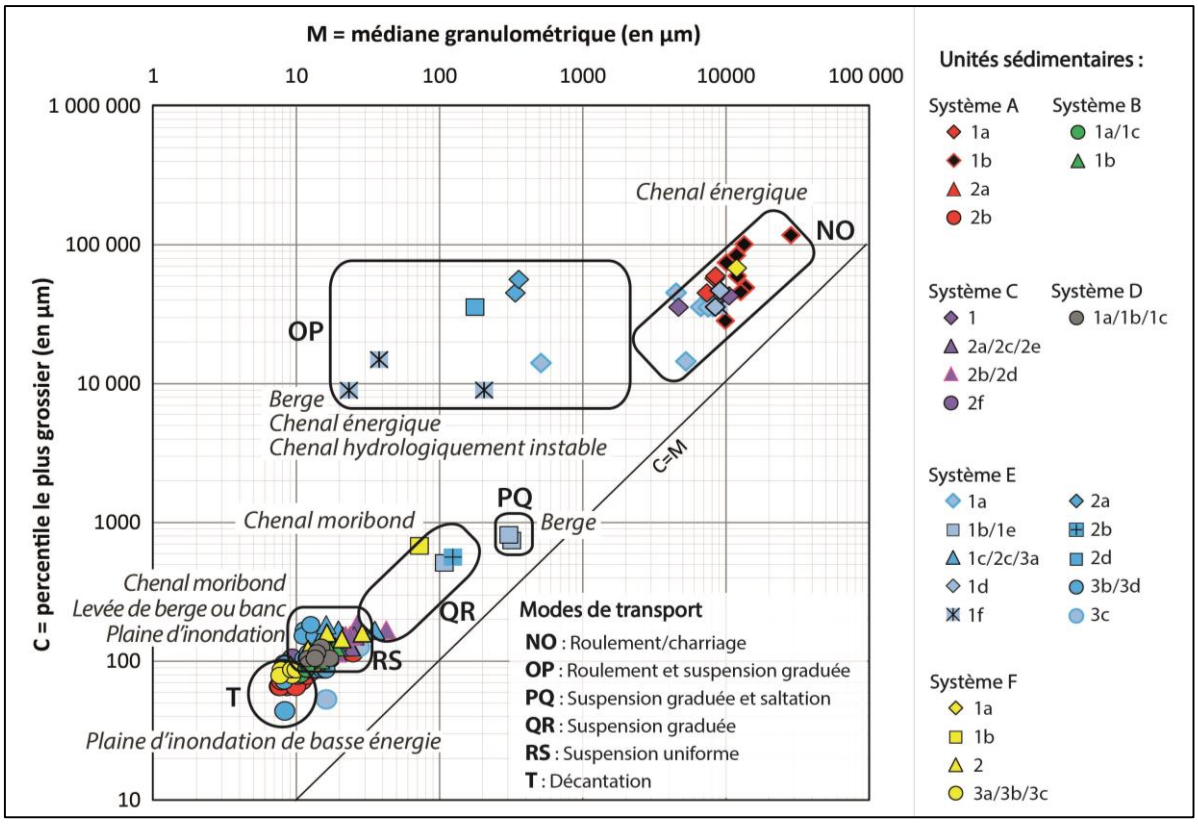


Fig. 98 – Image CM du transect stratigraphique 2 d'Isle-Saint-Georges. La limite de la suspension uniforme (Cu) se situe à 185 µm pour les plaines d'inondation de basse énergie et à énergie modérée. La suspension graduée (Cs) se limite à 685 µm et caractérise exclusivement les chenaux moribonds, quelle que soit leur période d'activité (haut Moyen Âge, Bronze final, indéterminée).

Deux échantillons prélevés respectivement à une vingtaine de centimètres de la base et du sommet de l'unité 1 ont fait l'objet d'une datation par luminescence stimulée optiquement, donnant deux dates à 400 ± 100 av. J.-C. (CRP2A-C01) et 900 ± 50 apr. J.-C. (CRP2A-C02), respectivement. Le chenal (n°4) aurait donc fonctionné pendant plus d'un millénaire, en particulier lors de l'occupation protohistorique et antique d'Isle-Saint-Georges. Il a dû être actif depuis au moins le début second âge du Fer lorsqu'il a subi un regain d'énergie avant de cesser de fonctionner à la toute fin du haut Moyen Âge, voire au début du Moyen Âge classique. Le tout s'est accompagné d'une aggradation (> 3 m) du fond du chenal. L'augmentation de la compétence du chenal pourrait être liée à l'abandon d'un autre bras fluvial : le chenal (n°2) du haut Moyen Âge au sud-ouest du bourg, abandonné progressivement entre les V^{e} et VII^{e} siècles apr. J.-C. , et/ou le chenal (n°3) du Bronze final à l'ouest, si ce dernier lui a été contemporain (ce que la chronologie ne peut attester, faute de dates). Par ailleurs, la datation sommitale couplée à l'épaisseur du recouvrement limoneux implique un exhaussement de la plaine d'inondation de basse énergie (2b) d'au moins 3,8 mm/an. Il s'agit d'une vitesse élevée pour ce type de milieu. À titre de comparaison, cette vitesse n'est que de 0,6 mm/an à Langoiran. L'exhaussement plus rapide dans ce secteur résulte certainement du remblaiement du paléochenal par des crues régulières de basse énergie, couplées à un contrôle aval par le niveau de base (influence tidale).

Le **système B** est une plaine d'inondation à énergie légèrement variable rencontrée sous l'occupation protohistorique orientale (log ISG1201) jusqu'à -1,5 m NGF. Cette altitude est inférieure au toit de la grave du système A, ce qui tend à prouver que le paléochenal mis en exergue en amont n'a pas atteint ce secteur et est bel et bien contemporain de l'occupation ancienne. Par extension, on peut supposer 1) qu'il n'était pas parallèle au lit mineur actuel mais contournait la zone d'habitat et 2) sa ligne d'eau à pleins bords était sensiblement identique à l'altitude du premier sol d'habitat protohistorique, soit environ +3 m NGF. Cette dernière hypothèse implique une profondeur du paléochenal d'environ 7 m au VII^{e} siècle av. J.-C. contre près de 3,5 m au X^{e} siècle apr. J.-C. En ce qui concerne la nature même des épandages de crue constituant le système B, trois sous-unités peuvent être distinguées malgré un grain moyen constamment compris entre 10 et 17 µm. La **sous-unité 1a** (40 cm) contient des limons parsemés de quelques lentilles limono-sableuses. La **sous-unité 1b** affiche une texture légèrement plus grossière (12-15 % de sables fins contre moins de 7 % dans le reste de l'unité) et une structure lenticulaire plus marquée. Elle atteste un accroissement temporaire de l'énergie de la plaine d'inondation suite au rapprochement, à l'augmentation de la compétence et/ou à l'accroissement du nombre de grandes crues de la Garonne. La **sous-unité 1c** sommitale (270 cm) présente uniquement des limons à structure massive, à l'image des deux mètres superficiels de tout le remblaiement de la plaine alluviale. Cette sous-unité correspond à une plaine de basse énergie et l'absence de structure lenticulaire s'explique par l'influence de la bioturbation. Tous ces épandages de crue ont été mis en place par suspension uniforme et décantation avant le VIII^{e} siècle av. J.-C., en particulier par un chenal du Bronze ancien situé à quelques dizaines de mètres (système C).

Le **système C** comporte deux unités (logs ISG1306 et ISG1307). L'**unité 1** (< -2,06 m NGF) est une grave sableuse déposée par roulement et charriage par un chenal moins compétent que le chenal synchrone de l'occupation ancienne (3600 < GM 6740 µm ; compétence maximale : 4,3 cm). Elle est surplombée par un tronc couché de 25 cm de diamètre daté 1689-1528 av. J.-C. (Beta-353208). Ce bois certainement flotté est recouvert par 600 cm de limons variablement sableux mis en place par suspension uniforme (**unité 2** ; fig. 98) dans un milieu de basse énergie (σ = 1,4-1,9 ; *Sk* = 0,2-0,3). Les **sous-unités 2a**, **2c** et **2e** sont constituées de limons massifs légèrement (12-21 %) et finement (17 < GM < 23 µm) sableux. Ils sont séparés par deux sous-unités (**2b** et **2d**) à litage subhorizontal où les limons sableux alternent irrégulièrement avec des microlamines sablo-limoneuses. Le tout est coiffé par 175 cm de limons homogènes (**sous-unité 2f**) sur lesquels se sont installées les sociétés anciennes. L'unité 1 est interprétée comme un chenal (n°5) du Bronze ancien (fond, berge sous-aquatique ou banc) remblayé puis fossilisé par des épandages de crue à énergie modérée, variable (2a-2d), puis faible (2f). La mise en place de l'unité 2 est estimée à 4,5-5,5 mm/an jusqu'à l'implantation de l'habitat protohistorique, ce qui est légèrement plus rapide qu'en amont (système A : 4-4,5 mm/an).

Le sondage ISG1302 a mis en exergue le **système D** qui se singularise par plus de 4 m de limons (12 < GM < 16 µm) variablement organiques et transportés par suspension uniforme. Trois sous-unités sont distinguées. Les **sous-unités 1a** et **1c** présentent uniquement des limons massifs et correspondent à une plaine d'inondation de basse énergie. La **sous-unité 1b** intermédiaire affiche un litage subhorizontal, quelques microlamines plus grossières et plusieurs macro-restes végétaux. Elle pourrait correspondre à une zone humide d'arrière-berge connexe au chenal (n°3) de l'âge du Bronze mis en exergue, à quelques mètres de là, sur le premier transect stratigraphique (système F) et le second (système E).

Le **système E** regroupe le log ISG1001, détaillé précédemment avec le système F du TS1, et le sondage ISG14T1, qui affiche une alternance de niveaux grossiers et fins assez comparable. L'**unité 2** correspond à la section du log ISG1001 interprétée comme une levée de berge ou un banc latéral. Elle occupe ici aussi une position latérale comme le démontre le profil électrique (fig. 96C) et ses niveaux grossiers surélevés par rapport à l'**unité 1**. Cette dernière désigne l'ensemble à texture variable du sondage ISG14T1. Elle présente six sous-unités distinctes. La **sous-unité 1a** est un épais niveau de grave situé en-deçà de -3,8 m NGF. Il est assez difficile de caractériser avec exactitude cette sous-unité car elle comporte de multiples hiatus et remaniements (fig. 99). Les sédiments ont été transportés par roulement, charriage et suspension graduée dans le fond d'un chenal dont la compétence maximale atteint environ 47.000 µm. Par ailleurs, les grains ne sont pas ou très mal triés (2,8 < σ < 4,5) en plus d'être enrichis en fines (0,1 < *Sk* < 0,8), ce qui pourrait traduire une dynamique irrégulière et peu sélective. La **sous-unité 1b** (> 30 cm d'épaisseur) contient des sables hétérométriques et limoneux au sommet issus d'une suspension graduée. Le grain moyen passe progressivement de 316 à 82 µm. Cet affinement s'accompagne d'une asymétrie positive (*Sk* = 0,5) et d'un faible tri (1,2 < σ < 2). La **sous-unité 1c** (50-80 cm) est constituée de limons légèrement (< 13 %) et finement sableux (GM = 19 µm) mis en place par suspension uniforme. Les indices de tri et d'asymétrie témoignent toujours d'un enrichissement en fines. La **sous-unité 1d**

marque le retour à une dynamique soutenue avec 30 cm de graviers et galets roulés et charriés par un paléochenal de haute énergie (6800 < GM < 8400 µm ; compétence maximale : 47.230 µm). Ces dépôts grossiers font place à des sables hétérogènes déposés par suspension graduée (**sous-unité 1e**) mais légèrement plus grossiers que les sables précédents (GM = 341 µm). S'en suit une **sous-unité 1f** très atypique qui voit alterner sur seulement 40 cm d'épaisseur des limons finement sableux, des microlamines subhorizontales sableuses, un lit graveleux de 2 cm et une strate limoneuse enrichi de deux galets (compétence maximale : 15.000 µm ; asymétrie négative). L'ensemble de l'unité démontre l'existence d'un paléochenal d'abord énergique puis de plus en plus hydrodynamiquement instable. Cela est assez similaire aux logs ISG1001 et ISG1008 (système F du TS1) à quelques différences près : la sous-unité sommitale très hétérogène est absente dans les autres sondages et les sous-unités grossières sont à la fois plus épaisses et plus profondes. L'unité 1 pourrait donc provenir de la partie médiane du paléochenal daté du Bronze final – auquel cas les sondages assimilés au système F du TS1 sont tous deux en position latérale –, ou appartenir à un autre chenal. Afin d'étayer l'une ou l'autre des hypothèses, trois datations ont été réalisées sur la matière organique diffuse dans l'unité (Beta-399685/687/689). Malheureusement, elles sont toutes inversées par rapport à la stratigraphie. Cependant, les âges obtenus se situent intégralement entre 2905 et 1280 av. J.-C. Cette fourchette concorde avec la datation non-retenue du sondage ISG1001 qui présentait aussi une inversion chronologique, ce qui soulève de nouvelles interrogations quant à la chronologie et l'histoire du paléochenal. On sait qu'en milieu alluvial, la datation sur matière organique diffuse vieillit considérablement l'événement daté à cause des sources plus âgées d'où proviennent les sédiments. En outre, un élément stratigraphique tend à conforter la thèse d'une synchronicité entre les systèmes E et F des transects 1 et 2 : dans les deux cas, l'unité 1 à granulométrie variable est recouverte de limons finement sableux jusqu'à atteindre le toit de l'**unité 2** (log ISG1001) interprétée comme une levée de berge ou un banc latéral. Ces limons sableux (**sous-unité 3a**) contiennent systématiquement plusieurs lentilles et quelques lamines sableuses déposées par suspension uniforme, pour un grain moyen compris entre 15 et 25 µm, une asymétrie de l'ordre de 0,3 et un tri oscillant entre 1,8 et 2. La similarité absolue entre le remblaiement du système F transversal au fond de vallée (TS1) et celui du système E longitudinal (TS2), jusqu'au sommet de l'unité latérale (ISG1001), accrédite la thèse d'un même paléochenal. Par voie de conséquence, il est probable que le log ISG1001 recoupé par chaque système témoigne d'une berge du chenal au niveau du point d'inflexion de ce-dernier. Au-delà de -0,3 m NGF, *i.e.* l'altitude de cette supposée berge, la fossilisation de la plaine alluviale diffère quelque peu entre le système F du TS1 et le système E du TS2. Le système F présente des limons sableux jusqu'à environ +1,5 m NGF puis des limons massifs. Ici, le système E affiche d'abord des limons massifs (**sous-unité 3b** ; GM = 13 µm) suivis de limons dans lesquels s'intercalent des lamines puis des lentilles légèrement sableuses jusqu'à +1,5 m NGF (**sous-unité 3c** ; GM = 15-25 µm) et, enfin, des limons massifs (**sous-unité 3c** ; GM = 8 µm).

Au final, le système E est corrélé au système F du premier transect stratigraphique (TS1). Il est interprété comme à un chenal (n°3) hydrologiquement instable, remblayé suite à la réduction de son hydraulicité malgré quelques phases de réactivation, puis fossilisé par des épandages de crues à énergie variable. La chronologie reste incertaine. La berge (ISG1001) comprend deux datations inversées : 929-203 av. J.-C. vers -0,7 m NGF et 1689-1528 av. J.-C.

à -0,15 m NGF. La première date concorde avec l'âge d'un morceau de bois situé dans le sondage ISG1308 (à -2 m NGF ; TS1) tandis que la seconde est cohérente avec les datations de matière organique diffuse dans le sondage ISG14T1 (entre +1,3 et -6 m NGF ; TS2). Comme ces dernières affichent de multiples inversions chronologiques et sont reconnues pour être moins fiables que la datation d'un macro-reste végétal, il paraît plus approprié de retenir la datation ^{14}C et d'associer le paléochenal au Bronze final. Cette période se réfère à un échantillon situé entre la base et le sommet de l'unité 1 grossière (système F du TS1). Il est donc probable que le chenal (n°3) ait débuté son activité au II^{e} millénaire av. J.-C. et qu'il ait continué de fonctionner plusieurs siècles (?) après le IX^{e} siècle av. J.-C. En outre, plus de 3 m de limons séparent l'ultime unité grossière la plus profonde (unité 1, système E, TS2 ; log ISG14T1) et l'habitat du I^{er} siècle apr. J.-C. sus-jacent, ce qui démontre une fin d'activité au 2nd âge du Fer, au plus tard.

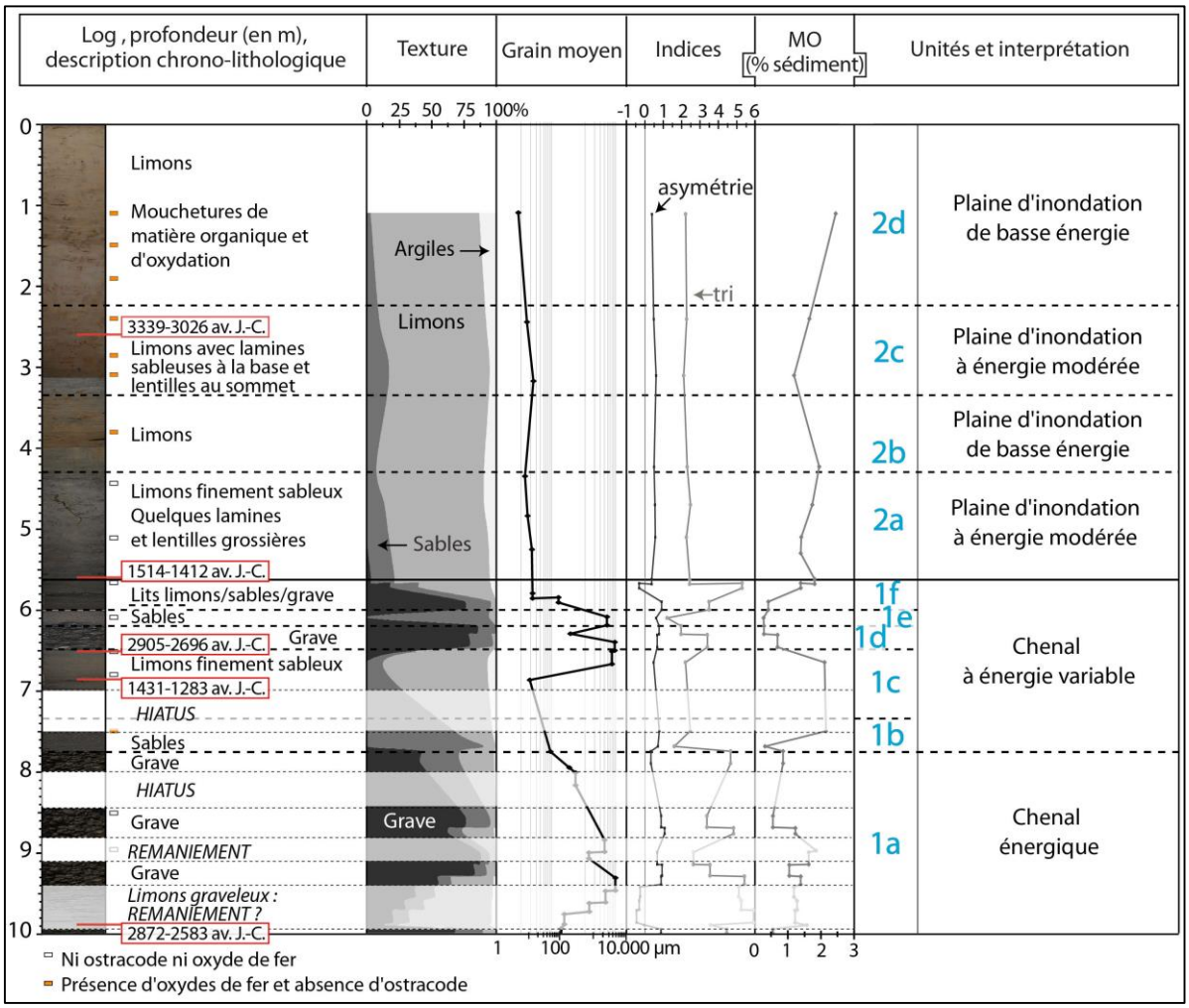


Fig. 99 – Analyses sédimentologiques du log ISG14T1 : un chenal instable au Bronze final ? Le toit du log est à +3,927 m NGF. Les conditions de terrain difficiles lors du prélèvement (sol saturé en eau) ont conduit à de nombreux hiatus et au remaniement systématique des parties supérieures et inférieures des derniers mètres extraits. La séquence de grave présente au-delà de 7,75 m de profondeur doit donc être considérée avec précaution. Par ailleurs, les datations radiocarbones ont toutes été effectuées sur la matière organique diffuse dans le sédiment car aucun macro-reste n'était présent. Cette méthode est bien moins précise que la datation des débris végétaux car elle ne date pas un évènement unique mais est influencée par le taux de carbone initialement présent dans le sédiment (source plus âgée que le dépôt) et par l'évolution du sol (pédogénèse, migration du chenal, inondation…).

Un dernier système stratigraphique (**système F**) a été identifié 550 m en aval du système E. Il affiche une stratigraphie encore inédite à Isle-Saint-Georges au travers de trois unités distinctes. L'**unité 1** (17 cm ; entre -1,92 et -1,75 m NGF) est grossière. Elle affiche d'abord (**sous-unité 1a**) une grave sableuse roulée et charriée dans un chenal compétent (GM = 2100 µm ; compétence maximale = 68.000 µm), puis (**sous-unité 1b**) 5 cm de sables essentiellement fins (GM = 58 µm) transportés par suspension graduée. Le tout atteste un courant tractif en perte d'énergie. Cette réduction de l'hydraulicité s'est poursuivie comme le prouvent les 208 cm de limons légèrement sableux sus-jacents (**unité 2**). Ces limons affichent un litage plus ou moins visible qui se traduit parfois par des lamines plus sableuses (GM jusqu'à 27 µm) et d'autres fois par des lamines colorimétriques (rougeâtre, gris clair, gris foncé). Les lits sont tour à tour subhorizontaux et obliques, ce qui démontre une position latérale ou des changements d'orientation des flux tractifs. Le faible tri ($1,6 < \sigma < 3,2$) et l'asymétrie positive ($0,2 < Sk < 0,9$) reflètent l'irrégularité des flux et la perte progressive de compétence. Il pourrait s'agir d'une levée de berge, d'une barre de migration latérale ou d'un banc de fond de chenal moribond. Les données topographiques et géophysiques (cf. *infra*) permettront peut-être de le déterminer. Par ailleurs, l'unité 2 est fossilisée par l'**unité 3**, à savoir 350 cm de limons (**sous-unités 3a** et **3c**) ponctuellement enrichis de quelques lentilles plus grossières (**sous-unité 3b**) s'affinant légèrement vers le sommet (le grain moyen passe de 14 à 8 µm). Parallèlement, l'image CM fait état du passage d'un transport par suspension uniforme à un dépôt par décantation. Cette dernière unité est interprétée comme une plaine d'inondation de basse énergie décroissante.

En somme, malgré des faiblesses chronologiques, ce second transect stratigraphique met en évidence une forte variabilité longitudinale (et locale) de la Garonne au cours du Subatlantique. Avant son occupation protohistorique et antique, le site d'Isle-Saint-Georges est traversé par un chenal daté du Bronze ancien (chenal n°5 ; système C). Ce chenal a été remblayé à un rythme d'environ 5 mm/an. Lors de l'implantation des sociétés anciennes, un autre chenal énergique longe certainement le secteur nord-occidental de l'habitat, au niveau de Dorgès (chenal n°3 ; système E). La datation de ce chenal est fragile mais il est probable qu'il ait été hydrologiquement instable dès l'âge du Bronze final pour être finalement abandonné au second âge du Fer. La limite chronologique supérieure est suggérée par l'archéologie (niveaux du I^{er} siècle apr. J.-C. au-dessus de la berge) et ne peut être précisée. En revanche, il semble plus assuré qu'un chenal compétent est actif à l'est de l'habitat ancien du IV^{e} siècle av. J.-C. (au moins) jusqu'au X^{e} siècle apr. J.-C. (chenal n°4 ; système A). Ce chenal a pu fonctionner un temps avec celui au NW (chenal n°3) mais la stratigraphie atteste une énergie accrue et moins instable avant sa fossilisation par des dépôts de plaine d'inondation mis en place à un rythme de 4-4,5 mm/an. D'ailleurs, les taux de sédimentation élevés dans la plaine d'inondation attestent des crues régulières mais de moins en moins énergiques (affinement de la charge en transit dans le chenal ? éloignement du chenal actif ?). Les deux transects démontrent une histoire locale complexe marquée par une instabilité latérale, longitudinale et hydrologique du fleuve. Pour tenter de mieux cerner l'agencement spatial des divers paléo-milieux, les données stratigraphiques qui viennent d'être présentées ont été comparées à d'autres logs acquis.

4.2.2.3. Des logs complémentaires pour étayer la cartographie diachronique

Cinq principaux paléo-milieux fluviaux ont été identifiés grâce aux transects stratigraphiques (fig. 100) :
- une zone humide post-5650 av. J.-C. environ (sur le chenal n°1 ; système A du TS1) ;
- un chenal compétent actif jusqu'au XVII-XVI^{e} siècle av. J.-C. (chenal n°5 ; système C, TS2) ;
- un chenal hydrologiquement instable au I^{er} millénaire av. J.-C. (chenal n °3 ; système F du TS1 et système E du TS2) ;
- un chenal énergique entre le IV^{e} siècle av. J.-C. (au moins) et le X^{e} siècle apr. J.-C. (chenal n°4 ; système A du TS2) ;
- un chenal moribond du V^{e} au VII^{e} siècle apr. J.-C. (chenal n°2 ; système B du TS1).

Chacun de ces milieux possède une stratigraphique singulière à partir d'une altitude particulière. Ces caractéristiques ont été comparées aux dix autres carottages et aux trente-deux logs recensés par le BRGM afin de préciser l'extension spatiale des paléo-formes. Évidemment, l'altitude a été un facteur de distinction secondaire puisque les milieux ne sont pas parfaitement plans (surtout en profondeur), les sédiments ont été plus ou moins compactés et les références altimétriques incluent une imprécision centimétrique pour les carottages et métrique pour les logs du BRGM. Malgré cette précaution, l'établissement de corrélations s'est révélé très difficile. Presque tous les logs affichent une unité graveleuse à une profondeur différente et les dépôts sus-jacents sont très peu détaillés dans les sondages du BRGM en comparaison des faciès de référence acquis. De plus, les sondages réalisés dans le cadre de la thèse sont parfois insuffisamment profonds pour atteindre la charge de fond. En conséquence, très peu de concordances ont été établies entre les milieux mis en évidence par les transects et les autres données stratigraphiques.

Le seul véritable apport concerne la zone humide. Dix logs stratigraphiques du BRGM attestent la présence de « vase » ou de « tourbe » dès +2 m NGF de profondeur, à 50 cm près. Cette altitude est exactement celle du marécage de l'Atlantique récent mis en exergue par le sondage ISG13T1, ce qui laisse supposer qu'il s'agit du même milieu de sédimentation. En outre, neuf de ces dépôts vaseux se situent vers le versant de rive gauche, à 1 voire 3 km du sondage ISG13T1. Ceux plus proches du versant (logs a, c, e, f, i ; fig. 100) n'excèdent pas 2,5 m d'épaisseur et succèdent à plus d'un mètre de sables recouvrant un mélange de graviers et de galets. Les dépôts organiques plus éloignés (b, d, h, j) font jusqu'à 10 m d'épaisseur (-8 m NGF) et recouvrent une couche plus fine de sables. Le septième log (g) renseigne l'existence de vase en rive droite, entre -5 m et +1,5 m NGF et au-dessus d'une épaisse strate sableuse (> 1 m). Pour rappel, la zone humide datée se situe entre -5 m et +2 m NGF et recouvre de la grave coiffée de quelques centimètres de sables. Tous ces éléments permettent de poser l'hypothèse d'une sédimentation organique étendue à tout le fond de vallée à l'Atlantique récent, qui aurait fossilisé différentes paléo-formes, potentiellement un ensemble d'îles et de paléochenaux tel qu'à Langoiran. Dans ce cas, l'absence de dépôt vaseux dans le reste du sous-sol alluvial s'explique par un remaniement postérieur. Ce scénario est appuyé par la présence ponctuelle d'une maigre (< 1 m) unité vaseuse en profondeur (-2 m NGF, log g). Néanmoins, celle-ci pourrait aussi provenir d'un palud temporaire ou d'une zone humide d'arrière-berge. Les données électriques permettront peut-être d'éclairer l'agencement de la zone humide atlantique (cf. *infra*).

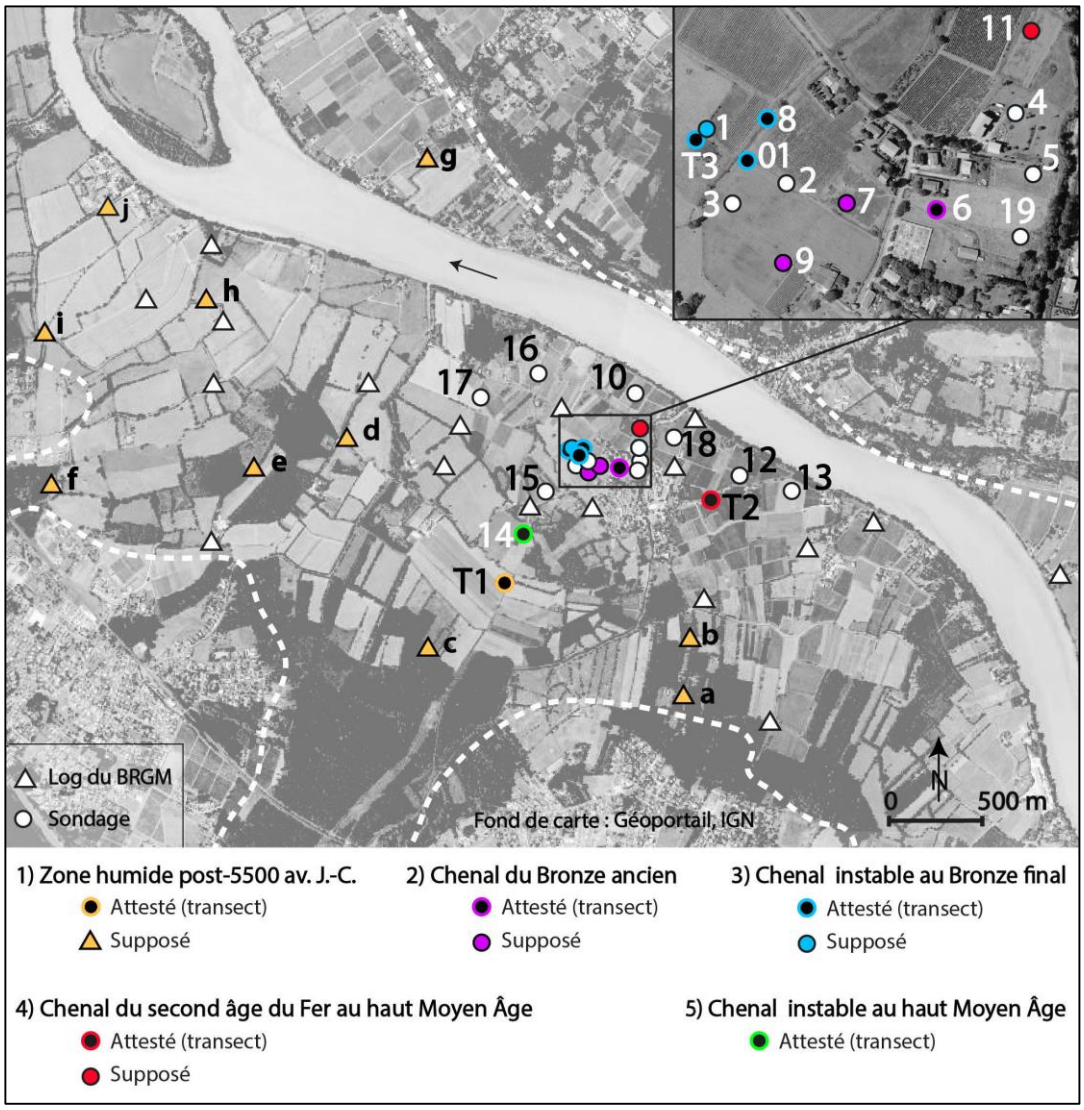


Fig. 100 – Localisation des paléo-milieux datés et tentative d'extrapolation. Les numéros en légende ne se réfèrent pas à la numérotation des paléochenaux. La stratigraphie de chaque milieu daté a été comparée aux autres sondages acquis. La méthode a été plutôt concluante pour la zone humide, divers logs faisant état d'un niveau de « vase » (terme du BRGM) plus ou moins épais au-deçà de l'altitude maximale des sédiments organiques de référence. Pour les séquences non-organiques la tâche s'est avérée très complexe car les sondages sont, soit insuffisamment profonds pour atteindre la grave, soit trop peu détaillés, soit caractérisés par une stratigraphie différente des paléo-milieux ciblés.

Concernant les paléochenaux protohistoriques et médiévaux, de rares parallèles ont pu être établis entre leur stratigraphie et les autres sondages réalisés dans le cadre de la thèse. La séquence grave-litage sablo-limoneux/limono-sableux caractéristique du système du Bronze ancien (chenal n°5) a été rencontrée dans un unique sondage (9), 170 m au sud-ouest du sondage ISG1306 de référence. Cette position pourrait indiquer un tracé sub-perpendiculaire au lit mineur actuel et démontrer que le chenal était un affluent de rive gauche. L'alternance de lits limoneux/sableux/graveleux révélatrice de l'instabilité hydrologique d'un chenal au Bronze final (chenal n° 3) est présente dans un seul autre log (1) prélevé à quelques mètres des sondages de référence. Un unique sondage (11) peut aussi être corrélé au log ISG13T2 attestant l'existence d'un chenal oriental synchrone avec l'occupation ancienne (chenal n° 4). Sa position septentrionale suggère que le cours d'eau contournait également le site

archéologique par le nord. Enfin, aucun sondage n'affiche une séquence similaire au chenal (n° 2) instable au sud du bourg durant le haut Moyen Âge. Toutes ces corrélations doivent être considérées avec précaution car différents paléochenaux peuvent afficher une stratigraphie identique.

Au final, l'imprécision des sondages recensés, leur profondeur d'investigation parfois insuffisante et, surtout, la forte variabilité latérale, longitudinale et verticale de la stratigraphie limitent considérablement la reconstitution spatiale des paléo-milieux. En revanche, les archives historiques, la topographie et la géophysique ont conservé des paléo-formes que nous allons étudier à présent.

4.2.3. Quelques précisions hydrographiques en 3D grâce aux données historiques, topographiques et géophysiques

4.2.3.1. Les archives historiques : pas de modification du tracé depuis le XVIII^{e} siècle

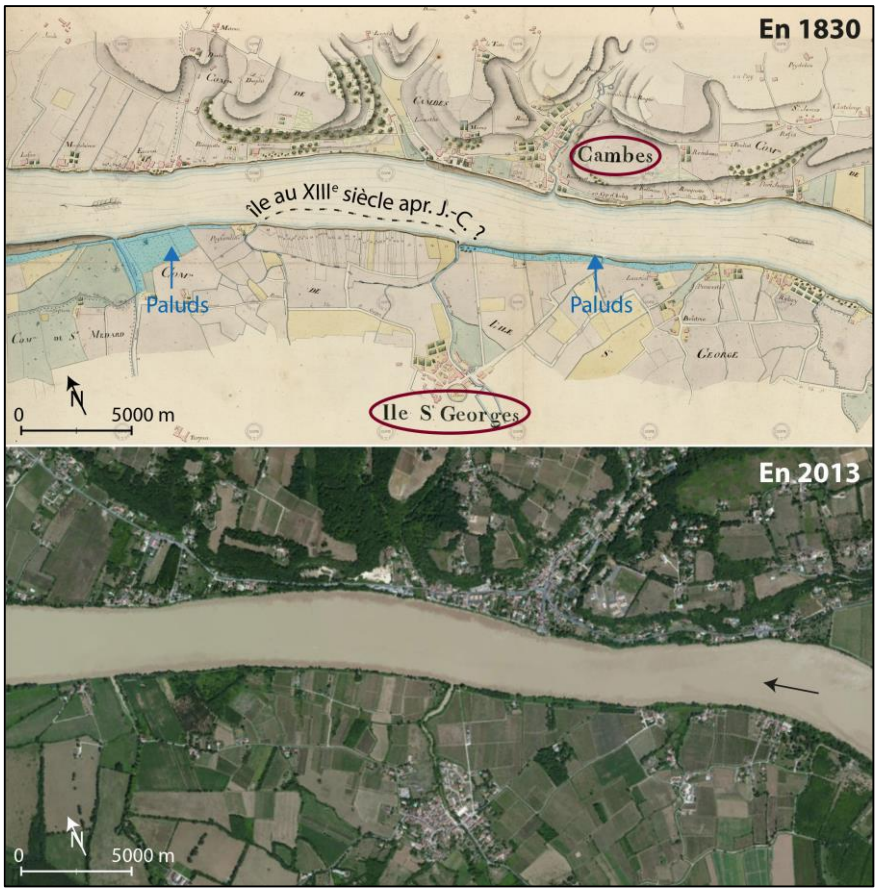


Fig. 101 – Isle-Saint-Georges en 1830 : quelques paluds et empreinte d'une ancienne île. Source : plan anonyme de 1830 conservé aux Archives départementales de Gironde (référence F 14 10059-1). Le parcellaire et le réseau hydrographique individualisent une entité interprétée comme une île au nord d'Isle-Saint-Georges. Il est probable qu'il s'agisse de celle mentionnée dans une charte de 1232 comme « *l'île au milieu du fleuve, entre Cambes et l'Isle* ».

Les documents iconographiques anciens n'exposent aucune modification en plan ou en long de la Garonne à Isle-Saint-Georges depuis le XVIII^{e} siècle apr. J.-C. (fig. 37). La carte au 1/5000^{e} de 1830 (fig. 101) montre tout de même quelques paluds en rive gauche, révélateurs d'un fleuve jadis plus large ou plus à l'ouest. Le document montre également un ensemble singulier de parcelles au nord du bourg, de 220 m de large à partir du

chenal actuel. Ces parcelles sont subparallèles entre elles, anormalement minces au regard du reste de la commune et encerclées presque entièrement par un étroit chenal. Le tout semble dessiner une île de 930 m de long aujourd'hui rattachée à la berge (fig. 101). Il s'agit certainement de « *l'île au milieu du fleuve, entre Cambes et l'Isle* [Isle-Saint-Georges] » mentionnée dans une charte de 1232 (Ducaunnès-Duval, 1892). C'est également à hauteur de Cambes que des épées du Bonze final ont été retrouvées dans le chenal actuel lors d'opérations de dragage (Roussot, 1972 ; Roussot-Larroque, 1989, 1992). Ces vestiges, non-émoussés, tendent à démontrer que le fleuve passait déjà dans ce secteur il y a 3000 ans. Il a pu l'abandonner un temps ou ne jamais le quitter. Par ailleurs, cette information couplée aux données stratigraphiques démontre qu'au moins deux chenaux ont traversé localement le fond de vallée au I^{er} millénaire av. J.-C.

4.2.3.2. Les données LiDAR : difficultés à déceler les paléo-milieux datés

Le traitement des données LiDAR met en exergue une bande de plus basse altitude (*a*, fig. 102) autour de l'île médiévale hypothétique (*b*), qui pourrait correspondre au paléochenal connexe. Les logs stratigraphiques démontrent que la grave se situe plus en profondeur dans cette zone légèrement plus basse que les terrains environnants (< -1 à -4 m NGF contre +1 m NGF). Ce nouvel élément renforce la thèse d'une paléo-île fluviale (médiévale) au nord du bourg. Sept autres secteurs se distinguent par leur altitude réduite (*c* à *i*). Celui dénommé *c*, à l'arrière de la berge actuelle de rive gauche, pourrait correspondre à un ancien banc ou à une ancienne sinuosité comme le laisse penser son agencement circulaire. Celui annoté *d* comprend le log attestant un paléochenal (n°2) instable au haut Moyen Âge et s'étale longitudinalement tel un bras sinueux. Il peut donc reconstituer le tracé de du chenal (n°2) médiéval. Le secteur *e* est plus local et affiche une forme en V qui permet de l'envisager comme un paléochenal contournant une ancienne île (*m*). Enfin, les anomalies *f, g, h* et *i* se situent en contrebas du versant de rive gauche, essentiellement à l'exutoire d'affluents (*g, h, i*). Elles pourraient être héritées de la zone humide atlantique. Néanmoins, cette dernière s'étend aussi au nord, là où l'altitude est accrue de 50 cm (*k, l, m*). Les secteurs surélevés *k, l, m* et *n* sont alignés dans des parcelles qui semblent dessiner un chenal relativement sinueux et plus large que l'actuel (fig. 102). D'après la stratigraphie, il s'agit du chenal fossilisé par le marécage (sédimentation palustre) atlantique. Ce paléochenal comprend plusieurs élargissements, dont un au niveau de l'anomalie *e* supposée connexe à une paléo-île. Il est donc possible que la Garonne *ante* 5650 av. J.-C. (± 100 ans) comportait plusieurs îles ou banc alluviaux. Cette hypothèse concorde avec le scénario d'un système anastomosé à Langoiran. Cependant, il est bien difficile ici de déterminer si les îles et les bras associés occupent alors tout ou partie du fond de vallée car les remblaiements alluviaux ont été recoupés au nord par des chenaux plus récents : le chenal (n°2) du haut Moyen Âge (anomalie *d*), les deux chenaux (n°3 et n°5) des âges des Métaux et celui (n°4) actif au moins de l'âge du Fer au haut Moyen Âge. Ces trois derniers paléochenaux ne sont absolument pas décelables dans la micrographie puisqu'ils occupent une même zone surélevée (*j*). Ils sont uniquement perceptibles grâce à la conductivité de leur remblaiement alluvial.

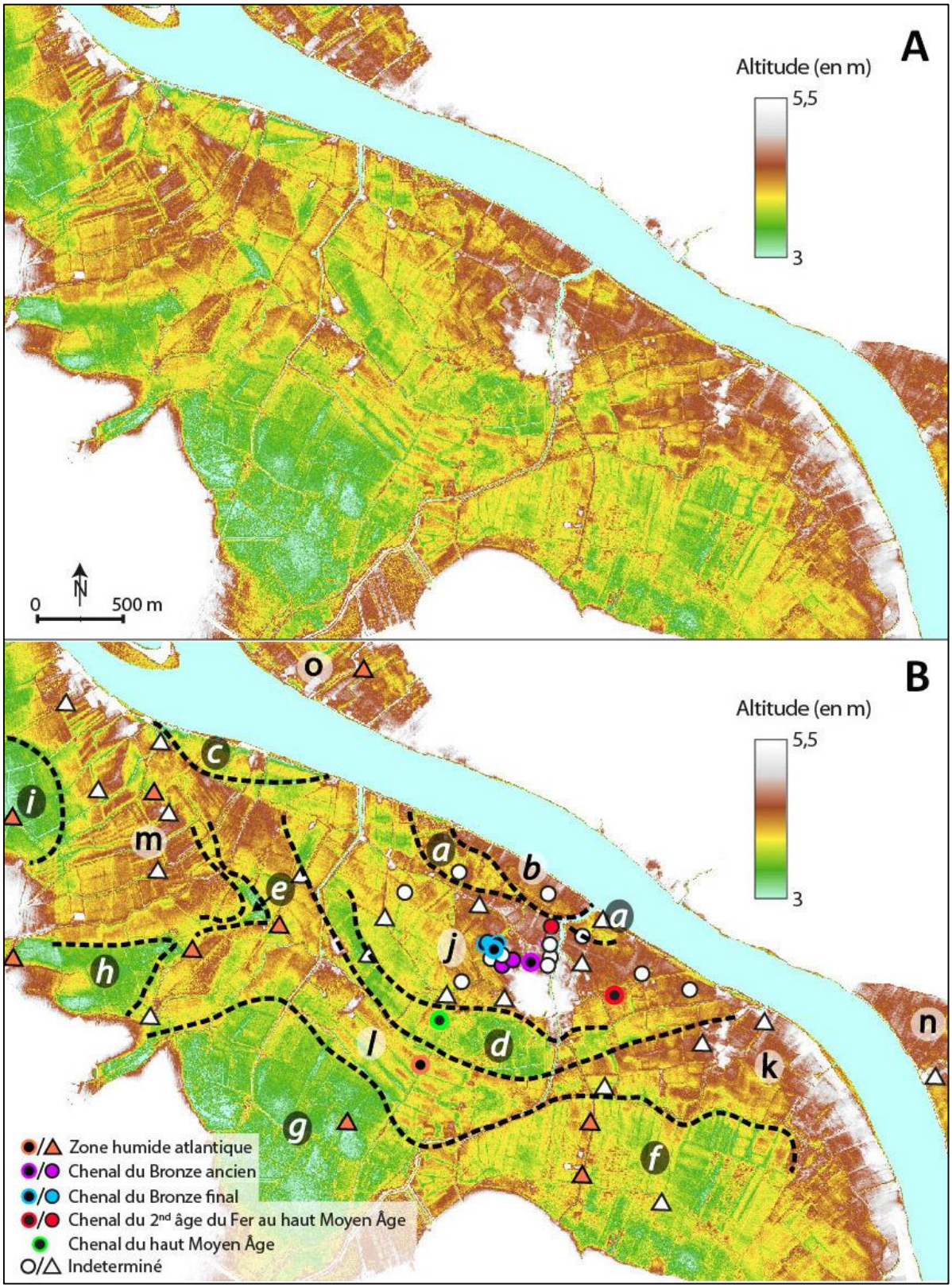


Fig. 102 – Détection de paléo-formes fluviales dans le relief d'Isle-Saint-Georges. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi, traitées sous le logiciel Arcgis. Divers secteurs légèrement surélevés sont mis en exergue. Aucune corrélation ne peut être fait avec les paléo-milieux supposés (figurés ponctuelles sur le document), à l'exception peut-être du chenal (n°2) du haut Moyen Âge et de l'île médiévale.

4.2.3.3. Les données géophysiques : détection en 3D des paléo-milieux datés

À l'image des résultats stratigraphiques et topographiques, les **prospections géophysiques** font état d'une histoire fluviale complexe à Isle-Saint-Georges. La conductivité électrique apparente affiche près d'une quinzaine d'anomalies sur seulement 0,7 km², soit le double par rapport à Langoiran (sur une même surface). La plus conductrice d'entre elles se situe au sud du bourg, dans le secteur interprété précédemment comme une zone humide de l'Atlantique récent (anomalie A, fig. 103). Ses valeurs (50-80 mS/m) sont égales ou supérieures à celles mesurées dans la zone humide à Langoiran (45-60 mS/m), ce qui conforte l'hypothèse d'un milieu humide à eau stagnante. La conductivité diminue légèrement au sud-ouest (anomalie F : entre 40 et 50 mS/m) tout en restant dans la gamme du marécage de Langoiran. Cela pourrait révéler un milieu différent (hypothèse 1) ou une plus faible épaisseur du dépôt vaseux due, par exemple, à la présence d'une île sous-jacente (hypothèse 2). La seconde hypothèse semble plus apte à expliquer l'agencement de l'anomalie. Une autre zone de haute conductivité a été mise en exergue au sud-ouest de la motte castrale, sur une bande linéaire de 80 m de large. Aucun sondage n'a été acquis dans ce secteur pour préciser la nature du sous-sol. Ainsi pourrait-il s'agir d'un paléochenal ou d'un vestige de la zone humide atlantique, laquelle aurait été épargnée par les chenaux fluviatiles postérieurs. En harmonie avec les hypothèses déjà émises, la deuxième hypothèse expliquerait en outre la présence de diverses petites zones conductrices (anomalies B, D, G). Néanmoins, ces dernières pourraient aussi provenir de zones humides asynchrones ou d'autres paléochenaux. Il est particulièrement possible qu'elles soient des reliques des chenaux contournant l'occupation ancienne. En effet, un dernier et vaste espace affiche une conductivité électrique apparente supérieure à 50 ohm/m : il s'étend à l'ouest de l'habitat protohistorique à antique (anomalies E1 et E2) et 200 m au nord (anomalies E3 et E4). Le secteur occidental (anomalie E2) correspond au chenal (n°3) hydrologiquement instable au Bronze final : tous les logs attestant l'existence de ce paléochenal s'y trouvent et la berge associée (sondage ISG1001) se situe à la jonction de la zone conductrice avec un terrain plus résistant (fig. 103). En somme, les prospections géophysiques confirment l'emplacement de la berge et démontre que le chenal (n°3) était assez large (~ 250 m). Cette largeur soulève justement quelques questions car elle n'est observée qu'à cet endroit. Au sud-ouest, le chenal (n°3) semble se réduire à 50 m, voire 115 m au maximum si l'on considère que la zone d'habitat non prospectée est aussi traversée par le cours d'eau, ce qui paraît peu probable. Le rétrécissement pourrait être une réalité – auquel cas la zone d'occupation est une île proche de la rive droite, ou n'être qu'apparent – le paléochenal (n°3) ayant été recoupé par des chenaux postérieurs. Les deux explications sont plausibles. Au nord (anomalies E3 et E4), la haute conductivité est plus intermittente et n'excède pas 150 m de large. Là encore, deux explications sont possibles : soit le chenal (n°3) ne passe pas à cet endroit, soit il a été recoupé par d'autres chenaux. De fait, l'anomalie E4 occupe l'île du XIII^{e} siècle et affiche une stratigraphie qui ne concorde pas avec celle du chenal du Bronze final. L'anomalie E3 est séparée de la zone conductrice occidentale (E2) par une bande de plus haute conductivité de 30 m de large dont la stratigraphie semble également différente du chenal du Bronze final, le log du BRGM n'évoquant aucun litage limons/sables/grave. Ces éléments démontrent que des chenaux postérieurs ont traversé le nord d'Isle-Saint-Georges, sans exclure la possibilité que le chenal (n°3) protohistorique longeait par le nord la zone d'occupation ancienne.

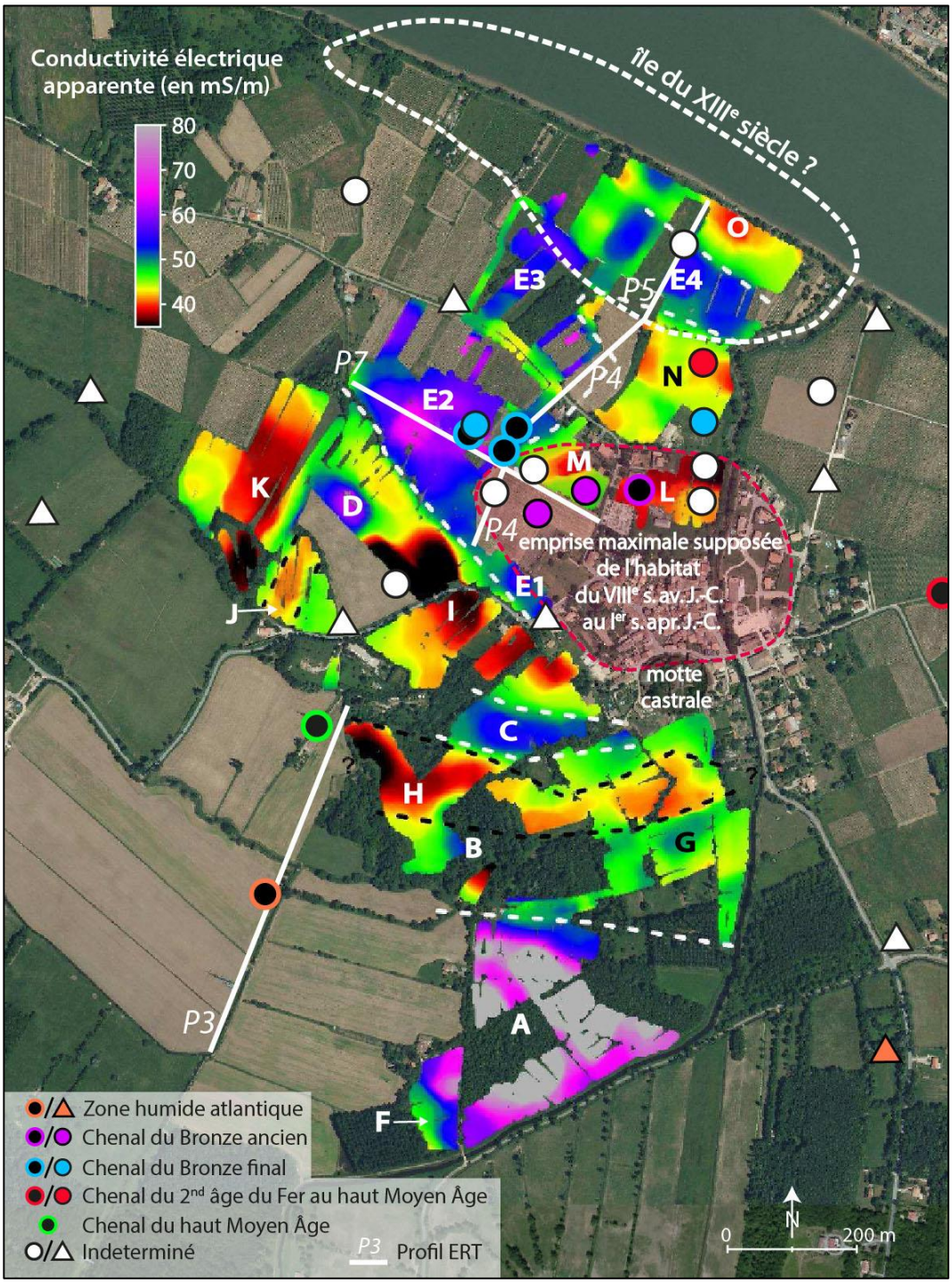


Fig. 103 – Corrélation entre les paléo-milieux et la conductivité électrique apparente à Isle-Saint-Georges. Mesures réalisées par Camus et Mathé, 2011b. Trois milieux sont corrélés à la conductivité apparente : la zone humide atlantique, très conductrice (anomalie A) ; le chenal du Bronze final, aussi très conducteur (anomalie E2) ; le chenal à remblaiement sableux médiévale (anomalie H). Le reste fait état d'une histoire fluviale marquée par une variabilité latérale et des recoupements entre paléo-milieux.

Des anomalies plus résistantes se dessinent entre la zone humide et le chenal (n°3) du Bronze final, avec une conductivité comprise entre 30 et 40 mS/m. L'anomalie H dessine un étroit (~ 50-60 m) couloir sinueux qui correspond, d'après la stratigraphie, au chenal remblayé par des sables au haut Moyen Âge. Sa faible largeur atteste son rang inférieur dans le réseau

hydrographique. L'anomalie I, plus au nord, affiche une configuration identique mais une stratigraphie bien différente qui n'a pu être datée. Il doit s'agir d'un chenal secondaire asynchrone avec le précédent. L'anomalie K, à l'ouest, pourrait être le prolongement de l'anomalie H ou un autre chenal à remblaiement grossier. Rien ne permet d'étayer l'une ou l'autre de ces hypothèses. Les anomalies M et L se positionnent sur la zone d'habitat ancien, dans un secteur où la stratigraphie très diversifiée atteste ponctuellement la présence d'un paléochenal du Bronze ancien (n°5). L'emprise de ce dernier ne peut absolument pas être précisée en raison de la non-prospection des terrains orientaux et septentrionaux et de la forte variabilité du signal électrique à l'ouest et au nord. Enfin, l'anomalie N recoupe une séquence sédimentaire assez similaire à celle du chenal (n°4) actif à l'est du bourg pendant plus d'un millénaire (âge du Fer au Moyen Âge, d'après les datations OSL). Néanmoins, il paraît peu probable qu'elle indique l'emplacement de ce paléochenal car elle ne fait que 70 m de large et s'interrompt brutalement à l'ouest pour laisser place à un secteur plus conducteur (anomalie E3). Au final, il est assez complexe d'interpréter la conductivité électrique apparente du site car elle varie très fortement et met en exergue des anomalies intrinsèques à la stratigraphie parfois hétérogène (cas de l'anomalie L). Seuls la zone humide, le chenal septentrional médiéval (n°2) et le chenal du Bronze final (n°3) ont pu être documentés, mais de façon très partielle. Les profils de tomographie de résistivité électrique sont les ultimes données susceptibles d'éclairer l'emplacement et la géométrie des paléochenaux.

Sept **profils ERT** ont été acquis entre le versant de rive gauche et le chenal actuel (fig. 104).

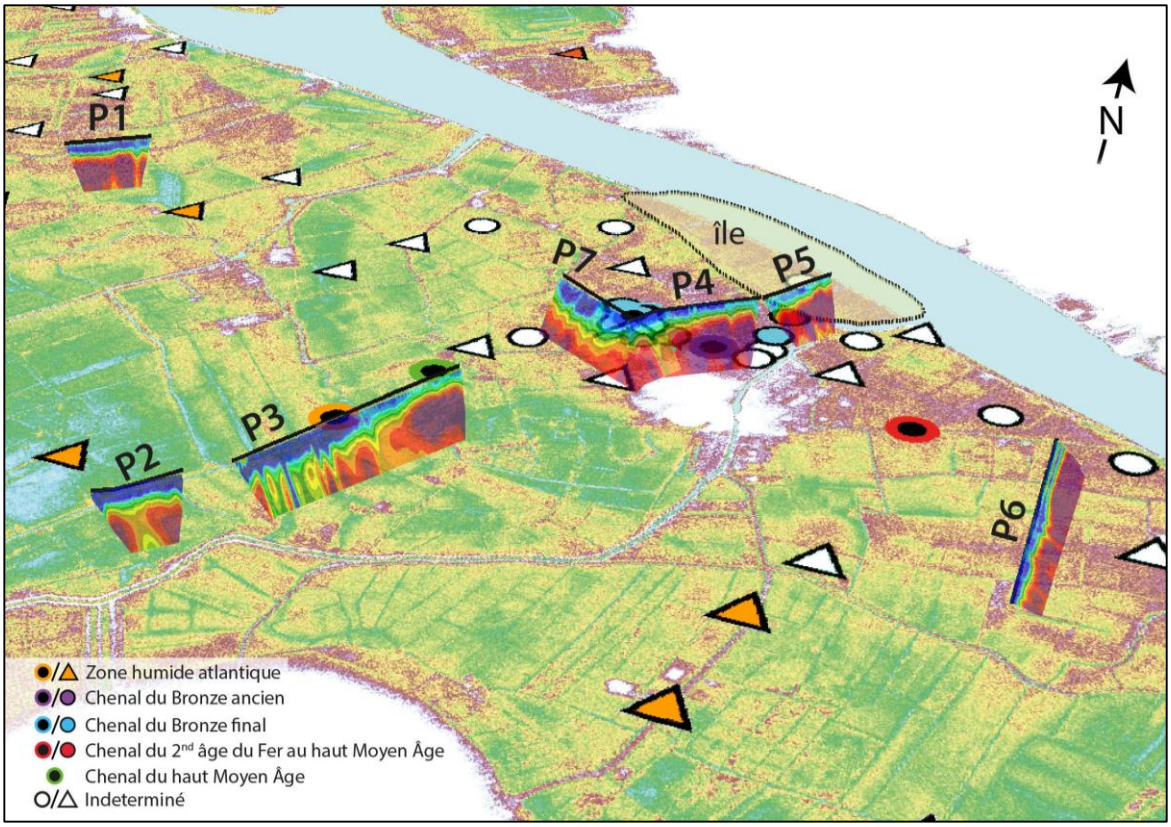


Fig. 104 – Localisation des profils ERT au regard des paléo-milieux supposés à Isle-Saint-Georges. La profondeur des profils est exagérée. La limite de l'île du XIII^{e} siècle se base sur la topographie, le réseau hydrographique et la morphologie des parcelles.

Ils atteignent 189 à 621 m de long (L), 17 à 34 m de profondeur (p) et affichent une gamme de résistivité peu étendue ($8 < \rho < 140$ ohm/m). Leur emplacement a été choisi de façon à acquérir la géométrie des chenaux attestés par la stratigraphie (P3, P4, P5, P7) et à mieux appréhender leur étalement spatial (P1, P2 et P6). Les résultats sont concluants puisque diverses variations latérales ou longitudinales de la résistivité apparaissent au niveau des paléo-milieux datés et au-delà. Les profils sont abordés ci-après d'ouest en est puis d'amont en aval, comme dans le cas des transects stratigraphiques.

- les **profils P2** (L = 189 m ; p = 36 m) et **P3** (L = 594 m ; p = 20 m) forment un unique profil, discontinu sur 90 m, qui recoupe la zone humide atlantique et le chenal (n°2) remblayé par des sables au haut Moyen Âge (fig. 104). Contrairement au site de Langoiran, les principales unités sédimentaires ne peuvent pas être corrélées à un signal électrique particulier car elles affichent une résistivité deux fois moins élevée vers la zone humide qu'au niveau du chenal médiéval ; à l'exemple de la grave ($\rho \geq 29$ puis à 70 ohm/m) ou des limons ($\rho \leq 10{,}5$ puis à 29 ohm/m). Cette variabilité limite considérablement l'extrapolation des données stratigraphiques et la reconstitution géométrique des paléo-formes par le biais de l'analyse séquentielle. Cependant, les grands ensembles de résistivité permettent de distinguer l'agencement global des milieux enfouis. En outre, une profonde (> 13 m) et large (130 m) chute de résistivité confirme la présence d'un chenal sous l'anomalie topographique *l* (zone *d*, fig. 105). Ce chenal est bien plus étroit que l'avaient suggéré les variations altimétriques et la morphologie des parcelles mais est très similaire au remblaiement organique du paléochenal atlantique identifié à Langoiran, à la fois par sa largeur, l'altitude de ses berges (-2/-3 m NGF), sa verticalité et son signal électrique assimilable aux dépôts vaseux ($\rho < 29$ ohm/m). Le chenal est encadré par deux zones de faible conductivité (*c* et *e*) aux limites confuses. L'entité résistante sud-occidentale (*c*) se situe dans la zone d'interruption du profil (*b*). Elle pourrait donc s'étaler jusqu'à cet endroit ou bien au-delà. Il est particulièrement possible que le secteur peu conducteur présent au début du profil (*a*) ne soit que son prolongement puisqu'il affiche une colonne de résistivité identique. Cette interprétation exclut deux réductions intermédiaires du signal électrique considérées comme des imprécisions inhérentes à la périphérie des pseudo-sections (fig. 105). L'entité résistante nord-orientale (*e*) diffère de celles précédemment citées par la présence de trois étroites zones d'augmentation de la conductivité. Les deux premières sont considérées comme des erreurs (valeurs négatives lors des mesures) tandis que la troisième correspond à une réalité stratigraphique comme l'atteste son faciès tourbeux. D'ailleurs, l'épaisseur du dépôt organique permet de supposer que l'intégralité des entités tout juste mentionnées a été recouverte par la zone humide, de même que l'entité *f* adjacente. Celle-ci marque une augmentation locale de la conductivité, sur environ 30 m de large et 3-5 m de profondeur (chenal, dépression fermée ?), qui fait la transition avec un secteur résistant à plus grande proximité de la surface (toit à environ 1 m NGF ; *g*). La très faible conductivité de cette dernière entité (*g*) pourrait provenir d'une épaisse unité sédimentaire grossière sur le substrat marneux présent vers -10 m NGF (altitude constatée sur les logs du BRGM proximaux). Il s'agit certainement de la surimposition de la charge de fond du chenal (n°2) médiéval à un ensemble de graviers et galets antérieur (nappe pléistocène). Au final, l'ensemble du profil reste difficile à interpréter. Il est certain qu'un profond chenal de 130 m de largeur a traversé le secteur et il est probable qu'il ait été remblayé puis

fossilisé par des sédiments organiques (zone humide), tout comme les milieux environnants. Il pourrait s'agir d'un système d'îles et de bras multiples *ante*/*syn* atlantique, comme supposé à Langoiran. Cela est suggéré par la géométrie comparable du chenal et son encadrement par des entités résistantes dont le point culminant égalise (banc ?) ou excède (île ?) la ligne d'eau à pleins bords. Le sondage réalisé dans l'une de ces entités fait état du passage sans transition d'une grave coiffée de 10 cm de sables à des limons organiques, ce qui corrobore l'hypothèse d'un banc. La zone résistante septentrionale est plus énigmatique. Son agencement convexe n'évoque pas un chenal mais une île, un banc ou une entité excisée par des cours d'eau asynchrones. Son sommet a été recoupé par un chenal (n°2) médiéval presque indécelable sur la pseudo-section. Le couplage entre le profil ERT, la cartographie de conductivité électrique apparente et la stratigraphie permet tout de même d'estimer la largeur de ce chenal (n°2) à 60 m et sa profondeur maximale à 5 m. Par ailleurs, une autre chute de la résistivité apparaît à l'extrémité nord du profil (fig. 104). Elle pourrait être corrélée au chenal (n°3) du Bronze final (profil 4).

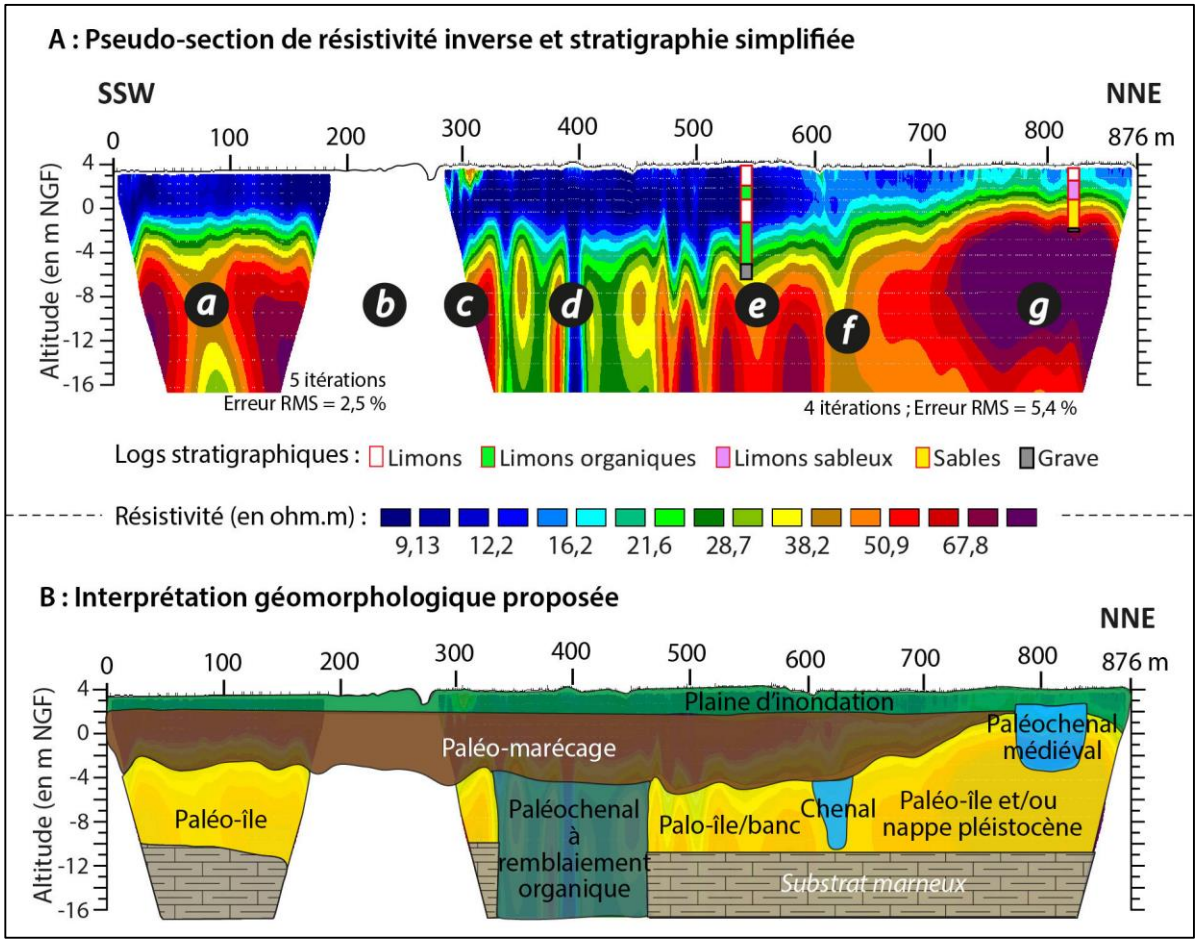


Fig. 105 – Profils ERT P2 et P3 d'Isle-Saint-Georges. Espacement inter-électrode de 3 m ; pseudo-section construite par Clément Virmoux ; rapport profondeur/distance : 1/10. En réalité, le profil P2 atteint 32 m de profondeur. Ici, il a été coupé à 20 m pour s'aligner sur le second profil, ce qui fut permis par l'absence d'alluvions holocène au-delà de cette profondeur.

- les **profils P4** (L = 453 m ; p = 17 m) et **P5** (L = 216 m ; p = 20 m) prolongent la pseudo-section précédente jusqu'au chenal actuel, après une interruption de 320 m (fig. 104). Ils traversent théoriquement le chenal (n°3) du Bronze final, l'île du XIII^{e} siècle apr. J.-C. et son chenal connexe. Ces hypothèses sont corroborées par la présence de deux secteurs de moindre résistivité (fig. 106). Le premier (*b*) correspond sans nul doute au paléochenal (n°3) du I^{er} millénaire av. J.-C. puisqu'il comprend les deux logs stratigraphiques datés de cette période. Il est recoupé sur 60 m, atteint environ 0 m NGF d'altitude et 5 m de profondeur. Cette largeur est particulièrement intéressante car elle ne coïncide pas avec l'anomalie E de forte conductivité électrique (fig. 103). D'après celle-ci, le profil P4 devrait traverser le chenal (n°3) protohistorique sur 380 m. Dans les faits, il ne le recoupe qu'entre les points métriques 135 et 195 (b) et affiche une zone de plus forte résistivité de part et d'autre (*a* et *c*). Deux explications peuvent justifier l'agencement des données électriques et, plus particulièrement, la faible largeur du chenal (n°3) : 1) la berge de rive droite possédait un tracé sinueux, 2) le chenal recoupé est de rang inférieur au chenal occidental qu'il rejoint par le nord du site ancien. La première hypothèse est difficile à valider car elle suppose un chenal sub-perpendiculaire au fond de vallée qui ne correspondrait pas à l'anomalie de forte conductivité au SW du bourg (E1 ; fig. 103). La seconde hypothèse implique l'existence d'une île au niveau de l'agglomération protohistorique. Dans ce scénario, la zone de plus forte conductivité *a* serait encerclée par trois bras synchrones (chenal n°3) : le bras de 60 m au nord (*b*), le large bras à l'ouest (anomalie E2 de la conductivité ; fig. 103) et un bras plus étroit au sud (anomalie E1). En outre, une telle configuration pourrait expliquer le nom de la commune et la limite d'expansion de l'habitat ancien. Elle éclairerait surtout les différences stratigraphiques observées entre le transect latéral (TSI) et celui longitudinal (TS2). Pour rappel, tous les logs prélevés dans ce secteur présentent une alternance d'unités sédimentaires grossières et fines fossilisées par des limons sableux jusqu'au sommet de la berge (log ISG1001) mais la profondeur, la granularité, l'épaisseur et la régularité des lits diffèrent entre le log issu de la zone de 60 m et ceux provenant du secteur occidental. De fait, dans l'emprise de la pseudo-section, les unités sont moins profondes, plus régulières et moins diversifiées. Cela avait été interprété comme une plus grande proximité à la berge mais pourrait aussi bien être dû à une géométrie et une puissance spécifique différente. D'après les épées trouvées dans le cours actuel de la Garonne (Colin *et al.*, 2015), il est possible qu'un autre chenal passait bien plus au nord de ceux évoqués jusqu'alors, ce qui permet d'envisager l'entité conductrice *c* comme une seconde île et signifierait un système fluvial anastomosé au Bronze final. En ce qui concerne la deuxième zone conductrice (*d*), elle est suggérée par le plongement de la résistivité à la fin du profil P4 et au début du profil P5 qui lui est distant de 10 m. Cette décroissance n'est pas considérée comme une imprécision de la pseudo-section car elle apparaît clairement sur les données brutes et est relativement longue (45 m sur le profil P5). Par ailleurs, elle coïncide au SW avec la limite supposée de l'île médiévale, ce qui démontre qu'il s'agit très certainement du chenal synchrone. Ce dernier faisait 60 m de large et présentait des berges dissymétriques, celle de rive gauche avoisinant +2 m NGF et celle de rive droite +0,5 m NGF. L'altitude de +2 m NGF n'était atteinte par l'île (*e*) que dans sa partie médiane, à 120 m du chenal. Toute la section intermédiaire devait donc être couramment émergée lors des hautes eaux, ce qui expliquerait qu'elle apparaisse comme particulièrement conductrice sur la carte de conductivité électrique (anomalie E4). Cette topographie irrégulière pourrait être héritée du passage d'un ancien chenal.

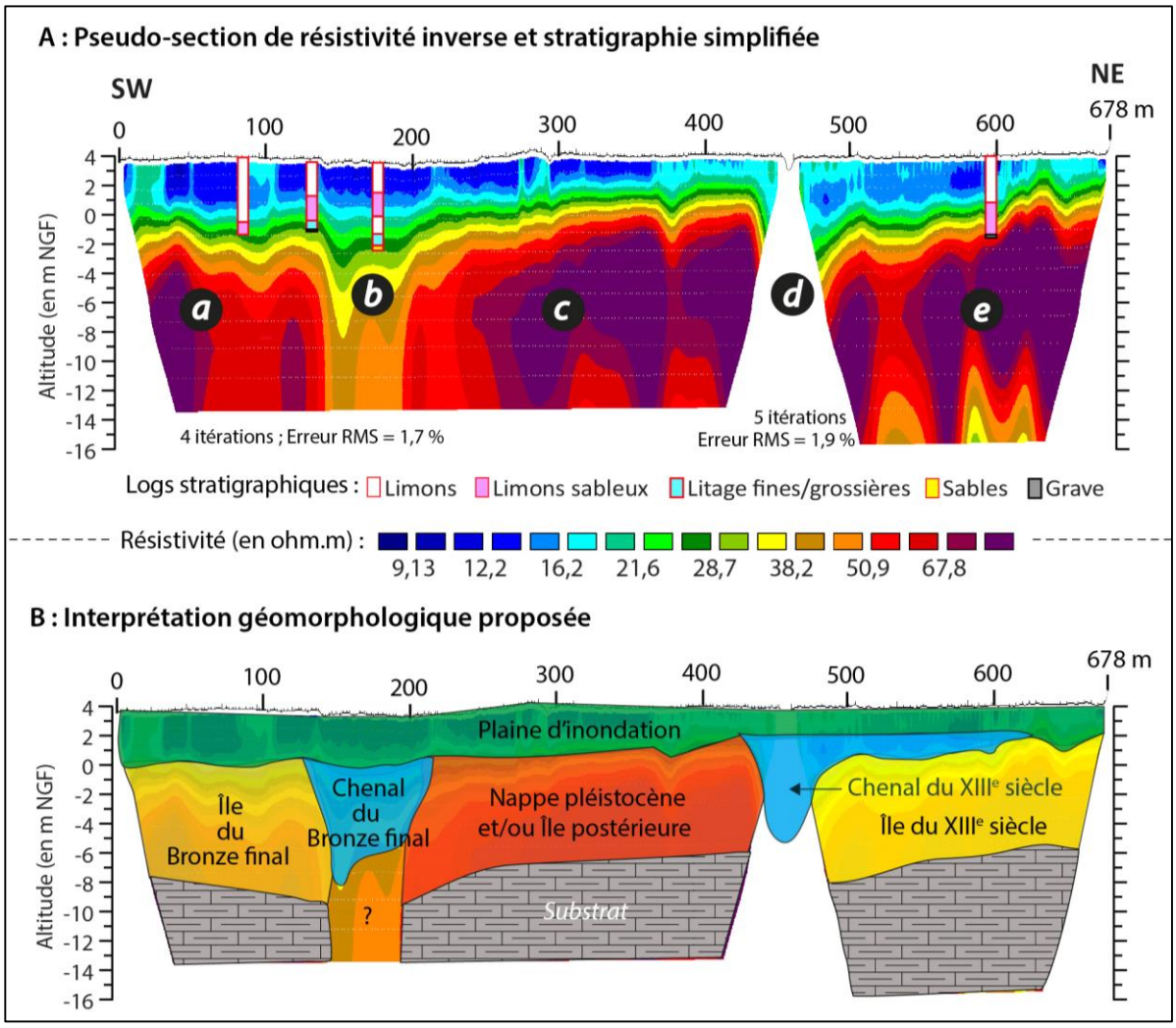


Fig. 106 – Profils ERT P4 et P5 d'Isle-Saint-Georges. Espacement inter-électrode : 3 m ; rapport profondeur/distance de la pseudo-section : 1/10.

- le **profil P7** (L = 447 m ; p = 17 m) est perpendiculaire à la pseudo-section précédente qu'il recoupe par la berge du Bronze final (sondage ISG1001). Il devrait ainsi traverser en large ce paléochenal (n°3) et pénétrer celui du Bronze ancien (n°5) sous-jacent à l'habitat ancien (fig. 104). Dans les faits, il n'y a aucune trace électrique du dernier paléochenal cité (fig. 107). Sa présence avait été supposée par extrapolation des données chronostratigraphiques du sondage ISG1006 situé 90 m en amont. Il semblerait donc que cette extrapolation soit erronée. Il se pourrait également que la grave datée du Bronze ancien soit en réalité un banc antérieur ou la nappe pléistocène, auquel cas la datation est inexacte (tronc contaminé). La seule certitude à la vue du profil ERT est l'absence d'un cours d'eau des âges des Métaux (n5°) sous l'habitat protohistorique prospecté par tomographie (*a*). À l'inverse, le chenal (n°3) daté du Bronze final est confirmé en aval (*b*), à l'emplacement mis en exergue par la conductivité électrique (anomalie E1 ; fig. 103). La berge hypothétique et celle qui lui fait face sont bien visibles, de même que le fond du chenal. Cela permet d'estimer la largeur maximale du chenal (n°3) à 280 m et sa profondeur moyenne à 6 m. Au vu de ces dimensions et des anomalies de conductivité électrique méridionales ponctuellement comparables (D, C, E1), il est possible que le chenal ait contourné aussi la zone d'habitat par le sud.

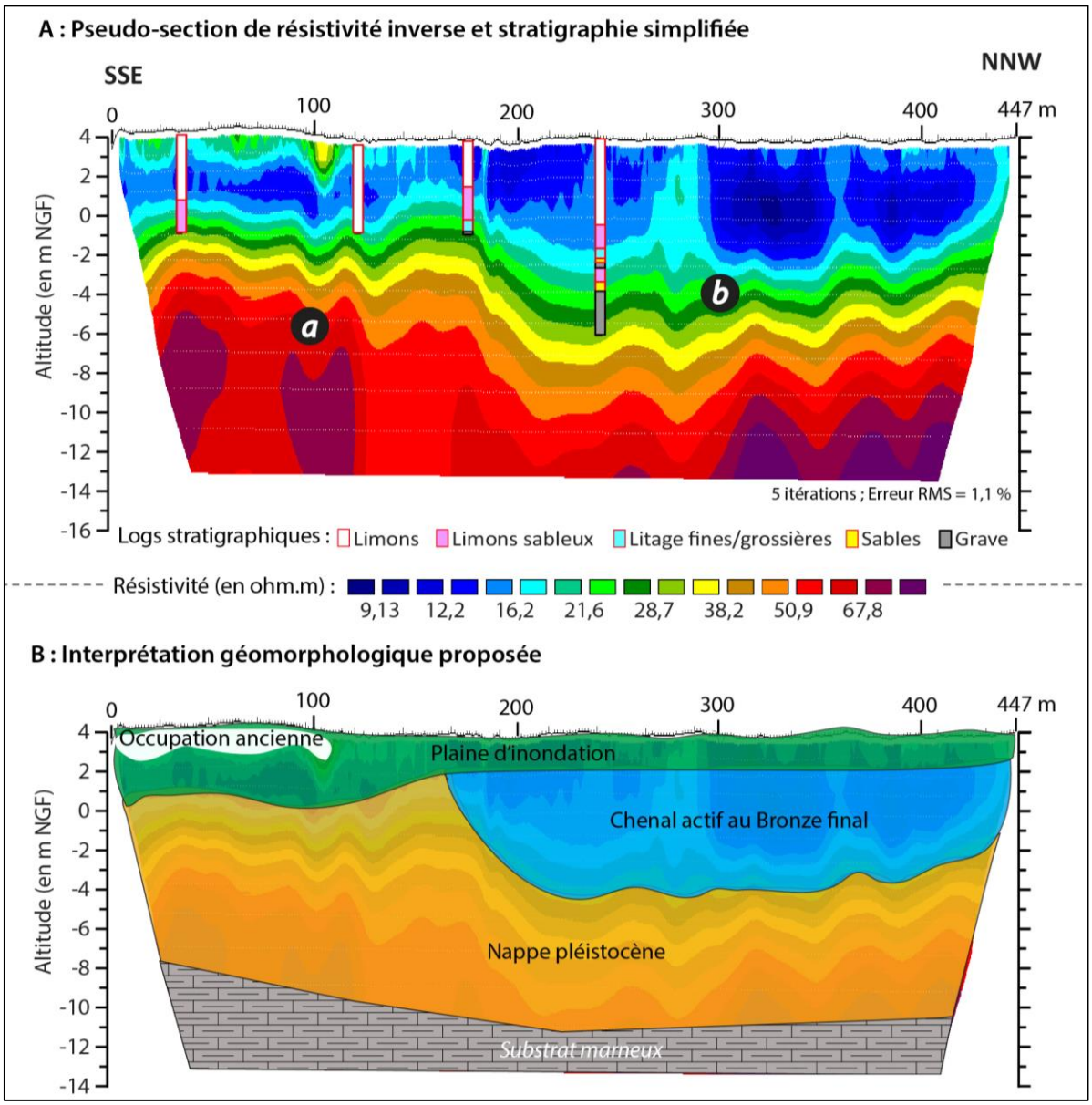


Fig. 107 – Profils ERT P7 d'Isle-Saint-Georges. Espacement inter-électrode : 3 m ; rapport profondeur/distance de la pseudo-section : 1/10.

- le **profil P6** (L = 621 m ; p = 17 m) a été réalisé en amont de tous les précédents, à 500 m du bourg et en travers du fond de vallée (fig. 104), dans l'espoir de recouper le chenal (n°4) actif de l'âge des Métaux aux Moyen Âge et celui (n°1) de l'Atlantique. La pseudo-section atteste l'existence d'au moins un paléochenal (*b*, fig. 108). Sa proximité avec la surface et sa profondeur modérée tend à démontrer qu'il ne s'agit ni du chenal (n°1) antérieur à la zone humide atlantique ni du chenal (n°3) du Bronze final. À l'inverse, il pourrait tout à fait être question du chenal (n°4) protohistorique à médiéval. Aucun log stratigraphique n'est présent sur le profil pour le confirmer. Néanmoins, la charge de fond de ce paléochenal apparaît à une profondeur de -0,5 m NGF dans le sondage extrait à 275 m du profil, ce qui correspondrait sur la pseudo-section à une résistivité supérieur ou égale à 21,6-32 ohm/m (strates vertes ; fig. 108), soit le seuil électrique de la charge de fond de tous les grands paléochenaux fluviatiles antérieurs. Cette corrélation appuie l'interprétation de l'entité *c*

comme le paléochenal (n°4) contemporain de l'occupation ancienne. Sa largeur peut être évaluée à 260 m, sa profondeur moyenne à 4,3 m au Moyen Âge et à 6 m au V^e^ siècle av. J.-C. Par ailleurs, l'alignement de l'anomalie électrique (*b*) avec le sondage de référence suggère que le chenal (n°4) protohistorique à médiéval passait au nord du bourg. Cette idée concorde avec la présence, dans ce secteur, d'un log à la stratigraphie similaire et expliquerait la partie abaissée de l'île du XIII^e^ siècle, cette dernière affichant également une résistivité supérieure ou égale à 21,6-32 ohm/m vers -0,5 m NGF. En somme, le chenal (n°4) actif à l'âge du Fer et au haut Moyen Âge devait contourner la zone d'occupation au nord et à l'est. La pseudo-section démontre la présence d'une autre entité électrique assez comparable au sud (*a*). Son altitude est légèrement inférieure à la précédente et elle n'affiche pas d'accroissement de la résistivité au sud, ce qui démontre qu'il n'y a pas de berge ou que celle-ci n'a pas été atteinte. Il pourrait s'agir du même chenal, d'un cours d'eau asynchrone et/ou d'un secteur fossilisé par la zone humide atlantique. La première hypothèse paraît moins probable et les autres ne peuvent être vérifiées. L'entité *a* reste donc inexpliquée. La dernière, localisé au nord du profil (c) est aussi difficile à interpréter. Sa forte conductivité à seulement quelques mètres de la surface pourrait révéler une nappe pléistocène et/ou une île fluviale holocène.

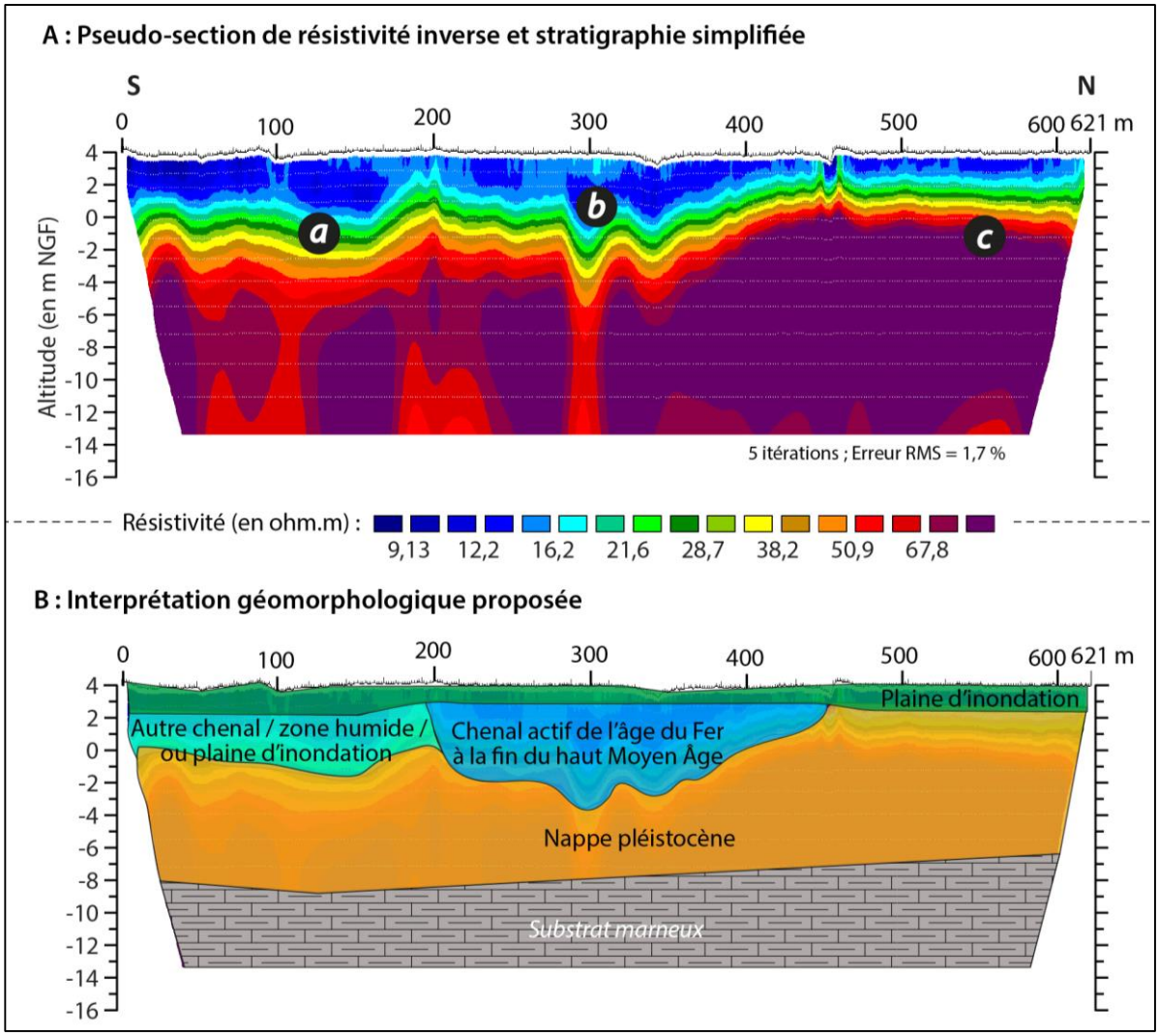


Fig. 108 – Profils ERT P6 d'Isle-Saint-Georges. Espacement inter-électrode : 3 m ; rapport profondeur/distance de la pseudo-section : 1/10.

- l'ultime **profil P1** (L = 234 m ; p = 17 m) a été réalisé 2 km en aval du bourg dans un secteur interprété jusqu'alors comme un couple d'îles/bancs et de chenaux (anomalies topographiques *m* et *e*) fossilisés à l'Atlantique par une zone humide (présence de vases à proximité : fig. 104). La pseudo-section confirme la présence d'une dépression de moindre résistivité (*b*, fig. 109) à l'emplacement de l'anomalie topographique *e* interprétée comme un paléochenal. Ce dernier apparaît de très petite taille : environ 30 m de large sur 3 m de profondeur. Sa nature et sa période d'activité restent inconnues. Le reste du profil (*a* et *c*) est identique, par sa résistivité, son altitude et son agencement, au profil P2 interprété comme un banc alluvial recouvert d'un marécage atlantique. Le manque de données ne permet pas d'appuyer la corrélation.

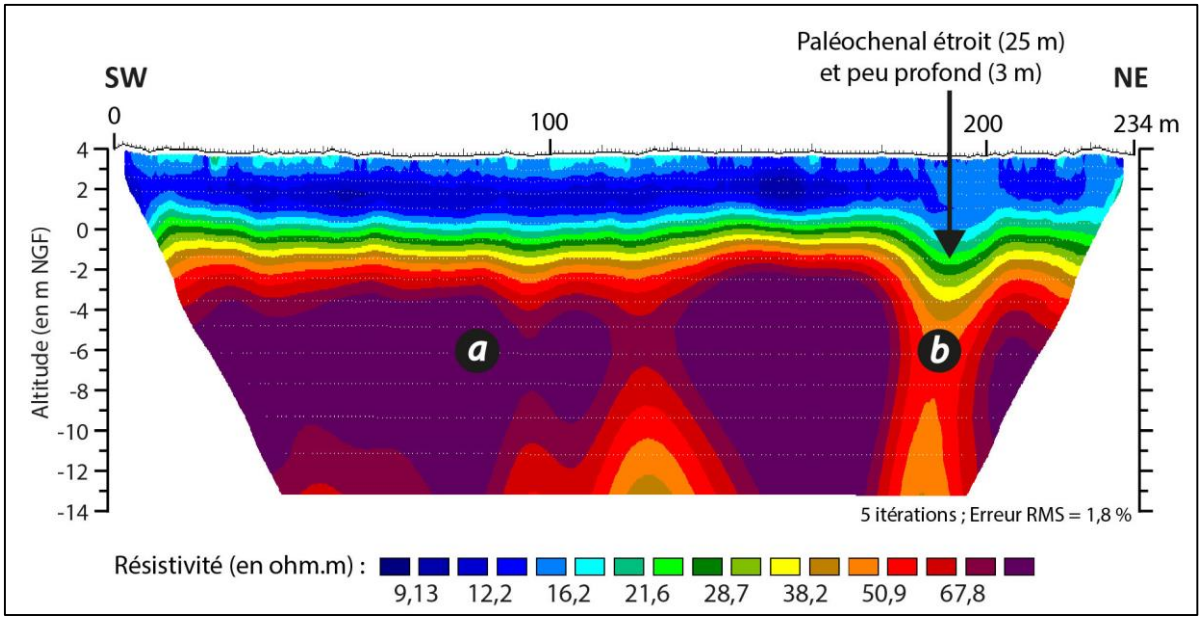


Fig. 109 – Profils ERT P1 d'Isle-Saint-Georges. Espacement inter-électrode : 2 m ; rapport profondeur/distance de la pseudo-section : environ 1/5.

En conclusion, les pseudo-sections se sont révélées très difficiles à interpréter à cause du manque de données stratigraphiques, de la discordance entre les unités sédimentaires et les données électriques et de la forte variabilité (horizontale et verticale) de la résistivité électrique apparente. Malgré tout, il semblerait que :

1) la zone humide de l'Atlantique récent ait fossilisé un chenal (n°1) très profond (> 13 m), large de 130 m, ainsi que les milieux adjacents, parmi lesquels un large banc alluvial ;

2) l'existence d'un chenal (n°5) du Bronze ancien ne soit pas avérée ou, tout du moins, pas dans le secteur prospecté ;

3) le paléochenal (n°3) du I^{er} millénaire avant J.-C. contournait bel et bien le site d'occupation protohistorique et antique par l'ouest, voire aussi par le sud et le nord grâce à une division du chenal autour d'une île fluviale. Sa largeur moyenne est difficile à estimer car l'emprise spatiale du chenal reste très incertaine. Elle peut être proposée à 180 m et sa profondeur à 6 m, pour un talweg vers -5 m NGF ;

4) le chenal (n°4) actif de l'âge des Métaux à la fin du haut Moyen Âge contournait la zone d'habitat ancien par le nord et l'est. Son talweg est placé à -4 m NGF au IV^{e} siècle av. J.-C.

et à -1 m NGF à la fin de son fonctionnement, pour des profondeurs moyennes estimées à 6 m et 4,3 m, respectivement. Sa largeur est évalué à 260 m ;

5) le paléochenal (n°2) à remblaiement sableux du haut Moyen Âge était un chenal de rang inférieur et aux dimensions modérées (60 m de large ; 5 m de profondeur) ;

6) la paléo-île fluviale du Moyen Âge classique était séparée du bourg par un chenal de 60 m de large dont la profondeur reste inconnue.

4.2.4. Essai de quantification hydraulique

Les précisions géométriques précédentes permettent de tenter à présent une caractérisation hydraulique des chenaux des âges des Métaux et médiévaux. Pour rappel, six variables sont nécessaires pour évaluer simultanément la capacité totale (C), le débit maximal (Q_{max}) et la puissance spécifique (ω) à pleins bords d'un cours d'eau, à savoir : la largeur, la profondeur moyenne, la section mouillée, le rayon hydraulique, la médiane granulométrique et la pente de la ligne d'eau (Arnaud-Fassetta, 2008). Les quatre premières ont été estimées à partir des données électriques. La cinquième (P_{50}) a été calculée grâce aux analyses granulométriques. La dernière n'a pas pu être déterminée alors qu'il s'agit d'un paramètre clef en hydraulique. Pour évaluer quand même les grandes tendances d'évolution du débit et de la puissance spécifique, la pente a été considérée comme identique à l'actuelle pour toutes les périodes considérées, soit $1{,}2.10^{-4}$ m/m.

Au final, il semblerait que le chenal (n°3) du Bronze final ait eu une capacité totale modérée de 1080 m², un débit maximal élevé de l'ordre de 1670 m^3/s et une puissance spécifique faible d'environ 10,9 W/m². La capacité s'est accrue à 1560 m² au début du second âge du Fer, dans le chenal (n°4) oriental à la zone d'occupation ancienne, ce qui s'est accompagné d'une augmentation du débit maximal et de la puissance spécifique du cours d'eau passés respectivement à 2910 m^3/s et 13 W/m². L'aggradation du chenal actif, qui a perduré jusqu'au début du Moyen Âge classique, a occasionné une nouvelle baisse de la capacité (C = 1120 m²) et des autres paramètres hydrauliques. De fait, le débit maximal du chenal (n°4) oriental est évalué à 1860 m^3/s aux X^{e}-XI^{e} siècles apr. J.-C. et la puissance spécifique à 8,4 W/m². Le chenal (n°2) secondaire synchrone de la fin de l'Antiquité tardive au haut Moyen Âge devait posséder une capacité (300 m²) et un débit maximal réduits (375-415 m^3/s) mais une puissance spécifique assez comparable (7,3-8,2 W/m²). De nos jours, la capacité de la Garonne est plus élevée que ces divers paléochenaux alors que le débit maximal et la puissance spécifique semblent bien plus faibles. Les quantifications hydrauliques contemporaines n'ont pas pu être réalisées en totalité à Isle-Saint-Georges en raison de l'absence de données relatives à la charge de fond et au débit. Néanmoins, elles ont été possibles à Bordeaux, 14 km en aval, grâce au réseau de surveillance MAGEST qui renseigne un débit maximal actuellement autour de 1000 m^3/s à Bordeaux (Etcheber *et al.*, 2007), soit une puissance spécifique d'environ 2,8 W/m² pour une capacité totale de 6090 m².

En somme, la capacité à pleins bords du fleuve n'aurait eu de cesse de diminuer de l'âge des Métaux au Moyen Âge avant d'augmenter considérablement à l'époque moderne.

Parallèlement, le débit maximal et la puissance spécifique se seraient temporairement accrus au second âge du Fer, avant de s'abaisser et d'atteindre, de nos jours, des valeurs particulièrement faibles. Selon la classification de Brookes (1990), les paléo-puissances spécifiques attestent une certaine stabilité (méandres inactifs) alors que l'énergie actuelle témoigne d'une tendance du cours d'eau à sédimenter. Cette tendance peut être corrélée à la dynamique estuarienne et au bouchon vaseux connexe, ce qui pousse à s'interroger sur l'influence tidale antérieure. Elle pourrait aussi être liée au l'approfondissement du chenal d'origine anthropique. Les facteurs de contrôle seront abordés ultérieurement (chapitre 6). Cependant, la réflexion doit être modérée dès maintenant par la très grande fragilité des estimations due aux importantes imprécisions inhérentes à la géométrie des paléochenaux et à la valeur arbitraire de la pente utilisée pour les calculs. Par ailleurs, cette reconstitution hydraulique n'est valable que pour un chenal unique ; or, de réelles incertitudes existent sur la nature du système fluvial du I^{er} millénaire av. J.-C. (bras multiples ?) et sur son asynchronicité avec les chenaux orientaux…

4.2.5. Synthèse sur les paléoenvironnements fluviaux à Isle-Saint-Georges

Un grand nombre d'archives sédimentaires asynchrones ont été conservées à Isle-Saint-Georges. Leur diversité témoigne de l'instabilité latérale, longitudinale et hydrologique de la Garonne depuis l'Atlantique, ce qui rend la reconstitution paléoenvironnementale très complexe. Quelques grands temps forts de l'histoire fluviale locale peuvent tout de même être esquissés en considérant les résultats chronométriques fiables (fig. 110).

📖 À partir de 5650 av. J.-C. (± 100 ans), une sédimentation organique a contribué au remblaiement d'un profond chenal (> 13 m pour 130 m de large ; chenal n°1), situé à proximité du versant de rive droite, et à la fossilisation des milieux environnants parmi lesquels un large banc graveleux. Cette sédimentation a exhaussé le fond de vallée des millénaires durant, malgré une période d'interruption, jusqu'à une altitude d'environ +2 m NGF. La chronologie n'a pu être précisée. Par ailleurs, le faible ratio largeur/profondeur du chenal remblayé (< 10) et la présence d'un large banc latéral tendent à démontrer que le chenal n'est pas unique mais de type anastomosé. Ce résultat s'appuie sur les similitudes géométriques qu'entretient le chenal d'Isle-Saint-Georges avec ceux de Langoiran contemporains de l'Atlantique ancien.

📖 De l'âge des Métaux au Moyen Âge classique, plusieurs chenaux synchrones et asynchrones ont pris place à proximité du bourg d'Isle-Saint-Georges. Il est particulièrement difficile de déterminer leur agencement spatio-temporel car les vestiges sont parsemés, entrecoupés par des plaines alluviales rarement pleinement identifiées et peu, ou mal, calées dans le temps. Les seules certitudes – sous réserve de l'exactitude des repères chronologiques – est la présence de quatre portions fluviales totalement ou partiellement asynchrones autour de l'habitat ancien :

- un chenal aux dimensions modérées (largeur moyenne supposée ≈ 180 m, profondeur ≈ 6 m ; chenal n°3) contournait l'agglomération ancienne par l'ouest au Bronze final. Il a

connu une forte variabilité hydrologique au cours du IX^{e} siècle av. J.-C. jusqu'au second âge du Fer, au plus tard. Son début d'activité remonte certainement au II^{e} millénaire av. J.-C. (au moins) ;

- un autre chenal plus large ($l \approx 260$ m ; chenal n°4) contournait l'habitat ancien par le nord et l'est. Il a fonctionné énergiquement depuis au moins le début du second âge du Fer jusqu'à la fin du haut Moyen Âge/début du Moyen Âge classique. Un accroissement de la compétence du fleuve a été observé entre ces deux périodes. Parallèlement, le chenal actif (n°4) a aggradé de plusieurs mètres, ce qui a réduit sa profondeur (estimée à environ 6 m au IV^{e} siècle av. J.-C. contre 4,3 m au X^{e} siècle apr. J.-C.) ;
- un chenal aux dimensions réduites ($l \approx 60$ m, $p \approx 5$ m ; chenal n°2) était aussi actif au haut Moyen Âge au sud du bourg. Il a été remblayé rapidement par des dépôts sableux suite à la réduction de son hydraulicité. Sa fin d'activité est datée du VII^{e} siècle apr. J.-C.
- un chenal de même largeur mais à profondeur indéterminée isolait une île de 930 m de long au XIII^{e} siècle apr. J.-C. au nord d'Isle-Saint-Georges. Elle a été rattachée à la berge depuis au moins le XVIII^{e} siècle.

La stratigraphie permet de supposer que 1) le chenal (n°3) du Bronze final excisait une île à l'emplacement de l'habitat protohistorique et 2) ce chenal (n°3) situé à l'ouest du bourg est synchrone de l'âge du Fer (1er voire 2nd) avec le chenal (n°4) actif à l'est du bourg aux époques protohistorique, antique et médiéval.

Enfin, les épées mises au jour par dragage semblent indiquer qu'un autre chenal du Bronze final épousait le tracé actuel de la Garonne entre Cambes et Isle-Saint-Georges.

De là, il semble pertinent de proposer le scénario d'un style fluvial proche de l'anastomose à l'Âge du Bronze et métamorphosé au Moyen Âge classique. L'acquisition du style anastomosé pourrait résulter de la réactivation de bras secondaires atlantiques dans un contexte d'incision. S'en est suivi une forte instabilité hydrologique dès la fin du Bronze final qui a conduit au remblaiement hétérogène de certains bras, tel que celui à l'ouest du bourg, au profit d'un gain de compétence d'autres chenaux, comme celui oriental. Il est possible que des zones humides se soient mises en place parallèlement dans la plaine d'inondation, comme le suggère une zone très conductrice au NW du bourg (anomalie E2 et une partie de E3 ; fig. 103) qui ne correspond pas à un paléochenal (profil ERT P4). Entre le second âge du Fer et la fin du haut Moyen Âge, la désactivation des chenaux secondaires s'est poursuivie, provoquant *de facto* une réduction de leur puissance spécifique (< 10 W/m²) et un phénomène d'aggradation dans les chenaux restés actifs. Au Moyen Âge classique, le fleuve a définitivement adopté un style à chenal unique suivant un tracé sensiblement similaire à l'actuel. De rares îles fluviales de dimension modestes ont persisté quelques siècles dans le chenal actif avant d'être rattachées à la berge. De nos jours, le fleuve affiche un chenal subrectiligne à Isle-Saint-Georges avec une unique île fluviale – l'une des seules dans la Garonne maritime –, une profondeur relativement importante en comparaison de celle médiévale et une puissance spécifique très faible qui indique, désormais, une tendance à la sédimentation.

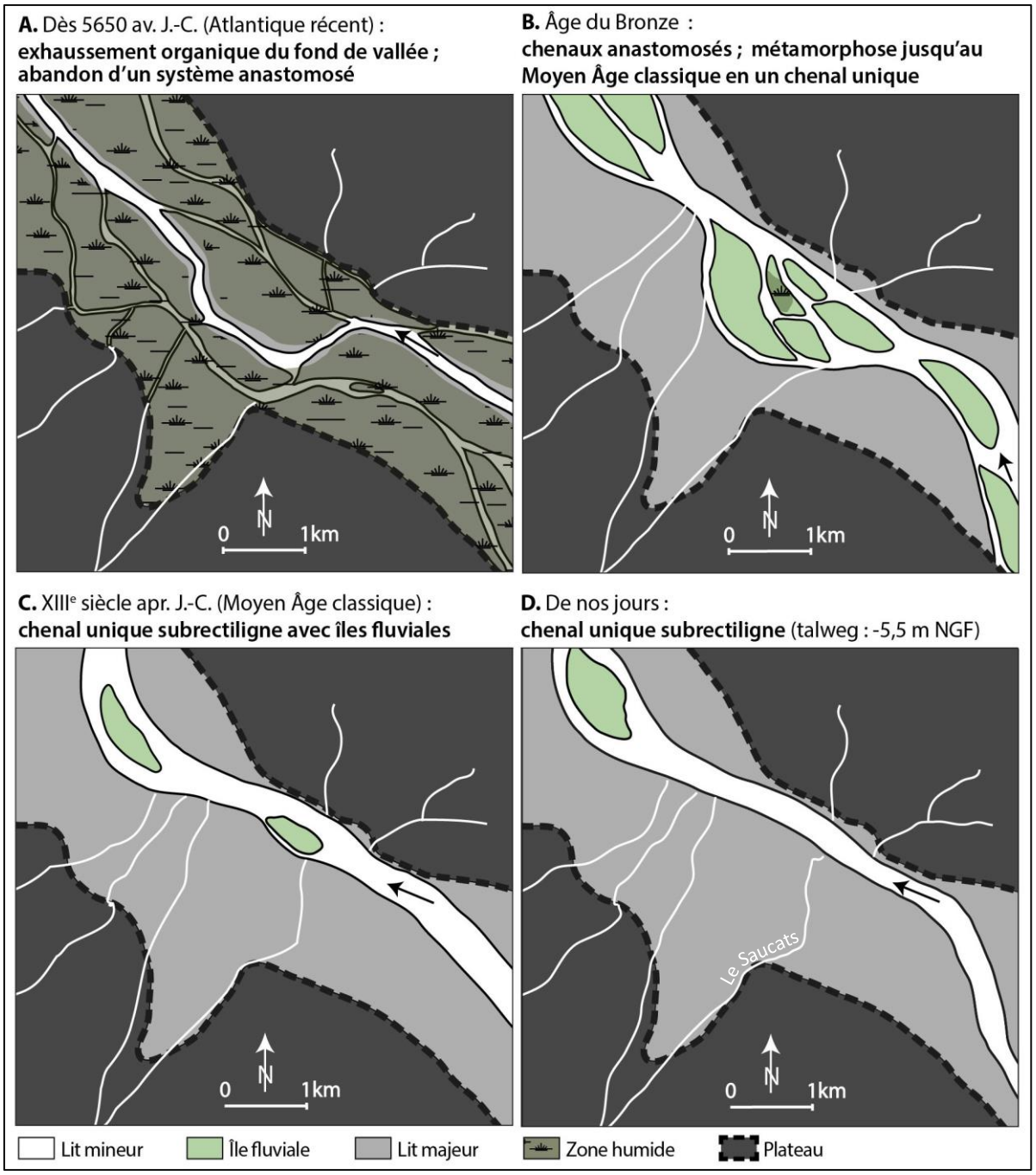


Fig. 110 – Scénario simplifié de l'évolution holocène de la Garonne à Isle-Saint-Georges. Cette proposition n'intègre pas le paysage végétal et comprend diverses incertitudes, en particulier concernant la période atlantique. La cartographie repose sur un couplage entre stratigraphie, réseau hydrographique actuel, morphologie du parcellaire, mesures électriques, microtopographie et données archéologiques.

4.2.6. Conclusions géoarchéologiques sur l'agglomération protohistorique à antique d'Isle-Saint-Georges

D'après le scénario tout juste présenté et les données archéologiques (fig. 90), les sociétés de la toute fin de l'âge du Bronze final se sont établies sur une île fluviale de dimensions modérées (~ 900 de long, 400 m de large ; fig. 111). Dans le même temps, la Garonne est passée d'une dynamique d'incision à une dynamique d'aggradation ce qui a enclenché une métamorphose fluviale : les bras secondaires ont été progressivement remblayés puis abandonnés un à un de l'âge du Fer au haut Moyen Âge. Les chenaux excisant par le nord et l'ouest l'île d'accueil de l'agglomération protohistorique ont été très remblayés au premier âge du Fer par réduction irrégulière de leur hydraulicité ; et abandonnés définitivement au second âge du Fer, au plus tard. Cette période d'abandon est synchrone de la phase de repli de l'habitat à l'est de l'île, du III^{e} au I^{er} siècle av. J.-C. (fig. 90). On peut donc émettre l'hypothèse d'une causalité entre la dynamique fluviale et la dynamique anthropique. À l'ouest, les chenaux inactifs ne présentaient plus grand intérêt (pêche et transport impossibles) et pouvaient occasionner des problèmes d'humidité liés à la stagnation de eaux de crues dans les dépressions laissées par le passage du fleuve (Lescure et Arnaud-Fassetta, 2015). À l'est, le chenal encore actif a gagné en puissance, favorisant ainsi le transport fluvial. La partie orientale de l'île est donc devenue bien plus attractive que celle orientale, ce qui pourrait avoir poussé les habitants à se regrouper à l'est. La grande extension de l'habitat qui a suivi entre le I^{er} siècle av. J.-C. et le I^{er} siècle apr. J.-C. (fig. 90) peut avoir été aidée par le remblaiement définitif des chenaux occidentaux qui a abouti à la fusion de l'île habitée avec celles environnantes (fig. 90). En somme, il y a une synchronisation certaine entre les dynamiques d'occupation du sol protohistorique et antique et la dynamique fluviale (sous réserve de l'exactitude du scénario paléoenvironnemental et des datations utilisées). Le milieu a contribué aux dynamiques de l'habitat mais n'en est probablement pas le moteur principal, à l'inverse des motivations économiques et des dynamiques régionales (Colin *et al.*, 2015a).

Au final, les deux sites (Langoiran, Isle-Saint-Georges) se sont révélés très complémentaires pour retracer l'évolution des paléoenvironnements fluviaux à l'échelle de tout l'Holocène. Dans le secteur de Langoiran, la Garonne a entamé une migration latérale dès le XI^{e} siècle, qui a remanié une grande partie des témoins du passé. La zone épargnée par cette divagation garde les empreintes d'un paléochenal anastomosé au début de l'Atlantique puis fossilisé par une zone humide de 5500 av. J.-C. (Atlantique récent) à 3200 av. J.-C. (Subboréal). Cet épisode s'est sans doute accompagné d'un changement de style fluvial avec le passage à un chenal unique (première métamorphose). À plus petite échelle, cette phase d'anastomose s'inscrit dans une période de grands changements paysagers marqués par l'ouverture du milieu. À Isle-Saint-Georges, l'absence d'étude palynologique ne permet pas d'apporter de telles précisions. En revanche, la stabilité latérale du chenal depuis le bas Moyen Âge a permis de retracer une partie de l'histoire subatlantique. Ainsi, il semblerait qu'à l'Âge du Bronze, la Garonne ait ré-adopté un style à chenaux multiples (anastomose ?) en réactivant

plusieurs bras atlantiques. S'en est suivi une période de grande instabilité hydrologique à l'âge du Fer, qui a conduit au remblaiement et à l'abandon progressif des chenaux secondaires. Cette seconde métamorphose fluviale a pris fin au Moyen Âge classique avec l'adoption d'un unique chenal subrectiligne. Depuis, la Garonne en plan a très peu évolué mais a gagné en profondeur et perdu en puissance spécifique. Sa charge en transit s'est aussi nettement affinée. Cette variabilité spatio-temporelle holocène a partiellement guidé les dynamiques locales de l'habitat médiéval à Langoiran et protohistorique et antique à Isle-Saint-Georges.

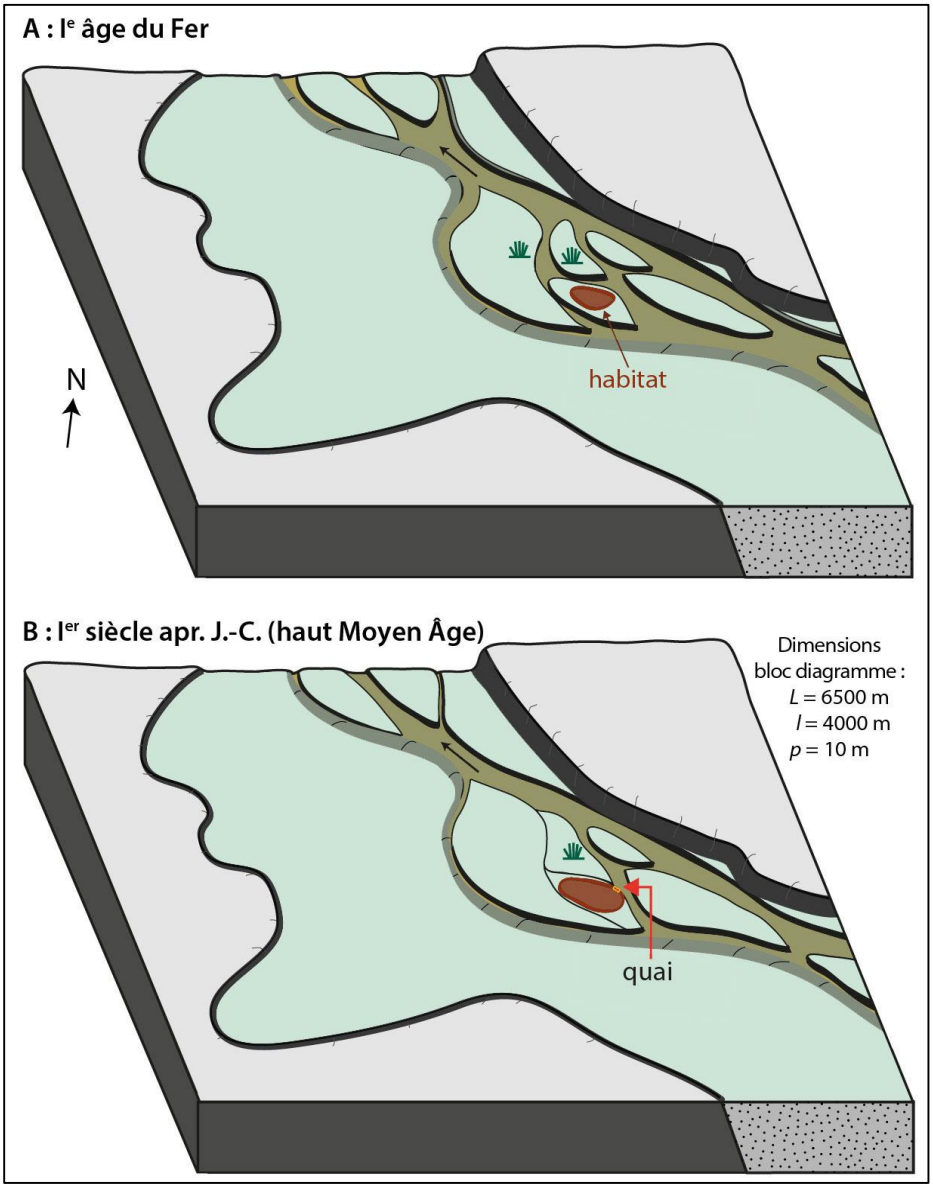


Fig. 111 – La Garonne contemporaine de l'agglomération protohistorique à antique d'Isle-Saint-Georges.

Conclusion

Le couplage des données géomorphologiques, chronostratigraphiques, biologiques, historiques et archéologiques s'est révélé indispensable pour identifier les paléomilieux de sédimentation holocènes et, surtout, comprendre leur succession spatio-temporelle. En effet, le fleuve a divagué à plusieurs reprises, avec parfois plusieurs chenaux synchrones, ce qui s'est traduit sur site par une forte variabilité latérale, longitudinale et verticale des archives stratigraphiques, voire par leur érosion. À cette difficulté se surimpose une relative faiblesse chronologique, due notamment à des problèmes d'inversion, et une quasi-absence d'ostracodes fossiles. Beaucoup d'attentes avaient été formulées concernant ce bio-indicateur qui, finalement, n'est présent en nombre significatif qu'au sein de la séquence médiévale de Langoiran. Malgré tout, plusieurs grands chapitres de l'histoire du fond de vallée ont pu être reconstitués sur chaque site. À Langoiran, le fleuve adoptait un style à chenaux multiples anastomosés au début de l'Atlantique. Il a ensuite été fossilisé par une zone humide étendue et en aggradation entre 5500 et 3200 av. J.-C. L'anastomose est supposée à l'Atlantique à Isle-Saint-Georges et la zone humide y est attestée. Là, elle a cessé à une altitude similaire (+2 m NGF) mais semble avoir débuté environ 150 ans auparavant. Cette dynamique sédimentaire a considérablement contribué à l'exhaussement du fond de vallée et conduit à une première métamorphose fluviale, la Garonne passant à un chenal unique. L'histoire postérieure est méconnue à Langoiran du fait d'une migration latérale entamée vers le XI^{e} siècle apr. J.-C., qui a recoupé la majorité du fond de vallée. Heureusement, les sites se révèlent complémentaires puisque les investigations à Isle-Saint-Georges renseignent essentiellement la période subatlantique. Elles tendent à démontrer l'occurrence d'une seconde métamorphose fluviale à l'âge du Bronze (passage d'un chenal unique à des chenaux multiples), certainement par réactivation des bras secondaires atlantiques. Cette phase d'activité accrue s'est affaiblie dès l'âge du Bronze, conduisant au remblaiement puis à l'abandon des chenaux par réduction (et instabilité) de leur hydraulicité. Il est probable que, dès le Moyen Age classique, la Garonne a occupé de nouveau un seul et unique chenal à Isle-Saint-Georges, dans une configuration en plan assez similaire à l'actuelle, ce qui correspondrait à la troisième métamorphose fluviale enregistrée dans la basse vallée de la Garonne. À l'inverse, la configuration verticale et hydraulique a changé, la puissance fluviale étant aujourd'hui très faible et la profondeur du chenal accrue. Dans l'ensemble, il semblerait que le talweg ait atteint une altitude maximale au Moyen Âge, eu égard au remblaiement du chenal. L'hydrologie et les paramètres hydrauliques des paléochenaux n'ont pu être véritablement caractérisés à cause d'une faiblesse chronologique (peu de taux de sédimentation calculés), d'une géométrie imprécise et/ou de chenaux à bras multiples, lesquels devenant alors inaptes aux quantifications hydrauliques prévues. Cette évolution holocène de l'espace fluvial est synchrone à d'importantes modifications paysagères qui résultent de facteurs globaux (climat, eustatisme). Pour comprendre au mieux l'histoire du fleuve, il est désormais nécessaire de changer d'échelle, à la fois en modélisant l'évolution de toute la basse vallée de la Garonne et en s'intéressant de plus près aux variables de contrôle susceptibles d'avoir engendré les modifications spatiales et hydrologiques du fleuve.

Troisième partie

Dynamique holocène de la basse Garonne – Synthèse, modélisation et validation régionale

« *L'évolution est événementielle. C'est l'événement qui fait l'évolution et l'événement - en l'occurrence la circonstance - fait la transformation.* »

Yves Coppens, 1999

Introduction

Cette partie propose d'étendre la réflexion sur l'évolution fluviatile holocène à toute la vallée de la Garonne maritime et en amont. Grâce à l'étude approfondie des deux sites étudiés (Langoiran, Isle-Saint-Georges) et aux données disponibles à plus petit échelle, un modèle d'évolution de la basse vallée de la Garonne est proposé pour l'Holocène (chapitre 5). Une discussion est ensuite engagée sur le rôle tenu par chaque facteur de contrôle potentiel (climat, eustatisme, géologie, marée, Homme) dans l'évolution de la dynamique fluviale. Pour finir, l'histoire de la basse Garonne est intégrée à celle de tout l'hydrosystème garonnais (Garonne amont et estuaire de la Gironde) avant d'être comparée aux schémas établis sur les grands hydrosystèmes fluviaux proximaux (chapitre 6).

Chapitre 5

ÉTABLISSEMENT D'UN MODELE D'EVOLUTION DE LA BASSE GARONNE A L'HOLOCENE

La finalité de ce chapitre est d'offrir un modèle d'évolution des environnements fluviaux de la basse vallée de la Garonne à l'Holocène. Les sites de Langoiran et d'Isle-Saint-Georges ont permis de reconstituer des grands pans de l'histoire fluviale tout en montrant l'importance de l' « effet de site » : deux secteurs, même espacés de quelques kilomètres seulement, peuvent connaître une dynamique partiellement différente, comme c'est le cas depuis le XI^e^ siècle. Il est donc assez délicat de généraliser l'évolution de deux seuls sites à un fond de vallée de 81 km de long. Pour contrer cette faiblesse, toutes les données disponibles sur le reste de la basse vallée de la Garonne ont été récoltées, analysées et comparées à celles acquises localement. Elles ont permis de vérifier la tendance générale à la sédimentation organique atlantique, de comprendre lequel des sites reflétait au mieux l'évolution de la basse Garonne depuis quelques siècles (Langoiran avec la divagation fluviale ou Isle-Saint-Georges avec la stabilité spatiale du système fluvial ?) et d'estimer le moment d'arrivée de l'influence tidale. La confrontation de ces nouveaux résultats avec ceux obtenus sur les sites témoins et ceux disponibles à Bordeaux (cf. supra*, chapitre 2) a abouti à l'élaboration d'un scénario d'évolution holocène de la basse Garonne.*

5.1. DONNÉES SUR LES PALÉOENVIRONNEMENTS DANS TOUTE LA BASSE VALLÉE

5.1.1. Données stratigraphiques : une sédimentation organique généralisée

La basse vallée de la Garonne bénéficie de plus de sept-cent logs stratigraphiques stockés dans la banque de données du BRGM. Chacun d'eux a été visualisé afin de faire un parallèle avec les données acquises à Langoiran et à Isle-Saint-Georges. Comme démontré précédemment (cf. chapitre 4), il est très difficile, voire impossible, d'établir des liens entre les diverses unités sédimentaires de graviers et galets en l'absence de repère chronologique. Aucune

extrapolation hasardeuse des paléochenaux datés n'a donc été réalisée. L'attention s'est exclusivement portée sur la présence (ou non) de niveaux particulièrement organiques pouvant se référer à la zone humide de l'Atlantique récent et du Subboréal : « vase », « tourbe » et sédiments contenant de « nombreux débris végétaux ». Il s'avère que le fond de vallée regorge de tels dépôts, généralement en-deçà de 2 m NGF et sur plusieurs mètres d'épaisseur (fig. 112). Les vestiges organiques semblent inexistants en amont de Langon. Cela pourrait s'expliquer par l'absence dans le passé de zone humide ou par le couplage entre une vallée peu large et un fleuve mobile qui remanie son propre remblaiement alluvial dans le fond de vallée. En amont de Castets-en-Dorthe, il n'y a eu aucun sondage. Aucune certitude ne peut donc être émise sur la mise en place de ces divers niveaux organiques. Une partie des dépôts peut résulter de la mise en place locale et ponctuelle de paluds et de marécages d'arrière-berge ou de plaine d'inondation (proximale ou distale). Néanmoins, la multitude des unités organiques et leur épaisseur considérable (plusieurs mètres) appuient la thèse de zones humides généralisées dans le fond de vallée de l'Atlantique au Subboréal. Des traces de chenaux antérieurs, synchrones ou postérieurs, ont été recherchées dans le relief.

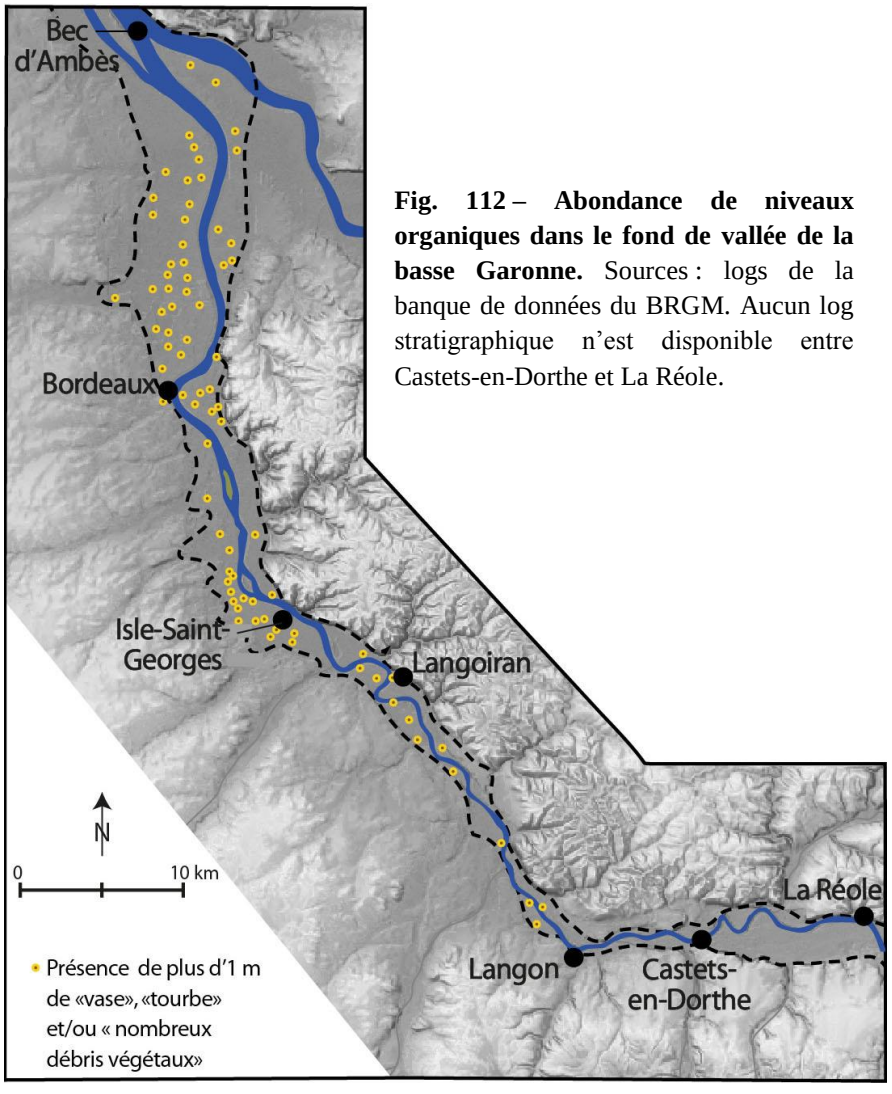


Fig. 112 – Abondance de niveaux organiques dans le fond de vallée de la basse Garonne. Sources : logs de la banque de données du BRGM. Aucun log stratigraphique n'est disponible entre Castets-en-Dorthe et La Réole.

5.1.2. Microtopographie : détection des paléo-formes fluviales

Les données LiDAR disponibles couvrent le fond de vallée de La Réole (PK 0) à l'agglomération bordelaise (PK 60 ; fig. 113). De l'amont vers l'aval, le relief est progressivement atténué et les paléo-formes fluviales sont moins visibles, ce qui pourrait résulter de l'amoindrissement de la dynamique fluviale à l'approche de l'embouchure. De multiples traces de paléochenaux et d'anciennes îles ont été identifiées uniquement en amont de Langoiran, exclusion faite des deux sites étudiés (Langoiran, Isle-Saint-Georges).

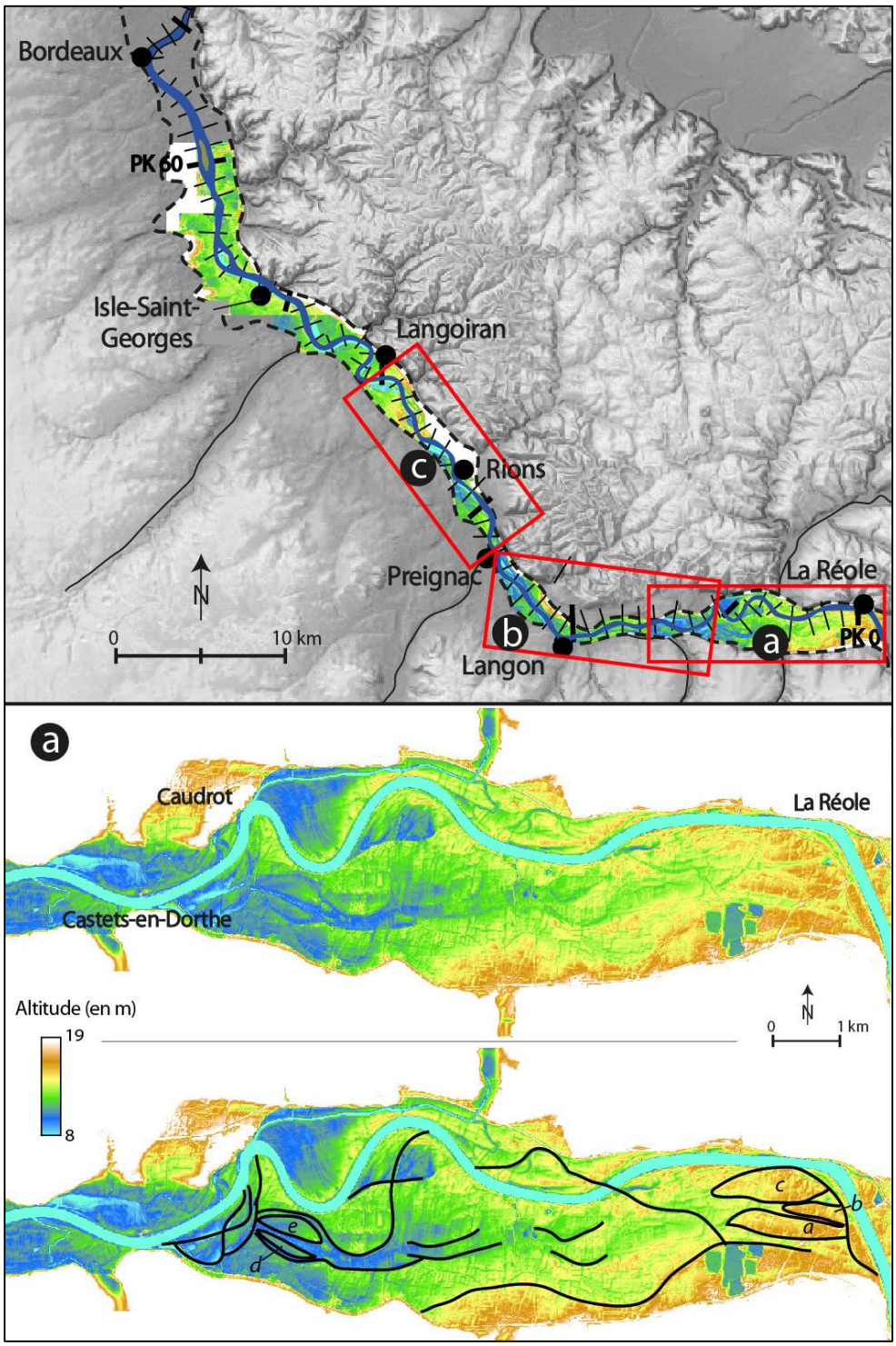


Fig. 113 – Empreintes de paléo-milieux dans le fond de vallée, de La Réole à Bordeaux. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi. En amont de Langoiran, la microtopographie met en exergue de nombreux tracés linéaires assimilables à des paléochenaux et des éminences topographiques correspondant à des îles fluviales plus ou moins récentes.

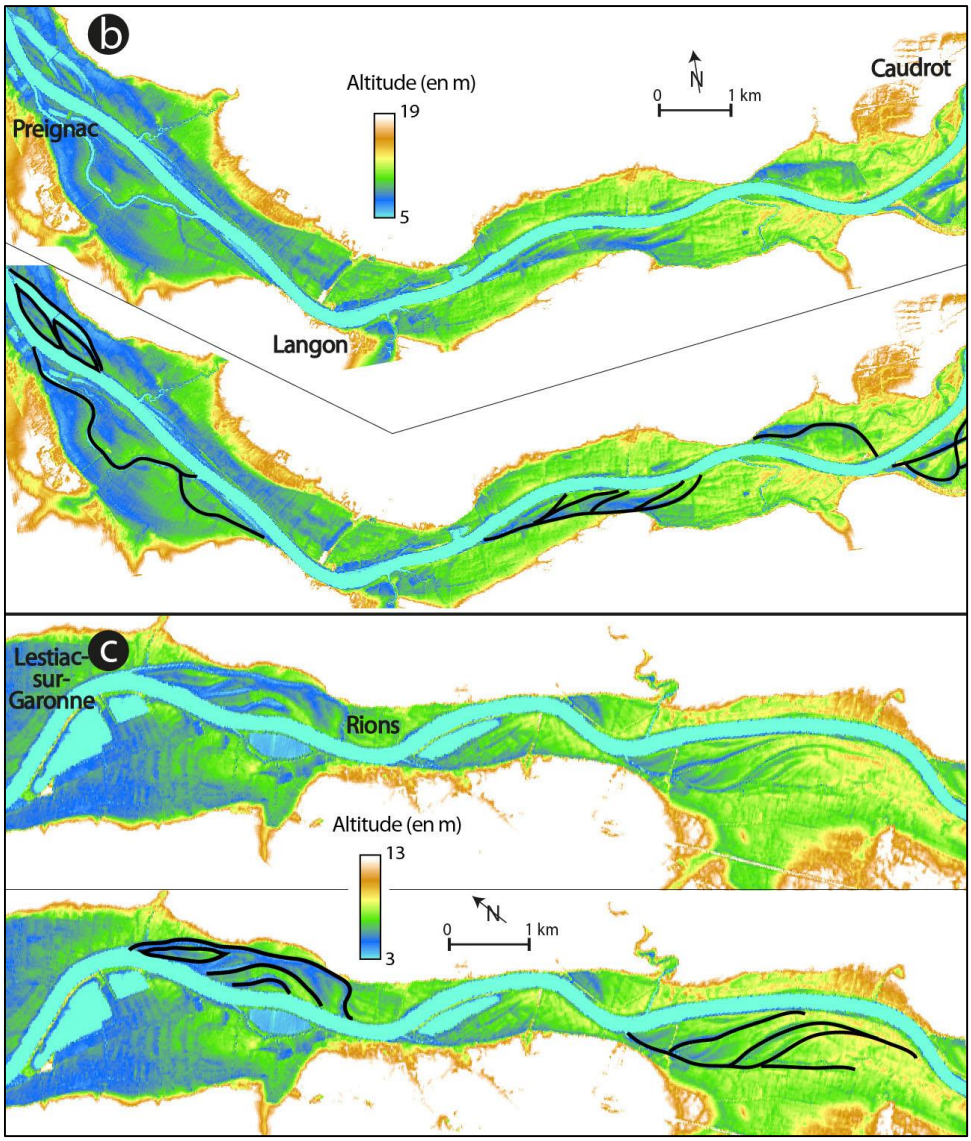


Fig. 113 suite – Empreintes de paléo-milieux dans le fond de vallée, de La Réole à Bordeaux. Données LiDAR ©IGN-PARIS-2012, convention n°0221/GIP ATGeRi. En amont de Langoiran, la microtopographie met en exergue de nombreux tracés linéaires assimilables à des paléochenaux et des éminences topographiques correspondant à des îles fluviales plus ou moins récentes.

Entre La Réole et Castets-en-Dorthe (PK 14), une douzaine d'empreintes assimilables à des paléochenaux sont visibles en rive gauche. Elles délimitent au moins cinq secteurs surélevés (fig. 113a). Les éminences topographiques amont (a à c) sont de grandes tailles (± 1 km) et occupent presque toute la largeur de la vallée. Il pourrait s'agir d'îles intégrées à un système fluvial anastomosé (période Atlantique ?) ou simplement de reliefs excisés par des chenaux asynchrones. Les éminences aval (d et e) sont des îles fluviales qui occupent un chenal plus large que l'actuel. Leur empreinte très visible et leur agencement permettent de les envisager comme des entités médiévales ou postérieures. En aval, dans le secteur de Preignac (PK 26), une île de grande dimension (> 2 km de long ; *a*, fig. 113b) et deux de dimension modérée (< 1 km ; b et c) sont aussi décelables. Leur connexion persistante avec le chenal principal démontre un rattachement contemporain et incomplet à la berge. D'autres empreintes topographiques linéaires attestent une migration latérale du chenal entre Caudrot et Langon, vers le PK 15 (fig. 113b), ainsi qu'entre Preignac et Rions, vers le PK 30 (fig. 113c). La lisibilité de ces paléo-tracés suggère une migration récente du chenal.

Au final, la microtopographie garde la trace d'une mobilité latérale de la Garonne et démontre la disparition de plusieurs îles fluviales. Ces anciennes éminences topographiques semblent majoritairement récentes si l'on se fie à la grande visibilité des paléo-tracés les excisant. Cette considération chronologique couplée à l'abondance des paléo-îles suggère une simplification moderne du chenal qui n'a pas été observée à l'échelle des sites étudiés (Langoiran, Isle-Saint-Georges). Les cartes anciennes apportent de plus amples informations sur cette évolution fluviale *post* médiévale.

5.1.3. Cartes anciennes : témoins d'une disparition récente des îles fluviales

L'analyse comparative des archives iconographiques révèle que, depuis 1716, le tracé fluvial de la Garonne maritime a assez peu changé (fig. 114). Les modifications majeures sont la formation d'un train de méandres de 4 km entre Caudrot et La Réole (PK 5-12) et un gain de sinuosité vers Preignac (PK 30) et Langoiran (PK 39-43). Le tout s'est accompagné d'une variation incessante du nombre d'îles fluviales. Une quantification a été réalisée à partir de divers documents anciens (fig. 115). Durant toute la première moitié du XVIII^{e} siècle, la Garonne maritime comportait une vingtaine d'îles fluviales. Cette apparente stabilité a précédé une phase d'accumulation sédimentaire dans le chenal fluviatile avec la formation d'une dizaine d'îles supplémentaires entre les années 1770 et 1830. En 1830, la Garonne arborait ainsi un style proche de l'anastomose sur les tronçons de Preignac et Rions (fig. 114). S'en est suivi un déclin très rapide du nombre de formes insulaires. En l'espace de quelques décennies seulement, plus de la moitié des îles ont « disparu », leur nombre total passant de 32 en 1830 à 13 en 1868. La plupart de ces îles ont été rattachées à la berge ou se sont agrégées entre elles par accrétion latérale et remblaiement des petits chenaux qui les séparaient, ce qui a considérablement simplifié le tracé fluvial. Cette dynamique s'est poursuivie : dès les années 1960, la Garonne ne comportait plus que les deux îles aujourd'hui présentes entre Isle-Saint-Georges et Bordeaux (*i.e.*, île de la Lande et île d'Arcins ; fig. 6 et 114).

En somme, au cours des trois derniers siècles, les îles fluviales de la Garonne maritime ont connu deux dynamiques opposées. Elles se sont d'abord multipliées puis, dès les années 1830, leur développement s'est stoppé au profit de leur fusion et de leur rattachement aux berges. Ce dernier phénomène a conduit à une contraction du chenal, estimé au total à 100 m en moyenne entre 1716 et 2015, et s'est accompagné d'accroissements locaux de la sinuosité. La majorité des paléo-formes mises en exergue par la microtopographie correspondent à cette période contemporaine et, plus particulièrement, aux îles disparues au XIX^{e} siècle. Seules les éminences topographiques situées à La Réole sont antérieures au XVIII^{e} siècle. Elles pourraient être synchrones aux îles des âges du Fer et du Moyen Âge présentes à Isle-Saint-Georges ou être plus anciennes encore (Atlantique).

Au final, les quelques données disponibles à l'échelle de la basse Garonne tendent 1) à confirmer le caractère général de la sédimentation vaso-tourbeuse atlantique et subboréale et 2) à démontrer une simplification *post* 1830 du style fluvial par disparition des îles et contraction du chenal. Aucune information ne peut être apportée sur la période intermédiaire

(*i.e.*, Subboréal récent au Subatlantique supérieur) en l'absence d'étude stratigraphique poussée. Seule une réflexion sur l'arrivée de l'influence tidale peut être engagée...

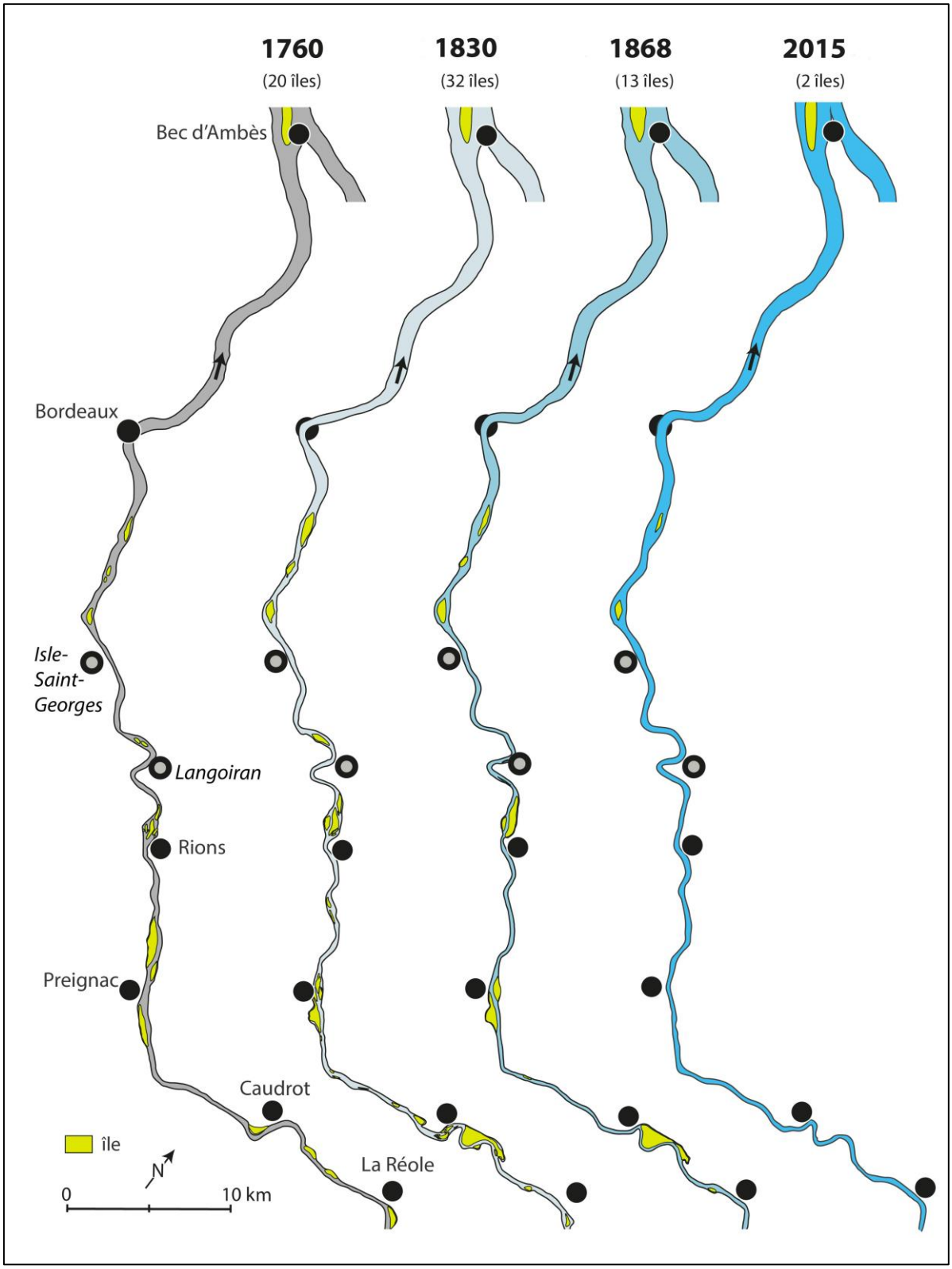


Fig. 114 – Évolution du tracé de la Garonne maritime depuis le XVIII^e^ siècle. Étude diachronique réalisée à partir de la carte de Cassini (1762-1778), la carte anonyme de 1830, la carte anonyme de 1868 et les images satellites actuelles.

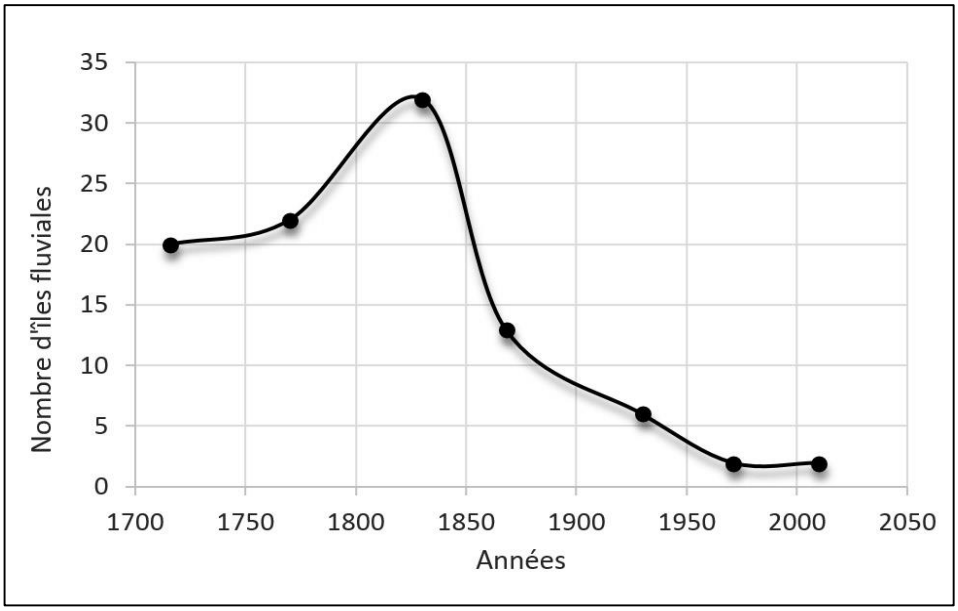


Fig. 115 – Évolution quantitative des îles de la Garonne maritime depuis le XVIII^e siècle. Quantification réalisée à partir de la carte de Matis (1716), la carte de Cassini (1762-1778), la carte anonyme de 1830, celle de 1868, les photographies aériennes de 1930 et les images satellites actuelles.

5.2. ESTIMATION DU MOMENT D'ARRIVÉE DE L'INFLUENCE TIDALE

L'arrivée de l'influence tidale dans la basse vallée garonnaise a métamorphosé la dynamique fluviale en modifiant durablement l'équilibre entre débit solide et débit liquide (cf. Introduction générale). Il est donc nécessaire de temporaliser sa remontée dans le domaine fluvial pour étayer le modèle d'évolution holocène de la basse Garonne et appréhender aux mieux l'évolution spatio-temporelle du fleuve. Pour y parvenir, plusieurs indicateurs ont été explorées : la faune (ostracodes) et la stratigraphie incluant la granulométrie (image CM).

Les ostracodes fossiles sont très rares dans les archives sédimentaires et relativement jeunes à l'échelle de l'Holocène : tous sont postérieurs au premier âge du Fer, période où la marée est attestée à Bordeaux par les archives historiques (Hérubel, 1934). Par ailleurs, les individus identifiés sont systématiquement des *Candona* aff. *compressa* (Koch, 1838), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808) et *Candona neglecta* (Sars, 1887), espèces actuellement présentes dans la Garonne maritime (Carbonel, 1971, 1973 ; Allen, 1974 ; cf. chapitre 3). Cette similarité tend à démontrer que les sites d'étude étaient déjà sous influence tidale dès le second âge du Fer. L'indicateur granulométrique apporte de plus amples informations.

La mise en place d'un système fluvio-estuarien est susceptible d'engendrer un accroissement de la fraction limoneuse, un affaiblissement granulométrique des milieux de sédimentation et une lamination régulière (rythmites) dans le domaine tidal. Pour cette raison, une comparaison entre les milieux de sédimentation actuels et anciens a été réalisée sur la base de leur compétence moyenne et maximale (images CM ; fig. 116).

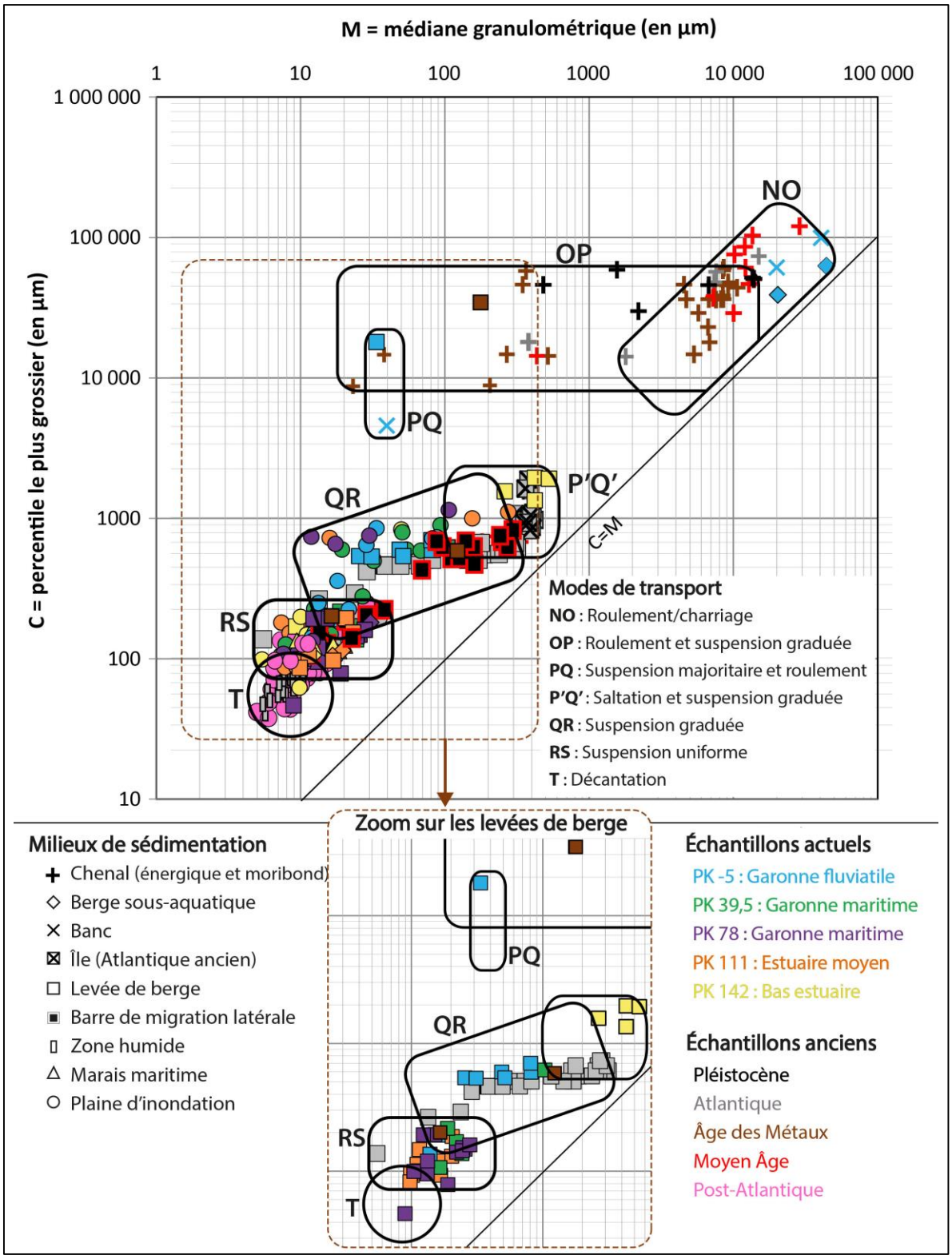


Fig. 116 – Image CM des échantillons actuels et anciens de la Garonne fluviatile au bas estuaire.

Seules les différentes charges de fond, les levées de berge et les plaines d'inondation ont pu faire l'objet de cette analyse, les autres milieux ne possédant pas d'analogue ancien (berge sous-aquatique, banc latéral) ou contemporain (île, barre de migration latérale, zone humide). Finalement, aucun affinement notable de la charge de fond n'a été constaté au cours de l'Holocène. Au contraire, la compétence du fleuve s'est accrue au haut Moyen Âge (fig. 116),

période où l'influence tidale est déjà présente à Langoiran et à Isle-Saint-Georges (cf. *supra*). D'autres facteurs impactent donc la dynamique fluviale (cf. chapitre 6), limitant par là même l'identification de l'arrivée tidale. La texture des levées de berge a connu une évolution particulièrement intéressante : l'instabilité hydrologique de l'âge du Bronze a engendré des dépôts de berge très hétérogènes (Isle-Saint-Georges) difficilement comparables à la levée de berge de l'Atlantique ancien fossilisée par la zone humide (Langoiran). En revanche, cette dernière présente des caractéristiques granulométriques similaires aux levées de berge de la Garonne fluviatile actuelle et non aux levées de berge de la Garonne maritime contemporaine. Cela tend à démontrer que la basse Garonne n'était pas encore sous influence tidale au début de l'Atlantique, dans le secteur de Langoiran tout du moins. Les dépôts de plaine d'inondation n'apportent aucune information supplémentaire puisqu'ils sont identiques voire localement plus grossiers de nos jours (remaniement anthropique ?).

La stratigraphie offre un nouvel éclairage. Deux micro-laminations régulières ont été identifiées dans les archives sédimentaires : une dans le remblaiement du chenal protohistorique à médiéval d'Isle-Saint-Georges (TS1, système A, unité 2) et une dans la séquence de la zone humide atlantique à Langoiran (litage de matière organique et de limons ; TS4, sous-unité 3b). La première a été interprétée comme d'origine tidale et datée *post* X^{e} siècle apr. J.-C. Elle n'apporte donc aucun élément nouveau. En revanche, la seconde a été mise en place par intermittence de l'Atlantique au Subboréal dans une zone humide située à environ 100 m d'un chenal supposé contemporain (fig. 64). Ces limons organiques micro-lités ont été corrélés à une période de variation rapide et locale du niveau de l'eau dans le fond de vallée : il pourrait tout à fait s'agir de l'arrivée de l'influence tidale à Langoiran. Les périodes d'interruption du litage au profit de limons riches en macro-restes parsemées s'expliqueraient alors par un éloignement du chenal ou une phase de calme hydrologique.

Les études menées sur le site de Bordeaux et dans l'estuaire de la Gironde appuient l'hypothèse d'une certaine synchronicité entre l'arrivée de l'influence tidale et la mise en place généralisée des zones humides. En effet, d'après Allen *et al.* (1974) pour la Gironde et Konik *et al.* (2006) pour la Garonne bordelaise, des zones marécageuses se sont mises en place de part et d'autre d'un chenal principal dans les siècles qui ont suivi l'arrivée de la marée dynamique. À Bordeaux, ce délai est plus précisément estimé à 500 ans (cf. chapitre 1). L'arrivée de la marée a été évaluée à environ 8100 av. J.-C. dans l'estuaire moyen et à 6500 av. J.-C. à Bordeaux, ce qui induit une vitesse de remontée de l'influence tidale dans la basse vallée de l'ordre de 19 à 26 m/an. Si l'on considère que la marée a atteint Langoiran vers 5500 av. J.-C., autrement dit lors de la mise en place du palud, ce rythme est de 23 m/an depuis Bordeaux. Si l'on considère qu'elle a précédé de 500 ans la mise en place de la zone humide, le rythme passe à 15 m/an. La première vitesse estimée concorde parfaitement avec les scénarios établis à Bordeaux et en Gironde et la seconde vitesse, certes plus faible, reste cependant tout à fait cohérente. Il est donc fort probable que la marée dynamique a atteint Langoiran simultanément ou quelques siècles avant la mise en place du marécage identifié sur le site. Selon cette même logique, la marée aurait atteint Isle-Saint-Georges vers 5650 av. J.-C. (mise en place du marécage), voire 6150 av. J.-C. au plus tôt, ce qui induit une propagation de la marée vers l'amont de 18 à 43 m/an depuis Bordeaux et de 49 m/an sur le tronçon Isle-

Saint-Georges-Langoiran. Cette vitesse rapide de remontée du prisme tidal pourrait s'expliquer par une pente longitudinale amoindrie dans ce secteur ou résulter d'une sous-évaluation de la mise en place de la zone humide à Isle-Saint-Georges (pour rappel, sa chronologie ne repose que sur une datation radiocarbone).

Au final, il est particulièrement difficile de déterminer l'arrivée et le rythme de propagation de l'influence tidale dans la vallée de la Garonne en raison des données disponibles (rares marqueurs identifiés, difficultés d'interprétation) et de la variabilité des facteurs contrôlant la remontée du prisme tidal dans la basse vallée (*e.g.*, topographie, variations de la largeur et de la profondeur du chenal, aménagements fluviaux…). Malgré tout, plusieurs éléments accréditent la thèse d'une arrivée tidale synchrone ou légèrement antérieure à l'établissement des zones humides durant l'Atlantique. Cela enrichit considérablement la compréhension de l'évolution holocène de l'actuelle Garonne maritime.

5.3. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION HOLOCÈNE DE LA BASSE VALLÉE DE LA GARONNE

Cette section propose un modèle d'évolution des environnements fluviaux de la Garonne maritime à l'Holocène (fig. 117). Le scénario a été esquissé à partir des résultats acquis sur le tronçon Langoiran – Isle-Saint-Georges, des données récoltées sur le reste de la vallée maritime (cf. *supra*) et de l'étude palynologique (Leroyer *et al.*, 2006) et sédimentaire (Konik *et al.*, 2006) menée à Bordeaux (cf. chapitre 2). Ce modèle d'évolution est présenté ci-après en se référant aux chronozones de la façade atlantique (fig. 26).

5.3.1. Au Boréal (8250-6630 av. J.-C. ; 10.200-8575 BP) : des chenaux multiples

Au Boréal, voire même dès le Préboréal (9745-8250 av. J.-C. ; 11.700-10.200 BP), la basse vallée de la Garonne est sous influence fluviatile et le fleuve s'écoule au sein de multiples chenaux à pentes plus fortes que celles des chenaux de l'Atlantique en raison d'un niveau de base plus bas. Le style fluvial (anastomose, style divagant, tressage ?) n'est pas attesté directement par les investigations, aucun résultat de datation absolue ne se référant à l'Holocène ancien. On sait cependant qu'un système « anastomosé » est antérieur à 5500 av. J-C. à Langoiran (PK 41 ; fig. 6), 5650 av. J-C. à Isle-Saint-Georges (PK 51), 6500 av. J-C. à Bordeaux (PK 67 ; Konik *et al.*, 2006) et 8100 av. J-C. dans la vallée de la Gironde (en aval du PK 92 ; Allen *et al*., 1974).

À cette période, les berges sont colonisées par des prairies marécageuses et une petite saulaie en recul. Le bassin-versant environnant est, lui, en pleine mutation végétale : le milieu se

ferme et la pineraie, présente depuis le Subboréal, s'efface au profit d'espèces caducifoliées dominées par le noisetier et le chêne (Paquerau, 1964 ; Leroyer *et al.*, 2006).

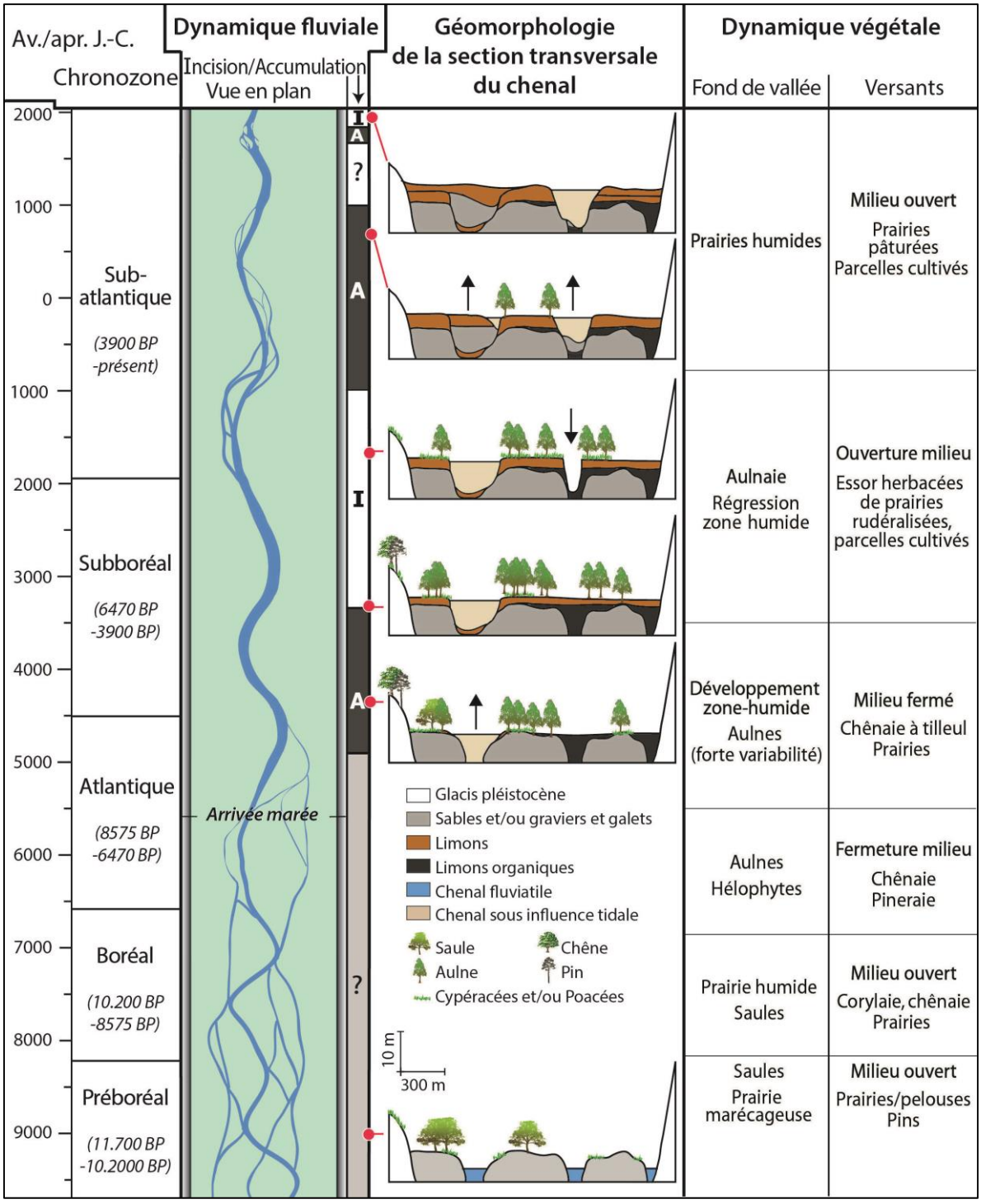


Fig. 117 – Schématisation de l'évolution holocène de la basse vallée de la Garonne, vers le PK 46. Synthèse sur le couvert végétal réalisée à partir des travaux de C. Leroyer sur Bordeaux (Leroyer *et al.*, 2006) et É. Faure sur Langoiran (Faure, 2014). La reconstitution de la dynamique fluviale ne prend pas en compte la dimension longitudinale. Elle illustre uniquement l'évolution vers le PK 46, entre Langoiran et Isle-Saint-Georges. De fait, l'arrivée de la marée a différé d'aval en amont et il est possible que la partie proche de la Gironde ait été ennoyé lors de la transgression flandrienne. Par ailleurs, la reconstitution ne recouvre certainement pas toutes les phases d'incision et d'accumulation qui se sont produites.

5.3.2. À l'Atlantique (6630-4530 av. J.-C. ; 8575-6470 BP) : une ria

Au début de l'Atlantique, le tronçon aujourd'hui maritime de la Garonne adopte toujours un style à chenaux multiples anastomosés. Le fond de vallée est composé d'îles sableuses (*e.g*. à Langoiran) et de bancs graveleux (*e.g.*, à Isle-Saint-Georges) excisés par d'étroits chenaux de plus de 10 m de profondeur sur moins de 130 m de large, vers les sites d'étude tout du moins. L'hydraulicité de ces chenaux ne peut être précisée.

Au cours du VII^{e} millénaire av. J.-C., des zones humides se mettent en place progressivement de l'aval vers l'amont dans les bras fluviaux et le reste de la plaine alluviale. Elles s'établissent vers 6000 av. J-C. à Bordeaux (Konik *et al.,* 2006), 350 ans plus tard à Isle-Saint-Georges (13 km en amont) et 150 ans après à Langoiran (7,5 km en amont d'Isle-Saint-Georges). Cette extension des marécages vers l'amont est corrélée à la transgression flandrienne : la basse Garonne se transforme peu à peu en ria. D'après la chronologie qui vient d'être mentionnée, la vitesse de propagation des milieux humides vers l'amont de la vallée est de l'ordre de 43 à 50 m/an. On peut donc estimer que le secteur du bec d'Ambès, limite aval de la Garonne maritime, a été touché par cet événement vers 6300 av. J.-C. et le secteur de la Réole, limite amont, vers 5200 av. J.-C., sous réserve d'un rythme stable et d'une topographie régulière, ce qui est tout de même peu probable. Par ailleurs, de grandes incertitudes existent quant à l'extension de la « ria » jusqu'à La Réole, voire même jusqu'à Langon, puisqu'aucune trace de dépôts tidaux (rythmites vaso-organiques) n'y est attesté à ce jour.

Les marais et le fond de vallée s'exhaussent de plusieurs mètres jusqu'au Subboréal, ce qui s'accompagne du remblaiement des bras secondaires et du maintien d'un unique chenal en aggradation. L'hydrologie de ce chenal est relativement instable et sous influence tidale. L'aulnaie se développe dans la plaine alluviale humide.

Parallèlement à la transformation du milieu alluvial, les versants environnants connaissent une modification continue de leur paysage végétal. Au début de l'Atlantique, le noisetier s'efface au profit du pin, de l'aulne et de l'essor de la chênaie (Paquerau, 1964 ; Leroyer *et al.*, 2006). Vers 5600 av. J.-C., l'aulnaie se substitue à la chênaie qui régresse tout comme le pin (Faure, 2014). Entre 5600 et 4900 av. J.-C., ces trois formations arborées varient régulièrement malgré une prépondérance constante de l'aulne. Dans le même temps, le bassin versant connaît une forte activité érosive (présence de *Glomus*) qui aboutit localement à la formation de cônes de déjection. Puis, dès 4900 av. J.-C., l'aulne et le chêne tendent à s'équilibrer (20-39 % d'aulnes, 25-30 % de chênes ; fig. 67). Le pin est toujours présent (7 à 20 %) et les graminées (5-15 %) sont en légère hausse, de même que les fougères (2-10 %). Cet assemblage végétal indique un assèchement modéré du milieu. Il est synchrone à un ralentissement de la sédimentation vaso-tourbeuse dans le fond de vallée et se poursuit jusqu'au Subboréal.

5.3.4. Au Subboréal (4530-1950 av. J.-C. ; 6470-3900 BP) : un chenal unique

Dès 4000 av. J.-C. l'aulnaie s'épanouit dans le fond de vallée et l'exhaussement de la plaine alluviale ralentit à moins de 1 mm/an.

Vers 3200 av. J.-C., les marécages disparaissent définitivement. Le fleuve arbore un chenal unique correspondant à son nouvel état d'équilibre entre influence fluviale et influence tidale (fin de la métamorphose fluviale). Aucune information n'a été recueillie sur la géométrie de ce chenal et sur l'état du réseau hydrographique au Subboréal récent. Dans le même temps, le milieu s'ouvre durablement : l'aulnaie alluviale commence à reculer et les formations arboréennes dominées par le chêne et l'aulne se retirent des versants au profit des herbacées (Gramineae, Cichorioideae, Asteroideae) et des fougères (*Pteridium auquilinum*, Filicales monolètes, *Polypodium*).

5.3.5. Au Subatlantique (1950 av. J.-C. – présent ; 3900 BP – présent) : variabilité hydrologique

Entre le Subboréal ancien et le Bronze final (1400-800 av. J.-C.), la Garonne à charge graveleuse acquiert de nouveau un style anastomosé par incision et/ou réactivation de bras secondaires. Sa configuration diffère du style à chenaux multiples (anastomosés, divagants, en tresses ?) de l'Holocène ancien par un chenal plus étroit, des îles plus petites et des chenaux moins profonds (6 m contre plus de 10 m au début de l'Atlantique sur les sites témoins), ce qui atteste des changements hydrogéomorphologiques dans le fond de vallée.

Du Bronze final à la fin du haut Moyen-Âge (V^{e}-X^{e} siècles apr. J.-C.), le fleuve ré-adopte progressivement un style à chenal unique au grès d'une dynamique fluviale changeante. Aux âges des Métaux, l'instabilité hydrologique est particulièrement forte. Elle conduit au remblaiement hétérogène (alternance d'unités sédimentaires grossières et fines) de quelques bras secondaires, à l'exhaussement des chenaux toujours actifs et à un gain de compétence de ces derniers. De la fin de l'Antiquité au haut Moyen Âge, d'autres bras sont remblayés par des dépôts plus homogènes essentiellement sableux. À la fin du haut Moyen Âge, les derniers chenaux secondaires sont abandonnés. Le Garonne occupe alors un chenal unique enrichi de quelques îles fluviales. Sa charge de fond reste grossière mais sa profondeur s'est réduite d'1 à 2 m.

Dès le Moyen Âge classique (XI^{e}-XIII^{e} siècles apr. J.-C.), la Garonne entame une migration latérale sur quelques tronçons, ce qui conduit à des gains locaux de sinuosité jusqu'à l'époque contemporaine (*e.g.*, Langoiran).

Du XVII^{e} siècle (au moins) aux années 1830, une tendance à l'accumulation sédimentaire dans le chenal engendre la formation de nouvelles îles fluviales en amont de Bordeaux. Certains secteurs présentent un style proche de l'anastomose (*e.g.*, Rions, Preignac ; fig. 114).

Depuis les années 1830, la quasi-totalité des îles a disparu, dont la moitié en seulement trois décennies. La Garonne a gagné en profondeur (environ 5 m de plus sur les sites de Langoiran et Isle-Saint-Georges) et s'est contractée au profit d'un style à chenal unique subrectiligne.

Tout au long de cette période subatlantique, le fleuve a varié entre un régime mixte (crues irrégulières) et un régime dominé par les crues qu'il est impossible de détailler avec les données actuelles. Les crues ont engendré à plusieurs reprises des ruptures de levée de berge comme au XVII^{e} siècle apr. J.-C. à Langoiran. Cela a été favorisé par la quasi-disparition de l'aulnaie rivulaire au profit des prairies cultivées et pâturées, dont certaines sont encore très humides de nos jours (*e.g.*, palud à Langoiran). Les boisements de versant se sont raréfiés au profit des prairies (Leroyer *et al.*, 2006).

En résumé, et abstraction faite des paysages végétaux, le scénario proposé est celui d'un fleuve Garonne relativement stable jusqu'à l'acquisition de son caractère maritime à l'Atlantique. Dès cette période, le style fluvial, qui est alors à chenaux multiples, s'est métamorphosé en un chenal unique (métamorphose 1) longtemps bordé de zones humides et exhaussé de plusieurs mètres jusqu'au Subboréal, à l'image de la plaine alluviale. Vers la fin du Subboréal et le début du Subatlantique, après des siècles voire des millénaires de stabilité relative, le fleuve a ré-adopté un style anastomosé (métamorphose 2 ; incision). Il a ensuite connu une forte variabilité hydrologique au Subboréal, qui a conduit à un retour vers un chenal unique au Moyen Âge (métamorphose 3 ; remblaiement des bras secondaires et aggradation du chenal principal) puis au redéveloppement d'îles fluviales jusqu'au début du XIX^{e} siècle par alluvionnement (aggradation). Depuis, la quasi-totalité des îles a disparu et le chenal s'est contracté (incision). Cette simplification contemporaine du chenal soulève la question du rôle de l'Homme dans l'évolution holocène du tronçon. De même, la corrélation entre l'arrivée de l'influence maritime et les mutations végétales mène à s'interroger sur le rôle exact de l'eustatisme, de la marée et du climat dans la dynamique fluviale. Cette réflexion est engagée dans le chapitre suivant.

Chapitre 6

L'HYDROSYSTEME GARONNE DEPUIS 10.000 ANS – FACTEURS DE CONTROLE ET COMPARAISON REGIONALE

*Le scénario de l'évolution spatio-temporelle holocène proposé pour la basse Garonne soulève plusieurs interrogations. La première porte sur les facteurs de contrôle de la dynamique fluviale, devenue fluvio-estuarienne dès l'Atlantique : quels sont-ils ? Quand et dans quelle mesure ont-ils régi l'évolution de la basse Garonne ? Il a été souligné au début de cette thèse que les changements d'hydraulicité, de géométrie et de style fluvial d'un cours d'eau sont une réponse à une perturbation climatique, eustatique, géologique et/ou anthropique (*cf. *Introduction générale). Si certains de ces forçages ont joué un rôle indéniable dans l'histoire de la Garonne maritime (*e.g.*, l'eustatisme à l'Atlantique), leur degré de responsabilité, leur durée et leur mode d'intervention (direct ou indirect) n'ont pas été précisés. La première partie de ce chapitre s'attachera donc à évaluer le rôle tenu par chaque facteur de contrôle dans la dynamique holocène de la basse Garonne. Sera aussi précisée l'importance de la position du tronçon fluvial, à l'interface entre le domaine fluviatile et le domaine maritime. En outre, il s'agira d'estimer l'impact de la marée et de la contraction de la Gironde dans l'édification de la Garonne maritime. Afin de vérifier la concordance entre la dynamique de la basse Garonne, celle de la Garonne toulousaine en amont et celle de la Gironde en aval, une synthèse sur la dynamique holocène de tout l'hydrosystème Garonne-Gironde sera réalisée dans la seconde partie du chapitre. Elle sera ensuite comparée à l'évolution des grands hydrosystèmes proximaux (Charente, Loire, Seine) afin de répondre à une ultime question : l'histoire holocène de l'hydrosystème Garonne est-elle cohérente et/ou singulière par rapport aux modèles établis dans d'autres bassins versants atlantiques et de la Manche français ?*

6.1. LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA BASSE GARONNE HOLOCÈNE

La comparaison entre l'évolution holocène de la basse Garonne (chapitre 5) et l'évolution holocène des divers forçages externes (chapitre 2 ; fig. 118) a permis de déterminer le(s) origine(s) de chaque grand ajustement fluvial (incision, aggradation, métamorphose fluviale).

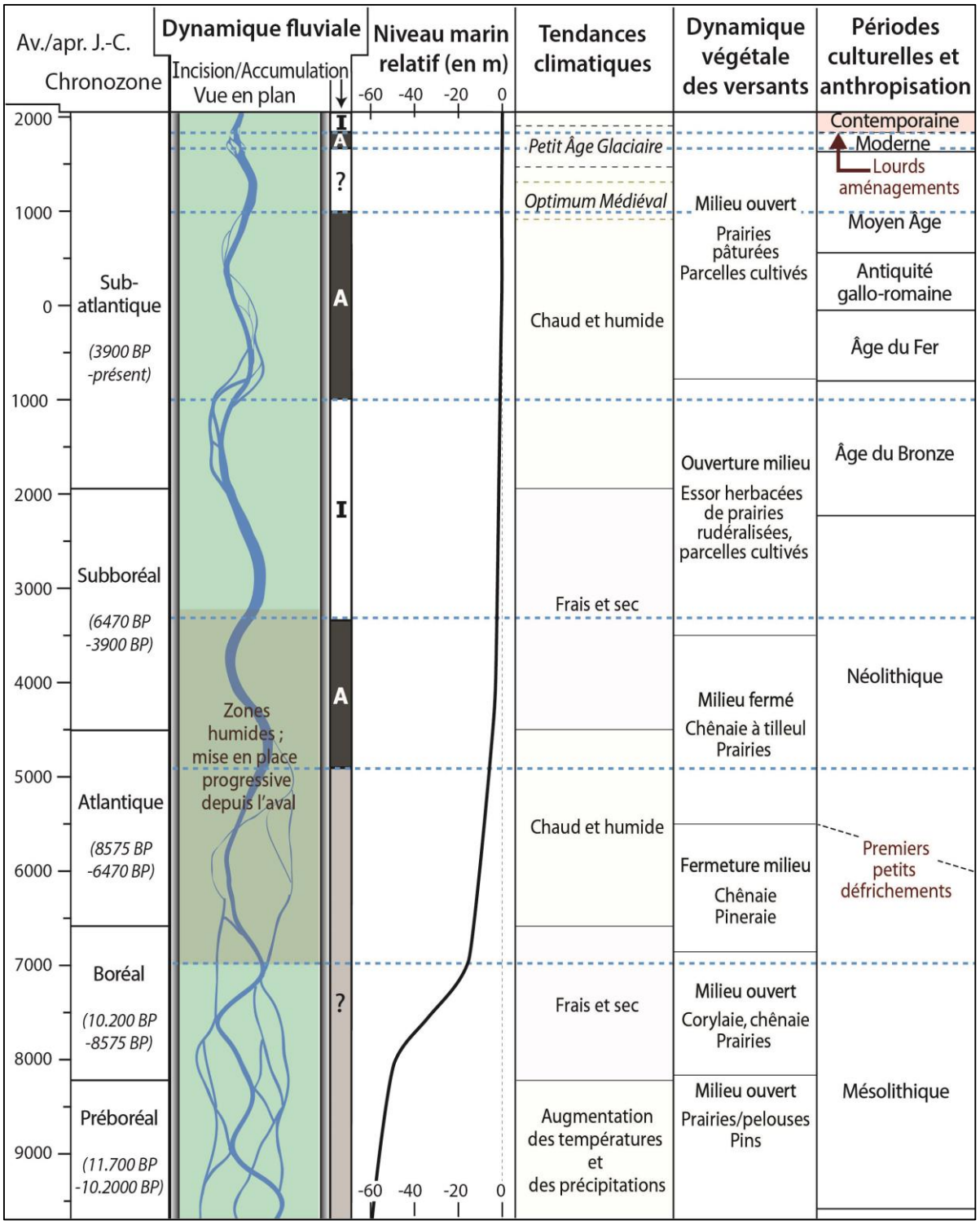


Fig. 118 – Dynamique holocène de la basse Garonne et facteurs de contrôle. Le facteur géologique n'est pas représenté en raison de l'absence d'évènement tectonique connu. Le couvert végétal est une variable de contrôle secondaire de la dynamique fluviale dépendante de tous les facteurs de contrôle primaires, en particulier le climat et l'anthropisation.

6.1.1. La métamorphose n° 1 (atlantique) : une origine climato-eustatique

La métamorphose de l'Atlantique est concomitante de la transgression flandrienne entamée il y a environ 18.000 ans sous l'effet du réchauffement climatique, à partir d'un niveau de base 120 m sous l'actuel. Au début de l'Holocène, le niveau marin a augmenté rapidement pour passer de -60 m NGF vers 10.000 av. J.-C. à -16 m NGF vers 7000 av. J.-C. Dès lors, la remontée eustatique s'est stabilisée au rythme de 2,3 mm/an jusqu'à attendre -3 m NGF vers 4000 av. J.-C. (Stephan et Goslin, 2014). C'est durant cette période de stable ralentissement que la basse Garonne a abandonné ses bras secondaires pour ne conserver qu'un unique chenal d'écoulement. Dans le même temps, l'accroissement des températures et des précipitations a favorisé le développement des formations arborescentes (fig. 119).

En résumé, le changement de style fluvial est synchrone 1) du ralentissement de la remontée eustatique, 2) de l'augmentation des précipitations, 3) de l'augmentation de l'évapotranspiration et 4) de la densification du couvert arboré. Le tout a eu des conséquences diverses sur les variables de contrôle de la dynamique fluviale. La pluviométrie accrue a rehaussé à la fois le débit liquide (*Q*), par alimentation directe du réseau hydrographique, et le débit solide (*Qs*), par érosion. La fermeture du milieu végétal a contré ces effets en favorisant l'absorption de l'eau pour la photosynthèse (↘ *Q*) et en limitant l'érosion des versants (↘ *Qs*). Outre le développement de la forêt, le réchauffement climatique a favorisé l'évapotranspiration et la fonte des neiges, qui ont eu pour effet respectif de réduire et d'accroître le débit liquide. Finalement, tous ces impacts tendent à se compenser. Ils n'ont donc dû perturber que très peu l'équilibre entre les deux variables (*Q* et *Qs*) contrôlant les ajustements fluviaux. En revanche, l'oscillation eustatique positive a provoqué inévitablement la rétrogradation de l'interface fleuve/océan, l'arrivée de la marée et une réorganisation totale de l'embouchure, ce qui implique une mutation de l'espace fluvial devenu estuarien (Verdin *et al.*, 2015). Une question se pose alors : comment la remontée du plan d'eau océanique a-t-elle pu conduire à l'abandon des bras secondaires ? Plusieurs pistes sont envisageables :

1) La Garonne a incisé son chenal principal pour augmenter sa charge solide et contrebalancer l'augmentation du volume d'eau entrant par l'aval, ce qui a engendré l'abandon des bras secondaires ;

2) La Garonne a exhaussé son lit pour réduire sa pente et s'ajuster sur le niveau de base, ce qui a provoqué le remblaiement et l'isolement progressif des bras secondaires, tandis que le chenal principal a continué à évacuer les flux hydrologiques amont ;

3) La vallée a été ennoyée un temps (décennies, siècles ?), ce qui a conduit à un exhaussement en fines du fond de vallée avant que les écoulements amont ne parviennent à reprendre le dessus en réactivant l'évacuation aval.

- Le premier scénario paraît peu probable car une incision est assez antinomique avec un fleuve qui cherche à s'ajuster à un niveau de base en élévation.
- Le deuxième scénario n'est viable que pour des chenaux ayant la capacité d'accueillir le volume d'eau entrant par l'aval, autrement dit que pour des chenaux initialement sur-calibrés. Cette configuration est tout à fait possible si, au Pléniglaciaire, le fleuve a fortement incisé les dépôts pléistocènes et le substrat calcaire pour s'ajuster au bas niveau marin (-120 m NGF).

Les investigations menées à Langoiran et Isle-Saint-Georges ont démontré que les berges des bras anastomosés atlantiques s'élevaient à -2/0 m NGF et que les chenaux faisaient plus de 14 m de profondeur sur 120 m de large en moyenne, soit une capacité individuelle supérieure à 1680 m² (contre 2200-2600 m² pour le chenal unique passant actuellement vers sur les sites étudiées). Pour mieux évaluer cette paléo-capacité, une comparaison a été réalisée entre le talweg le plus bas de l'histoire holocène de la basse Garonne (toit du substrat calcaire) et le talweg actuel (fig. 118). Celle-ci confirme l'adoucissement de la pente fluviale en aval de Preignac (PK 22) et démontre que le fleuve n'a jamais incisé au-delà de -17 m NGF entre Langoiran et Isle-Saint-Georges. La capacité de chaque bras fluvial avoisinait donc en moyenne 1700-2000 m² (localement) ce qui, rapporté au nombre de chenaux synchrones (au moins 3 ?), signifie une capacité totale de la paléo-Garonne au moins doublement supérieure à l'actuelle. Cette capacité élevée accrédite le scénario d'un remblaiement des bras secondaires. Cependant, rien ne prouve qu'elle fût suffisante pour accueillir la transgression flandrienne.

- Le troisième scénario (ennoiement de la vallée) implique des berges moins élevées que le niveau marin situé entre -35 m NGF et -3 m NGF lors de la métamorphose fluviale. Cette possibilité est réfutée sur les sites étudiées par une hauteur de berge de l'ordre de -2/0 m NGF. En aval, l'altitude des paléo-berges est méconnue mais un ennoiement reste envisageable du fait de la proximité à l'océan.

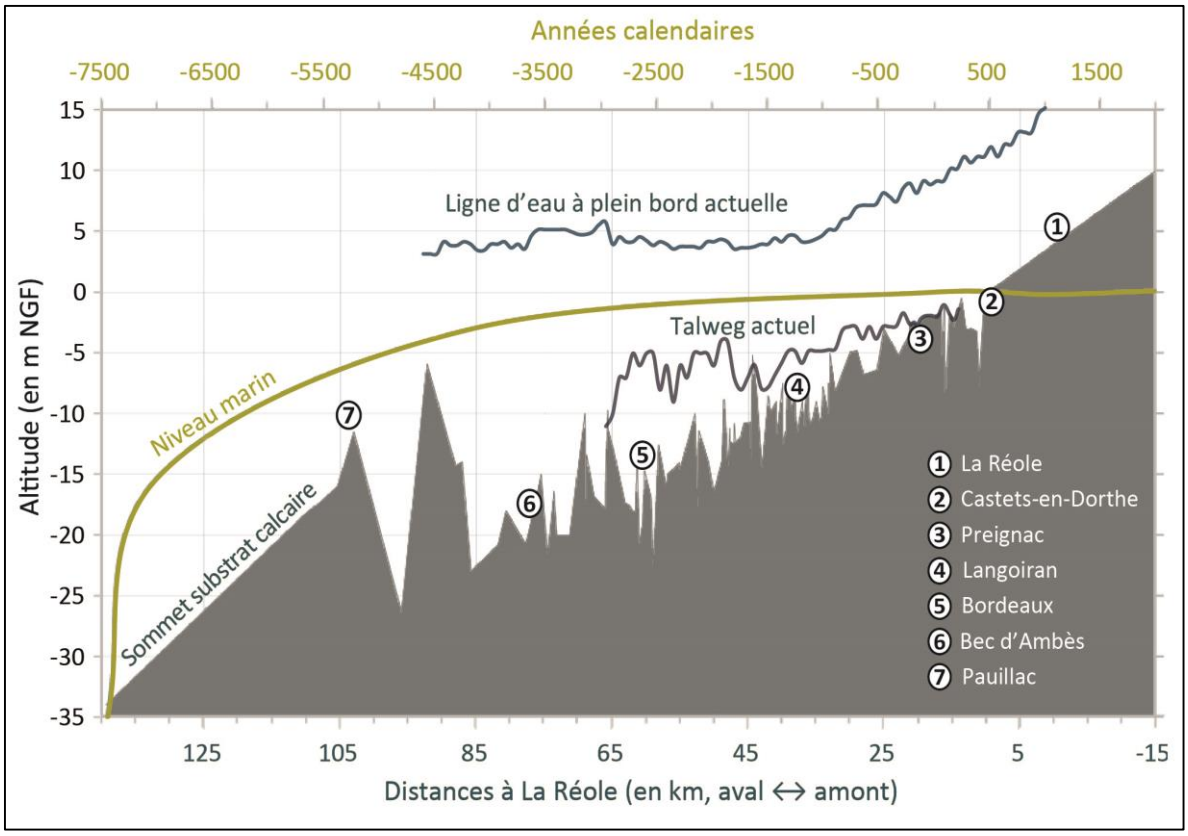


Fig. 119 – Oscillation eustatique holocène, altitude du substrat et altitude du chenal actuel. La courbe du niveau marin résulte d'une synthèse des données de Ters (1973), Pirazzoli (1991), Stephan et Goslin (2014). L'évolution longitudinale du toit du substrat calcaire a été reconstituée à partir des logs du BRGM et celle du talweg à partir de la carte Inland ENS de la Garonne (VNF, 2012).

Finalement, le scénario le plus apte à expliquer la métamorphose fluviale atlantique est un remblaiement des bras secondaires et le maintien en activité d'un unique chenal dans un contexte d'exhaussement du lit, l'objectif de l'hydrosystème était de réduire la pente du chenal pour s'ajuster à l'élévation du niveau de base. Ce scénario est pleinement cohérent avec la mise en place de zones humides.

6.1.2. Les zones humides atlantiques à subboréales : une origine climato-eustatique

Les zones humides se sont mises en place dans les bras secondaires délaissés et sur les points bas de la plaine alluviale juste après le passage à un chenal unique. De fait, il est fort probable que la réduction de la pente longitudinale et l'accroissement du volume d'eau dans le chenal toujours actif aient permis à la ligne d'eau à pleins bords d'atteindre le haut de la berge, ce qui a favorisé les débordements. Ceux-ci ont alors régulièrement inondé la plaine alluviale et les bras-morts jusqu'à ce que le chenal atteigne un état d'équilibre.

Par ailleurs, de petits défrichements isolés dès la fin du Mésolithique (Leroyer *et al*., 2006) ont certainement contribué à alimenter les zones humides en débris végétaux. Ils ont aussi pu aider l'exhaussement du lit en favorisant localement l'érosion des versants et, par conséquent, la production de sédiments.

Dès environ 4900 av. J.-C., l'exhaussement des zones humides et leur richesse organique se sont réduites, sur les sites étudiés tout du moins. L'affaiblissement de l'aggradation peut résulter d'une meilleure stabilité du chenal (phase d'ajustement avancée), lequel a alors réduit ses débordements. La réduction modérée des macro-restes végétaux peut être corrélée quant à elle à l'ouverture du milieu et à un amoindrissement du ruissellement sur les versants sous l'effet d'un assèchement modéré du milieu (fig. 118).

6.1.3. La métamorphose n° 2 (fin du Subboréal) : une conjonction de facteurs

Dès la fin du Subboréal, la basse Garonne a entamé un retour vers un style à chenaux multiples en réactivant des bras secondaires et/ou en en incisant de nouveaux. À cette époque, le bassin-versant commençait à acquérir ses caractéristiques actuelles : augmentation des températures, de la pluviométrie et déclin des formations arborescentes au profit de l'agriculture (fig. 118).

Ce contexte a sans doute favorisé une hausse du débit liquide, *via* l'augmentation des précipitations et du ruissellement, et une hausse du débit solide, *via* une érosion croissante du bassin-versant. Généralement, l'accroissement simultané de ces deux variables de contrôle (*Q* et *Qs*) engendre un élargissement du chenal et une augmentation de la longueur d'onde du/des chenal/chenaux (Schumm, 1977 ; Starkel, 1983 ; Knighton, 1984 ; fig. 1), ce qui n'est pas incohérent avec l'adoption d'un style anastomosé. L'influence tidale a pu favoriser aussi l'incision de bras secondaires. En effet, le chenal incise généralement lorsque son débit liquide est excédentaire par rapport à la charge entrante, ce qui lui permet de se recharger en

sédiments. Or, à cette période, l'estuaire marin (estuaire marin) se contracte (fig. 30) et permet la progression de l'influence tidale vers l'amont. Cette dernière a certainement engendré un affinement de la charge sédimentaire et un accroissement du volume d'eau entrant, lesquels ont pu occasionner un déficit sédimentaire.

Finalement, la métamorphose fluviale de la fin du Subboréal semble résulter de la conjonction de divers changements (climat, anthropisation, ouverture du milieu, voire marée) survenus dans le bassin-versant.

6.1.4. La métamorphose n° 3 (subatlantique) : une réponse tardive au climat subboréal ?

De l'âge du Fer au haut Moyen Âge, la basse Garonne connaît une forte réduction de son hydraulicité, ce qui conduit à une diminution drastique de sa capacité : les chenaux secondaires sont remblayés par une charge grossière et un unique chenal de faible profondeur est conservé. Pourtant, aucun événement climatique ni tectonique n'est intervenu (fig. 118). Les seuls changements connus dans le bassin-versant sont 1) un accroissement de la déforestation et de l'agriculture, 2) le passage à un milieu largement ouvert et 3) un arrêt de la progression de l'influence tidale, sous l'action conjuguée de la stabilisation du niveau de base (fig. 119) et de la topographie du nord Médoc (vers 500 av. J.-C. ; fig. 30).

Théoriquement, l'aggradation du chenal fluviatile résulte d'un déséquilibre entre le débit liquide et le débit solide au profit de ce dernier. Par ailleurs, Schumm (1977), Starkel (1983) ou encore Knighton (1984) ont démontré que la réduction simultanée de la largeur et de la profondeur est un ajustement du chenal à une réduction du flux liquide (fig. 1). La métamorphose subatlantique de la basse Garonne est donc bien une réponse à un affaiblissement conséquent du débit liquide. Mais quelle en est l'origine ? Trois hypothèses sont envisageables :

- **Hypothèse 1** : il s'agit d'une réponse à la perturbation anthropique. Avec l'essor de l'agriculture, l'Homme a développé des techniques de drainage et capté une partie de l'eau destinée au chenal, ce qui a pu réduire les apports d'eau en provenance de l'amont. Cela semble tout de même très insuffisant pour provoquer une importante aggradation, d'autant plus que dans le même temps, la déforestation a réduit l'infiltration de l'eau et l'évapotranspiration, ce qui a plutôt tendance à accroître le débit. La mise à nu des versants (Leroyer *et al.*, 2006) a aussi favorisé l'érosion et la recharge sédimentaire, contribuant ainsi au déséquilibre entre *Q* et *Qs*.
- **Hypothèse 2** : il s'agit d'une réponse tardive (> 1000 ans) au climat frais et sec du Subboréal qui a certainement favorisé une réduction directe (diminution des précipitations) et indirecte (diminution de la fonte estivales des neiges) du débit liquide. Ce deuxième scénario semble légèrement plus plausible.
- **Hypothèse 3** : il s'agit d'une conséquence de l'influence tidale. Notons d'ailleurs que l'*onlap* maximum ne devait pas encore être La Réole puisque, dans ce secteur, le substrat se situe à une altitude supérieure de plusieurs mètres au niveau marin (fig. 119). La stabilisation

de la marée dynamique a pu conduire le chenal à procéder à des derniers ajustements pour atteindre son état d'équilibre, *via* le dépôt d'alluvions. Il se pourrait aussi que la déforestation au sein du bassin-versant ait engendré une plus forte incision en amont (par augmentation débit liquide) et, de ce fait, des apports accrus de sédiments en aval. La basse Garonne a pu rencontrer de grandes difficultés à évacuer cette surcharge sédimentaire, du fait des courants de marée (inversion incessante du courant), ce qui aurait engendré le dépôt des alluvions. Ce scénario paraît très plausible mais seule une prise de connaissance des dynamiques amont permettra de l'apprécier pleinement (cf. *supra*).

6.1.5. La migration *post* X^{e} s. à Langoiran : un impact de l'Optimum climatique médiéval et de l'Homme ?

Au XI^{e} siècle, alors que le bassin-versant est soumis depuis une centaine d'années à des températures accrues et des étés particulièrement secs (Optimum climatique médiéval), la Garonne entame une migration latérale dans le secteur de Langoiran. Le fleuve semble alors peu profond et à charge sableuse (cf. chapitre 4). En réduisant les apports hydriques et en favorisant les processus d'évaporation, l'épisode climatique a certainement contribué à réduire le débit liquide du fleuve, ce qui engendre généralement un affaiblissement de la l'hydrodynamique voire un exhaussement du lit. Comment expliquer alors cette migration ? On peut supposer que la position du tronçon, à l'aval de 560 km de linéaire fluvial, lui a permis de conserver une puissance suffisante pour éroder les berges cohésives. Quel que soit le mécanisme à l'origine de la migration et le lien qu'entretient cette dernière avec l'Optimum climatique médiéval, un changement de dynamique vers le XIII^{e} siècle met en lumière une possible intervention anthropique. En effet, d'après le scénario établi, la migration, qui s'est effectuée de manière perpendiculaire à l'axe de la vallée comme c'est généralement le cas dans les chenaux à berge cohésive (Malavoi et Bravard, 2010), a progressé vers l'aval entre les XIII^{e} et XVIII^{e} siècles. Cette translation a été modérée (600 m tout au plus) mais a permis de stopper le recul de la berge vers le Castéra, lequel n'était plus distant au fleuve que de 75 m, contre 90 m au moment de son implantation. La concomitance entre la translation et l'accroissement du risque fluvial (érosion et inondation) permet d'émettre l'hypothèse que les sociétés riveraines ont consolidé la berge pour se protéger, ce qui a impulsé la translation du la sinuosité. Cette hypothèse est renforcée par le fait que, à la même période, les châtelains ont procédé à l'« emmotement » du *castrum* : cette action d'envergure pourrait être le signe d'une réelle volonté de s'affranchir ou, du moins, de limiter le risque fluvial.

6.1.6. L'édification moderne des îles fluviales : une réponse au Petit Âge Glaciaire

Du XVII^{e} siècle (au moins) aux années 1830, une tendance à l'accumulation sédimentaire dans le chenal unique engendre la formation de nouvelles îles fluviales en amont de Bordeaux. En l'absence d'évènement tectonique, anthropique ou eustatique particulier, cette dynamique est considérée comme une réponse à la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire débutée deux siècles auparavant. Le Petit Âge Glaciaire a soumis le nord du continent européen à des

hivers très rudes et à des gels fréquents du début de XV^{e} à la fin du XIX^{e} siècle apr. J.-C. (Mann, 2002b). Ces phases de gel ont provoqué une érosion accrue du bassin-versant par météorisation mécanique (*e.g.*, cryoclastie), qui a sur-approvisionné le chenal en sédiments. En l'absence d'énergie suffisante pour évacuer tous les alluvions, le fleuve a été contraint de s'en décharger partiellement, ce qui a conduit à la formation d'îles fluviales. Le Petit Âge Glaciaire est aussi synchrone d'un accroissement de la fréquence des crues entre les années 1770 et 1860, qui passe à environ 11 crues par décennie, contre moins de 5 auparavant (et postérieurement ; fig. 16). En érodant les berges, ces crues ont pu accroître la charge sédimentaire et favoriser ponctuellement la création de bras secondaires (*e.g.*, en amont de Caudrot ; fig. 16).

6.1.7. La contraction contemporaine du chenal : un contrôle anthropique

Depuis les années 1830, la quasi-totalité des îles a disparu et le chenal a perdu en largeur et gagné en profondeur. Cette géométrie a été contrôlée entièrement par l'Homme. En effet, c'est à cette période que la Garonne a commencé à être lourdement aménagée pour les besoins de la navigation, dans un premier temps, puis pour se protéger des inondations, dans un second temps. Les interventions ont été diverses : endiguement, dragage, rattachement des îles à d'autres îles et/ou à la berge (cf. chapitre 2). Le tout a conduit à une contraction et un approfondissement du chenal. Par ailleurs, cette canalisation des eaux a certainement permis au prisme tidal de gagner quelques kilomètres sur le domaine fluvial en amont et de remonter ainsi jusqu'à La Réole.

Bien que tous les scénarios présentés soient des hypothèses, les forçages externes ont impacté l'hydrosystème à des degrés différents et à des périodes différentes :
- L'**eustasie**, sous contrôle climatique, a déterminé l'évolution de la basse Garonne pendant la première moitié de l'Holocène. Elle est aussi à l'origine de l'édification même de l'estuaire ;
- Les **variations climatiques** n'ont eu de cesse de modifier l'équilibre entre le débit liquide et le débit solide, par voie directe (*e.g.*, apports hydriques, évaporation) et indirecte (*e.g.*, fonte des glaces, développement de la végétation, érosion des versants). Elles ont joué un rôle dans chacune des métamorphose fluviales holocènes ;
- L**'Homme** impacte indirectement la géométrie de la plaine alluviale depuis la fin du Mésolithique, *via* la déforestation et l'agriculture (drainage), et directement depuis le XIX^{e} siècle *via* la chenalisation. Actuellement, il est le principal forçage de la dynamique fluviale ;
- La **tectonique** n'a pas de rôle avéré à ce jour dans l'évolution holocène de la basse Garonne (pas de trace stratigraphique ni d'évènement tectonique connu ; cf. chapitre 2) ;
- La **marée** a fait muter l'espace fluvial en modifiant l'équilibre dynamique au gré de sa remontée dans l'estuaire. Depuis l'ajustement du chenal à cette configuration tidale, son rôle semble secondaire.

Ce dernier facteur fait tout la singularité du tronçon étudié. Pour mieux apprécier son impact sur la dynamique fluviale, il est nécessaire de comparer l'évolution de la Garonne maritime à celle du domaine fluvial en amont, et à celle du domaine maritime en aval.

6.2. LE SYSTÈME GARONNE-GIRONDE : UNE SINGULARITÉ FLUVIATILE ?

Cette ultime section synthétise la dynamique holocène de l'hydrosystème Garonne-Gironde (fig. 120) puis la compare à celle des grands hydrosystèmes fluvio-estuariens de la façade Atlantique-Manche française à savoir, du sud au nord : la Charente, la Loire et la Seine. La Somme est encore trop peu documentée pour être intégrée au comparatif. Par ailleurs, toutes les chronozones citées ci-après se réfèrent à la typologie établie pour la façade atlantique. Celles généralement définies pour l'Europe sont rappelées en figure 120.

6.2.1. Synthèse sur l'évolution holocène de la Garonne-Gironde

Au Préboréal, la Garonne et l'actuelle Gironde sont toutes deux fluviatiles. En aval, le fleuve s'écoule au sein de multiples chenaux. En amont, le style fluvial n'a pas encore été renseigné.

Au Boréal et à l'Atlantique, la transgression flandrienne entraîne la pénétration progressive du prisme tidal dans le domaine fluvial, ce qui permet à la Gironde et à la basse Garonne d'acquérir leur caractère estuarien. On peut estimer qu'à la fin de cette période (4500 av. J.-C.) l'*onlap* maximum se situait quelques kilomètres en aval de Preignac, à environ -3 m NGF (fig. 119). Ce changement de dynamique s'est accompagné du passage à un chenal unique et de la mise en place de larges zones humides dans le fond de vallée. Parallèlement, le tronçon fluviatile situé 185 km en amont a entamé une phase d'incision (Ferdinand, 2014 ; fig. 120) qui a certainement contribué à fournir les sédiments nécessaires à l'adoucissement de la pente longitudinale.

Au Subboréal, la Gironde, la basse Garonne et la moyenne Garonne ont connu, semble-t-il, des évolutions assez différentes. Vers 4000 av. J.-C., la remontée du plan d'eau océanique conduit à l'ennoiement total de la vallée de la Gironde, voire peut-être aussi de la Garonne maritime située en aval de Bordeaux, là où la largeur du fond de vallée est accrue (fig. 7). Cet ennoiement permet à l'estuaire de se remblayer et d'acquérir progressivement sa configuration en entonnoir, laquelle favorise simultanément la remontée du prisme tidal. À la fin du Subboréal (date indéterminée), la Garonne maritime s'étend dans le fond de vallée en incisant de nouveaux bras secondaires. Vers la même période, la moyenne Garonne toulousaine passe d'une dynamique d'incision à une dynamique d'aggradation, dans un contexte de forte mobilité latérale de son chenal méandriforme (Carozza *et al.*, 2013). Le tout confère à l'hydrosystème un profil longitudinal proche de l'évolution théorique des cours d'eau avec un chenal unique en amont (Garonne toulousaine) qui se divise en plusieurs bras en aval (Garonne fluviatile) avant de s'ouvrir largement sur l'océan (Gironde). Cette configuration durera 2000 à 2500 ans à la charnière Subboréal-Subatlantique.

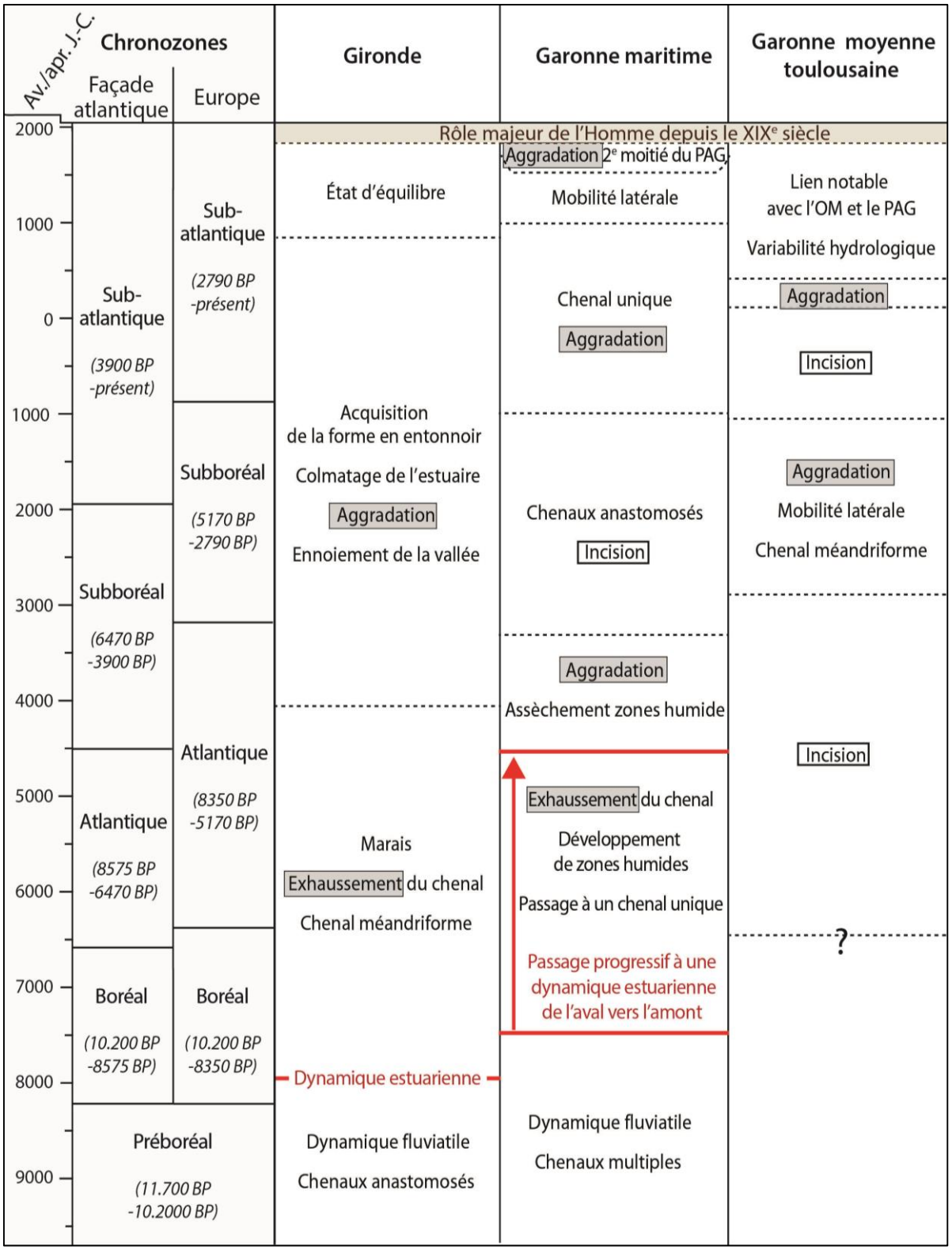


Fig. 120 – Synthèse sur la dynamique holocène de l'hydrosystème Garonne-Gironde. Sources sur la Garonne toulousaine : Carozza *et al*. (2013), David *et al*. (2015), Ferdinand (2014). Sources sur la Gironde : Allen *et al*. (1974), Lericolais *et al.* (1998).

Au Subatlantique, la Gironde achève son remblaiement et atteint un état d'équilibre (Allen *et al*., 1974). À l'inverse, la Garonne connaît une forte variabilité hydrologique qui conduit à divers épisodes d'incision et d'aggradation, aussi bien en amont qu'en aval. Vers Toulouse, le phénomène le mieux documenté est celui de l'incision à l'âge du Fer (Ferdinand, 2014). En Garonne maritime, cette période marque le début du remblaiement des bras secondaires au profit de l'adoption d'un chenal unique. Cette phase d'aggradation peut être corrélée à la dynamique connue par la Garonne toulousaine quelques siècles auparavant (fig. 120) : l'amont et l'aval répondent certainement en différé aux oscillations climatiques. Au Petit Âge Glaciaire, le fleuve est redynamisé, ce qui a conduit à une augmentation de la fréquence et de l'intensité des crues dans le domaine fluviatile (David *et al.*, 2015) et maritime (cf. *supra*). Le Petit Âge Glaciaire a aussi favorisé le développement des îles fluviales au XVIII^{e} siècle, en aval tout du moins, l'amont étant en cours d'investigation (thèse de Mélodie David). Depuis le XIX^{e} siècle, l'intégralité du système Garonne-Gironde est directement contrôlée par l'Homme qui favorise la simplification et l'approfondissement du chenal.

Finalement, les études menées séparément en moyenne Garonne, en basse Garonne et en Gironde aboutissent à des résultats cohérents. La synthèse démontre aussi l'importance de la position charnière de la basse Garonne et la complexité qui en découle : selon le forçage, la basse Garonne est plus ou moins dominée par la dynamique fluviatile et la dynamique maritime. C'est ainsi qu'elle a connu, dans la première moitié de l'Holocène, une évolution assez proche de celle de la Gironde (contrôle climato-eustatique et tidale) et, dans la seconde partie de l'Holocène, une évolution plutôt similaire à la Garonne fluviatile moyenne (contrôle climatique et anthropique).

6.2.2. Comparaison avec l'hydrosystème Charente

La Charente est un fleuve du bassin aquitain situé au nord de la Dordogne. Elle prend sa source à l'ouest du Massif Central et se jette dans l'océan Atlantique après un parcours de 380 km. À ce jour, seul son estuaire a fait l'objet d'une reconstitution paléogéographique holocène (Carbonel *et al.*, 1998). Cette dernière raconte une histoire comparable à celle de la Garonne-Gironde avec :
1) la remontée du plan d'eau océanique dans la vallée profondément incisée au Pléniglaciaire ;
2) en amont : un exhaussement du lit, pour diminuer la pente longitudinale, et la mise en place de zones humides à accrétion verticale (jusqu'à une période inconnue) ;
3) en aval : un envasement de la vallée largement ouverte sur l'océan, la réduction de l'espace d'accommodation par remblaiement, puis son émersion au Subatlantique avec maintien des slikkes et des schorres.
L'évolution du style fluvial et la chronologie précise des événements restent méconnues.

Malgré des données manquantes pour étayer la comparaison, on peut conclure que l'estuaire de la Charente et l'estuaire de la Gironde se sont édifiés selon des processus identiques, ce qui suggère une réponse similaire à la transgression flandrienne.

6.2.3. Comparaison avec l'hydrosystème Loire

Avec ses 1010 km de linéaire, la Loire est le plus long fleuve de France. Elle est aussi l'objet de plusieurs études paléoenvironnementales depuis la fin des années 1990 qui ont permis de de détailler sa dynamique holocène sur son cours moyen et d'identifier quelques grandes étapes en amont et en aval. Pour éviter toute confusion dans le discours ci-après, sera dénommé « Loire aval » le secteur compris entre l'estuaire et la Loire moyenne, autrement dit ente Saumur et Nantes, et « Loire estuarienne » le tronçon soumis à l'influence tidale (en aval de Nantes).

Au Tardiglaciaire, la Loire affiche un style à chenaux multiples. Lors de la transition Tardiglaciaire/Holocène, le secteur amont entame une phase d'incision en réponse aux changements bioclimatiques survenus dans le bassin-versant (Blum et Straffin, 2001 ; Straffin *et al.*, 1999 ; Staffin et Blum, 2002). L'évolution postérieure du secteur est méconnue. La Loire moyenne et aval connaît aussi un épisode d'incision, restreint à son chenal principal. Cette incision s'accompagne de la contraction du chenal et de l'abandon progressif des bras secondaires : le fleuve se métamorphose en un chenal unique, style qu'il adopte définitivement au Subboréal. Dans le même temps, les bras secondaires sont remblayés par des dépôts argilo-tourbeux et la dynamique fluviale s'affaiblit (diminution de la puissance, du débit et des crues ; affinement granulométrique ; Carcaud, 2004 ; Castanet, 2008), ce qui est corrélé à une baisse de la production sédimentaire par stabilisation des versants. Au début de l'Holocène, la Loire estuarienne est envahie progressivement par la remontée du plan d'eau océanique. Son remblaiement débute des millénaires plus tard, à l'Atlantique, et s'achève au Subatlantique avec l'acquisition de sa géométrie actuelle (Ters *et al.*, 1968 ; pas d'autres informations disponibles sur l'estuaire).

Vers 2500 av. J.-C. (4500 cal. BP, début Subboréal), la Loire fluviatile est redynamisée. Les crues augmentent en nombre et en intensité (accroissement du taux de sédimentation) et des bourrelets de rive se mettent en place. Ce changement majeur de l'hydrodynamique est corrélé au climat (précipitations accrues) et, dans une moindre mesure, à la dénudation d'origine anthropique (déforestation) du bassin-versant (Castanet, 2008).

Au Subboréal et au Subatlantique, le fleuve conserve cette dynamique tout en étant animé par une certaine instabilité : quatre épisodes d'activité accrue ont été recensés en Loire moyenne orléanaise depuis le regain d'activité. Tous sont corrélés aux variations climatiques (Castanet, 2008) :

1) entre ~ 2250 et 1750 av. J.-C. (Subboréal) ;
2) du X^{e} siècle av. J.-C. au I^{er} siècle apr. J.-C. (âges du Fer-début antiquité) ;
3) du IX^{e} au XI^{e} siècle apr. J.-C. (avant et au début de l'Optimum Médiéval) ;
4) du XV^{e} au XIX^{e} siècle av. J.-C. (Petit Âge Glaciaire). Ce dernier épisode est synchrone d'une nouvelle métamorphose fluviale au profit du tressage, style qui sera abandonné dès le XIX^{e} siècle suite aux travaux d'endiguement.

Malheureusement, l'histoire pré-atlantique est trop peu documentée en moyenne Garonne pour permettre une comparaison avec la Loire. Cependant, la Loire et la basse Garonne se sont métamorphosées en un chenal unique au début de l'Holocène. Les forçages, la chronologie et les processus ont été bien différents – sous réserve de l'exactitude des hypothèses émises sur les deux hydrosystèmes – mais cela semble traduire une tendance à la simplification des hydrosystèmes avec le réchauffement postglaciaire, lequel impacte à la fois les hydrosystèmes par l'amont (couvert végétale, précipitations) et par l'amont (remontée du prisme tidal). Concernant la période *syn* et *post* atlantique, plusieurs similarités sont observables :

- Vers 3000-2500 av. J.-C., la Garonne et la Loire moyennes connaissent une inversion de la dynamique engagée depuis des millénaires (fig. 120). En val de Garonne, cela se matérialise par un retour à la mobilité et au remblaiement des chenaux méandriformes (Carozza *et al*., 2013).
- Tout comme la Loire, la Garonne fluviatile et la Garonne maritime sont animées par une certaine instabilité au Subatlantique, à l'âge du Fer en particulier. Durant cette période, tandis que la Loire connaît un accroissement du nombre et de la fréquence des crues, la Garonne toulousaine gagne en énergie, ce qui favorise l'incision du chenal. À l'inverse, la basse Garonne affiche une hydraulicité instable et remblaye ses bras secondaires. La synchronicité entre les trois hydrosystèmes suggère l'occurrence d'une même perturbation et renforce la thèse climatique. La singularité de la réponse du haut estuaire résulte certainement de sa nature intrinsèquement différente. Aussi peut-on émettre l'idée que, contrairement à l'amont où elles favorisent l'érosion et l'évacuation des alluvions, les crues engendrent en aval un surplus sédimentaire. En effet, si les alluvions arrivent rapidement, en grande quantité et que la marée est montante, alors celle-ci les contraint partiellement ou totalement au dépôt. Il faut alors un certain temps pour les évacuer, ce que l'occurrence de crues nombreuses et/ou intenses n'a peut-être pas permis. Un tel scénario a pu se reproduire lors de la péjoration du Petit Âge Glaciaire, qui a conduit à une augmentation généralisée de la fréquence et de l'intensité des crues et, en basse Garonne, à la formation de nombreuses îles fluviales. La Garonne maritime commençait alors à adopter un style anastomosé (*e.g*., Rions, Preignac ; fig. 114), ce qui fut stopper dans les années 1830 par les travaux de chenalisation du lit mineur.

6.2.4. Comparaison avec l'hydrosystème Seine

L'histoire holocène de la Seine a l'avantage d'être aussi bien documentée en domaine fluvial (Pastre *et al*., 1997, 2002, 2003 ; Chaussé *et al*., 2008) qu'en domaine estuarien (Huault *et al*., 1975 ; Sebag, 2002 ; Frouin *et al*., 2009, 2010 ; Tessier *et al., 2010*). Pour plus de simplicité, ces deux systèmes sont abordés séparément ci-après.

Dans le bassin de la Seine fluviatile, l'Holocène débute par une incision intense et rapide (quelques siècles) du réseau hydrographique ; ce qui pourrait être la conséquence directe du déficit sédimentaire engendré par l'extension de la pinède, laquelle est directement liée au changement climatique (Pastre *et al*., 2003). La Seine s'écoule alors dans un unique chenal sinueux au moins deux fois plus large que l'actuel (Pastre *et al*., 1997). S'en suit un

affaiblissement de la dynamique hydro-sédimentaire qui conduit à une lente sédimentation organique jusqu'à la fin de l'Atlantique, dans un contexte d'apports détritiques réduits. À la transition Atlantique/Subboréal, l'activité fluviale reprend de la vigueur grâce aux défrichements néolithiques qui favorisent l'érosion des versants (Pastre *et al.,* 1997 ; Leroyer *et al.,* 2006). La charge en transit dans le réseau hydrographique devient plus grossière, les chenaux s'exhaussent puis contraignent les bras secondaires à reprendre leur activité. Vers 1700 av. J.-C., une « crise majeure et généralisée » affecte le bassin de la Seine (Pastre *et al.,* 2006) : des chenaux principaux et secondaires sont remblayés tandis que d'autres divaguent et s'approfondissent. Cet épisode pourrait être lié à la hausse des précipitations couplée à des défrichements croissants (Pastre *et al.,* 1997). Au Subatlantique, le fond de vallée connaît des phases importantes d'aggradation limoneuses corrélées à l'anthropisation du milieu (Pastre *et al.,* 1997). La dynamique fluviale synchrone reste peu documentée. Au cours des deux derniers siècles, le chenal unique de la Seine est considérablement simplifié par les interventions humaines (chenalisation, canalisation), ce qui a conduit notamment à la disparition de près de la moitié des îles fluviales et à une contraction du lit mineur estuarien (Lescure *et al*., 2011).

Dans la basse vallée de la Seine, le début de l'Holocène est marqué par une rétrogradation de la ligne de rivage sous contrôle de la remontrée du niveau marin et de la paléo-topographie. Vers 6000-5000 av. J.-C., l'élévation de la masse d'eau finit par excéder la capacité du chenal, ce qui conduit à l'immersion des zones basses du fond de vallée. S'en suit une aggradation de sédiments très organiques en amont (vase, tourbe) et de dépôts tidaux en aval. À partir de 1100 av. J.-C., l'aggradation cesse au profit de la progradation de la ligne de rivage (grâce à une dynamique fluviale accrue par l'influence anthropique ? ; cf. *supra ;* Frouin *et al*., 2010).

En l'état actuel des connaissances, l'évolution de la Garonne toulousaine semble peu concordante avec celle de la Seine fluviatile puisqu'aucune période de sédimentation organique, de réactivation de bras secondaires ni de crise majeure vers 1700 av. J.-C. n'a été mise en évidence (à ce jour) en moyenne Garonne. En aval, l'édification des estuaires diffère sur deux points : 1) la chronologie de l'exhaussement organique, qui a démarré plus tôt en Garonne-Gironde et 2) la progradation de la ligne de rivage, qui n'a pas eu lieu en Gironde. Tout ceci pourrait s'expliquer par une différence de courants marins et de topographie (géométrie de la vallée ; échancrure du littoral). Par ailleurs, le style fluvial et son éventuelle métamorphose ne sont pas renseignés pour l'estuaire de la Seine, ce qui limite la comparaison.

Au final, les hypothèses émises en début de chapitre 6 sur les facteurs de contrôle de la dynamique estuarienne garonnaise sont corrélées aux modèles établis dans le reste du bassin-versant et dans les hydrosystèmes proximaux analogues. La réponse semble différer du fait de la position même du tronçon au sein du système fluvial : temps de réponse plus long à une perturbation aval et réponse parfois différente de l'aval. Par ailleurs, la confrontation entre les schémas d'évolution de la Charente, de la Garonne, de la Loire et de la Seine tend à démontrer 1) le caractère régional (au moins) de certaines perturbations, 2) l'harmonie et la singularité des réponses des hydrosystèmes analogues et 3) une originalité de la Seine par rapport aux trois autres hydrosystèmes, qui se jette dans l'océan Atlantique et non dans la Manche.

Conclusion

Cette nécessaire mise en perspective de la reconstitution paléoenvironnementale de la basse Garonne tend à conforter les hypothèses émises. Le scénario proposé est cohérent à la fois avec l'évolution du bassin-versant et avec l'évolution des hydrosystèmes fluvio-estuariens proximaux. Seules les métamorphoses fluviales (Atlantique) et fluvio-estuariennes (transition Subboréal/Subatlantique) n'ont pas pu être confrontées, le style fluvial des chenaux estuariens n'étant pas précisé dans les études analogues. En outre, on retiendra un temps de réponse différé entre la Garonne fluviatile et la Garonne maritime, en plus d'une réponse parfois différente, du fait de l'influence tidale qui, par exemple, ne permet pas une évacuation des flux comme en amont. D'ailleurs, la réflexion engagée sur les facteurs de contrôle en ouverture de cette thèse prend une nouvelle dimension au regard des relations qu'entretient la basse Garonne avec les systèmes estuariens, dans la première moitié de l'Holocène, puis avec les systèmes fluviatiles dans la seconde moitié de l'Holocène. L'histoire de la basse Garonne a d'abord été contrôlé par l'aval (eustatisme, prisme tidal) puis par l'amont (climat, couvert végétal, Homme) une fois le système estuarien et l'eustasie stabilisés. Mais de tout temps depuis la remontée du niveau marin, l'évolution de la basse Garonne a été fondamentalement dépendante de la présence simultanée de la dynamique maritime et de la dynamique fluviale. Depuis le XIX^{e}, comme de nombreux hydrosystèmes français, elle dépend aussi fortement de l'anthropisation, sans en être pour autant dépendante.

Conclusion générale

Le travail exposé dans cette thèse a permis de proposer un des premiers modèles d'évolution holocène de la Garonne maritime, secteur original relevant à la fois des dynamiques fluviales et maritimes.

La reconstitution spatio-temporelle de la basse Garonne était l'objectif principal de l'étude. Elle servait trois autres objectifs :

- Améliorer la connaissance sur le fonctionnement paléo-hydrologique du fleuve Garonne devenue maritime avec le temps ;
- Préciser les paléo-environnements de fond de vallée associés ;
- Éclairer les relations Homme/milieux sur le site médiéval de Langoiran et sur le site protohistorique et antique d'Isle-Saint-Georges.

Pour répondre au mieux à ces attentes, la démarche s'est faite en trois temps. Dans un premier temps (Partie 1), toutes les informations relatives de près ou de loin à la dynamique du tronçon fluvial ont été collectées. Cela a permis de se familiariser avec le fonctionnement actuel du fleuve, de comprendre l'équilibre établi entre les flux hydriques et sédimentaires venant à la fois de l'amont et de l'aval, de caractériser les unités hydrogéomorphologiques connexes et d'en apprendre d'avantage sur les facteurs susceptibles d'avoir contrôlé l'évolution holocène. Dans un second temps (Partie 2), des investigations ont été menées sur deux sites présentant à la fois un intérêt géomorphologique (style fluvial et géométrie différents) et un intérêt archéologique sur les sites de Langoiran et Isle-Saint-Georges. Pour chaque secteur, diverses informations ont été récoltées et couplées : les archives historiques, la microtopographie, les indices archéologiques, la conductivité électrique du remblaiement alluvial, la stratigraphie de ce dernier et les marqueurs granulométriques, biologiques et chronométriques contenus dans les archives sédimentaires. L'étude approfondie de l'ensemble a permis d'identifier, de spatialiser, de dater et de caractériser hydrologiquement divers paléo-milieux de sédimentation pour aboutir, sur chaque site, à une histoire fluvio-estuarienne illustrée par une cartographie diachronique. L'histoire environnementale a été croisée à l'histoire sociétale des sites. Dans un troisième temps (Partie 3), les indices disponibles sur le reste de la basse vallée ont été rassemblés et confrontés aux résultats acquis localement afin d'établir un scénario d'évolution holocène de la Garonne maritime. Chaque temps fort jalonnant ce scénario a été replacé dans son contexte global pour tenter d'en identifier les facteurs de contrôle. La comparaison du modèle d'évolution ainsi obtenu avec les études menées en amont (Garonne toulousaine) et en aval (Gironde) a permis de conforter la recevabilité du scénario proposé et

d'apprécier la singularité de cet espace. Pour finir, l'évolution holocène de l'ensemble du système Garonne-Gironde a été comparée à celle des grands bassins versants proximaux à embouchure estuarienne. Le but était d'évaluer la représentativité ou l'originalité de la réponse (nature, temps) de la basse Garonne et du système Garonne aux changements globaux.

Au final, ce protocole de recherche a permis de répondre aux objectifs fixés mais avec une précision variable en raison des diverses limites rencontrées. Les résultats obtenus sont synthétisés ci-après objectif par objectif. Ils sont suivis d'une conclusion sur les limites et l'apport méthodologique de l'étude, d'une discussion sur le concept de « dynamique fluvio-estuarienne » théorisé en introduction, enfin d'une réflexion sur l'originalité et l'apport de la thèse à la connaissance des estuaires fluviaux, espaces trop rarement traités individuellement. Vient ensuite une présentation des perspectives de recherche.

Scénario d'évolution holocène : un tronçon devenu estuarien à l'Holocène moyen

À l'entrée dans l'Holocène, le niveau marin est 60 m sous l'actuel. La Garonne aujourd'hui maritime est alors un cours d'eau exclusivement fluviatile qui s'écoule en sein de multiples et profonds chenaux. Vers 7500-7000 av. J.-C., tandis que le plan d'eau océanique atteint -17 m NGF et ralentit sa remontée, un changement majeur intervient : la vallée fluviatile devient une ria et se mue en une vallée estuarienne. En réaction à l'élévation du niveau de base et à l'arrivée de la marée dynamique, la Garonne adoucit sa pente, perd en puissance et abandonne ses bras secondaires pour ne conserver qu'un unique chenal d'écoulement (première métamorphose fluviale). La ligne d'eau à pleins bords arrive rapidement (quelques siècles) à hauteur des berges et entraîne une inondation progressive du fond de vallée de l'aval vers l'amont. Des zones humides se mettent en place, entrainant un remblaiement limono-tourbeux des bras abandonnés puis des parties basses de la plaine alluviale. S'en suivent quelques millénaires et plusieurs mètres d'exhaussement limono-organique (~ 3,2 m en 2000-2500 ans à Langoiran) qui prendra fin vers 3200 av. J.-C. avec l'assèchement des zones humides. La Garonne désormais estuarienne et à chenal unique a progressivement ajusté sa morphologie au nouveau niveau de base et aux nouvelles conditions hydro-sédimentaires définies par des apports amont et aval. Au Subboréal récent ou au Subatlantique ancien (hiatus entre 3200 et 1000 av. J.-C.), la Garonne gagne en dynamisme et entame une incision au profit de la réactivation et/ou de la création de bras secondaires. Cette deuxième métamorphose fluviale pourrait être dû à un accroissement du débit liquide sous contrôle climatique (augmentation des précipitations) et anthropique (réduction du couvert végétal). Un lien avec le prisme tidal toujours en progression dans l'estuaire, grâce à l'acquisition de sa forme en entonnoir, est aussi envisagé. Entre le X^{e} siècle av. J.-C. et le X^{e} siècle apr. J.-C., la dynamique s'inverse. L'activité fluviale s'affaiblit et les chenaux sont remblayés de sorte que, dès le Moyen Âge classique, la Garonne maritime affiche de nouveau un style à chenal unique (troisième métamorphose). Finalement, l'hypothèse privilégiée pour expliquer cette troisième métamorphose est une confrontation entre les flux amont et les flux aval. En amont, le climat subatlantique favorise des crues intenses et régulières productrices de sédiments tandis qu'en aval, la marée freine l'évacuation des alluvions : l'arrivée « régulière » d'une quantité accrue de sédiments a certainement

outrepassé la capacité d'évacuation du chenal estuarien et conduit au dépôt dans les chenaux secondaires. À partir du XI^{e} siècle apr. J.-C. une migration latérale débute sur le site amont (Langoiran). Son origine reste indéterminée mais une intervention anthropique pour forcer sa translation aval est fortement envisagée. La péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire favorise de nouveau un accroissement de l'intensité et de la fréquence des crues et conduit à la formation d'îles fluviales en basse Garonne. Dans les années 1830, l'Homme stoppe la dynamique d'aggradation par chenalisation du lit mineur (quatrième métamorphose fluviale). La Garonne maritime devient alors le chenal unique, subrectiligne et approfondi qu'elle arbore aujourd'hui.

Des connaissances lacunaires sur le fonctionnement paléo-hydrologique

Si l'étude a permis de cerner différentes phases d'aggradation et d'incision, peu de précisions ont pu être apportées sur les régimes hydrologiques associés, qu'elles soient qualitatives (régime dominé par les crues, les étiages ou mixtes) ou quantitatives (débit, puissance spécifique). Les vitesses de sédimentation de la plaine alluviale et de remblaiement des paléochenaux suggèrent toutefois un régime constamment dominé par les crues, voire mixte, ce qui a certainement été encouragé par la présence du prisme tidal.

Des paléo-environnements de fond de vallée bien renseignés

L'analyse hydrogéomorphologique menée dans cette thèse a renseigné de nombreux milieux fluviaux holocènes (chenal, île, zones humides) tandis que les études palynologiques conduites à Langoiran (Faure, 2014) et Bordeaux (Leroyer et *al*., 2006) ont éclairé l'aspect végétal. Cette complémentarité a permis de reconstituer l'évolution du fond de vallée sur une large partie de l'Holocène (fig. 117). Au début de l'Holocène, le paysage offert par le fond de vallée de la basse Garonne entre Langoiran et Bordeaux était certainement celui d'une plaine arborée de saules, occupée par des prairies marécageuses et excisée par d'étroit et profond chenaux. Au milieu de l'Holocène (vers 4500 av. J.-C.), le fond de vallée est très humide et instable. Les inondations sont nombreuses, des zones humides se sont établies dans les zones basses, dont les bras-morts, et les formations arborées sont désormais dominées par l'aulne. À la transition Subboréal/Subatlantique, vers 2000 av. J.-C., les zones humides ont nettement régressé au profit de l'aulnaie tandis que des chenaux secondaires se reforment. Depuis environ trois millénaires, la prairie domine le fond de vallée, qui est resté relativement humide et comprend plusieurs paluds.

Des interactions Homme/milieux fortes dans le fond de vallée

L'environnement contemporain à chacun des sites archéologiques à l'étude a pu être précisé. À Langoiran, le *castrum* a certainement été implanté dans la plaine d'inondation proximale du chenal, à moins de 100 m de ce dernier. Cette position présentait bien des avantages

(ressources vivrières, voie de communication…) et pouvait servir une fonction de contrôle fluvial. La proximité avec la berge présentait aussi l'inconvénient de soumettre la population à une grande vulnérabilité au risque fluvial (érosion et inondation). Ce risque a pris de l'ampleur lorsqu'au XII^{e} siècle, moins de 100 ans après l'installation du Castéra, le fleuve a commencé à éroder la berge proximale devenue concave, dans une dynamique de migration latérale. Cette dynamique a eu un double impact : un recul la berge vers le site et un accroissement des inondations. Il est envisagé que l'Homme a tenté d'atténuer ces impacts en rehaussant son habitat et en consolidant la berge. Cette dernière action serait, de fait, à l'origine d'une légère translation du chenal vers l'aval.
À Isle-Saint-Georges, les sociétés de la fin du Bronze final se sont installées sur l'une des îles présentes à l'époque dans le chenal, ce qui présentait là aussi de nombreuses potentialités et contraintes (cf. *supra*). Dans le même temps, la métamorphose fluviale en faveur d'un chenal unique a débuté. Les chenaux situés au nord et à l'ouest du site ont été les premiers remblayés et ont pu impulser le repli de l'habitat à l'est, là où un chenal est devenu plus actif et permettait de poursuivre (ou entamer ?) des activités portuaires. Le chenal méridional a été remblayé des siècles plus tard, favorisant le scindement des îles et l'extension de la petite agglomération. Il est probable que le nom de la commune soit hérité de cet habitat protohistorique et antique insulaire.

Limites de l'étude et réflexion méthodologique

Les résultats présentés précédemment sont des hypothèses et doivent être considérés au regard de plusieurs limites. La plus importante est sans doute l'extrapolation des données. En effet, seuls deux sites ont été utilisés pour retracer l'histoire d'un tronçon de 92 km, ce qui conduit inévitablement à des extrapolations. La précaution prise est d'autant plus grande que l'étude a mis en exergue l'effet de site et que le linéaire fluvio-estuarien affiche un gradient longitudinal avec un secteur amont sous plus forte influence fluviale (*e.g.*, rareté du bouchon vaseux ; bancs de convexité comme en amont, fig. 9). Par ailleurs, les reconstitutions paléoenvironnementales, paléohydrologiques et paléohydrauliques ont dû faire face à 1) une faiblesse chronologique, due à la fois à des problèmes d'inversion chronologique et à l'absence de matériel organique, 2) l'impossibilité d'acquérir un référentiel sédimentologique sur le fond du chenal actuel pouvant servir d'analogue aux archives sédimentaires, 3) la rareté des marqueurs faunistiques et 4) des hiatus stratigraphiques couplés à une forte variabilité latérale, longitudinale et verticale des séquence sédimentaires, dus à la mobilité du fleuve.

L'intérêt d'utiliser des analogues actuels a été démontré à plusieurs reprises grâce à la comparaison de l'image CM des dépôts contemporains avec celle des archives sédimentaires. Cette confrontation a permis une meilleure identification de certains paléo-milieux de sédimentation, de caractériser les changements de compétence et de mieux cibler l'arrivée de l'influence tidale. L'aide dans l'identification des paléo-milieux semble tout de même très limitée par la variabilité hydrologique du fleuve.

Enfin, la quasi-absence d'ostracodes est particulièrement énigmatique. Les seuls fossiles identifiés proviennent de séquences récentes (barre de migration médiévale et paluds de l'âge du Fer) prélevées exclusivement à Langoiran. Cela met en exergue le rôle potentiel de la trop grande instabilité du milieu devenu estuarien à l'Holocène.

Une dynamique fluvio-estuarienne singulière…

En introduction, une théorie a été proposée selon laquelle, en domaine estuarien, la dynamique fluviale est interdépendante de la dynamique tidale. La présente étude le confirme. Dès l'acquisition de son caractère estuarien, la basse Garonne a évolué en fonction des flux amont et aval, bien que ceux-ci aient eu un poids variable. Jusqu'au Subboréal, l'évolution du fond de vallée a été inévitablement contrôlée par l'aval (augmentation de la ligne d'eau à pleins bords, aggradation organique) mais aussi déterminée par les ajustements fluviaux (adoucissement pente), ce qui a abouti à une dynamique différente de l'amont (incision) mais comparable à celle des estuaires proximaux. Une fois l'état d'équilibre atteint, la marée a joué un rôle secondaire par rapport à l'hydrodynamique fluviale qui a favorisé la ré-incision de chenaux secondaires. Puis, au Subboréal, alors que le réchauffement climatique impulse une augmentation des crues et une incision en aval, la Garonne maritime entame deux millénaires d'instabilité et de remblaiement de ses paléochenaux, jusqu'à l'acquisition d'un style à chenal unique. Cette métamorphose pourrait tout à fait résulter de la rencontre entre les flux amont enrichis en sédiments et les flux aval limitant leur évacuation, auquel cas le terme de « métamorphose fluvio-estuarienne » semblerait plus adapté.

…qui nécessite une reconstitution paléoenvironnementale individuelle

La position d'interface du haut estuaire lui vaut d'évoluer différemment des tronçons amont et aval au cours du temps. Or, la quasi-totalité des études sur les paléo-environnements estuariens ne distinguent pas le haut estuaire de celui moyen et marin et/ou n'évoque pas le style fluvial et/ou n'aborde que le bas estuaire (tout du moins dans les études lues jusqu'alors). De même, les travaux sur les paléo-environnements fluviaux n'intègrent pas ou ne différencient pas la basse vallée soumise à l'influence de la marée dynamique. Il serait intéressant de mieux comprendre les adaptations de cet espace de transition entre l'influence fluviatile et maritime, surtout dans un contexte où l'inquiétude grandit vis-à-vis des effets attendus du réchauffement climatique.

Perspectives de recherche

L'intérêt, les résultats ainsi que les limites de cette étude ouvrent de nombreuses perspectives. D'abord, le modèle proposé nécessiterait de plus amples investigations en amont et en aval de Langoiran et d'Isle-Saint-Georges afin d'être conforté et de mieux cerner les différences longitudinales internes au système fluvio-estuarien. Cela permettrait aussi d'étayer la

chronologie et de mieux appréhender les origines de la pauvreté faunistique (présence en amont où l'influence tidale est moins importante ?). Il serait aussi très intéressant d'étendre la fenêtre d'étude à la basse vallée de la Dordogne qui, *a priori*, a été soumise à la même dynamique aval – puisque la Garonne et la Dordogne confluent pour former la Gironde –, mais affiche un tracé bien plus méandriforme qui suggère une dynamique fluviale et/ou un contexte morphostructural et anthropique différents. La confrontation entre les deux hydrosystèmes fluvio-estuariens permettrait ainsi de mieux appréhender l'impact respectif de la dynamique maritime et de la dynamique fluviale dans l'évolution holocène des hauts estuaires.

Références bibliographiques

A

Aitken, M.J., 1985. *Thermoluminescence dating*. Academic press, London, Florida, 359 p.

Aitken, M.J., 1998. *An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. Oxford University Press, 280 p.

Allen, J.R.L., 1970. *Physical processes of sedimentation: an introduction*. Unwin University Books, London, 248 p.

Allen, G.P., 1972. *Étude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Thèse d'État en Sciences Naturelles, Université de Bordeaux I, 314 p.

Allen, G.P., 1991. Sedimentary Processes and Facies in the Gironde Estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. *In* : Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A, *Clastic Tidal Sedimentology*, CSGP Memoir 16, 29-39.

Allen, G.P., Bouchet, J.-M., Carbonel, P., Castaing, P., Gayet, J., Gonthier, E., Jouanneau, J.M., Klingebiel, A., Latouche, C., Legigan, P., Orgeron, C., Pujos, M., Tesson, M., Vernette, G., 1974. Environnements et processus sédimentaires sur le littoral nord-aquitain. *Bulletin de l'Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine* 15, 3-183.

Allen, G., Castaing, P., Froidefond, J., Migniot, C., 1979. Quelques effets à long terme des aménagements sur la sédimentation dans l'estuaire de la Gironde. In : *Les Côtes Atlantiques d'Europe, Évolution, Aménagement, Protection*, Actes du colloque sur les côtes atlantiques, Brest, 15-16 mai 1979, Publications du CNEXO, 115-138.

Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research* 63 (3), 378-391.

Allen, G.P., Salomon, J., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology* 26, 69-90.

Alvinerie, J., Prativel, L., Gayet, J., Dubreuilh, J., Moisan, J.-L., Wilbert, J., Astié, H., Duverge, J., 1977. *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000e, feuille de Bordeaux (n°803)*. Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans, 45 p.

Aminot, Y., 2013. *Étude de l'impact des effluents urbains sur la qualité des eaux de la Garonne estuarienne : application aux composés pharmaceutiques et aux filtres UV*. Thèse de doctorat en Chimie analytique et environnement, Université Bordeaux 1.

Anderson, J.B., Rodriguez, A.B., Milliken, K.T., Taviani, M., 2008. The Holocene evolution of the Galveston estuary complex, Texas: Evidence for rapid change in estuarine environments. *Geological Society of America*, Special Papers 443, 89-104.

Andrieu, V., 1991. *Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel*. Thèse de Doctorat en Géographie-Aménagement, Université de Toulouse-Le Mirail, 127 p.

Araguas, P., Faravel, S., 2006. Les châteaux de Langoiran, premier bilan archéologique. *In* : Cocula, A.-M., Combet M. (dir.), *Châteaux, livres et manuscrit, IX^e - XXI^e siècles : Actes des rencontres d'archéologie et d'histoire en Périgord*, Ausonius, Pessac, 249-263.

Arco, L.J., Adelsberger, K.A., Hung, L., Kidder, T.R., 2006. Alluvial geoarchaeology of a Middle Archaic Mound complex in the lower Mississippi Valley, U.S.A. *Geoarchaeology* 21, 591-614.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15 (3), 420-428.

Arnaud-Fassetta, G., 1998. *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de Doctorat en Géographie physique, Université de Provence (Aix-Marseille 1), 329 p. Atelier National de Reproduction des Thèses, Villeneuve d'Ascq, 358 p.

Arnaud-Fassetta G., 2000, *Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'âge du bronze au siècle du nucléaire*. Grafigéo, 11, Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, 229 p.

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 en Géographie physique, Université Paris-Diderot (Paris 7), 3 vol., 35 p., 435 p. et 357 p.

Arnaud-Fassetta, G., 2008. La géoarchéologie fluviale : concepts, attendus et méthodes d'étude rétrospectives appliqués à la caractérisation du risque hydrologique en domaine méditerranéen. *Échogéo*, 4, 10 p.

Arnaud-Fassetta, G., 2011. L'histoire des vallées, entre géosciences et géoarchéologie. *In* : Hesnard, A., Marriner, N., Morhange, C. (Eds.), *ArchéoMed-Paléomed. Géoarchéologie en Méditerranée. Mélanges offerts à Mireille Provansal*. Méditerranée 117, 25-34.

Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N. (Eds.), 2015. *French geoarchaeology in the 21st century*. CNRS Editions, Paris, 620 p.

Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., Salvador, P.-G., 2010. Fluviatile palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change - Hydrological risk issues. *Quaternary International* 216, 93-117.

Arnaud-Fassetta, G., Chabal, L., 1997. Evolution des paléoenvironnements fluviaux dans la plaine deltaïque du Rhône de l'Antiquité au Haut Moyen-Age d'après la géomorphologie et l'anthracologie. *In* : Baudat M. (dir.), *Crau, Alpilles et Camargue. Histoire et archéologie*, Actes du colloque, Arles,

Editions du Groupe d'Archéologie Arlésien, 13-29.

Arnaud-Fassetta, G., Crichton, B., Siboni, M., Montenegro, M.E., Suc, J.-P., Bourrelly, C., Burot, V., Freytet P., 2015. Hydrogéomorphologie du site, paléoenvironnements et dynamique alluviale. *In* : Landuré, C., Arcelin, P., Arnaud-Fassetta, G. (Eds.), *Le village de La Capelière en Camargue (Arles, Bouches-du-Rhône) du début du V^e^ s. av. n. è. à la période du Haut Moyen Âge*. Sous presse.

Auzie, M., Chaumel, A., Kerviel, C., Leroy, B., Lorente, G., Marc, P., Sans, F., 2003. Le bassin versant de la Garonne. *In* : Association Française des Établissements Publics Territoriaux de Bassin (Éd.), *Etude monographique des fleuves et grandes rivières de France*, 63-71.

B

Bagnold, R.A., 1966. *An approach to the sediment transport problem from general physics*. Geological survey professional paper, Washington, 39 p.

Baird, W., 1843. Notes on British Entomostraca. In : Newman, E. (Ed.), *The zoologist: a popular miscellany of natural history*, vol. 1, 193-197.

Bellec, V., 2007. *Évolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène*. Thèse de Doctorat en Géologie Marine, Université Bordeaux 1, 294 p.

Bellotti, P., Calderoni, G., Carboni, M.G., Di Bella, L., Tortora, P., Valeri, P., Zernitskaya, V., 2007. Late Quaternary landscape evolution of the Tiber River delta plain (Central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and ^{14}C dating. *Zeitschrift für Geomorphologie* 51, 505-534.

Benaouda, A., 2008. *Dynamique saisonnière des sédiments en suspension dans l'estuaire de la Gironde: modélisation opérationnelle de la réponse aux forçages hydrodynamiques*. Thèse de Doctorat en Physique de l'environnement, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 292 p.

Berendsen, H.J.A., Stouthamer, E., 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161 (3-4), 311-335.

Berger, P., Etcheber, H., Ewald, M., Lavaux, G., Belin, C., 1984. Variation of organic matter extracted from particles along the Gironde Estuary (France). *Chemical geology* 45, 1-16.

Beun, N., Broquet, P., 1980. Tectonique quaternaire (Holocène ?) dans la plaine littorale picarde des Bas-Champs de Cayeux et de leurs abords orientaux. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 17, 47-52.

Beyneix, A., Garnier, J.-F., Pons, J., 1994. Les épées du Bronze moyen et final draguées dans le cours inférieur du Lot (Lot-Garonne). *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 91, 191-195.

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (11), 1237-1248.

Blum, M. D. Straffin, E. C., 2001. Fluvial response to external forcing: examples from the Massif Central of France, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of Tunisia, and the Lower Mississippi

Valley (USA). *In* : Maddy, D., Macklin, M.A. (Eds.), *River Basin Sediment Systems - Archives of Environmental Change*, Balkema Press, 195-228.

Bonnet, P., 1976. *Hydrodynamique et pollution en estuaire : étude par des modèles mathématiques*. Thèse de Doctorat en Sciences, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Paris, 151 p.

Bonneton, N., Bonneton, P., Parisot, J.-P., Sottolichio, A., Crapoulet, A., 2011. *Structure verticale des courants associés à la propagation de la marée dans la Garonne - Impact du mascaret*. 20ème Congrès Français de Mécanique, Besançon, 29 août au 2 septembre 2011, 6 p.

Boucherès, M.F., 2000. *Chronologie des crues de la Garonne en Agenais du VIème siècle à nos jours.* Disponible via http://mariefb.pagesperso-orange.fr/villancetres/garonne/garonne.htm

Boudet, R., 1987. *L'âge du fer récent dans la partie méridionale de l'estuaire girondin du V^e^ au I^er^ siècle avant notre ère, Archéologies*. Vesuna, collection « Archéologies », Périgueux, 254 p.

Bravard, J.-P., 1983. Les sédiments fins des plaines d'inondations dans la vallée du Haut-Rhône (approche qualitative et spatiale). *Revue de Géographie Alpine* 71 (4), 363-379.

Bravard, J.-P., 2002. Les paléo-environnements fluviatiles et lacustres depuis 15000 ans. Conclusions méthodologiques et perspectives. *In :* Bravard, J.-P., Magny, M. (Éds.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*, Errance, Paris, 303-312.

Bravard, J.P., Amoros, C., Jacquet, G., 1986. Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie. *Revue d'archéométrie* 10, 43-55.

Bravard J.-P., Peiry J.-L., 1999. The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. *In* : Marriott, S.B., Alexander, J. (Ed.), *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*, Geological Society, London, Special Publications 163, 259-268.

Bravard, J.-P., Petit, F., 1997. *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial*. Armand Colin, Paris, 222 p.

Bravard, J.-P., Prestreau, M., 1997. *Dynamique du paysage : entretiens de géoarchéologie*. Actes de la table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995, Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes, 15, 282 p.

Briard, J., 1971. Épées de Bretagne et d'ailleurs jetées dans les rivières à l'âge du Bronze. *Annales de Bretagne* 78, 47-58.

Brice, J.C., 1964. *Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska*. United States Geological Survey Professional Paper 422-D, 47 p.

Bronk Ramsey, C., 1995. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program. *Radiocarbon* 37 (2), 425-430.

Bronk Ramsey, C., Lee, S., 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon* 55 (2-3), 720-730.

Broodbank, C., 2013. *The making of the Middle Sea: a history of the Mediterranean from the beginning to the emergence of the Classical world*. Thames & Hudson Ltd, London, 672 p.

Brookes, A., 1990. Restoration and enhancement of engineered river channels: Some european experiences. Regulated Rivers: Resarch & Management 5 (1), 45-56.

Brown, A.G., 1997. *Alluvial geoarchaeology: floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge University Press, 404 p.

Brunsden, D., Thornes, J.B., 1979. Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, new series 4, 463-484.

Burnouf, J., Leveau, Ph. (dir.), 2006. *Fleuve et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture*. Publication du Comité des études historiques et scientifiques, Paris, 493 p.

Bustillot, V., 2005. *Biogéochimie et hydroclimatologie appliquées à l'aménagement des bassins fluviaux. Modèles de mélange. Diagnostic et prévision. Cas du Niger, de l'Amazone et de la Garonne.* Thèse de Doctorat en Sciences agronomiques, Institut national polytechnique de Toulouse, 243 p.

Buzzi, P., Carcaud, N., Koenig, M.P., Weisrock, A., 1993. Morphodynamique fluviale holocène et établissements humains protohistoriques en fond de vallée de la Moselle à Crévéchamps (Lorraine méridionale). *Revue Géographique de l'Est* 4, 281-295.

C

Camus A., Mathé V., 2011a. *Prospections géophysiques à but paléoenvironnemental sur les communes de Langoiran et Lestiac-sur-Garonne*. ULR Valor, SRA Aquitaine, 26 p.

Camus A., Mathé V., 2011b. *Prospections géophysiques à but paléoenvironnemental et archéologiques sur la commune de l'Isle-Saint-Georges*. ULR Valor, SRA Aquitaine, 47 p.

Carbonel, P., 1971. *Les ensembles fauniques d'ostracodes récents de l'estuaire de la Gironde et du proche plateau continental. Relations avec les phénomènes hydrodynamiques. Intérêt dans la reconstitution des paléoenvironnements*. Thèse de 3e cycle en Géologie marine, Université de Bordeaux, 209 p.

Carbonel, P., 1973. Les ensembles fauniques d'ostracodes recents de l'estuaire de la Gironde. *Bulletin de l'Institut de Geologie du Bassin d'Aquitaine* 14, 75-81.

Carbonel, P., 1980. *Les Ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de plateforme continentale : Essais d'application à des domaines anciens*. Mémoire de l'Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine, 350 p.

Carbonel, P., Dartevelle, H., Evin, J., Gruet, Y., Laporte, L., Marambat, L., Tastet, J., Vella, C., Weber, O., 1998. Évolution paléogéographique de l'estuaire de la Charente au cours de l'Holocène. *In* : Laporte L. (coord.), *L'estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age*, Paris, 16-25.

Carcaud, N., 2004. *D'espace et de temps : un itinéraire de recherche et d'enseignement sur les anthroposystèmes fluviaux*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université d'Angers, 2 vol., 219 et 216 p.

Carcaud, N., Garcin, M., Visset, L., Musch, J., Burnouf, J., 2002. Nouvelle lecture de l'évolution des paysages fluviaux à

l'Holocène dans le bassin de la Loire moyenne. *In* : Bravard, J.-P., Magny, M. (dir.), *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000*, Éditions Errance, 71-84.

Carlier, B., 2012. Caractérisation des milieux de sédimentation de la basse vallée de la Garonne et de l'estuaire de la Gironde : établissement d'un référentiel sédimentologique. Mémoire de Master 2 de Géographie, Université Paris-Est Créteil, Créteil, 100 p.

Carozza, J.-M., Valette, P., Carozza, L., Llubes, M., Ferdinand, L., Edou Obame, S., Sévègnes, L., 2013. L'architecture morpho-sédimentaire de la basse plaine de la Garonne moyenne en aval de Toulouse : premiers résultats. *Quaternaire* 24 (4), 397-406.

Castaing, P., 1981. *Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes : cas de la Gironde*. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Bordeaux I, 530 p.

Castanet, C., 2008. *La Loire en val d'Orléans. Dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème*. Thèse de Doctorat en Géographie, Université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 545 p.

Castanet, C., Camerlynck, C., Vella, M.A., Garcin, M., Burnouf, J., 2007. Approche géophysique, sédimentologique et géomorphologique intégrée pour la caractérisation des dynamiques fluviales de la Loire survenues durant les derniers 25000 ans (Val d'Orléans, Loiret). In : *Actes du 6e colloque Géophysique des sols et des formations superficielles, 25-26 sptembre 2007*, Bondy, France, GEOFCAN, 99-102.

Champion, M., 1858. *Les inondations en France depuis le VIe siècle jusqu'à nos jours, tome 4*. Dalmont, Paris, 524 p.

Chanson, H., Reungoat, D., Simon, B., Lubin, P., 2011. High-frequency turbulence and suspended sediment concentration measurements in the Garonne River tidal bore. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 95, 298-306.

Chaussé, C., Leroyer, C., Girardclos, O., Allenet, G., Pion, P., Raymond, P., 2008. Holocene history of the River Seine, Paris, France: bio-chronostratigraphic and geomorphological evidence from the Quai-Branly. *The Holocene* 18, 967-980.

Clavé, B., 2001. *Évolution des paléo-environnements côtiers à l'Holocène : exemple de l'Aquitaine Septentrionale*. Thèse de Doctorat en Océanographie et paléo-hydrographie, Université Bordeaux 1, 310 p.

Coch, N.K., Barton, K.G., Longoria, A.G., 1991. Holocene Evolution of the Hudson River Estuary. *Journal of Coastal Research*, special issue 11, 55-71.

Colin, A., 2010. *L'Isle-Saint-Georges - Dorgès. Rapport de sondage 2009*. SRA Aquitaine, 31 p.

Colin, A., 2011. *L'Isle-Saint-Georges - Dorgès. Rapport de fouilles programmées 2010*. SRA Aquitaine, 94 p.

Colin, A., 2012. *L'Isle-Saint-Georges : Dorgès, Napias (Gironde)*. Rapport de fouilles programmées 2011. SRA Aquitaine, 224 p.

Colin, A., 2013. *L'Isle-Saint-Georges : Dorgès, Napias (Gironde)*. Rapport de fouilles programmées 2012. SRA Aquitaine, 75 p.

Colin, A., Dumas, A., Mauduit, T., Sassi, M., 2015a. Isle-Saint-Georges (Gironde), une petite agglomération

protohistorique et antique au bord de la Garonne. *Aquitania*, sous presse.

Colin, A., Lescure, S., Dumas, A., Mathé, V., Arnaud-Fassetta, G., Camus, A., 2015b. Occupation humaine et dynamique fluviale à Isle-Saint-Georges (Gironde). *In* : Olmer, F., Roure, R. (Eds.), *Les Gaulois Au Fil de L'eau*, Actes du 37e colloque international de l'Association Française pour l'Étude de l'Âge du Fer, Montpellier 2013, éditions Ausonius, 821-830.

Colin, A., Verdin, F. (dir.), 2013. L'âge du fer en Aquitaine et sur ses marges : mobilité des hommes, diffusion des idées, circulation des biens dans l'espace européen à l'âge du Fer. *Aquitania* supplément 30, Bordeaux, France.

Coquillas, D., Diot, M.-F., Clavé, B., Tastet, J.-P., 2006. L'Homme dans les paysages côtiers du nord Médoc (Gironde) entre Néolithique et Âge du Fer. *In* : Fouéré, P., Chevillot, C., Courtaud, P., Ferullo, O., Leroyer, C. (dir.), *Paysages et peuplements : aspects culturels et chronologiques en France méridionale : actualité de la recherche*, Actes des 6e rencontres méridionales de Préhistoire récente, Périgueux, 14-16 octobre 2004, co-édition ADRAHP-PSO, 55-70.

Corbier, P., Capdeville, J.-P., Pedron, N., Platel, J.P., Winckel, A., 2005. *SAGE Nappes profondes de Gironde. Atlas des zones à risques. Zone à risque de l'Oligocène en rive gauche de la Garonne entre Bordeaux et Langon*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 86 p.

Cotten, A., 1996. *La Gironde, un écosystème estuarien*. Conservatoire de l'estuaire de la Gironde, Blaye, 15 p.

Coussillan, O., 2007. *Isle-Saint-Georges en Arruan. Histoire d'une commune*. Les Éditions de l'Entre-deux-Mers, Saint-Quentin-de-Baron, 172 p.

Cubizolle, H., Georges, V., 2001. L'évolution holocène de la plaine alluviale de la Loire dans le bassin du Forez (Massif central, France). Mise en évidence du potentiel géoarchéologique. *Quaternaire* 12, 53-67.

D

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130-1146.

David, M., 2015. 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* 21, 21-44.

Davidson, D.A., Shackley, M.L., 1976. *Geoarchaeology: earth science and the past*. Westview Press, London, 408 p.

Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.

De Beaulieu, J., 1982. Palynological subdivision of the Holocene in France. *Striae* 16, 106-110.

De Vernal, A., Henry, M., Bilodeau, G., 1996. *Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie*. Les cahiers du GEOTOP 3, 43 p.

Dearing, J.A., 1994. *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system*. Chi Publishing, Kenilworth, 111 p.

Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H., Loveland, P.J., 1996. Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International* 127, 728-734.

Didierjean, F., 1988. Archéologie aérienne dans la région Aquitaine : approche méthodologique. *In* : Association pour la promotion de l'archéologie et des musées archéologiques en Midi-Pyrénées, *Le point sur la prospection aérienne - Journée D'archéologie Aérienne*, Centre de Recherche archéologique, Toulouse, 45-50.

Dionne, J.C., 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 7, 36-44.

Diot, M.F., 1996. *Apports de l'étude palynologique à la reconstitution de l'environnement végétal naturel et anthropique de la vallée du Peugue*. SRA Aquitaine, Bordeaux, 20 p.

Diot, M.-F., Tastet, J.-P., 1995. Paléo-environnements holocènes et limites chrono-climatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France). *Quaternaire* 6 (2), 63-75.

Doxaran, D., 2002. *Télédétection et modélisation numérique des flux sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Thèse de Doctorat en Océanographie physique, Université de Bordeaux I, 309 p.

Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81, 321-332.

Drago, T., Freitas, C., Rocha, F., Moreno, J., Cachão, M., Naughton, F., Fradique, C., Araújo, F., Silveira, T., Oliveira, A., Cascalho, J., Fatela, F., 2006. Paleoenvironmental evolution of estuarine systems during the last 14000 years - the case of Douro estuary (NW Portugal). *Journal of Coastal Research* 39, 186-192.

Dubreuilh, J., 1979. *Contribution à l'étude sédimentologique du système fluviatile Dordogne-Garonne dans la région bordelaise : les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 301 p.

Dubreuilh, J., Capdeville, J., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J., Simon-Coinçon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 4, 3-26.

Ducaunnès-Duval, A., 1892. Cartulaire de l'abbaye Sainte-Croix de Bordeaux. *In* Lépicier J. (Éd), *Archives historiques de la Gironde*, tome XXVII, Bordeaux, 69, 96-97.

Dyer, K.R., 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. Wiley, Chichester, 358 p.

E

Eriksson, M.G., Olley, J.M., Kilham, D.R., Pietsch, T., Wasson, R.J., 2006. Aggradation and incision since the very late Pleistocene in the Naas River, south-eastern Australia. *Geomorphology* 81, 66-88.

Etcheber, H., Schmeltz, M., Castaing, P., Chabaud, G., 2007. R*éseau MAGEST, mesures automatisées pour la surveillance de la Gironde : rapport d'activité 2005, inteprétation des données*. Rapport à l'intention du comité de pilotage du réseau MAGEST, laboratoire EPOC, université Bordeaux 1, Bordeaux, 35 p.

F

Fabre, A., 1939. *Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde*. Drouillard, Bordeaux, 537 p.

Fabre, R., Chretien, M., Andrieux, C., Denis, A., 2012. Caractérisation des facteurs d'hétérogénéité du sous-sol de Pessac (Gironde, France) : aspects géologiques et géotechniques. *In* : *Espaces Urbains, Ruraux, Souterrains et Littoraux, Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur, Bordeaux, 4-6 Juillet 2012*, Imprimerie de Bordeaux 1, 59-66.

Fairbridge, R.W., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. *In* : Olausson, E., Cato, I. (ed), *Chemistry and biogeochemistry of estuaries*, Wiley, Chichester, 1-35.

Faravel, S., 2008. *Le site du Castéra et les palus de Langoiran : un site castral médiéval et son milieu*. Rapport d'activités 2007, SRA Aquitaine, 106 p.

Faravel, S., 2010. *Le castrum du Castéra (commune de Langoiran, Gironde)*. Rapport de fouille programmée 2008, SRA Aquitaine, 149 p.

Faravel, S., 2012. *Le castrum du Castéra (commune de Langoiran, Gironde)*. Rapport de fouille programmée 2010, SRA Aquitaine, 125 p.

Faravel, S., 2013. *Castrum du Castéra (commune de Langoiran, Gironde)*. Rapport de fouille programmée 2012, SRA Aquitaine, 71 p.

Faure, É., 2014. *Rapport sur l'étude pollinique de Langoiran*. Non publié.

Fenies, H., Tastet, J.-P., 1998. Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde Estuary, SW France). *Marine Geology* 150, 149-169.

Ferdinand, L., 2014. *Évolution de la Garonne en aval de Toulouse : dynamique d'un fleuve et de sa plaine inondable sur la longue durée*. Thèse de Doctorat en Géographie, Université Toulouse Jean-Jaurès, 344 p.

Ferrier, C., 1996. *Les environnements physiques contemporains des premières occupations de la vallée du Peugue, Premier Age du Fer - Premier siècle après J.-C.* SRA Aquitaine, Bordeaux, 63 p.

Ferro, M., 1982. *Une histoire de la Garonne*. Collection des fleuves et des hommes, Ramsay, Paris, 622 p.

Folk R.L., Ward W.C., 1957, Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.

Frouin, M., Durand, A., Sebag, D., Huault, M.-F., Ogier, S., Verrecchia, E.P., Laignel, B., 2009. Holocene evolution of a wetland in the Lower Seine Valley, Marais Vernier, France. *The Holocene* 19, 717-727.

Frouin, M., Sebag, D., Durand, A., Laignel, B., 2010. Palaeoenvironmental evolution of the Seine River estuary during the Holocene. *Quaternaire* 21 (1), 71-83.

G

Gé, T., W. Migeon et B. Szepertyski, 2005. L'élévation séculaire des berges antiques et médiévales de Bordeaux. Étude géoarchéologique et dendro-chronologique. *Comptes rendus Géoscience* 337, 297-303.

Gély, J., Sztràkos, K., 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France* 2, 31-57.

Ghilardi, M., Tristant, Y., Boraik, M., 2012. Nile River evolution in Upper Egypt during the Holocene: palaeoenvironmental implications for the Pharaonic sites of Karnak and Coptos. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 7-22.

Glangeaud, L., 1939. *Le mouvement des sédiments et la formation des bancs, seuils et mouilles dans la Garonne et l'estuaire de la Gironde*. Congrès International de Géodésique et de Géophysique, Washington, Commission de Potamologie, Question 3, Rapport 6, 14 p.

Glangeaud, L., Bonichon, Y., 1939. Sur les causes dynamiques des variations de turbidité et du débit solide dans la Garonne maritime et la Gironde, au cours de la marée. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, 208, 1072 p.

Gottis, M., Prud'homme, R., 1963. Propos sur la tectonique vivante: quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec des mouvements tectogénétiques récents. *Procès-verbal de la Société linnéenne de Bordeaux* 100, 33-38.

Guadelli, J.-L., Diot, M.-F., Tastet, J.-P., Roussot-Larroque, J., 1996. *Le Quaternaire littoral girondin*. Notice d'excursion, Association Française pour l'Étude du Quaternaire, 81 p.

H

Heap, A.D., Bryce, S., Ryan, D.A., 2004. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology* 168, 1-17.

Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101-110.

Henderson, P.A., 1990. *Freshwater ostracods: keys and notes for the identification of the species*. Published for the Linnean society of London and the estuarine and coastal sciences association, Backhuys, 228 p.

Hérubel, M.A., 1934. *Les origines du port de la Gironde et de la Garonne maritime*. Société d'éditions géographiques, maritimes et coloniales, 152 p.

Hijma, M.P., Cohen, K.M., Hoffmann, G., Van der Spek, A.J.F., Stouthamer, E., 2009. From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Netherlands Journal of Geosciences* 88, 13-53.

Hodgkinson, R.L., 1991. Microfossil processing: a damage report. *Micropaleontology* 37, 320-326.

Horne, D., Holmes, J., Rodriguez-Lazaro, J., Viehberg, F.A. (Eds.), 2013. Ostracoda

as proxies for quaternary climate change. *Developments in Quaternary Sciences* 17 (1), 2-323.

Houbrechts, G., Hallot, E., Levecq, Y., Denis, A.-C., Van Campenhout, J., Peeters, A., Petit, F., 2013. Images CM de Passega des rivières ardennaises. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 61, 37-68.

Huault, M.-F., Lefebvre, D., Guyader, J., Giresse, P., Hommeril, P., Larsonneur, C., 1975. Evolution of the estuary of the Seine since the last glaciation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series A, 279, 229-231.

I

Ikeya, N., Ishizaki, K., Hanai, T., 2011. *Evolutionary biology of ostracoda: its fundamentals and applications*. Elsevier Science, 1372 p.

J

Jouanneau, J.M., 1979. Évaluation du volume et de la masse de matières en suspension dans le système bouchon vaseux-crème de vase de la Gironde. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 25, 111-120.

Jurine, L., 1820. *Histoire des Monocles, qui se trouvent aux environs de Geneve*. Paschoud, Paris, 299 p.

K

Kiden, P., 1991. The Lateglacial and Holocene evolution of the middle and lower river Scheldt, Belgium. *In* Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (Eds.), *Fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years: Temperate palaeohydrology*, Wiley, Chichester, 283-299.

Knighton, D., 1984. *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold, London, 222 p.

Koch, C.L., 1838. *Deutschlands crustaceen, myriapoden und arachnidan: ein beitrag zur deutschen fauna. Volumen 25*. F. Pustet, Regensburg, 48 p.

Konik, S. (dir.), Allenet, G., Carbonel, P., Clavé, B., Guilhou, A., Guitton, V., Leroyer, C., Tastet, J.P., 2006a. *Évolution paléoenvironnementale des berges de la Garonne, paysages végétaux et étapes de l'anthropisation du site de Bordeaux*. Rapport final d'opération de fouilles préventives, INRAP, SRA Aquitaine, 77 p.

L

Lahaye, C., Mercier, N., Faure, J., 2015. *Rapport sur les datations effectuées sur les sédiments des carottes prélevées à l'Isle-Saint-Georges et Langoiran*. IRAMAT-CRP2A UMR5060, Université Bordeaux-Montaigne, 6 p.

Lambert, J., Levret-Albaret, A., Cushing, M., Durouchoux, C., 1996. *Mille ans de séismes en France : catalogue d'épicentres, paramètres et références*. Ouest éditions, Nantes, 75 p.

Lane, E.W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings American Society of Civil Engineers* 81, 1-17.

Lanoux, A., 2013. *Caractérisation et rôle respectif des apports organiques amont*

et locaux sur l'oxygénation des eaux de la Garonne estuarienne. Thèse de doctorat en Biogéochimie et écosystèmes, Université Bordeaux 1, 320 p.

Larras, J., 1964. *Embouchures, estuaires, lagunes et deltas*. Collection du Centre de recherches et d'essais de Chatou, Eyrolles, Paris, 171 p.

Lavaud, S., 2013. Vignobles et vins d'Aquitaine au Moyen Âge. *Territoire du vin* 5 - Varia sur les Territoires du vin. Disponible sur Internet : http://revuesshs.u-bourgogne.fr/territoiresduvin/document.php?id=1566 ISSN 1760-5296

Laville, H., Turon, J.-L., Texier, J.-P., Raynal, J.-P., Delpech, F., Paquereau, M.-M., Prat, F., Debenath, A., 1983. Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine et du Golfe de Gascogne au Pléistocène supérieur depuis le dernier interglaciaire. *Bulletin de l'Institut de géologie du bassin d'Aquitaine* 34, *Cahiers du Quaternaire CNRS Ed*, 219-241.

Legigan, P., 1979. *L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène-Pléistocène centre aquitain*. Thèse de Doctorat en Sciences naturelles, Université de Bordeaux I, 429 p.

Lejeune, Y., Leroyer, C., Pastre J.-F., 2012. L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, 459-476.

Leopold, L.B., Wolman, M.G., 1957. *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. United States Geological Survey, U.S. Govt. Print. Off., Washington, 47 p.

Lericolais, G., Fémes, H., Tastet, J.-P., Berné, S., 1998. Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Sciences de la Terre et des planètes, Paris, 326 (10), 701-708.

Leroyer, C., Allenet, G., Konik, S., Guitton, V., Carbonel, P., Chuniaud, K., Clavé, B., Gerber, F., Guihou, A., Sireix, C., Tastet, J.P., 2006. Environnement et anthropisation du site de Bordeaux durant la Préhistoire récente et la Protohistoire : le sondage carotté SC2 du « Cours du Chapeau Rouge ». *In* : Fouéré, P., Chevillot, C., Courtaud, P., Ferullo, O., Leroyer, C. (dir.), *Paysages et peuplements : aspects culturels et chronologiques en France méridionale : actualité de la recherche*, Actes des 6e rencontres méridionales de Préhistoire récente, Périgueux, 14-16 octobre 2004, co-édition ADRAHP-PSO, 71-82.

Lescure, S., 2011. *Reconstitutions des paléoenvironnements fluviaux dans la basse vallée de la Garonne : le cas de l'Isle-Saint-Georges*. Mémoire de Master 2 de Géographie, Université Paris-Est Créteil, 58 p.

Lescure, S., Arnaud-Fassetta, G., Cordier, S., 2011. La part respective des facteurs hydroclimatiques et anthropiques dans les modifications hydromorphologiques survenues depuis 1830 dans le Val de Seine (Bassin parisien, France). *Echogéo* 18, en ligne, 15 p.

Lescure, S., Arnaud-Fassetta, G., 2015. Paléo-environnement et contrainte fluviale à l'Holocène récent sur les sites de Langoiran et d'Isle-Saint-Georges : bilan de quatre années de recherches géoarchéologiques dans la basse vallée de la Garonne. *Aquitania*, in press.

Lescure, S., Arnaud-Fassetta, G., Le Cœur, C., Colin, A., Faravel, S., Mathé, V.,

Montenegro, M.E., Carozza, J.-M., 2015. Évolution hydrogéomorphologique holocène de la Garonne maritime - Focus sur les sites de Langoiran et de l'Isle-Saint-Georges (Gironde, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 21 (1), 57-72.

Lessa, G.C., Meyers, S.R., Marone, E., 1998. Holocene Stratigraphy in the Paranagua Bay Estuary, Southern Brazil. *Journal of Sedimentary Research* 68, 1060-1076.

Levret, A., Backe, J.C., Cushing, M., 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards* 10, 19-46.

Lièvre, C., 2001. *La route François Mauriac. « Une si jolie route »*. Mémoire pour l'obtention du Certificat International d'Ecologie Humaine, Université Bordeaux 1, 146 p.

Long, A.J., Innes, J.B., Kirby, J.R., Lloyd, J.M., Rutherford, M.M., Shennan, I., Tooley, M.J., 1998. Holocene sea-level change and coastal evolution in the Humber estuary, eastern England: an assessment of rapid coastal change. *The Holocene* 8, 229-247.

M

Macaire, J.-J., 1990. L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels. De la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire* 1 (1), 41-49.

Macklin, M.G., 1999. Holocene river environments in prehistoric Britain: human interaction and impact. *Journal of Quaternary Science* 14, 521-530.

Maddox, J., Anderson, J.B., Milliken, K.T., Rodriguez, A.B., Dellapenna, T.M., Giosan, L., 2008. The Holocene evolution of the Matagorda and Lavaca estuary complex, Texas, USA. *Geological Society of America*, Special Papers 443, 105-119.

Magny, M., 1995. *Une histoire du climat : des derniers mammouths au siècle de l'automobile*. Éd. Errance, Paris, 176 p.

Malavoi, J.-R., Bravard, J.-P., 2010. *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. ONEMA, Beaumes-les-Dames, 224 p.

Malounguila-Nganga, D., Nguie, J., Giresse, P., 1990. Les paléoenvironnements quaternaires du colmatage de l'estuaire du Kouilou (Congo). *In* Lanfranchi R., Schwart D. (dir.), *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*, ORSTOM, Paris, 89-97.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E., Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109-126.

Mann, M.E., 2002a. Little Ice Age. *In*: Munn, R.E. (Ed.), *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Wiley, Chichester, New York, 504-509.

Mann, M.E., 2002b. Medieval Climatic Optimum, *In*: Munn, R.E. (Ed.), *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Wiley, Chichester, New York, 514-516.

Marambat, L., 1992. *Paléoenvironnements et empreinte anthropique dans l'Ouest aquitain et la Saintonge à l'holocène : l'apport de la palynologie*. Thèse de Doctorat en préhistoire, Université Bordeaux 1, 226 p.

Marguerie, D., 1992. *Évolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes*

historiques. Travaux du Laboratoire d'anthropologie de Rennes, Université de Renne I, 313 p.

Martinaud, M., 2006. *Prospections géophysiques relatives à l'étude du Castéra de Langoiran, Gironde*. SRA Aquitaine, 32 p.

Masson, M., 2007. *Sources et transferts métalliques dans le bassin versant de la Gironde : Réactivité et mécanismes géochimiques dans l'estuaire fluvial de la Gironde*. Thèse de doctorat en Sciences et environnements, Biogéochimie de l'environnement, Université Bordeaux 1.

Mauduit T., 2006, *Rapport de prospection et de surveillance archéologique, année 2005, opération n°05/19*. SRA Aquitaine, 32 p.

McNeill, J.D., 1980. *Electrical conductivity of soils and rocks*. Technical Note 5, Geonics Limited, 22 p.

Migniot, C., 1971. L'évolution de la Gironde au cours des temps. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 11, 221-279.

Morales, J.A., 1997. Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River delta (S.W. Spain-Portugal). *Marine Geology* 138, 127-148.

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1974. *Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire : analyses polliniques de dépôts organiques littoraux*. Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, Université de Rennes, 208 p.

Moyes, J., 1974. Un exemple d'étude paléoécologique et paléogéographique : la vasière Ouest-Gironde et son évolution durant l'Holocène. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 16, 2-30.

Müller, O.F., 1776. *Zoologica Danicae Prodromus seu Animalium Daniae et Norvegiae indigenarum characters, nomine, et synonyma imprimis popularium*. Havniae. XXXII, 274 pp.

Murray-Wallace, C. V., Woodroffe, C. D., 2014. *Quaternary sea-level changes: a global perspective.* Cambridge University Press, New York, 504 p.

N

Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459-486.

O

Ollive, V., 2007. *Dynamique d'occupation anthropique et dynamique alluviale du Rhin au cours de l'Holocène : géoarchéologie du site d'Oedenburg (Haut-Rhin, France)*. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 305 p.

P

Paquereau, M.M., 1964. Flores et climats post-glaciaires en Gironde. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux* 101 (1), 1-156.

Pardé, M., 1930. La crue catastrophique de mars 1930 dans le Sud-Ouest de la France. *Revue de géographie alpine* 18 (2), 343-393.

Pardé, M., 1935. Le régime de la Garonne. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 6, 105-262.

Passega, R., 1957. Texture as Characteristic of Clastic Deposition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 41, 1952-1984.

Passega, R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research* 34, 830-847.

Pastre, J.-F., Fontugne, M., Kuzucuoglu, C., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Talon, M., Tisnérat-Laborde, N., 1997. L'évolution tardi- et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3, 291-312.

Pastre, J.-F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Antoine, P., Gauthier, A., Le Jeune, Y., Orth P., 2003. Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallées. *In* : Muxart, T., Vivien, F.D., Villalba, D., Burnouf, J. (Éds), *Des milieux et des hommes : Fragments d'histoires croisées*, collection «_Environnement », Elsevier, Paris. 43-55.

Pastre, J.-F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Orth, P., Chaussé, C., Fontugne, M., Gauthier, A., Kunesch, S., Le Jeune, Y., Saad, M.C., 2002. Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). *In* : Bravard, J.-P., Magny, M. (dir.), *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000*, Éditions Errance, 29-44.

Pichard, G., Roucaute, É., 2014. Pluies et crues en bas Rhône et caractérisation du petit âge de glace (PAG). *Méditerranée* 122, 31-42.

Pirazzoli, P.A., Pluet, J., 1991. *World atlas of Holocene sea-level changes*. Elsevier Oceanography Series 58, 300 p.

Platel, J.-P., 1987. *Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine : stratigraphie et évolution géodynamique*. Thèse de Doctorat d'État en Sciences, Université de Bordeaux III, Bordeaux, 572 p.

Platel, J.-P., 1996. Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 4, 33-58.

Platel, J.P., Dubreuilh, J., 1986. Le bassin d'Aquitaine. *In* : Lajoinie, J.P., Platel, J.P., Autran, A., Dubreuilh, J., Bonijoly, D., Fourniguet, J., *Grandes étapes de l'histoire géologique de quatre régions françaises*, BRGM, Commissariat à l'Energie atomique, Paris, 18 p.

Pontee, N.I., Tastet, J.-P., Masse, L., 1998. Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France. *Oceanologica acta* 21, 243-261.

Q

Qinghai, X., Chen, W., Xuanqing, Z., Xiaolian, Y., 1996. Palaeochannels on the North China Plain, stage division and palaeoenvironments. *Geomorphology* 18, 15-25.

R

Ramdohr F.A., 1808. Über die Gattung Cypris Müller und drei zu derselben

gehörige neue Arten. *Magazin Gessellschaft Naturforsch*, Freunde 2, 83-93.

Reynolds, J.M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. Second edition, Wiley-Blackwell, 712 p.

Rossi, V., Amorosi, A., Sarti, G., Romagnoli, R., 2012. New stratigraphic evidence for the mid-late Holocene fluvial evolution of the Arno coastal plain (Tuscany, Italy). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 201-214.

Rotnicki, A., 1991. Retrodiction of paleodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its paleohydroclimatic implications. In : Starkel, L., Gregory, K.J., Thornes, J.B. (Eds.), *Temperate palaeohydrology. fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years*, John Wiley & Sons, Chichester, New York, 431-471.

Roussot, A., 1972. Trois épées du Bronze final d'Aquitaine. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 69, 121-124.

Roussot-Larroque, J., 1989. L'épée de bronze à pommeau ajouré draguée dans la Garonne à Cambes (Gironde) et les épées occidentales à manche métallique. *Revue archéologique de Bordeaux* 80, 53-64.

Roussot-Larroque, J., 1992. Une épée de Gündlingen dans la région Bordelaise (Gironde). *In* : Boudet, R. (Éd.), *Les Celtes, la Garonne, et les pays aquitains : l'âge du Fer du sud-ouest de la France (du VIII^e^ au I^er^ siècle av. J.C.).* Exposition organisée par le Musée des Beaux-Arts d'Agen du 29 mai-13 septembre 1992 à l'occasion du XVI^e^ colloque de l'A.F.E.A.F., Imprimeria Graphic sud, Agen, 20-23.

Roy, P.S., 1994. Holocene estuary evolution: stratigraphic studies from southeastern Australia. *In :* Dalrymple, R., Boyd, R. (eds.), *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 51, 241-263.

Ruiz, F., Abad, M., Bodergat, A.M., Carbonel, P., Rodríguez-Lázaro, J., González-Regalado, M.L., Toscano, A., García, E.X., Prenda, J., 2013. Freshwater ostracods as environmental tracers. *International Journal of Environmental Science and Technology* 10, 1115-1128.

Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J., Carretero, M.I., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yañez, C., Abad, M., 2004. Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 204, 47-64.

S

Saari, H.-K., Schmidt, S., Huguet, S., Lanoux, A., 2008. Spatiotemporal variation of dissolved ^{238}U in the Gironde fluvial-estuarine system (France). *Journal of environmental radioactivity* 99 (2), 426-435.

Salomon, J.-N., 2002. L'inondation dans la basse vallée de la Garonne et l'estuaire de la Gironde lors de la « tempête du siècle » (27-28 décembre 1999). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 127-134.

Salomon, F., 2013. *Géoarchéologie du delta du Tibre - Évolution géomorphologique holocène et contraintes hydrosédimentaires dans le système*

système Ostie-Portus (Italie). Thèse de Doctorat en Géographie, Université Lumière Lyon 2.

Salvador, P.-G., Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., Ferdinand, L., 2009. Dynamique fluviale holocène et géoarchéologie en milieu fluviale. *In :* Laganier R., Arnaud-Fassetta G. (éds.), *Les géographies de l'eau. Processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème*. L'Harmattan, Paris, 181-228.

Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J., Zapata, M.B.R., García, M.J.G., Castaño, S., Martínez-Alfaro, P.E., 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology* 32, 287-299.

Sars, G.O., 1887. Nye bidrag til kundskaben om Middelhavets invertebratfauna. IV, Ostracoda mediterranea (sydeuropæiske Ostracoder). Alb. Cammermeyer, Kristiania, Norge, 152 p.

Sassi M., 2010, *La carte archéologique de l'Isle-Saint-Georges, en Gironde, depuis les Ages des métaux jusqu'à l'époque romaine.* Mémoire de Master 2 d'Archéologie, Université Bordeaux 3, 98 p.

Schäfer, J., Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., Etcheber, H., 2002. Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry* 79, 229-242.

Schneider, J.-L., Van Vliet-Lanoë, B., Sitzia, L., 2012. Déformations co-sismiques à Cestas-Pot-aux-Pins et Larrusey. *In* : Bertran, P., Lenoble, A., *Quaternaire continental d'Aquitaine : un point sur les travaux récents*, excursion AFEQ-ASF 30 Mai-01 Juin 2012. Paris, 140-152.

Schumm, S.A., 1963. *A tentative classification of alluvial river channels*. United State Geological Survey Circular 477, 10 p.

Schumm, S.A., 1969. River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics Division*, American Society of Civil Engineers, 95, 255-273.

Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. Wiley, New York, 338 p.

Schumm, S.A., 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5-27.

Schwertmann, U., 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. *In* : Stucki, J.W., Goodman, B.A., Schwertmann, U. (Eds.), *Iron in Soils and Clay Minerals*, volume 27 of the NATO ASI Series, Springer Netherlands, 267-308.

Sebag D., 2002. *Apports de la matière organique pour la reconstitution des paléoenvironnements holocènes de la basse vallée de la Seine : fluctuations des conditions hydrologiques locales et environnements de dépôt*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 356 p.

Serret, J., 1874. *Les débordements de la Garonne dans l'Agenais depuis les temps anciens jusqu'à nos jours*. Imprimerie de Prosper Noubel, Agen, 31 p.

Sertier, M., Elie, P., Rochard, E., 1990. *Etude de suivi halieutique de l'estuaire de la Gironde : 1989*. Rapport CEMAGREF, Bordeaux, 230 p.

Sloss, C.R., Jones, B.G., Murray-Wallace, C.V., McClennen, C.E., 2005. Holocene sea level fluctuations and the sedimentary evolution of a barrier estuary: Lake Illawarra, New South Wales, Australia. *Journal of Coastal Research* 943-959.

SMEAG, EPTB Garonne, 2002, *Schéma directeur d'entretien coordonné du lit et des berges de la Garonne, programme d'actions*. SMEAG - SIEE, 213 p.

Sottolichio, A., Castaing, P., 1999. A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Sciences de la Terre et des planètes, Paris, 329, 795-800.

Sottolichio, A., Crapoulet, A., Parisot, J.-P., Bonneton, N., Bonneton, P., Detandt, G., 2012. Dynamique des suspensions estuariennes en présence de mascarets (cas de la Garonne). *In* : Levacher, D., Sanchez, M., Guillou, S. (Eds), *Actes du XII*^{èmes} *Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, Cherbourg, 12-14 Juin 2012. Editions Paralia CFL, Cherbourg, 443-450.

Sottolichio, A., Le Hir, P., Castaing, P., 2000. Modeling mechanisms for the stability of the turbidity maximum in the Gironde estuary, France. *Proceedings in Marine Science* 3, 373-386.

Starkel, L., 1983. The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. *In* : Gregory, K.J. (ed.), *Background to Palaeohydrology*, New York, Wiley, 213-235.

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.

Stéphan, P., Goslin, J., 2014. Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des « sea-level index points ». *Quaternaire* 25, 295-312.

Straffin, E.C., Blum, M.D., 2002. Late and post-glacial fluvial dynamics of the Loire river, Burgundy, France. *In* : Bravard, J.-P., Magny, M. (dir.), *Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000*, Éditions Errance, 85-100.

Straffin, E.C., Blum, M.D., Colls, A., Stokes, S., 1999. Alluvial Stratigraphy of the Loire and Arroux Rivers, Burgundy, France. *Quaternaire* 10 (4), 271-282.

Strickler, A., 1923. Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauhigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. *Schweizerische bauzeintung* 83 (23), 265-268.

T

Tabbagh, A., 1995. Méthodes électriques et électromagnétiques appliquées à l'archéologie et à l'étude de l'environnement. *Física de la tierra* 7, 161-192.

Tastet, J.-P., Diot, M.-F., 1995. Paléo-environnements holocènes et limites chronoclimatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France). *Quaternaire* 6 (2), 63-75.

Ters, M., 1973. Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. *In* : *Le Quaternaire : Géodynamique, Stratigraphie et Environnement*, Actes du 9e Congrès International de l'INQUA, Paris, 114-136.

Ters, M., Planchais, N., Azema, C., 1968. L'évolution de la basse vallée de la Loire, à l'aval de Nantes, à la fin du Würm et pendant la transgression

flandrienne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 3, 217-246.

Tessier, B., Delsinne, N., Sorrel, P., 2010. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 87-98.

Thomas, F.C., Murney, M., 1981. *Techniques for extraction of foraminifers and ostracodes from sediment samples*. Canadian technical reports of hydrography and ocean sciences 54, 24 p.

Thompson, R., Morton, D.J., 1979. Magnetic susceptibility and particle-size distributions in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrolology* 49, 801-811.

U

Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin* 25, 655-744.

V

Valette, P., Carozza, J.-M., 2010. Mise en œuvre d'une démarche géohistorique pour la connaissance de l'évolution des paysages fluviaux : l'exemple de la moyenne vallée de la Garonne. *Géocarrefour* 85 (1), 17-27.

Valette, P., Gazelle F., 2001, L'impact des sociétés du XVIII^{e} et du XIX^{e} siècles sur les paysages fluviaux garonnais. *Géocarrefour* 76 (1), 337-345.

Verdin, F., Dumas, A., Hiriart, E., 2015. Entre terre et eau : le Médoc à l'âge du Fer. *In* : Olmer, F., Roure, R. (Eds.), *Les Gaulois Au Fil de L'eau*, Actes du 37^{e} colloque international de l'Association Française pour l'Étude de l'Âge du Fer, Montpellier 2013, éditions Ausonius, 881-892.

Veyssy, E., Colas, C., Etcheber, H., Maneux, E., Probst, J. L., 1996. Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sciences Géologiques, Bulletin*, 49, 127-153.

Vigneaux, M., 1975. *Aquitaine occidentale*, Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 223 p.

W

Walsh, K., 2013. *The archaeology of Mediterranean landscapes: human-environment interaction from the Neolithic to the Roman period*. Cambridge University Press, Cambridge, 365 p.

Waters, M.R., 1988. Holocene alluvial geology and geoarchaeology of the San Xavier reach of the Santa Cruz River, Arizona. *Geological Society of America Bulletin* 100 (4), 479-491.

Waters, M.R., 1992. *Principles of geoarcheology: a North American perspective*. University of Arizona Press, Tucson, 387 p.

Wentworth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology* 30, 377-392.

Whatley, R., 1983. The application of Ostracoda to palaeoenvironmental analysis. *In* : Maddocks, R.F. (Ed.),

Applications of Ostracoda, University of Houston, Texas, 51-77.

Table des figures

Fig. 1 – L'évolution du lit fluvial dans le temps et l'espace 20
Fig. 2 – Cellules de turbidité en rive droite de la Garonne maritime à marée montante 20
Fig. 3 – Approche systémique de la dynamique fluvio-estuarienne de la Garonne 21
Fig. 4 – Du site à la vallée : une étude en quatre dimensions 22
Fig. 5 - Localisation de la Garonne maritime ou haut estuaire 28
Fig. 6 - La Garonne maritime : topographie, réseau hydrographique et points kilométriques 29
Fig. 7 - Carte géomorphologique simplifiée de la basse vallée de la Garonne 32
Fig. 8 – Profils transversaux à la basse vallée de la Garonne (rive gauche vers rive droite) 33
Fig. 9 – Quelques bancs de convexité de la Garonne maritime amont 34
Fig. 10 – Évolution longitudinale de l'altitude et de la largeur de la Garonne maritime 35
Fig. 11 – Profils en travers du chenal de la Garonne maritime 35
Fig. 12 – Profils en travers du chenal à l'apex du méandre de Langoiran/Lestiac-sur-Garonne 36
Fig. 13 – Profils en travers du chenal à Isle-Saint-Georges 37
Fig. 14 – Pluviométrie moyenne du bassin-versant de la Garonne 38
Fig. 15 – Diagramme ombrothermique de Bordeaux 39
Fig. 16 – Fréquence des crues de la Garonne du XIII^{e} siècle à nos jours 40
Fig. 17 – Évolution de l'onde de marée dans l'estuaire Garonne-Dordogne-Gironde 41
Fig. 18 – Le mascaret à Langoiran, 22 juillet 2012 42
Fig. 19 – Inondation à Isle-Saint-Georges les premiers jours de février 2014 43
Fig. 20 – Courants résiduels de densité et bouchon vaseux 44
Fig. 21 – Turbidité, débit fluvial et coefficient de marée à Bordeaux en 2005 45
Fig. 22 – Position du bouchon vaseux dans l'estuaire girondin en fonction du débit fluvial 46
Fig. 23 – Bloc diagramme de l'estuaire de la Garonne-Gironde 48
Fig. 24 – Caractéristiques texturales des milieux de sédimentation actuels de la Garonne fluviatile terminale à la Gironde 49
Fig. 25 – Transect du chenal de la Garonne fluviale à la Gironde maritime 50
Fig. 26 – Transects du fond de vallée de la Garonne fluviale à l'estuaire marin 51
Fig. 27 – Structures géologiques de la plate-forme nord-aquitaine 54
Fig. 28 – L'Holocène sur la façade atlantique française et en Europe : chronologie, climat et eustatisme 57

Fig. 29 – Évolution holocène de l'estuaire de la Gironde de Pauillac à l'océan 60
Fig. 30 – Évolution holocène du nord Médoc, rive gauche de l'estuaire marin 61
Fig. 31 – Les port de Langoiran (A) et Isle-Saint-Georges (B) 64
Fig. 32 – Les digues de la Garonne maritime en amont de Bordeaux 65
Fig. 33 – Les aménagements hydrauliques dans le bassin-versant de la Garonne 66
Fig. 34 – Avancée holocène de l'influence tidale et niveau marin relatif 68
Fig. 35 – Synthèse des hypothèses d'évolution holocène de la Garonne à Toulouse, à Bordeaux et en Gironde 69
Fig. 36 – Liste des documents utilisés pour l'étude diachronique récente de la Garonne maritime ... 78
Fig. 37 – Évolution de la Garonne sur le tronçon Langoiran-Isle-Saint-Georges depuis 1716 79
Fig. 38 – Détection de paléo-berges sur les photographies aériennes 81
Fig. 39 – Microtopographie du fond de vallée dans le secteur de Langoiran 81
Fig. 40 – Microtopographie du fond de vallée dans le secteur d'Isle-Saint-Georges 82
Fig. 41 – Mise en œuvre du conductivimètre Geonics EM31-MK2 83
Fig. 42 – Conductivité électrique apparente du fond de vallée dans le secteur de Langoiran 83
Fig. 43 – Conductivité électrique apparente du fond de vallée dans le secteur d'Isle-Saint-Georges 84
Fig. 44 – Exemple de structure litée 85
Fig. 45 – Données stratigraphiques et géophysiques acquises dans le secteur de Langoiran 86
Fig. 46 – Données stratigraphiques et géophysiques acquises dans le secteur d'Isle-Saint-Georges . 87
Fig. 47 – Acquisitions des séquences verticales 88
Fig. 47 – Acquisitions des séquences verticales .....
Fig. 48 – Datations radiocarbone réalisées dans cette étude 89
Fig. 49 – Datations OSL réalisées dans cette étude 91
Fig. 50 – Image CM de Passega 92
Fig. 51 – Image CM et tableau récapitulatif des dépôts actuels de l'estuaire et de la Garonne fluviatile terminale. 93
Fig. 52 – Analyse granulométrique des sédiments 95
Fig. 53 – Protocole d'analyse granulométrique. 95
Fig. 54 – Exemple d'ostracodes 98
Fig. 55 – Grain moyen, indices de tri et indice d'asymétrie 101
Fig. 56 – Acquisition (A) et interprétation (B) des données de résistivité électrique (P4 de Langoiran) . 104
Fig. 57 – Le Castéra de Langoiran 108
Fig. 58 – Transect stratigraphique 1 de Langoiran : en amont du Castéra 109
Fig. 59 – Analyses sédimentologiques de la carotte LG13T1 110
Fig. 60 – Image CM du transect stratigraphique 1 de Langoiran 111
Fig. 61 – Transect stratigraphique 2 de Langoiran : en travers du Castéra. 116
Fig. 62 – Image CM du transect stratigraphique 2 de Langoiran 117
Fig. 63 – Analyses sédimentologiques de la carotte LG1205 117

Fig. 64 – Transect stratigraphique 3 de Langoiran : en aval du Castéra 119
Fig. 65 – Image CM du transect stratigraphique 3 de Langoiran 120
Fig. 66 – Analyses granulométriques, organique et magnétique de la carotte LG14P1 121
Fig. 67 – Diagramme pollinique de la carotte LG14P1 123
Fig. 68 – Fossiles de Candona aff. *compressa* (Koch, 1838 125
Fig. 69 – Le log LG13T2 : analyses sédimentologiques (A), localisation (B) et image CM (C)..... 127
Fig. 70 – Transect stratigraphique 4 de Langoiran 129
Fig. 71 – Analyses sédimentologiques de la carotte LG13T3 130
Fig. 72 – Image CM du transect stratigraphique 4 de Langoiran 131
Fig. 73 – Fossiles d'Ilyocypris gibba (Ramdohr, 1808) 132
Fig. 74 – Fossiles de Candona neglecta (Sars, 1887) 132
Fig. 75 – Mollusques du genre Pisidium sp. et Radix sp 134
Fig. 76 – Évolution morphologique du méandre de Langoiran – Lestiac-sur-Garonne de 1830 à nos jours. 137
Fig. 77 –Détection de la migration récente du chenal et d'une crevasse splay par photo-interprétation 138
Fig. 78 – Reconstitution du développement du méandre de Langoiran à partir des données LiDAR 140
Fig. 79 – Vestiges d'une crevasse splay (A) et d'un cône de déjection (B) dans la topographie..... 141
Fig. 80 – Détection de paléo-îles néolitiques dans le relief vers Langoiran 141
Fig. 81 – Corrélation entre les paléo-milieux et la conductivité électrique apparente à Langoiran .. 142
Fig. 82 – Localisation des profils ERT au regard des paléo-milieux supposés à Langoiran 143
Fig. 83 – Profil ERT P1 de Langoiran : palette de résistivité de référence et difficultés d'interprétation 145
Fig. 84 – Profil ERT P4 de Langoiran : renforcement de la thèse d'un chenal en migration..... 147
Fig. 85 – La zone de faible résistivité au regard du plan de 1830 : possible rôle anthropique 148
Fig. 86 – Profil ERT P2 de Langoiran : mise en exergue du système anastomosé atlantique ?..... 149
Fig. 87 – Profil ERT P3 de Langoiran : confirmation du système anastomosé atlantique ?..... 151
Fig. 88 – Scénario simplifié de l'évolution holocène de la Garonne à Langoiran. 153
Fig. 89 – Le castrum de Langoiran dans son contexte environnemental..... 155
Fig. 90 – L'agglomération protohistorique, antique et médiévale d'Isle-Saint-Georges..... 157
Fig. 91 – Transect stratigraphique 1 d'Isle-Saint-Georges : succession latérale des paléo-milieux . 159
Fig. 92 – Analyses sédimentologiques du log ISG13T1 : mise en place d'une zone humide à l'Atlantique....160
Fig. 93 – Image CM du transect stratigraphique 1 d'Isle-Saint-Georges 161
Fig. 94 – Analyses sédimentologiques du log ISG1314 : un chenal médiéval moribond 163
Fig. 95 – Analyses sédimentologiques du log ISG1308 : un chenal instable aux âges des Métaux . 166
Fig. 96 – Transect stratigraphique 2 d'Isle-Saint-Georges : succession longitudinale des paléo-milieux .. 169
Fig. 97 – Analyses sédimentologiques du log ISG13T2 : un chenal protohistorique à médiéval..... 171
Fig. 98 – Image CM du transect stratigraphique 2 d'Isle-Saint-Georges. 171
Fig. 99 – Analyses sédimentologiques du log ISG14T1 : un chenal instable au Bronze final ?..... 175
Fig. 100 – Localisation des paléo-milieux datés et tentative d'extrapolation 178

Fig. 101 – Isle-Saint-Georges en 1830 : quelques paluds et empreinte d'une ancienne île 179
Fig. 102 – Détection de paléo-formes fluviales dans le relief d'Isle-Saint-Georges 181
Fig. 103 – Corrélation entre les paléo-milieux et la conductivité électrique apparente à Isle-Saint-Georges 183
Fig. 104 – Localisation des profils ERT au regard des paléo-milieux supposés à Isle-Saint-Georges... 184
Fig. 105 – Profils ERT P2 et P3 d'Isle-Saint-Georges..... 186
Fig. 106 – Profils ERT P4 et P5 d'Isle-Saint-Georges..... 188
Fig. 107 – Profils ERT P7 d'Isle-Saint-Georges 189
Fig. 108 – Profils ERT P6 d'Isle-Saint-Georges 190
Fig. 109 – Profils ERT P1 d'Isle-Saint-Georges 191
Fig. 110 – Scénario simplifié de l'évolution holocène de la Garonne à Isle-Saint-Georges..... 195
Fig. 111 – La Garonne contemporaine à l'agglomération protohistorique à antique d'Isle-Saint-Georges 197
Fig. 112 – Abondance de niveaux organiques dans le fond de vallée de la basse Garonne..... 206
Fig. 113 – Empreintes de paléo-milieux dans le fond de vallée, de La Réole à Bordeaux 207
Fig. 114 – Évolution du tracé de la Garonne maritime depuis le XVIIIe siècle. 210
Fig. 115 – Évolution quantitative des îles de la Garonne maritime depuis le XVIII^{e} siècle 211
Fig. 116 – Image CM des échantillons actuels et anciens de la Garonne fluviatile au bas estuaire . 212
Fig. 117 – Schématisation de la dynamique holocène de la basse Garonne et du couvert végétal... 215
Fig. 118 – Dynamique holocène de la basse Garonne et facteurs de contrôle 220
Fig. 119 – Oscillation eustatique holocène, altitude du substrat et altitude du chenal actuel..... 222
Fig. 120 – Synthèse sur la dynamique holocène de l'hydrosystème Garonne-Gironde..... 228