



HAL
open science

Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue à l'Holocène

Tony Rey

► **To cite this version:**

Tony Rey. Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue à l'Holocène. Géomorphologie. Université Paul Valéry - Montpellier III, 2006. Français. NNT: . tel-00273819

HAL Id: tel-00273819

<https://theses.hal.science/tel-00273819>

Submitted on 16 Apr 2008

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.

UNIVERSITÉ MONTPELLIER III - PAUL VALERY

Arts et Lettres, Langues et Sciences Humaines et Sociales

UFR DES SCIENCES HUMAINES ET DE L'ENVIRONNEMENT

THESE

Présentée et soutenue publiquement par

REY TONY

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPECIALITE : Géographie physique

**Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue
à l'Holocène**

Soutenue le 15 Septembre 2006

Devant la commission d'examen composée de :

M. Jean-Marie Miossec, Professeur, Université Montpellier III - Paul Valery	Président du jury
M. Pierre-Gil Salvador, Professeur, Université des Sciences et Technologies de Lille	Rapporteur
M. Bendahhou Zourarah, Professeur, Université Chouaib Doukkali El Jadida	Rapporteur
M. Claude Raynaud, Directeur de recherche au CNRS, Lattes	Examineur
M. Jean-François Berger, Chargé de recherche au CNRS, Sophia-Antipolis	Examineur
M. David Lefevre, Professeur, Université Montpellier III - Paul Valery	Directeur de Thèse
M. Claude Vella, Maître de Conférence, Université Aix-Marseille I	Co Directeur de Thèse

UNIVERSITÉ MONTPELLIER III - PAUL VALERY

Arts et Lettres, Langues et Sciences Humaines et Sociales

UFR DES SCIENCES HUMAINES ET DE L'ENVIRONNEMENT

THESE

Présentée et soutenue publiquement par

REY TONY

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPECIALITE : Géographie physique

**Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue
à l'Holocène**

Soutenue le 15 Septembre 2006

Devant la commission d'examen composée de :

M. Jean-Marie Miossec, Professeur, Université Montpellier III - Paul Valery	Président du jury
M. Pierre-Gil Salvador, Professeur, Université des Sciences et Technologies de Lille	Rapporteur
M. Bendahhou Zourarah, Professeur, Université Chouaib Doukkali El Jadida	Rapporteur
M. Claude Raynaud, Directeur de recherche au CNRS, Lattes	Examineur
M. Jean-François Berger, Chargé de recherche au CNRS, Sophia-Antipolis	Examineur
M. David Lefevre, Professeur, Université Montpellier III - Paul Valery	Directeur de Thèse
M. Claude Vella, Maître de Conférence, Université Aix-Marseille I	Co Directeur de Thèse

[...la Galaxie continuait à tourner, mais moi je ne réussissais plus à compter les tours, n'importe quel point pouvait être celui du départ, n'importe quel signe enchevêtré avec les autres pouvait être le mien, mais il ne m'aurait servi à rien de le découvrir, tellement il était clair qu'indépendamment des signes l'espace n'existait pas, et que peut-être même il n'avait jamais existé.]

Italo Calvino
Cosmicomics (1968)

Avant propos

Ces années de travail à l'Université Paul Valéry Montpellier III et au sein de l'UMR 5140 Archéologie des Sociétés Méditerranéennes, ont été pour moi particulièrement enrichissantes tant au point de vue scientifique qu'humain. La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans le soutien et la bonne humeur de l'ensemble des personnes avec lesquelles j'ai eu la chance de travailler.

Je suis tout d'abord heureux de pouvoir adresser mes remerciements les plus sincères à David Lefevre et à Claude Vella qui m'ont accordé leur confiance et leur soutien au cours de ces années. Je les remercie pour leurs conseils, leurs encouragements mais aussi pour la patience et la disponibilité dont ils ont su faire preuve à mon égard.

Ma profonde reconnaissance va tout naturellement à Jean-Marie Miossec, Professeur de Géographie à l'Université Paul Valéry Montpellier III, pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury de thèse, à Pierre-Gilles Salvador, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies de Lille et à Bendahhou Zourarah, Professeur à l'université Chouaib Doukkali, les rapporteurs de ce travail, ainsi qu'à Claude Raynaud, Directeur de recherche au CNRS-UMR 5140 Archéologie des Sociétés Méditerranéennes et Jean-François Berger, Chargé de recherche au CEPAM CNRS-UMR 6130 pour avoir accepté de faire partie du jury.

Ce travail est aussi le fruit d'une association étroite avec divers organismes qui ont participé scientifiquement, financièrement et techniquement à cette étude :

Mon laboratoire d'accueil, l'UMR 5140 Archéologie des Sociétés Méditerranéennes au sein duquel j'ai trouvé un environnement scientifique et technique me permettant de mener à terme cette étude. Je remercie tout particulièrement Pierre Garmy, son directeur. Je témoigne mon amitié aux collègues de l'UMR 5140, Philippe Blanchemanche qui m'a accompagné tout au long de cette recherche, Françoise Amats, Christophe Jorda, et Sébastien Rescanières, ainsi que Réjane Roure et les membres du Programme Concerté de Recherche portant sur « les comptoirs protohistoriques dans le Languedoc oriental » pour les discussions et les appuis financiers. Je tiens aussi à remercier Claude Raynaud dont les discussions et les observations de terrain ont été très enrichissantes et aussi pour le temps qu'il a consacré à la lecture d'une partie du manuscrit.

L'aboutissement de ce travail est aussi le fruit de discussions, d'échanges et de collaborations plus informels. Je témoigne mon amitié et ma gratitude à Lucie Chabal de l'UMR 5059, Serge Müller et Patrick Schevin de l'Université Montpellier II, à l'ensemble du personnel administratif, étudiants et enseignants du département de Géographie de l'Université Montpellier III, et plus particulièrement aux membres de l'équipe GESTER, Albert Colas, Monique Demarque, Nancy De Richemond, Frédéric Léone, Freddy Vinet,...

Le Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) où les carottes ont été ouvertes, analysées et entreposées.

Le Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel (CERPT) pour avoir mis à ma disposition le laboratoire de sédimentologie. Je remercie tout particulièrement le Professeur Henry de Lumley, Marie Merles-des-Iles pour leur accueil chaleureux.

Je remercie également Laurent Clerc de l'Ecole des Mines d'Alès qui m'a donné l'opportunité d'utiliser le granulomètre laser à des moments cruciaux.

Il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma plus sincère reconnaissance aux associations et propriétaires qui nous ont aidés dans la réalisation de cette étude :

Les membres du Centre du Scamandre pour leur accueil, les documents mis à notre disposition et leur indispensable 4*4 pour l'évacuation des véhicules embourbés.

Le Conservatoire du littoral pour nous avoir autorisés à étudier et sonder les dunes fossiles de Figuerasse.

Michel Matrat et les responsables des salins d'Aigues-Mortes qui m'ont ouverts leur porte et offert le magnifique site qui s'y cachait.

Olivier Astruc, régisseur des domaines de Listel, qui m'a chaleureusement accueilli même les jours non ouvrables.

Les propriétaires, M. Benoît et les autres qui nous ont ouverts les portes de leur domaine.

M. Hasard pour la visite guidée en barque des bras morts du Rhône.

C'est avec beaucoup d'émotion que je tiens à adresser mes remerciements à tous les enseignants du département de Géographie de l'université du Littoral Côte d'Opale, tout particulièrement Edward Anthony, Olivier Cohen et Arnaud Héquette ainsi que les enseignants de l'université des Sciences et Technologies de Lille.

Merci aussi à mes parents, mon frère Frédéric et ma sœur Sophie pour la confiance qu'ils m'ont accordée. Merci aussi à mes proches, Kelly et Jean-Luc et mes amis, Franck, Cédric, Alain, Sylvie, la petite Mathilde et les joueurs de J. Véga...

Ce mémoire est tout naturellement dédié à Stéphanie, patiente et indulgente, qui m'a soutenue et encouragée au long de ces années.

Enfin, je ne pouvais refermer cette page sans évoquer Lùna, mon fidèle et intrépide compagnon.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....13

<p style="text-align: center;">PARTIE I. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE ET HISTORIQUE DE LA CONSTRUCTION DU DELTA RHODANIEN</p>
--

CHAPITRE 1. LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DU DELTA DU RHONE.....22

1.1. Fonctionnement général des deltas.....	22
1.1.1. Définition.....	22
1.1.2. Morphologie générale des deltas.....	22
1.1.3. Classification des deltas.....	24
1.1.4. Les facteurs de contrôle.....	25
1.2. Le Rhône : un fleuve aménagé.....	26
1.2.1. Débits liquides et solides du Rhône.....	29
1.2.1.1. <i>Les apports liquides</i>	29
1.2.1.2. <i>Les apports solides</i>	30
1.3. Les distributaires rhodaniens et leur embouchure.....	31
1.3.1. Le Grand Rhône et son embouchure.....	31
1.3.2. Le Petit Rhône et son embouchure.....	33
1.4. Dynamiques hydro-sédimentaires et mobilité du littoral du delta du Rhône...34	
1.4.1. Les houles et la dérive littorale.....	35
1.4.2. Le vent.....	36
1.4.3. Héritages sédimentaires des sous-deltas fossiles.....	37
1.4.4. Mobilité littorale actuelle.....	39
1.5. Les environnements sédimentaires dans le delta.....	40
1.5.1. Environnements de dépôts fluviaux.....	40
1.5.1.1. <i>Chenal actif</i>	40
1.5.1.2. <i>Chenaux abandonnés</i>	41
1.5.1.3. <i>Séquence de levée de berge</i>	42
1.5.1.4. <i>Les dépôts de plaine d'inondation</i>	43
1.5.1.5. <i>Les dépôts de bassin d'inondation</i>	44
1.5.1.6. <i>Les crevasses fluviales</i>	46
1.5.2. Environnements de dépôts littoraux.....	48
1.5.2.1. <i>Formation et évolution des cordons littoraux</i>	48

1.5.2.2. <i>Le zonage des faciès côtiers et lagunaires</i>	52
1.5.3. Environnements de dépôts marins.....	56
1.5.3.1. <i>Les barres d'embouchure</i>	56
1.5.3.2. <i>Le front deltaïque</i>	56
1.5.3.3. <i>Le prodelta</i>	57
CONCLUSION CHAPITRE 1	58
CHAPITRE 2. LES ETAPES DE LA MISE EN PLACE DU DELTA DU RHONE A L'HOLOCENE - ETAT DES CONNAISSANCES -	59
2.1. Introduction	59
2.2. Les chenaux de la partie centrale et orientale du delta	62
2.2.1. Le Rhône de Saint-Ferréol.....	62
2.2.2. Le Rhône d'Ulmet.....	64
2.2.3. Le bras de Fer et de Pégoulie.....	65
2.3. Les chenaux de la partie occidentale du delta	66
2.3.1. Le Rhône des Tourradons.....	67
2.3.2. Le Rhône Daladel.....	68
2.3.3. Le Rhône de Peccaïs.....	68
2.3.4. Le Rhône de La Ville.....	69
2.3.5. Le Rhône de Saint-Roman.....	69
2.3.6. Le Rhône Vif.....	69
2.4. La remise en question partielle du modèle établi par L'Homer & al. (1981) ..	70
2.5. L'histoire de l'occupation du sol dans la plaine deltaïque de Petite Camargue	72
2.5.1. Une dichotomie Est-Ouest de l'occupation du sol.....	72
2.5.2. Les sites préhistoriques dans le Bas Languedoc.....	73
2.5.3. Les comptoirs protohistoriques.....	75
2.5.4. L'occupation de la Petite Camargue à l'époque romaine.....	77
2.5.4.1. <i>Une occupation préférentiellement établie sur le cordon des Sables</i>	77
2.5.4.2. <i>Les épaves antiques au large du lobe fossile du Rhône de Saint-Ferréol</i>	79
2.5.5. La période médiévale et moderne.....	79
CONCLUSION CHAPITRE 2	82

CHAPITRE 3. METHODES D'ETUDE DES PALEOENVIRONNEMENTS.....	83
3.1. La démarche géomorphologique.....	83
3.2. Sites et modes de prélèvement.....	84
3.3. Les indicateurs granulométriques et sédimentologiques.....	88
3.4. Géochimie des dépôts.....	91
3.4.1. Dosage du CaCO ₃	91
3.4.2. Dosage de la matière organique.....	91
3.5. Les données biologiques/méthodes.....	92
3.5.1. Malacologie.....	92
3.5.2. Palynologie.....	93
3.6. Les données archéologiques.....	93
3.7. Datation et méthodes de datation.....	94
3.7.1. Les datations radiocarbones sur le bois et les débris végétaux.....	94
3.7.2. Les tourbes.....	95
3.7.3. Les coquilles marines.....	96
3.8. Les données iconographiques anciennes et les manuscrits.....	99

<p>PARTIE II. HISTOIRE HYDROLOGIQUE ET SEDIMENTAIRE DES PALEOCHENAUX RHODANIENS EN PETITE CAMARGUE</p>

CHAPITRE 1. LA PLAINE DELTAÏQUE DE PETITE CAMARGUE ET LE RHONE DES TOURRADONS.....	104
1.1. Cadre géomorphologique.....	104
1.2. Lithostratigraphie des dépôts du site des Tourradons.....	106
1.3. Évolution des environnements de dépôts.....	119
1.4. Reconstitution morpho-hydro-sédimentaire.....	124
1.4.1. La plaine deltaïque de Petite Camargue antérieure à la mise en place de la crevasse des Tourradons.....	124
1.4.2. La formation de la crevasse des Tourradons.....	127
CONCLUSION ET SYNTHESE.....	130

CHAPITRE 2. LE RHONE DE DALADEL.....	133
2.1. Cadre géomorphologique.....	133
2.2. Lithostratigraphie du sondage VER.1.....	135
2.3. Evolution des environnements sédimentaires.....	141
2.4. Reconstitution paléogéographique.....	142
CONCLUSION CHAPITRE 2.....	145
CHAPITRE 3. LE RHONE DE PECCAÏS.....	146
3.1. Cadre géomorphologique.....	146
3.2. Lithostratigraphie du sondage FP.3.....	149
3.3. Evolution des environnements sédimentaires.....	160
CONCLUSION CHAPITRE 3.....	164
CHAPITRE 4. LES CHENAUX TERMINAUX.....	165
4.1. Le Rhône de La Ville.....	166
4.1.1. Cadre géomorphologique.....	166
4.1.2. Lithostratigraphie.....	172
4.1.3. Evolution des environnements sédimentaires.....	173
4.2. Le Rhône de Saint-Roman.....	177
4.2.1. Cadre géomorphologique.....	177
4.2.2. Lithostratigraphie du sondage ROM.1.....	179
4.2.3. Evolution des environnements sédimentaires.....	183
4.3. Le Rhône Vif.....	184
4.3.1. Cadre géomorphologique.....	184
4.3.2. Lithostratigraphie du sondage RN.1.....	186
4.3.3. Evolution des environnements sédimentaires.....	188
CONCLUSION CHAPITRE 4.....	191
CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE : Synthèse sur le fonctionnement des chenaux installés dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes.....	192
Chronologie.....	192
Hydraulicité des chenaux actifs.....	194

Modalités de colmatage alluvial.....	197
--------------------------------------	-----

PARTIE III. REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU PALEOGOLFE D'AIGUES-MORTES

CHAPITRE 1. LES FORMATIONS DELTAÏQUES DU PALEOGOLFE D'AIGUES-MORTES.....202

1.1. Les cordons littoraux anciens (entre 7500 et 2000 B.P.).....	204
1.2. Le lobe de Daladel.....	208
1.3. Le lobe de Peccaïs.....	209
1.3.1. Géomorphologie du lobe deltaïque de Peccaïs.....	209
1.3.2. Unité morpho-sédimentaire du cordon d'embouchure de Mourgue.....	214
1.3.2.1. Les unités sédimentaires du transect FP.1 et FP.2.....	214
1.3.2.2. Interprétation paléoenvironnementale.....	217
1.3.3. Unité morpho-sédimentaire du cordon d'embouchure de Fangassier.....	217
1.3.3.1. Interprétation paléoenvironnementale.....	222
1.3.4. Interprétation des formes d'embouchure et chronologie.....	223
1.4. Les cordons littoraux de Listel et de Figuerasse.....	226
1.4.1. Description morpho-sédimentaire du cordon de Listel.....	226
1.4.2. Description morpho-sédimentaire du cordon littoral de Figuerasse.....	228
1.4.3. Interprétation morpho-dynamique des cordons de Listel et de Figuerasse.....	230
1.5. L'embouchure du Rhône Vif.....	232
1.6. Le littoral de la Petite Camargue du XV^e siècle à nos jours.....	234
CONCLUSION CHAPITRE 1.....	239

CHAPITRE 2. INFLUENCE DES PARAMETRES HYDRO-SEDIMENTAIRES DANS LE COLMATAGE DU PALEOGOLFE D'AIGUES-MORTES.....241

2.1. Rôle des apports sédimentaires dans la construction des lobes deltaïques.....	241
2.1.1. Du I ^{er} au III ^e s. ap. J.-C.....	241
2.1.2. Du III ^e au XI ^e s. ap. J.-C.....	244
2.1.3. Du XI ^e à la fin du XVII ^e	247
2.1.4. Du XVIII ^e au milieu du XIX ^e s.....	249

2.1.5. Du XIX ^e s. à nos jours.....	250
2.2. Le concept d'autocyclicité.....	251
2.3. Contrôle de l'espace d'accommodation.....	252
2.3.1. Les dépôts post-glaciaires.....	252
2.3.2. Le toit des cailloutis pléistocènes.....	254
CONCLUSION CHAPITRE 2.....	256
CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE.....	257
CONCLUSION GENERALE.....	259
BIBLIOGRAPHIE.....	266
Liste des figures.....	302
Liste des photographies.....	307
Liste des tableaux.....	308
Annexes.....	309

INTRODUCTION GENERALE

D'une longueur totale de 812 km, dont 522 km en aval du Lac Léman jusqu'à la mer Méditerranée, le Rhône draine un bassin versant de 97 000 km², dont plus de 90 000 pour sa partie française. Le fleuve forme son delta à partir de deux cours, le Grand Rhône et le Petit Rhône. Le delta du Rhône couvre 1700 km² de zones humides (environ un sixième du delta du Danube), avec la Camargue et la Petite Camargue.

Le secteur étudié, la Petite Camargue, s'inscrit dans la partie occidentale du système deltaïque rhodanien. Cet espace souffre de la frontière administrative entre les régions Provence Alpes Côte d'Azur et Languedoc-Roussillon qui divisent alors le delta en deux ensembles, la Camargue et la Petite Camargue. Cette séparation administrative a eu de regrettables conséquences sur la répartition géographique des études diminuant ainsi la vision d'un ensemble unique constitué par le delta du Rhône.

De nombreuses études publiées dès les années 1950 ont traité de la Petite Camargue (Kruit, 1955 ; Duboul-Razavet, 1956). Dans les années 1970 et 1980, les travaux se sont développés tant sur la plaine deltaïque émergée (Oomkens, 1970 ; Bazile, 1974 et 1976 ; L'Homer, 1975 ; L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1987) que sur le plateau et la plate-forme continentale (Monaco & al., 1972 ; Aloisi & al., 1975). Depuis les années 1990, l'approche est devenue plus géomorphologique sous l'impulsion de l'équipe de Mireille Provansal (laboratoire CEREGE). Leurs travaux constituent des documents de référence récents sur le comportement hydrologique des chenaux de Camargue (Arnaud-Fassetta, 1998) et sur les variations verticales et horizontales du trait de côte sur la marge orientale du delta (Vella, 1999) et d'une manière plus générale sur l'évolution de la plaine deltaïque à l'Holocène (Provansal & al., 2003). En parallèle, les équipes du laboratoire de biologie et de sédimentologie de Perpignan en collaboration récente avec le BRGM affinent l'architecture sédimentaire des dépôts holocènes de la plate-forme continentale (Tesson & Allen, 1995 ; Gensous & Tesson, 1997 et 2003 ; Boyer & al., 2005). La dernière grande contribution scientifique à s'intéresser à l'édification de la plaine deltaïque de Petite Camargue à l'Holocène date de 1993 lorsqu'a paru la carte et la notice géologique du Grau-du-Roi réalisée par A. L'Homer. S'ensuit une désertion de cet espace alors qu'au même moment, les recherches archéologiques et géomorphologiques menées en Camargue contribuaient à éclaircir les modalités d'évolution des milieux fluviaux et littoraux en relation avec les modes de l'occupation du sol (Landuré & Pasqualini, 2004).

Ce mémoire se situe donc dans la continuité des recherches paléoenvironnementales menées depuis plusieurs décennies dans la partie centrale et orientale du delta et aussi dans le Languedoc oriental.

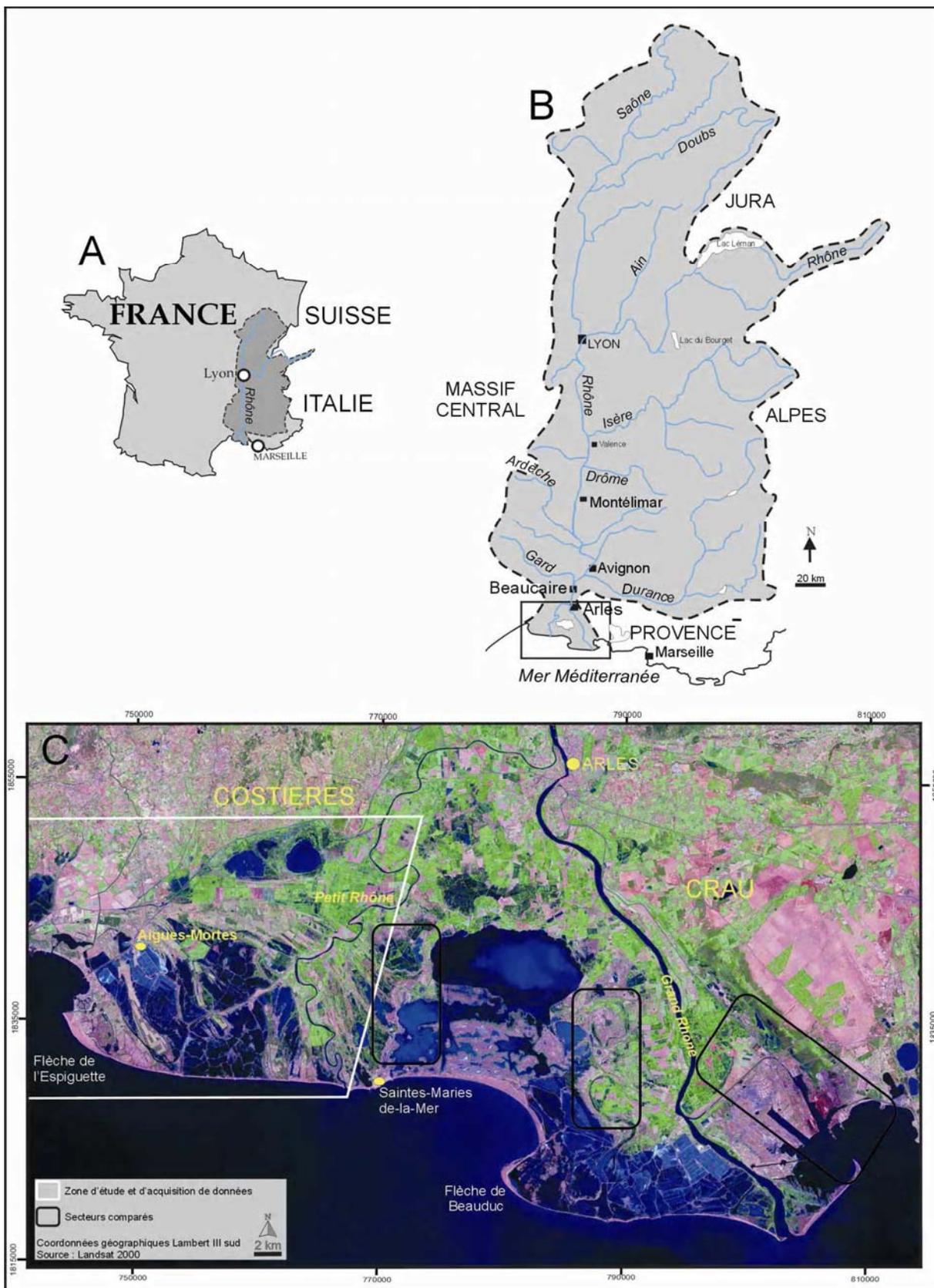


Figure 1. A) Bassin versant rhodanien ; B) Hydrographie du bassin versant ; C) Le delta du Rhône : localisation de la zone d'étude (Rey, 2005)

D'un point de vue archéologique la Petite Camargue reste à découvrir. Les gisements et les établissements archéologiques sont recensés dans la carte archéologique de la Gaule (Provost, 1999) mais ce n'est que depuis les années 1990 que les communes de la Petite Camargue font l'objet de prospections. Signalons le programme interdisciplinaire « *la vallée du Vidourle : géo-archéologie d'un paysage méditerranéen* » développé dans la vallée du Vidourle (PCR coordonné par Cl. Raynaud, J.-F. Berger et J.-L. Fiches depuis 1998) ainsi que depuis 1999, l'étude du peuplement de la Petite Camargue (Raynaud, 2005) qui s'inscrit dans le prolongement du programme inter-disciplinaire organisé par le Service Régional de l'Archéologie de la région PACA de 1994 à 1996 (Landuré & Pasqualini (dir.), 2004).

Ce travail contribue aussi à reconstituer la dynamique des milieux autour des ports marchands protohistoriques du Cailar et d'Espeyran établis sur le littoral intérieur de la Petite Camargue (Barruol & Py, 1978 ; Py & Roure, 2002). Cette étude permet d'étoffer un maillage de sites étudiés par les équipes inter-disciplinaires de l'UMR 5140 dont les recherches géoarchéologiques portent sur les basses vallées du Vistre (Ouriachi & al., 1992 ; Rey, 2003) et du Vidourle (Berger & al., 2002 et 2004), sur l'étang de l'Or (ATIP « *Acquisition, traitement et analyse d'images LIDAR pour la modélisation des paléoreliefs de la plaine littorale du Languedoc oriental* » coordonnée par A. Nuninger (2005) et sur la vallée du Lez (Jorda, 2000 ; Jorda & Jung, 2000 ; Blanchemanche & al., 2002 et 2003b).

*

* *

Cette recherche est avant tout géomorphologique. Elle a pour objectif d'établir de nouveaux scénarii des étapes de formation de la plaine deltaïque de Petite Camargue à l'Holocène. La reconstitution paléoenvironnementale se fait à partir (i) des paléochenaux (période d'activité et d'abandon, fonctionnement hydro-sédimentaire...) et (ii) des cordons littoraux progradants fossiles (morphologie et chronologie des formations littorales héritées).

i. Les paléochenaux de la Petite Camargue

La cartographie des paléochenaux est une entreprise qui a débuté il y a quelques siècles (Gautier, 1697 ; Cassini, 1777 ; Martin Charles, 1874). Le plus souvent les traces terminales des paléochenaux demeurent apparentes à partir de photographies aériennes ou d'images satellites, dont le traitement constitue un atout indéniable pour repérer les paléo-traces. Malgré cette cartographie relativement fiable, la période d'activité des anciens cours reste imprécise, fondée sur une chronologie relative établie à partir de

vestiges archéologiques recensés dans les cartes archéologiques de la Gaule (Provost, 1999) ou au moyen de datations ^{14}C réalisées sur des cordons littoraux fossiles (Bazile, 1974 et 1976 ; L'Homer, 1993).

Tous les anciens chenaux apparents qui se sont développés dans la partie occidentale du delta rhodanien ont fait l'objet de sondages carottés profonds. Les objectifs consistent à 1) identifier sédimentologiquement les paléochenaux, 2) dater leur fonctionnement et 3) déterminer leur modalité de colmatage en interaction avec la dynamique côtière.

Afin de globaliser nos résultats, nous avons privilégié les comparaisons avec les données acquises en Camargue.

ii. La formation des paléo-lobes deltaïques au sein du golfe d'Aigues-Mortes

L'étude du golfe d'Aigues-Mortes a été amorcée dans les années 1970 sous l'impulsion de F. Bazile (1974) qui a tenté d'identifier individuellement les cordons littoraux fossiles avant de les dater au radiocarbone. Cet élan a été poursuivi lorsque les cartes géologiques d'Arles et du Grau-du-Roi furent dressées. Les données acquises restent disjointes avec une forte concentration de données ^{14}C à proximité de la commune d'Aigues-Mortes. D'autres dates, plus ponctuelles, viennent compléter ce corpus de données qui par ailleurs a permis à A. L'Homer & al. (1981) de proposer une courbe des variations du niveau marin qui décrit des mouvements positifs et négatifs du niveau de la mer. Ces mouvements seraient responsables de l'agencement des cordons littoraux dans le golfe d'Aigues-Mortes (L'Homer & al., 1981). Par ailleurs, ces auteurs signalent la relative stabilité de ce secteur par rapport à la Camargue soumise à une légère subsidence. Les cordons littoraux ont aussi bénéficié d'une approche malacologique par J. Archambault-Guézou (1982) qui s'est attachée à affiner le type de cordon littoral (de baie, d'embouchure...). En dépit de ces anciens travaux, peu d'éléments existaient sur la morphologie et la chronologie des lobes deltaïques du golfe d'Aigues-Mortes ainsi que sur les processus responsables de leur mise en place. La constitution d'un modèle des formations littorales de deltas modernes (Ausseil-Badie & al., 1991 ; Stanley & Warne, 1998 ; Bellotti & al., 2004) nous permet d'approcher par analogie les dynamiques hydro-sédimentaires susceptibles d'être responsables des paléoformes d'embouchure. Par ailleurs, les travaux de Bhattacharya & Giosan (2003) contribuent à estimer la part de dominance des apports fluviaux sur le courant de dérive littorale à partir des systèmes d'embouchure.

Afin d'appréhender les vitesses d'avancée des lobes, de nouvelles datations ^{14}C et celles déjà disponibles sont utilisées. Nous nous intéresserons également aux tendances hydro-sédimentaires reconnues dans la vallée du Rhône et en Camargue pour accréditer ou

réfuter l'existence de synchronismes ou d'asynchronismes événementiels. Pour tenter de comprendre les rythmes de progradation deltaïque, une approche complémentaire est réalisée en étudiant la paléotopographie pléistocène ainsi que l'architecture stratigraphique des dépôts holocènes sous le golfe d'Aigues-Mortes (Homewood & al., 1999). Enfin, nous discuterons des problèmes inhérents aux effets de site et à l'autocyclicité des deltas.

Ce travail n'aurait pas pu se faire sans la participation technique et scientifique de chercheurs, qu'ils en soient tous ici cordialement remerciés. Je remercie en particulier Claude Vella du CEREGE pour ses remarques encourageantes et ses conseils sur le terrain, Hélène Bruneton du CEREGE qui m'a enseigné les rudiments dans la détermination des ostracodes fluvio-lagunaires, Joël André du Laboratoire Zoogéographie (Université Montpellier III) pour l'étude de la malacofaune, Serge Müller de l'Institut des Sciences de l'Évolution de Montpellier (Université Montpellier II) pour l'étude pollinique des carottes des Tourradons, Lucie Chabal pour les déterminations xylogiques et anthracologiques (UMR 5059), et Claude Raynaud (UMR 5140) pour ses réflexions stimulantes sur l'occupation du cordon des Sables.

Au cours de cette recherche, plusieurs programmes de recherche régionaux et nationaux furent d'une aide déterminante tant sur les financements que sur les résultats et les réflexions que les équipes ont pu apporter :

2001-2005 : Projet Collectif de recherche « *les comptoirs littoraux protohistoriques du Languedoc oriental* » coordonné par M. Py puis par R. Roure (UMR 5140).

2004 : Programme INSU / ECLIPSE 2 : projet DYELIT "*Dynamiques Littorales, climat et sociétés entre Aude et Petit-Rhône (Languedoc) depuis 8000 ans, d'après des sources biophysiques et textuelles*" coordonné par Ph. Blanchemanche et L. Chabal (UMR 5140).

2004-2005. Groupe de Recherche MARGES financé par : C.N.R.S., I.N.S.U., B.R.G.M., I.R.D., IFREMER, I.F.P., TOTAL.

2003-2005 : BQR « *le littoral du Languedoc oriental à l'Holocène* » financé par l'Université Paul Valéry Montpellier III.

2000-2002 : Programme du CNRS " Environnement, Vie et Sociétés " (PEVS), Comité " Histoire des interactions sociétés/nature : " *Le littoral languedocien durant l'Holocène : milieu et peuplement entre Lez et Vidourle (Hérault, Gard)* " coordonné par Ph. Blanchemanche (UMR 5140).

La thèse est subdivisée en trois parties :

La première partie présente le fonctionnement actuel du delta du Rhône et les milieux deltaïques associés. Le second chapitre décrit les étapes de la formation du delta du Rhône depuis la dernière remontée postglaciaire à nos jours de façon à pointer les incertitudes paléogéographiques et chronologiques existantes sur la plaine deltaïque de Petite Camargue. Enfin les méthodes d'étude des paléoenvironnements sont décrites dans un troisième chapitre.

La seconde partie se propose d'atteindre plusieurs objectifs : caractériser sédimentologiquement les paléochenaux, dater leur fonctionnement et cerner les modalités de remplissage alluviaux. Enfin, à travers l'étude des bras morts fluviaux nous tentons d'appréhender le fonctionnement hydrologique des paléochenaux mis en place sur la plaine deltaïque de Petite Camargue avant d'être comparés aux bras morts fluviaux et chenaux actuels de la Camargue.

La troisième partie est consacrée à l'étude des paléosystèmes d'embouchure d'un point de vue géomorphologique. Les paléofformes littorales sont ensuite comparées à un référentiel de deltas modernes pour approcher les dynamiques hydro-sédimentaires responsables de leur formation. Les données textuelles, cartographiques et les datations absolues permettent de réaliser une série de scénarii paléogéographiques. Enfin, à partir des données sédimentaires acquises dans les paléochenaux et de la reconnaissance des anciennes formes littorales, nous tentons de reconnaître la part de dominance des paramètres détritiques sur la dynamique côtière, l'influence de la paléotopographie du toit des cailloutis pléistocènes ainsi que le contrôle de l'architecture stratigraphique du golfe d'Aigues-Mortes dans la vitesse d'avancée des lobes deltaïques. Les effets de site et la cyclicité des lobes deltaïques sont également discutés pour estimer la part des tendances hydro-sédimentaires reconnues dans le bassin versant rhodanien et l'influence des facteurs allocyclique et autocyclus sur l'évolution des lobes deltaïques (Roberts, 1997).

PARTIE I

CADRE GEOMORPHOLOGIQUE ET HISTORIQUE DE LA CONSTRUCTION DU DELTA RHODANIEN

PARTIE I. Cadre géomorphologique et historique de la construction du delta rhodanien

Cette première partie est divisée en trois chapitres. Le premier chapitre présente le fonctionnement actuel du delta du Rhône et la variabilité des environnements deltaïques. Le second chapitre expose les modalités de construction et d'évolution du delta du Rhône depuis la dernière remontée marine postglaciaire. Il permet de révéler les incertitudes et les imprécisions chronologiques et paléogéographiques existantes sur la plaine deltaïque de Petite Camargue. Il porte aussi sur l'histoire de l'occupation humaine dans la plaine deltaïque de Petite Camargue depuis la protohistoire pour mettre en avant l'existence de questionnements dans les relations hommes/milieus et proposer la géomorphologie comme approche complémentaire pour éclairer certaines zones d'ombres. Enfin, le troisième chapitre traite de la diversité des méthodes de prélèvement et d'analyse de données.

CHAPITRE 1

LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DU DELTA DU RHONE

Ce chapitre permet de fixer le cadre géographique du site d'étude. Avant d'entreprendre la présentation du delta du Rhône, il convient de rappeler succinctement quelques notions fondamentales concernant le fonctionnement général des deltas.

1.1. FONCTIONNEMENT GENERAL DES DELTAS

1.1.1. Définition

Le delta est une forme très mobile à relier aux influences fluviales qui déterminent une progression irrégulière du trait de côte vers le large (progradation littorale). Les actions de construction sédimentaire sont excédentaires par rapport à celles de remaniement ou de destruction par les vagues ou les marées (Coleman & Wright, 1975 ; Galloway & Hobday, 1983). La progradation du delta n'est pas constante et peut être contrariée par l'eustatisme, la subsidence et la tectonique ainsi que par la dynamique fluviale et marine. Au cours de leur évolution, les chenaux allongent leur cours et tendent à diminuer leur profil longitudinal. À terme, ils se colmatent ce qui profite à d'autres chenaux qui à leur tour participent à la progradation du delta (Fisher & al., 1969 ; Roberts, 1997). D'autre part, l'action érosive de la houle peut générer un recul du delta. L'ensemble du littoral d'un delta n'est donc pas en constante progression. La position des distributaires et des embouchures ainsi que la configuration du littoral par rapport aux houles et aux vents déterminent des secteurs plus exposés que d'autres.

1.1.2. Morphologie générale des deltas

La morphologie des deltas est extrêmement variable à travers le monde. Elle dépend des dynamiques hydro-sédimentaires actuelles et passées ainsi que de la morphologie préexistante. En domaine microtidal, les deltas (Tibre, Rhône) se

caractérisent par une plaine deltaïque subaérienne formée par des distributaires actifs et abandonnées et également des crevasses fluviales (Allen & Mercier, 1987). Le nombre, le type et la distribution géographique des chenaux influent sur les modalités de sédimentation et sur le développement de la plaine deltaïque (Orton & Reading, 1993). La plaine deltaïque comprend également les faciès palustres (étangs, marais), lagunaires et littoraux (cordons, plages) (Figure 2). L'aire d'influence des apports fluviaux détermine la limite géographique du lobe deltaïque vers le large. Effectivement, les dépôts du front deltaïque et du prodelta s'avèrent directement connectés aux embouchures des fleuves et à la dynamique littorale. Dès lors, le lobe se développe bien au delà de la zone d'embouchure intégrant ainsi les corps sédimentaires émergés et immergés (Coleman & Gagliano, 1964).

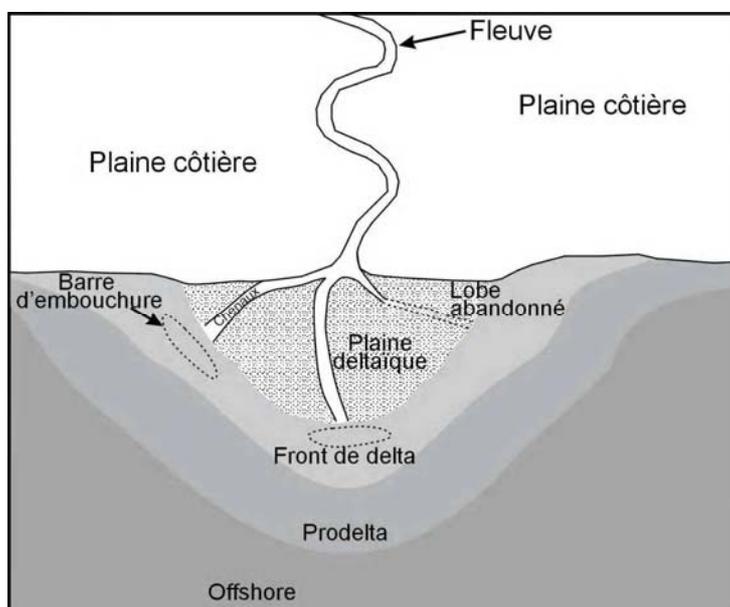


Figure 2. Principales composantes morphologiques d'un delta (d'après Suter, 1994. Modifié)

Les dépôts de la plaine deltaïque sont aussi variés que les milieux qui la composent. On y retrouve des dépôts issus de la dynamique fluviale (chenaux actifs et bras morts fluviaux, levées de berge, crevasses...) et littorale (étangs, lagunes, flèches littorales et cordons littoraux, éventails de tempêtes,...). En domaine immergé, les dépôts appartiennent aux barres d'embouchure, au front deltaïque et au prodelta. (Coleman & Gagliano, 1964 ; Reineck & Singh, 1986). Nous présentons ces unités géomorphologiques et les faciès associés à la fin de ce chapitre.

Chaque lobe initié par un cours majeur participe à la progradation du delta. La morphologie du lobe est également l'expression du régime hydrologique et des dynamiques hydro-sédimentaires à l'embouchure. Dans le cas du Mississippi, seize

lobes ont été construits au cours des 7000 dernières années dont sept de ces lobes ont eu une importance particulièrement grande dans l'édification du delta (Coleman & Gagliano, 1964). Les deltas dominés par l'action des vagues comme le Nil (Stanley & Warne, 1998) et le Rhône (Galloway & Hobday, 1983) présentent moins de lobes deltaïques. Ils apparaissent donc «plus stables» par rapport aux deltas influencés par les apports sédimentaires.

1.1.3. Classification des deltas

Galloway (1975) a proposé une classification morphologique des deltas en fonction des processus hydro-dynamiques et sédimentaires dominants. Les deltas revêtent quatre grands types de forme :

- **delta digité** : lié à des actions fluviales importantes et des actions marines faibles (Mississippi).
- **delta lobé** soumis à l'efficacité des actions marines capables d'arrondir les promontoires deltaïques édifiés par les apports fluviaux (Rhône).
- **delta arqué** : dominé par l'énergie des vagues qui tendent à une régularisation poussée du trait de côte (Tibre).
- **delta estuarien** : influencé par les courants de marées (Fly).

À partir des caractéristiques et des géométries des corps sédimentaires sableux de six deltas basiques (Coleman & Wright, 1975) et de la classification triangulaire des deltas de Galloway (1975), Bhattacharya & Walker (1992) ont repris cette classification des deltas en faisant intervenir de nouvelles données sur l'intensité relative des mécanismes marins et fluviaux (Figure 3)

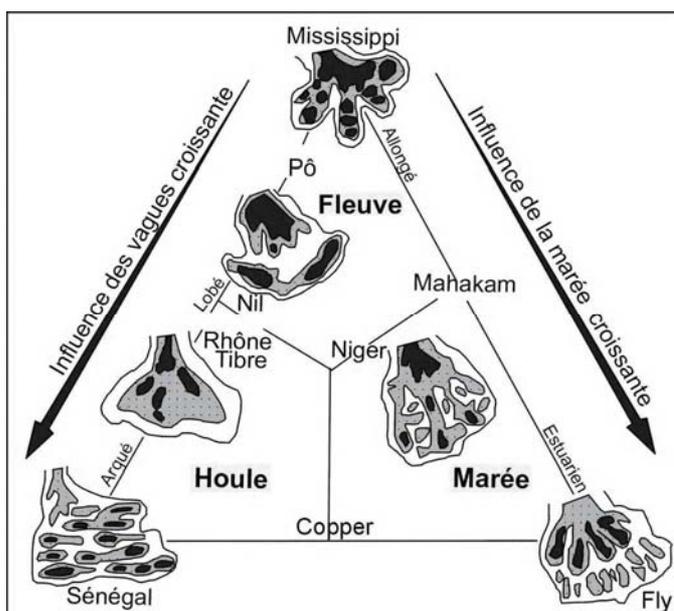


Figure 3. Caractéristiques et géométries des corps sableux de six deltas basiques (d'après Coleman & Wright, 1975) placés dans la classification triangulaire des deltas de Galloway (1975) en fonction de l'intensité relative des mécanismes marins et fluviaux (Bhattacharya & Walker, 1992). (D'après Bhattacharya & Giosan, 2003. Modifié)

Plus récemment, Bhattacharya & Giosan (2003) ont utilisé un indice d'asymétrie A calculé en réalisant le rapport entre le taux net du transport de la dérive littorale à l'embouchure (en $m^3 \text{ année}^{-1}$) et les apports fluviaux (en $m^3 \text{ mois}^{-1}$). Le résultat permet de distinguer les deltas symétriques, asymétriques et déviés (Figure 4) et exprime le degré de dominance du courant de dérive littorale sur les dynamiques fluviales (Bhattacharya & Giosan, 2003). Malgré cela, ces auteurs ajoutent que cet indice d'asymétrie ne peut pas à lui seul rendre compte de toutes ces morphologies. D'autres éléments comme la granulométrie, la fréquence des crues ou les tempêtes morphogènes peuvent conduire à des variations morphologiques remarquables.

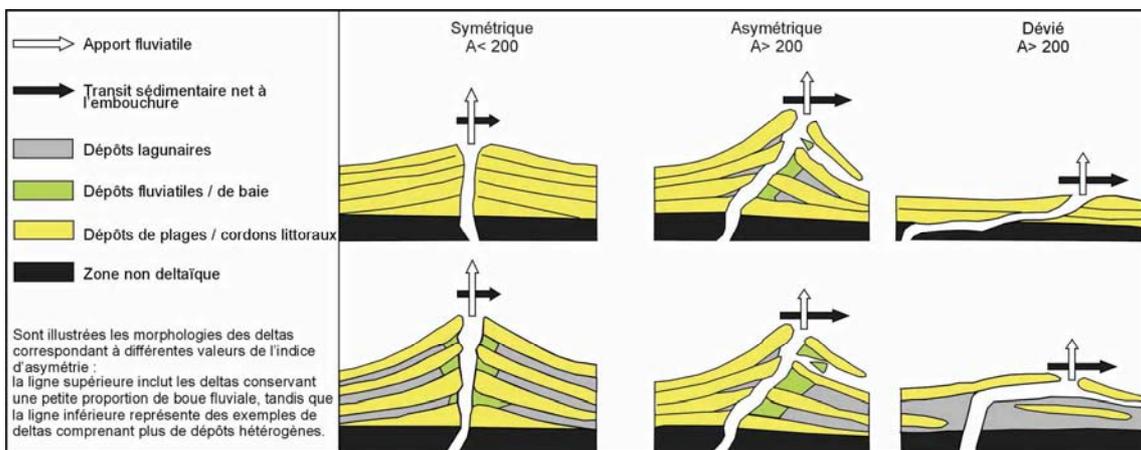


Figure 4. Diagramme des processus des deltas influencés par les vagues (D'après Bhattacharya et Giosan, 2003. Modifié).

1.1.4. Les facteurs de contrôle

Sur des échelles de temps plus longues, l'eustatisme, la subsidence et la tectonique ainsi que les apports sédimentaires constituent des paramètres qui contrôlent la morphologie des deltas et la migration des lobes deltaïques (Penland & al., 1989 ; Somoza & al., 1998) ainsi que l'architecture stratigraphique des dépôts (Homewood & al., 1999). Par ailleurs le rôle majeur de contrôle de l'organisation des sédiments sera joué par le facteur qui influencera le plus la vitesse de variation de l'espace disponible (Vail & al., 1987). Les modalités de formation du delta sont fonction de l'espace libre disponible (concept d'accommodation) dépendant de deux paramètres qui sont les apports sédimentaires et l'espace disponible (Homewood & al., 1999). Ces auteurs ajoutent que les variations de l'espace disponible sont avant tout sous le contrôle des oscillations du niveau marin relatif responsable de l'organisation des corps sédimentaires. En fonction du rapport Accommodation/Apports sédimentaires plusieurs scénarii sont envisagés. Dans le cadre d'une progradation simple, les systèmes

d'embouchures se forment sur les corps sédimentaires du front deltaïque eux même en appui sur le prodelta. Ces derniers sont issus de l'aggradation mais aussi du prodelta progradant (Figure 5).

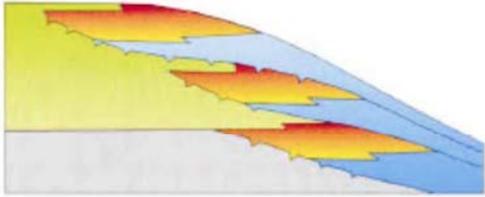
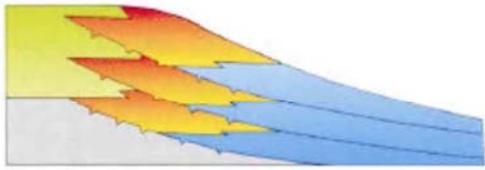
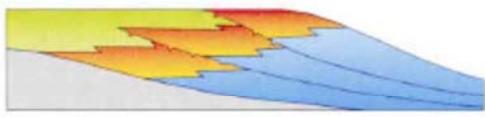
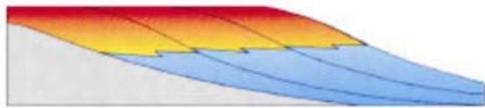
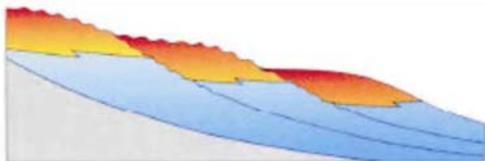
Accomodation	Accomodation (A) Apports sédimentaires (S)	Architecture des corps sédimentaires
Positive : création d'espace disponible	$A/S > 1$ RETROGRADATION	
	$A/S = 1$ AGGRADATION SEULE	
	$0 < A/S < 1$ PROGRADATION + AGGRADATION	
Constante : ni réduction ni création d'espace disponible	$A/S = 0$ PROGRADATION SEULE	
Négative : réduction de l'espace disponible	$A/S < 0$ REGRESSION FORCEE	

Figure 5. Structure et position des corps sédimentaires en fonction de l'espace disponible (Homewood & al., 1999. Modifié)

1.2. LE RHONE : UN FLEUVE AMENAGE

Depuis la seconde moitié du XIX^e siècle, les aménagements ont profondément modifié le fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux du bassin versant rhodanien, dans l'intérêt d'en améliorer les conditions de navigation et de « fixer » son chenal principal. Ces travaux réalisés sous l'impulsion de l'ingénieur Girardon, ont eu pour effet de diminuer considérablement le tressage du fleuve (Poinsart, 1992 ; Alexis & al., 2001).

La poursuite des aménagements au cours du XX^e siècle a profondément modifié les caractéristiques morphologiques et hydrauliques du Rhône et a entraîné l'altération ou la disparition de milieux naturels de grand intérêt, entre le Lac Léman et la Méditerranée (Fruget & Michelot, 1997). Jusqu'au début du XX^e siècle, la métamorphose fluviale s'accélère et se généralise sur tout le Rhône aval (Provansal & al., 2005). Elle provoque un ajustement de la profondeur du plancher alluvial qui subit une incision verticale pendant tout le XX^e siècle (Arnaud-Fassetta, 2003 ; Antonelli & al., 2004).

Voici les principaux aménagements recensés par la Compagnie Nationale du Rhône :

- 19 barrages de retenue
- 14 écluses à grand gabarit
- 19 centrales hydroélectriques
- des canaux aménagés

Il en résulte une véritable artificialisation de l'hydrosystème rhodanien (Figure 6).

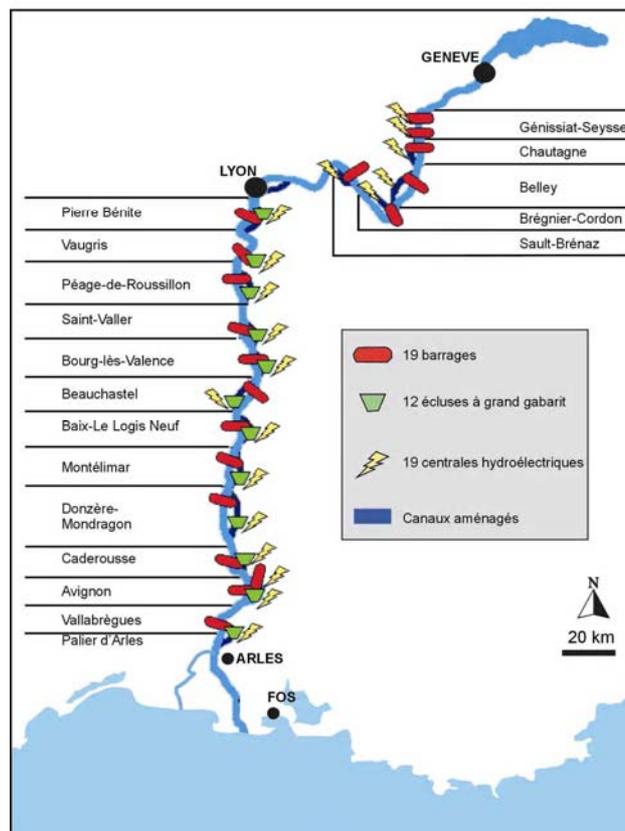


Figure 6. Localisation des aménagements le long du cours du Rhône (Alexis & al., 2001. Modifié)

Les interventions humaines dans le lit du grand Rhône ont provoqué des réponses hydro-géomorphologiques de celui-ci.

L'endiguement des lits a considérablement limité les débordements de crues sur la plaine d'inondation qui se retrouve alors en partie déconnectée du fonctionnement fluvial. Toute la diversité écologique de ce milieu fluvial se trouve altérée si ce n'est en cours de disparition. Par ailleurs, l'endiguement et le calibrage des chenaux accélèrent les vitesses d'écoulement et augmentent les débits solides. Ajoutons également que cette « chenalisation » du Rhône accroît l'évacuation de la charge sédimentaire à l'embouchure.

De nombreux barrages hydroélectriques occupent aujourd'hui le cours du Rhône. Ces équipements diminuent le transit sédimentaire dans le chenal en piégeant les sédiments notamment la charge de fond (Klingeman & al., 1994). Cet auteur signale que désormais la charge de fond (sables et galets) transite uniquement en période de débit élevé au moment où les vannes de la retenue sont ouvertes. En piégeant les sédiments, les barrages de retenue accélèrent et accentuent à l'aval l'incision du plancher alluvial du cours d'eau (Bravard, 1994 ; Peiry & al., 1994 ; IRS, 2000). Sur le Haut-Rhône en Chautagne, la construction d'une digue à la fin du XVIII^e siècle a réduit de 68% la bande active de ce secteur, qui n'est plus actuellement, après construction d'un aménagement hydroélectrique, que 5% de ce qu'elle était à l'origine (Klingeman & al., 1998 ; Fruget, 2003).

Les extractions de sables et de galets ainsi que **les dragages** dans le chenal réduisent considérablement la charge sédimentaire disponible. Les volumes extraits participeraient à l'enfoncement actuel des lits fluviaux (Bravard, 1994 ; Landon & Piégay, 1994). Pourtant, cette réduction de matériaux n'aurait pas de conséquences directes sur l'évolution du trait de côte (Sabatier, 2001).

Le fonctionnement du Rhône et des milieux qui lui sont associés est influencé par les modifications que les sociétés humaines font subir au bassin versant (Bravard & Salvador, 1999). Les cours d'eau sont des systèmes à processus-réponses. Dans le cas d'une réduction de la charge de fond, le plancher alluvial s'incise et le lit s'enfonce. À l'inverse, dans le cas d'une surabondance sédimentaire, le chenal s'exhausse. En réponse à cette nouvelle dynamique, le tracé du fleuve s'adapte en ajustant ses caractéristiques géométriques (variables internes) au profit d'un style méandriforme. Mais les aménagements entravent le système processus-réponse des cours d'eau et rendent quasi-impossible toute métamorphose fluviale.

1.2.1. Débits liquides et solides du Rhône

Sixième fleuve européen par son abondance brute et premier fleuve de France, le Rhône draine un bassin versant de 98000 km² (Pardé, 1925). Le Rhône (longueur de 812 km) est un fleuve complexe au régime hydrologique irrégulier alimenté par les eaux océaniques, alpines et méditerranéennes. Il en résulte un régime et des débits marqués, caractérisés par une forte variabilité intra-annuelle et inter-annuelle.

1.2.1.1. Les apports liquides

Le régime hydrologique du Rhône est caractérisé par d'importantes variations saisonnières et inter-annuelles. Au cours du mois de juillet 2003, caractéristique d'un été caniculaire, le Rhône a enregistré à Arles un débit moyen de 580 m³/s sans jamais descendre en dessous de 400 m³/s (Maillet, 2005). À Beaucaire et à Arles, le débit annuel moyen (période de mesure : 1920-2001) est respectivement estimé à 1714 m³/s et 1474 m³/s (Antonelli, 2002). Les maxima s'observent en mars et en automne, ils correspondent aux averses d'origine méditerranéenne des affluents pré-alpins et cévenols (Roditis et Pont, 1993). Les débits pour les crues ayant une période de retour inférieure à 2 ans sont estimés à 5500 m³/s (Antonelli, 2002). Les crues supérieures à 5000 m³/s montrent une grande variabilité inter-annuelle indépendante de la fréquence de crues (Suanez, 1997). Les crues exceptionnelles (>11000 m³/s) de Novembre 1993, Janvier et Octobre 1994 s'inscrivent dans des fréquences faibles (15 et 13 jours/an). Le débit maximum a été enregistré le 4 décembre 2003 à Tarascon où le débit de pointe de crue aurait atteint entre 12000 et 13000 m³/s¹ (cote de 11,25 m), la période retour de cette crue étant estimée à 500 ans.

Les crues du Rhône sont polygéniques et peuvent être classées en quatre catégories en fonction des influences climatiques, leur répartition intra-annuelle et leurs caractéristiques hydrologiques (Pardé, 1925).

- **Les crues océaniques** se produisent préférentiellement d'octobre à mars. La Saône, le Rhône Alpestre et l'Isère sont extrêmement réactifs aux précipitations apportées de l'Océan Atlantique par les vents d'ouest (crue de Février 1990). L'épisode de crue se déroule principalement dans la partie septentrionale du bassin versant rhodanien. Cet éloignement vis à vis du delta fait que le transit de la charge sédimentaire est minimal, lent et sélectif (Pont & Bardin, 1996).

¹ Selon validation en cours de la crue de décembre 2003.

- **Les crues cévenoles** interviennent principalement à l'automne et au printemps (crues de novembre 1996). Les précipitations proviennent de la mer Méditerranée. Sous l'effet des vents du sud-est, elles sont plaquées sur la bordure orientale du Massif Central (Cévennes et Vivarais). Les bassins de l'Ardèche, de l'Eyrieux, de la Cèze et des Gardons réagissent très rapidement à l'épisode pluviométrique. En septembre 2002, les débits de pointe de crue ont atteint $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les Gardons.

- **Les crues méditerranéennes extensives** se différencient des crues cévenoles par leur apparition plus tardive. Elles se produisent en octobre et novembre et plus rarement en début de printemps (crues de janvier 1984, novembre 1994 et décembre 2003). Les affluents des alpes du sud, des Cévennes et du couloir rhodanien sont concernés par ce type de crue qui prend naissance à partir des précipitations générées par les grandes perturbations d'ouest. Les crues méditerranéennes extensives contribuent vraisemblablement le plus à la construction de la plaine deltaïque. Ces dernières ont une charge sédimentaire considérable (Pont & Bardin, 1996) provenant préférentiellement de la Durance et des affluents pré-alpins (Roditis & Pont, 1993) La Durance est un affluent très actif pouvant atteindre un débit maximal supérieur à $9000 \text{ m}^3/\text{s}$ (novembre 1994).

- **Les crues généralisées** combinent plusieurs origines de crues dont au moins une est méditerranéenne. Elles résultent d'épisodes concomitants avec un important cumul pluviométrique antérieur. Tel a été le cas des crues de novembre 1840, mai-juin 1956, octobre 1993 et janvier 1994.

1.2.1.2. Les apports solides

Avant les aménagements du XX^e siècle le Rhône charriait naturellement une grande quantité d'alluvions et se caractérisait par un lit en tresse très mobile (Béthemont, 1972 ; Bravard, 1987 ; Fruget, 1992 ; Klingeman & al., 1998). Le volume sédimentaire mobilisé par le Rhône était estimé à $22 \text{ M}^t/\text{an}$ par Surell (1847 in Vernier, 1976) et à $31 \text{ M}^t/\text{an}$ par Milliman et Meade (1983). Aujourd'hui, les auteurs s'accordent sur le fait que la charge solide a diminué au cours du XX^e siècle. La quantification de la charge solide du Rhône (sables et matières en suspension) montre des résultats assez proches : $10 \text{ M}^t/\text{an}$ (IRS, 2000), $7,3$ à $9,6 \text{ M}^t/\text{an}$ à partir de mesures expérimentales des flux (Pont & al., 2002 ; Antonelli, 2002). Enfin, les mesures des débits liquides associées aux estimations des concentrations évaluent entre 7 et $12 \text{ Mt}/\text{an}$ la charge solide en suspension (SOGREAH, 1999 ; Pont & al., 2002).

Plusieurs causes sont évoquées pour expliquer la réduction drastique de la charge solide sans qu'il soit possible d'estimer la part de chacune : une moindre fréquence des

crues en relation avec la fin du Petit Age Glaciaire, la déprise agricole, la re-végétalisation du bassin versant rhodanien et les aménagements hydroélectriques sur le Rhône et ses affluents, les extractions importantes de matériaux ainsi que la régularisation et l'endiguement des chenaux (Pichard, 1995 ; Jorda & Provansal, 1996 ; Warner, 2000 ; IRS, 2000 ; Descroix & Gautier, 2002 ; Liébault & Piégay, 2002 ; Kondolf & al., 2002 ; Sabatier & Suanez, 2003). Provansal & al. (2005) distinguent l'anthropisation agricole de l'anthropisation des « ingénieurs » dont les effets sur le Rhône aboutissent souvent à des effets contradictoires.

Les apports solides par charriage ont également diminué : ils étaient estimés à 900000 m³/an au début du XX^e siècle et seraient passés à 200000 m³ aujourd'hui. La réduction de la capacité de charriage du Rhône pourrait s'expliquer en partie par la réalisation de fosses d'extractions en plusieurs points du fleuve ainsi que par l'installation des aménagements hydroélectriques de la C.N.R.

Environ 80 % de la charge solide est mobilisée lors des épisodes de crues supérieures à 3000 m³/s et transitent dans le chenal du Rhône (Pont, 1992). Lors des crues exceptionnelles de 1993-94, la charge mobilisée à Arles a été estimée à 14 Mt (Pont & Blombed, 1995). La nature et la quantité du matériel particulaire transportés sont très variables et dépendent principalement du débit et de l'origine des crues (Pont & al., 2002).

Les forçages hydro-climatiques et sociétaux ainsi que les capacités de transferts sédimentaires du Rhône provoquent des métamorphoses fluviales, des ajustements internes du fleuve (Antonelli & al., 2004) et influencent la progression du delta rhodanien (Maillet & al., soumis).

1.3. LES DISTRIBUTAIRES RHODANIENS ET LEUR EMBOUCHURE

A Fourques, le Rhône se sépare en deux bras : le Grand Rhône draine environ 90% des écoulements et le Petit Rhône (branche occidentale) écoule les 10% restants.

1.3.1. Le Grand Rhône et son embouchure

Depuis 1893, le Grand Rhône, long de 50 km, débouche en Méditerranée par le Grau de Roustan (Figure 7). L'endiguement a considérablement modifié son tracé en plan, le chenal est rectiligne avec des sinuosités modérées (Leopold & Wolman, 1957 ; Miall, 1977). La largeur du lit varie de 325 mètres à 1100 mètres (Maillet & al. soumis). Malgré une profondeur moyenne de dix mètres, le profil longitudinal du fleuve montre

une succession de seuils et de mouilles variant de $-4,75$ à -21 m. sous le niveau de la mer (Antonelli & al., 2004 ; Maillet & al. soumis). La pente du fleuve est inférieure à $0,12$ m/km. Le débit du Rhône révèle une variabilité intra-annuelle remarquable. A Arles, son module annuel atteint 1500 m³/s. En période d'étiage, le débit peut atteindre 320 m³/s., par contre, lors d'une crue annuelle le débit s'élève à plus de 3800 m³/s et peut dépasser 10000 m³/s durant une crue centennale. Le Grand Rhône peut drainer 85 à 90% des débits liquides de la plaine deltaïque (Arnaud-Fassetta, 1998). Des études récentes ont montré que l'essentiel des particules sédimentaires supérieures à 2 mm ne franchissent pas Arles en raison de la pente hydraulique trop faible du fleuve ($0,01\%$). Par conséquent, la fraction la plus grossière transitant dans le delta se compose de sables (Antonelli & Provansal, 2002 ; Arnaud-Fassetta & al., 2003 ; Antonelli & al., 2004).

L'embouchure du Grand Rhône demeure assez développée et sert de soubassement à l'avancée du trait de côte (Maillet, 2005). Sabatier (2001) met en exergue un transit sédimentaire orienté vers l'est ce qui permet à l'embouchure d'être alimenté par l'érosion du sous-delta fossile du Bras de Fer (Maillet, 2005). Cette situation conjuguée à la décharge sédimentaire fluviale conditionne en partie le développement des flèches littorales de part et d'autre de l'embouchure dont celle de la Gracieuse qui bénéficie des sédiments arrachés au sous-delta fossile de Pégoulie (Maillet, 2005). La morphologie d'embouchure du Grand Rhône sous-entend une symétrie des cordons littoraux, ce que l'indice d'asymétrie ($62,7$) confirme (Maillet & al., soumis). Les gains de surface de la rive orientale sont estimés à 40000 m²/an et les pertes de la rive occidentale à moins de 5000 m²/an (Sabatier & Suanez, 2003).

À l'embouchure, les eaux douces se répandent sur l'eau de mer plus dense, formant un panache de dilution. Les couches d'eau montrent d'importantes variations thermohalines ce qui entraînent une stratification de la colonne d'eau (Lansard, 2004). La dynamique du panache sédimentaire apparaît étroitement liée aux conditions météorologiques et au régime hydrologique du Rhône (Demarcq & Wald, 1984). Sous l'effet des vents du N-NW, le panache s'oriente fréquemment vers le S-SW (Arnoux-Chiavassa & al., 2003).

Depuis la fin des années 1980, le trait de côte à l'embouchure est quasi-stabilisé. Les calculs de l'Institut Rhône Saône (2000) quantifient à 11000 m³/an⁻¹ le volume des sables parvenant à l'embouchure. Cette valeur est bien en dessous de l'estimation faite après l'inondation de 1994 où le volume annuel déchargé par le fleuve aurait atteint 195000 m³. En utilisant le principe des cellules sédimentaires, Suanez (1997) a proposé

qu'entre 1945 et 1995 un volume de $16000 \text{ m}^3/\text{an}^{-1}$ de sables aurait été expulsé, ces résultats se rapprochent des données de Antonelli & Provansal (2002) où ces auteurs ont obtenu un volume sableux annuel de l'ordre de 23000 m^3 calculé lors d'une petite crue d'origine océanique. Enfin, Mailet & al. (soumis) ont estimé le volume sédimenté de la crue de décembre 2003 à 1,8 millions de tonnes dont en majorité des sables.

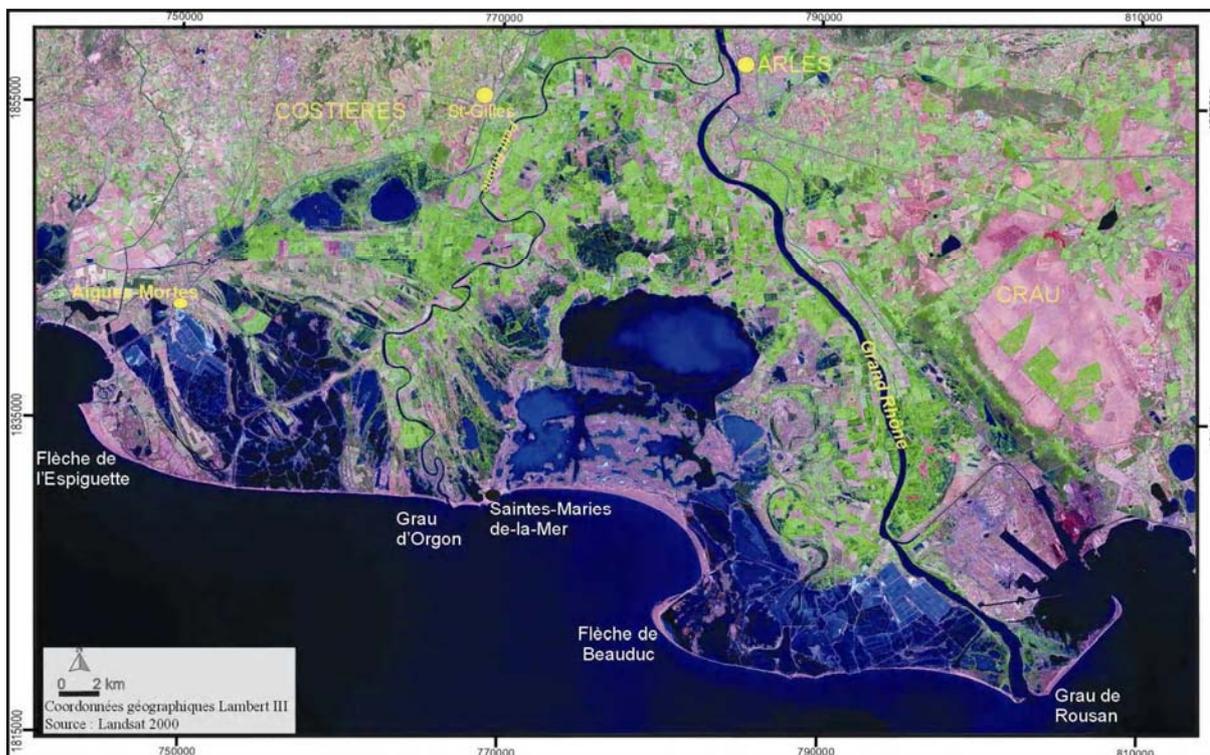


Figure 7. Le delta du Rhône (source : Landsat, 2000)

1.3.2. *Le Petit Rhône et son embouchure*

Le Petit Rhône, long de soixante dix kilomètres, naît à la diffluence de Fourques (Figure 7). Il présente un indice de sinuosité de 1,9. De Fourques à l'écluse de Saint-Gilles, le chenal présente des sinuosités modérées (Leopold & Wolman, 1957 ; Miall, 1977 ; Arnaud-Fassetta, 1998). De Saint-Gilles à l'embouchure, le chenal dessine une série de méandres. En se référant aux études de Schumm (1981), Arnaud-Fassetta (1998) considère que les sections amont et aval seraient soumises à un mode de transport mixte. La section aval serait caractérisée par une charge de fond plus abondante que dans la section amont propice alors au blocage des alluvions. La largeur du Petit Rhône varie de cent vingt mètres à Arles pour atteindre environ deux cent cinquante mètres au Grau d'Orgon, son embouchure. Le profil longitudinal du fleuve (levé en 1994) montre une succession de seuils et de mouilles variant de -1 à $-3,8$ mètres. Selon les données de la Compagnie Nationale du Rhône, le module annuel serait

de $166 \text{ m}^3/\text{s}$ soit environ un dixième des eaux du Rhône. Le Petit Rhône ne représente que 10 à 15% des débits liquides et 20% des débits solides en crue.

Les modalités d'évolution spatio-temporelle de l'embouchure du Petit Rhône présentent de grandes différences avec celle du Grand Rhône. La quantification de la charge sédimentaire et les processus hydro-sédimentaires à l'embouchure du Petit Rhône restent mal connus. Il demeure qu'au débouché du fleuve un panache sédimentaire mobile existe et s'avère surtout perceptible durant les crues. De part et d'autre de l'embouchure, la côte recule sous l'effet des courants de dérive littorale qui dispersent la charge fluviale. Face à l'embouchure, le transit sédimentaire s'oriente vers l'ouest ce qui entraîne l'érosion de la côte depuis l'embouchure jusqu'à la plage des Baronnets au profit de l'extrémité occidentale du delta qui s'accroît par la coalescence de flèches littorales dont la dernière est nommée flèche de l'Espiguette. Depuis le début des années 1950 à 1998-2000, le recul de la côte à l'embouchure du Petit Rhône a atteint plus de 500 mètres (Sabatier & Suanez, 2003). À l'exutoire, l'érosion se généralise et provoque un élargissement du profil transversal du chenal.

En domaine immergé, le delta est constitué de l'ensemble des lobes d'épandages actuels et anciens des chenaux (Frazier & Osanik, 1969). Le delta sous-aquatique présente donc dans sa partie sommitale des barres d'embouchure et le front deltaïque supérieur et dans sa partie basale le prodelta. Nous présentons les faciès de ces unités dans le paragraphe 1.5 de ce chapitre.

1.4. DYNAMIQUES HYDRO-SEDIMENTAIRES ET MOBILITE DU LITTORAL DU DELTA DU RHONE

L'évolution du delta au cours du XX^e s. est aujourd'hui bien connue (Duboul-Razavet, 1956 ; Vernier, 1976 ; Blanc, 1977 ; Suanez, 1997 ; Bruzzi, 1998 ; Sabatier, 2001). Les études récentes mettent avant les connexions existantes entre le Rhône et son delta (Antonelli, 2002 ; Maillet, 2005) ainsi que l'impact des sous-deltas fossiles sur la dynamique côtière (Sabatier & al., 2005).

Le delta du Rhône est un système dominé par l'action des vagues où la plupart de la charge alluviale est initialement déposée à l'embouchure puis redistribuée le long du delta par les courants côtiers (Galloway & Hobday, 1983). Sous l'effet des deux distributaires majeurs (Grand- Rhône et Petit Rhône), il fait parti des deltas lobés influencés par les vagues (Bhattacharya & Walker, 1992) comme le Pô (Hori & al.,

2004). Toute une série d'environnements typiques des systèmes deltaïques dominés par l'action des vagues s'est mise en place au cours de la progradation du delta du Rhône.

Les données statistiques sont récentes et principalement tirées de la thèse de Sabatier (2001). On regrettera la trop grande place faite à la moyenne qui atténue l'impact des événements exceptionnels comme les tempêtes et les surcotes.

1.4.1. Les houles et la dérive littorale

Le régime des houles est contrasté. Les variations saisonnières permettent d'opposer les houles modérées de beau temps à une saison hivernale caractérisée par des coups de mer plus ou moins fréquents (Figure 8) ; à cela s'ajoute la variabilité interannuelle qui rend difficile et risqué toute utilisation des moyennes.

Vernier (1976) a démontré l'étroite corrélation du vent et des houles. 40% des houles de beau temps de secteur SW sont issues des vents du SW à N.

Les houles de tempêtes les plus fortes proviennent des secteurs SE-SSE (27%) et S-SSW (14,7%) (Sabatier, 2001). En se basant sur les houlographes de Sète et Port Gardian (source : CETMEF), le delta du Rhône est dominé par des houles de hauteur de 0,72 à 0,82 mètres et de période courte (5,01 secondes à Sète). Sabatier (2001) indique que ces hauteurs sont relativement élevées en comparaison des hauteurs de vagues de beau temps (16 à 20% du temps annuel) qui n'excèdent pas 0,25 m. Cet auteur explique ces chiffres par les fortes valeurs des houles de tempêtes annuelles qui accentuent le calcul de la moyenne.

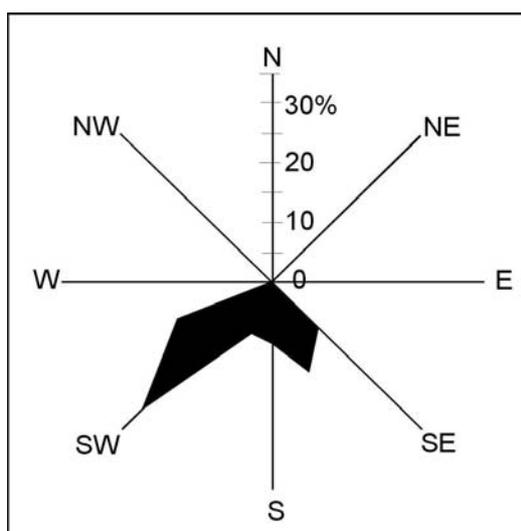


Figure 8. Direction de la houle (données enregistrées au Cap Couronne entre 1964 et 1978) (Greslou, 1984).

La relation entre un environnement quasi atidal, caractérisé par un marnage maximal de 0,3 mètres, et la hauteur moyenne de la houle, 0,72 à 0,82 m., classe le delta du Rhône dans le type d'environnement dominé par les vagues (Hayes & Miles, 1979 ; Hayes, 1980 ; Galloway & Hobday, 1983). Pour autant, les paramètres météorologiques et non astronomiques peuvent influencer le niveau du plan d'eau sous la forme de décote (vents du Nord et hautes pressions) ou de surcotes marégraphiques (vents de mer du Sud-est et basses pressions). La surcote entraîne le déplacement de l'attaque des vagues vers le haut de plage. Bruzzi (1998) considère qu'à partir d'une élévation de la mer de +80 cm accompagnée d'un vent de mer soufflant à 10 m/s, la surcote est morphologiquement efficace, capable d'envoyer la plage émergée et d'attaquer la base des dunes. Par conséquent et lors des tempêtes, l'élévation instantanée du niveau de la mer constitue un agent important dans la mobilité sédimentaire (Bruzzi, 1999).

1.4.2. Le vent

Le régime des vents est issu du traitement statistique des enregistrements tri-horaires de la station météorologique des Saintes-Maries-de-la-Mer (1993-2000). Pour réaliser la rose des vents, les vents inférieurs à 6,5 m/s ont été arbitrairement exclus. L'avantage de cette valeur minimale est qu'elle correspond à la vitesse limite de mouvement des sables (Figure 9). 46 % des vents dominants proviennent du NW et couplés au Mistral (N-NW) les vitesses moyennes s'échelonnent de 8 à 11 m.s⁻¹. La Tramontane (NW-W) est moins fréquente et les vitesses maximales sont inférieures à celles du Mistral. Les vents du S-SE et SE représentent 22% du temps. Les vitesses moyennes atteignent 11 à 14 m.s⁻¹ et les maximales sont supérieures à 25 m/s⁻¹. Les vents de W à SW ne représentent que 14% du total et ceux de NE à E seulement 13% (Sabatier, 2001). Le Mistral et la Tramontane constituent des vents de terre qui possèdent des fetchs limités en direction du prodelta du Rhône. À l'embouchure du Grand Rhône, ils génèrent principalement des vagues de vents et parfois des houles courtes provenant du WSW. Kondrachoff & al. (1994) indiquent que les houles de SW engendrent un faible courant de dérive en raison de la dissipation et de la réfraction des vagues par le haut fond du prodelta mais aussi grâce à la très faible obliquité des houles de cette direction ainsi que leur faible hauteur et fréquence.

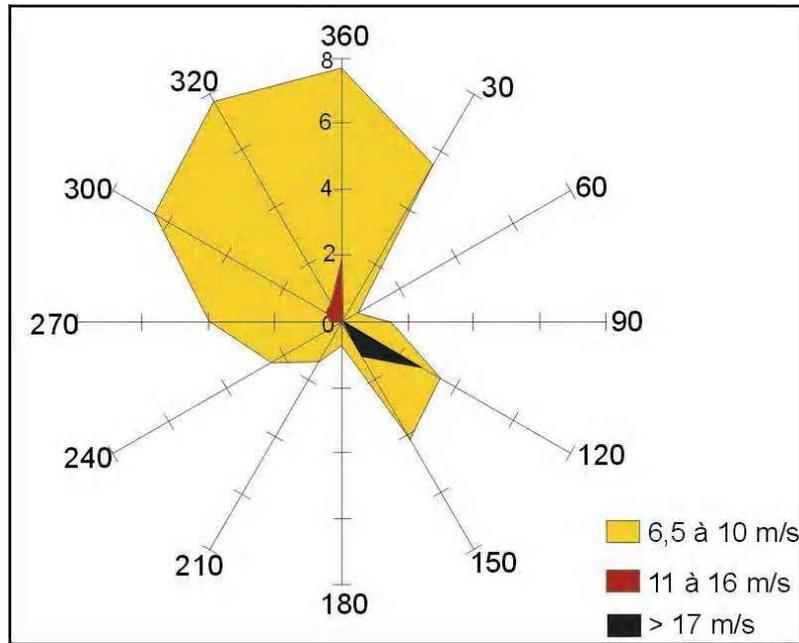


Figure 9. Direction et force des vents (Station Météo-France Saintes-Maries-de-la-Mer ; données 1993-1998)

La houle, le vent, les courants et l'élévation instantanée du niveau de la mer contrôlent en partie le fonctionnement hydro et morpho-sédimentaire de la côte. Néanmoins, bien plus que ces agents dynamiques, les événements morphogènes consécutifs aux forçages hydrodynamiques contribuent à façonner la côte et l'avant côte.

1.4.3. Héritages sédimentaires des sous-deltas fossiles

La mobilité du littoral actuel subit en plus des forçages cités ci-dessus l'influence des sous-deltas fossiles qui constituent des stocks sédimentaires mobilisables. Sabatier (2001) propose de découper en quatre secteurs le littoral du delta du Rhône (Figure 10).

- Du Grau de Roustan à la pointe de La Gracieuse ; cette partie du littoral se nourrit de l'érosion du sous-delta fossile formé par le bras de Pégoulie entre le XVIII^e s. et le XIX^e siècle. La progradation deltaïque initiée par ce bras a été la plus rapide de l'histoire du delta (Provansal & al., 2003).

- Du Grand Rhône à la pointe de Beauduc ; jusqu'au XVIII^e siècle cet espace a été soumis aux apports fluviaux du Bras de Fer lequel a généré une progradation rapide du littoral (Caritey, 1995). La côte actuelle bénéficie toujours de cette ancienne avancée deltaïque à partir de laquelle la flèche de Beauduc se nourrit (Bruzzi, 1999). Sabatier

(2001) envisage l'influence du lobe immergé du Bras de Fer sur l'incidence des vagues à la côte.

- Du golfe de Beauduc au Grau d'Orgon ; ce secteur comporte l'ancien lobe du Rhône de Saint-Ferréol qui a en grande partie disparu. Malgré cela, plusieurs cordons fossiles obliques à la côte actuelle demeurent dans le paysage. Ils participeraient encore aux processus hydro-dynamiques et sédimentaires des espaces littoraux et palustres. Concernant la partie immergée du lobe de Saint-Ferréol, l'ancienneté de ce système ne permet pas de dire s'il joue encore un rôle dans la dynamique littorale.

- Du Grau d'Orgon à la pointe de l'Espiguette ; cartographié par Cassini au XVIII^e siècle, l'avancée deltaïque du Rhône Vif a totalement disparu. Nous verrons dans le chapitre 1 de la partie III, dans quelle proportion cela a joué dans l'expansion de la pointe de l'Espiguette.

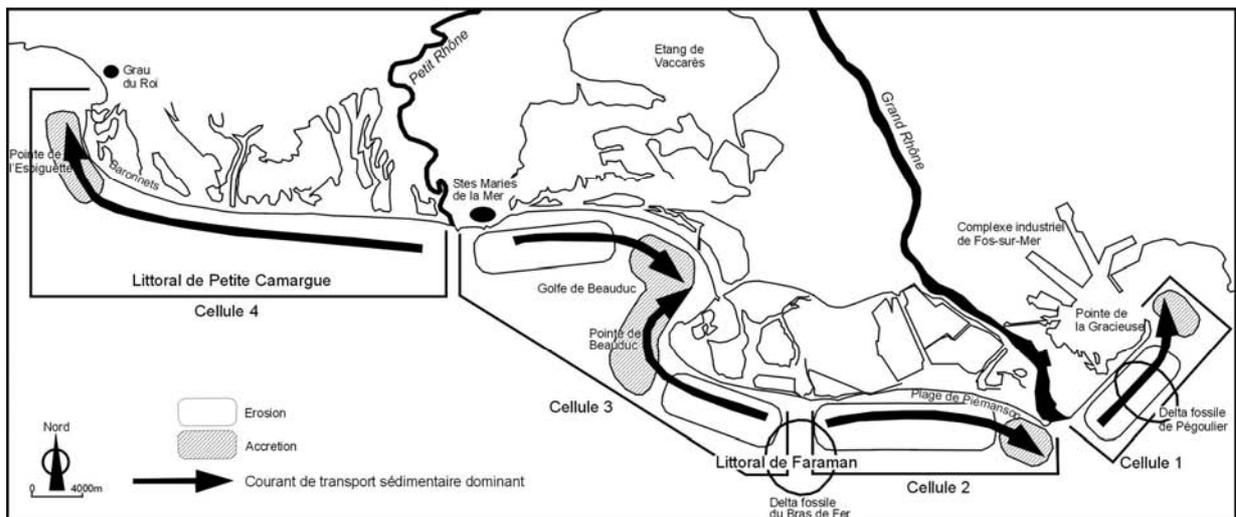


Figure 10. Organisation des cellules littorales le long du delta du Rhône (Sabatier & Suanez, 2003).

La destruction des sous-deltas fossiles plus au large (Saint-Ferréol, Bras de Fer, Pégoulie et secondairement Rhône Vif) constitue une source sédimentaire très importante. De plus, ces anciens corps sédimentaires protègent éventuellement la côte des fortes houles (dissipation de l'énergie au large) et/ou modifient par leur morphologie sous-marine l'orientation des houles et des courants côtiers (Sabatier, 2001).

1.4.4. Mobilité littorale actuelle

La mobilité du littoral peut s'étudier à partir du fonctionnement en cellules hydro-sédimentaires (Stapor, 1974) qui consistent à mettre en avant la variabilité séculaire à décennale des bilans sédimentaires (volumes), des transits dominants et secondaires (orientation). Le littoral du delta apparaît organisé en quatre cellules sédimentaires (Figure 10) perméables du grau de Roustan à la pointe de l'Espiguette (Sabatier & Suanez, 2003). Il se caractérise par des zones d'érosion (la plage des Baronnets à la Gacholle, la partie orientale du grau de la Dent, la plage Napoléon et la pointe de la Gracieuse) ainsi que d'accrétion (la pointe de l'Espiguette, le golfe et la pointe de Beauduc et l'embouchure du Grand Rhône) (Sabatier, 2001).

L'évolution du trait de côte apparaît assez disparate avec des zones en érosion et en accumulation mais l'existence de transferts longitudinaux ne figent pas le paysage. L'érosion des sous-deltas fossiles ainsi que la mobilité du panache sédimentaire modifient le bilan sédimentaire à la côte (Sabatier, 2001) sans compter les effets considérables des événements paroxysmaux que sont les tempêtes (Bruzzi, 1999). Le bilan sédimentaire à la côte souffre d'une diminution drastique des apports terrigènes en raison de la déprise agricole, de la re-végétalisation du bassin versant, de la fin du Petit Age Glaciaire et des effets de la construction des barrages hydro-électriques (Bravard, 1989 ; Klingeman & al., 1994 ; Warner, 2000).

La partie sommitale du front de delta constitue un volume sédimentaire potentiellement mobilisable par les courants côtiers. Il existerait « la permanence d'un flux ouest en est sur la pente du front deltaïque ainsi qu'un mécanisme d'aspiration qui accentue les courants littoraux et entraîne un apport sédimentaire en provenance des plages » (Maillet & al., soumis). La topographie du front deltaïque peut également limiter l'action des houles en dissipant leur énergie par réfraction et ainsi participer à la « protection » du littoral. Pourtant, Maillet (2005) indique que les anciens fronts deltaïques génèrent une convergence de l'énergie des houles sur le secteur de l'ancienne embouchure, contribuant ainsi à l'érosion de la côte. Enfin, les lobes deltaïques abandonnés sont soumis à une érosion intense.

1.5. LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LE DELTA

1.5.1. Environnements de dépôts fluviaux

1.5.1.1. Chenal actif

La plaine deltaïque comporte des chenaux actifs qui s'écoulent en direction de la mer. Le chenal ajuste son tracé fluvial variable (rectiligne, à méandres ou tressés) en fonction des débits liquides et solides et du gradient hydraulique. La topographie du lit alluvial comporte des mouilles et des seuils. Au fond du chenal actif, l'accumulation des sédiments les plus grossiers constitue la charge de fond. Les dépôts forment des bancs ou des barres de sables, de graviers ou de galets. La géométrie de ces dépôts influence le relief du fond de chenal. La structure des dépôts n'apparaît pas forcément dans les sondages carottés et l'interprétation des dépôts s'effectue alors sur l'association des faciès. Les matériaux plus grossiers comme les graviers et les galets peuvent traduire une compétence élevée du fleuve. Les sédiments sont transportés par saltation-suspension et roulage alors que les courants entraînent les particules les plus fines.

Dans la section amont du Petit Rhône et du Grand Rhône, des accumulations de galets sur le fond du chenal ont été observées par Arnaud-Fassetta (1998). La présence de ces galets mobiles sous-entend des débits suffisamment élevés pour les mobiliser.

De Sylveréal au Grau d'Orgon, le fond du lit du Petit Rhône est essentiellement composé de sables (observations menées lors de plongées au cours de l'été 2004). La baisse du gradient hydraulique amont-aval entraîne une baisse de la compétence des courants de traction dans le chenal. Cette situation peut produire un stockage à mi-parcours. Enfin, la faible pente provoque une sédimentation à l'intérieur du chenal.

Des études paléoenvironnementales menées dans le delta du Rhône ont mis en avant les caractéristiques sédimentologiques de la charge de fond des paléochenaux rhodaniens (Arnaud-Fassetta, 1998 et 2002 ; Raccasi, 2003 ; Maillet, 2005). Les dépôts de charge de fond sont préférentiellement composés de sables grossiers à fins parfois associés à quelques rares graviers. Les dépôts sont massifs à structure oblique ou entrecroisée, à débris végétaux. Le contact de la base peut s'avérer érosif. Le sédiment généralement bien trié révèle des conditions d'énergie moyennes et variables. L'indice d'asymétrie est variable d'un paléochenal à un autre. Certains ont une asymétrie nulle ou légèrement positive (Rhône mort de Saint-Ferréol), d'autres une asymétrie élevée (Rhône mort d'Ulmet).

1.5.1.2. Chenaux abandonnés

- Le colmatage des chenaux abandonnés

Les chenaux abandonnés sont des dépressions allongées dans les plaines ou les bassins d'inondation. Leur colmatage sédimentaire constitue une ou plusieurs séquences type. L'un des types dominant est caractérisé à la base par la charge de fond transportée dans le chenal actif (sables grossiers, graviers et galets dans une matrice sableuse). Plus ou moins brutalement, la texture se modifie et marque ainsi l'abandon du chenal et le début du colmatage. Jusqu'au sommet, le comblement s'effectue par des sédiments fins à très fins finement laminés introduits par le rapprochement des berges, les crues et par de la matière organique (Walker, 1984). L'absence d'érosion post-dépôt favorise une accrétion sédimentaire verticale et latérale à l'intérieur du chenal (Reineck & Singh, 1986 ; Kraus & Larson, 2002). Lorsque s'amorce l'abandon du chenal, la vitesse de sédimentation à l'intérieur du cours demeure relativement rapide (présence de courants résiduels). Par la suite, le taux de sédimentation décroît.

Dans le delta rhodanien, les chenaux abandonnés sont remplis par une alternance rapide de lits limoneux et sableux de plus en plus fins vers le sommet (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Raccasi, 2003 ; Maillet & al., 2005). La puissance du remplissage est souvent importante (>5 mètres).

- Géométrie des dépôts à l'intérieur de chenaux abandonnés

L'épaisseur et la géométrie des dépôts dans les chenaux sont très variables. Elles dépendent des courants résiduels, de la topographie du lit, de la nature des matériaux, de l'épaisseur de la tranche d'eau, de la profondeur du chenal abandonné ... (Reineck & Singh, 1986). McKee (1957) a proposé trois types de remplissage sédimentaire :

A) par l'alternance de couches horizontales.

B) par l'alternance de couches disposées conformément à la topographie concave du lit du chenal. Les couches deviennent parallèles vers le sommet.

C) par le dépôt de couches asymétriques présentant une inclinaison plus ou moins forte.

Le type **C** est surtout identifié dans des chenaux complètement submergés à l'inverse du type **A**. Quant au type **C**, le remplissage semble dépendre de l'existence de courants résiduels différemment répartis dans le chenal.

À partir de sondage géologique et à l'aide d'un logiciel de stratigraphie en 3D, Wen (2004) propose sept modèles de remplissage de chenaux abandonnés (Figure 11) : (a) massif ; (b) en couche (*analogue au type A de McKee*); (c) en accrétion ; (d)

convergent; (e) asymétrique (*analogue au type C de McKee*) ; (f) composite (*analogue au type B de McKee*) ; (g) amalgamé. Malgré le manque de détail sur les processus de sédimentation de ces sept modèles, l'imagerie 3D permet de révéler l'existence de plusieurs modes de remplissage sédimentaire des chenaux abandonnés.

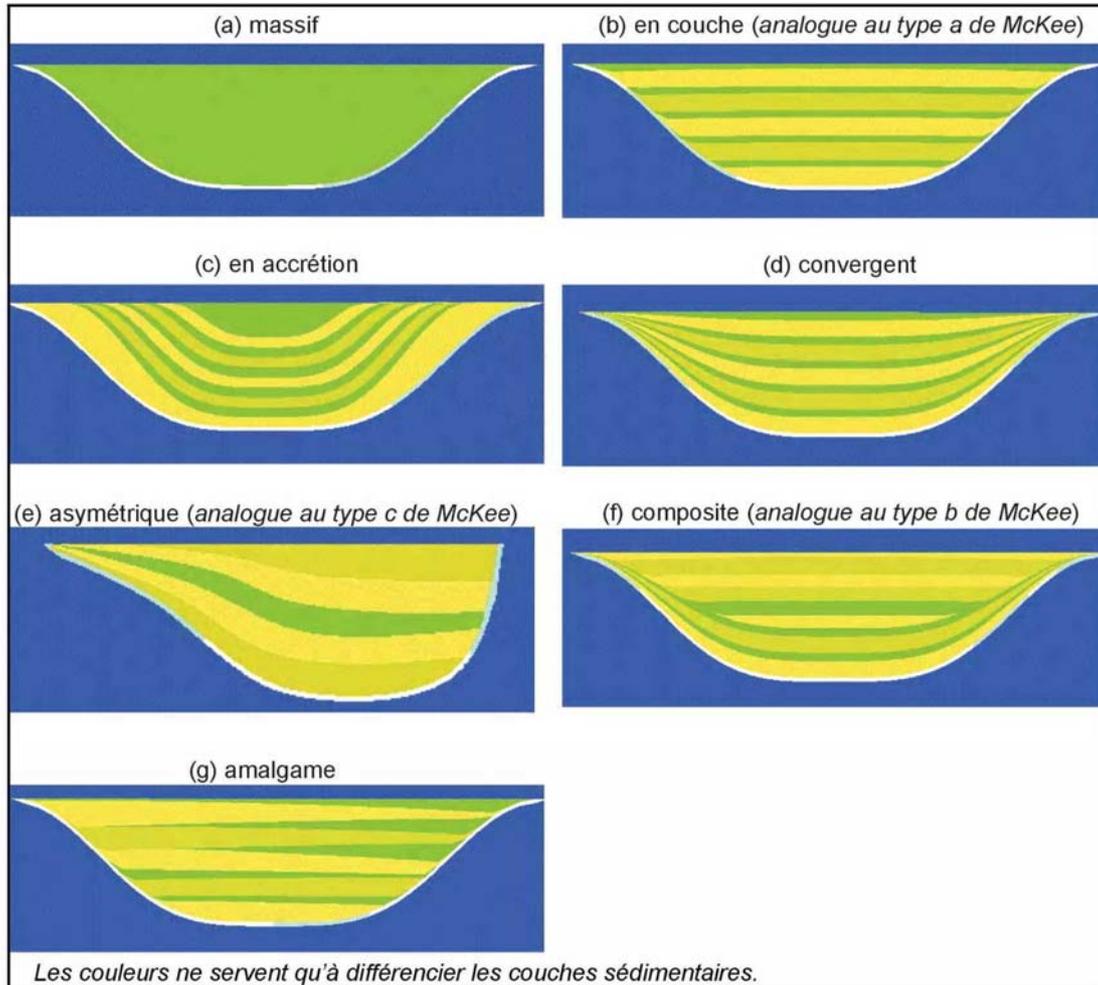


Figure 11. Remplissage sédimentaire de chenaux abandonnés (Wen, 2004 ; Modifié)

Dans le delta du Rhône, Raccasi (2003) a montré qu'un bras mort fluvial d'Ulmet s'est comblé par l'exhaussement du plancher alluvial et par le rapprochement des berges vers la partie interne du chenal abandonné (Kraus & Larson, 2002).

1.5.1.3. Séquence de levée de berge

Les levées sont des bourrelets d'accumulation sédimentaire, continus ou non, qui bordent les chenaux (Campy & Macaire, 2003). Elles sont asymétriques, ont une face interne raide et externe douce en direction de la plaine d'inondation et elles atteignent leur taille maximale près de la berge du chenal. Les levées de berge se forment par

l'accumulation des alluvions issues des crues de débordement. Lors des crues, le fleuve dépose des sables fins en suspension sur les levées. Dès que s'amorce la décrue, la perte de l'énergie entraîne le dépôt de la charge en suspension plus fine. La séquence type est composée de lits sableux à stratification oblique puis de lits plans ou d'argiles litées (Reineck & Singh, 1986). La séquence se termine par des sédiments fins caractérisés par des traces d'érosion et d'émersion. L'implantation de la végétation y est fréquente, ce qui détruit parfois la structure du dépôt de sorte que la lecture stratigraphique devient difficile.

Sur le delta du Rhône, les levées alluviales héritées et actuelles sont composées de sables fins à limoneux (grain moyen compris entre 55 et 190 μm) à la structure oblique ou entrecroisée, à débris végétaux, issus de la suspension graduée (Arnaud-Fassetta, 1998). Les faciès fins se déposent sur la face externe des levées et ils comportent une forte proportion de débris végétaux et de pédogenèse précoce.

1.5.1.4. Les dépôts de plaine d'inondation

La plaine d'inondation est une surface relativement plane, inondée lors des crues débordantes. Les dépôts de plaine d'inondation sont constitués de sédiments de plus en plus fins (limon à argile) corrélativement à l'éloignement du chenal. Ces alluvions proviennent des crues de débordement et des ruptures de levée.

Dans la plaine deltaïque, lorsque la berge est submergée ou percée, de grandes quantités d'eau peuvent se déverser et de très vastes parties de la plaine peuvent être inondées. La sédimentation est forte autour de la brèche mais décroît très rapidement.

Les dépôts de plaine d'inondation du Petit Rhône sont composés de limons grossiers entrecoupés de quelques lits de sables fins correspondant à de plus fortes crues de débordement. L'indice de tri indique un classement mauvais confirmé par les courbes granulométriques bi-modales démontrant la dualité des dynamiques de dépôts de crue (courants tractifs de faible vitesse et décantation). Le sédiment est également perturbé postérieurement par l'activité biologique qui détruit les litages plans et obliques.

Autour du Petit Rhône aval, les alluvions récentes recouvrent les sables des cordons littoraux fossiles. Cette « surimposition », imputable au Petit Rhône, reste perceptible dans les caractéristiques sédimentologiques des dépôts de surface qui présentent des stocks sédimentaires distincts.

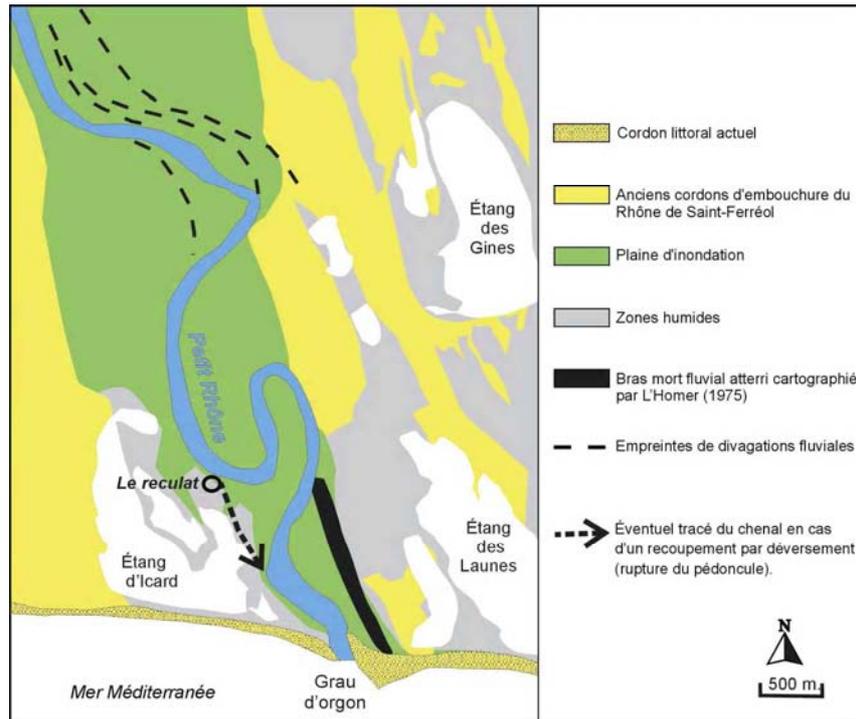


Figure 12. Section aval du Petit Rhône (Rey, 2005). Les rives concaves des méandres du Petit Rhône ont été endiguées pour limiter leur divagation latérale. À noter que seul le méandre de *Saint Antoine*, situé à proximité de l’embouchure, évolue librement faisant de lui le dernier méandre avant l’embouchure. Sa morphologie actuelle laisse supposer un futur recouplement par déversement à partir du chemin *le Reculat*.

La crue exceptionnelle de décembre 2003 a créé plusieurs brèches sur le cours du Petit Rhône inondant ainsi la plaine deltaïque de Petite Camargue. À proximité du lieu dit *Claire Farine*, la percée de la levée alluviale a entraîné la formation d’un éventail mineur perpendiculaire à l’axe du cours du Petit Rhône (Figure 13). Autour de la levée de berge, de petites dunes hydrauliques se sont formées (épaisseur du dépôt 85 cm). Elles sont composées de sables (médianes comprises entre 200 et 260 μm) riches en coquilles brisées. Les dépôts sableux couvrent une surface d’environ 1 km^2 . En s’éloignant de la percée, la granularité des dépôts décroît rapidement. Ces résultats indiquent que les sables mobilisés au cours d’une crue exceptionnelle (12000-13000 m^3/s^{-1}) se déposent préférentiellement sur les levées et la plaine proximale.

1.5.1.5. Les dépôts de bassin d’inondation

Le bassin d’inondation est un plan d’eau fermé ayant un caractère lacustre ou palustre selon la profondeur (Macaire & Campy, 2003). Le bassin d’inondation a une activité hydro-sédimentaire imputable au vent qui entraîne la formation de petites

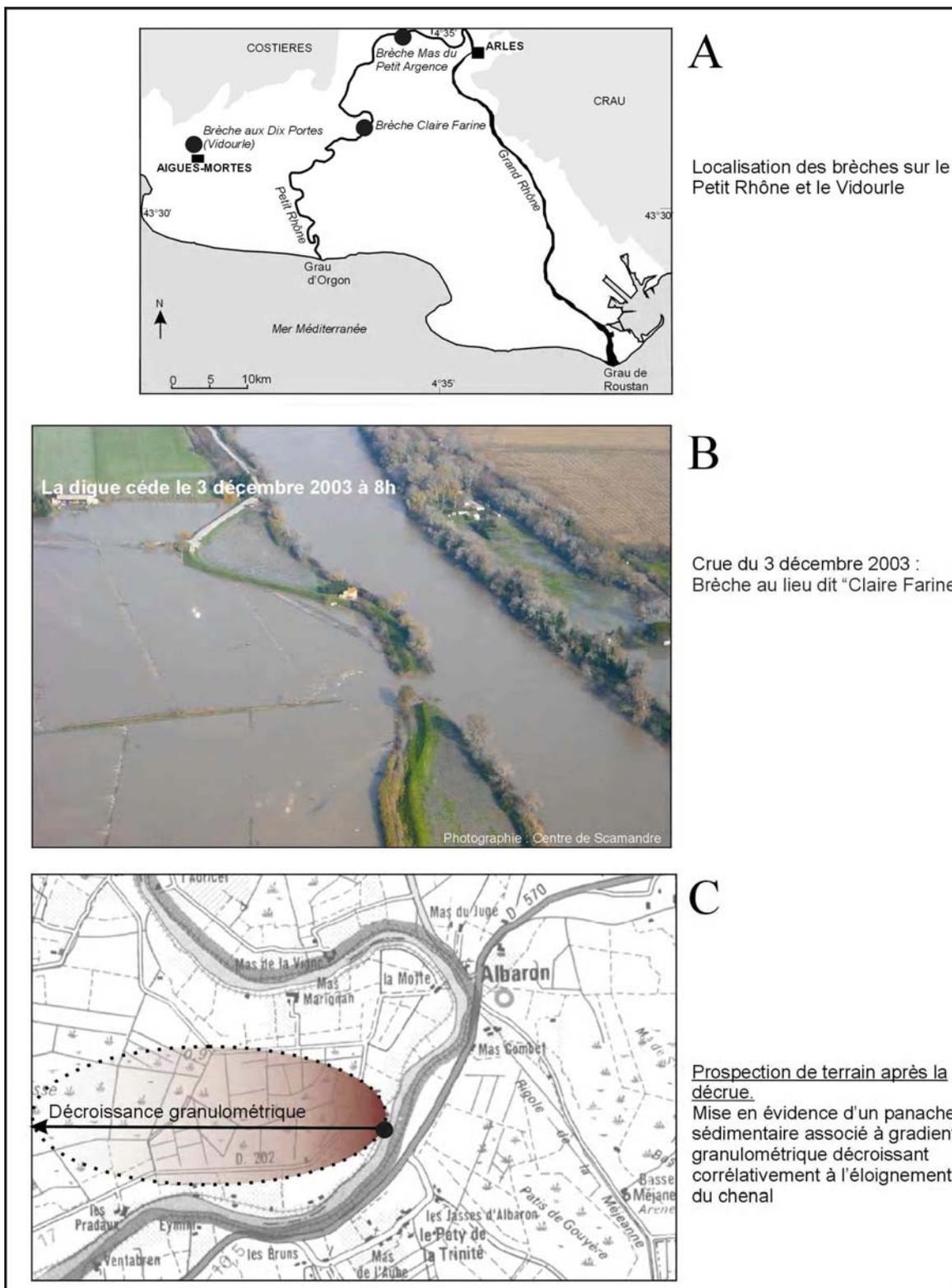


Figure 13. Crue exceptionnelle du Petit Rhône en 2003. A) Localisation des brèches ; B) Brèche au lieu dit Claire Farine ; C) Approche sédimentologique des dépôts de crue à proximité de la brèche Claire Farine (Rey, 2005)

vagues et de faibles courants et aux dépôts de crues ainsi qu'une activité biologique (Paskoff, 1994). Le bassin d'inondation canalise les flux et constitue une zone de piégeage privilégiée et de forte inondabilité.

Dans la plaine deltaïque de Petite Camargue, les bassins d'inondation sont nombreux et de taille relativement importante. Il s'agit des étangs de Scamandre, de Grey et Charnier, inférieurs à deux mètres de profondeur. Ils constituent des réceptacles aux écoulements locaux et à leur produit. Nous supposons que le mode de colmatage terminal des bras morts fluviaux de Peccaïs, La Ville, Saint-Roman et Rhône Vif est à rapprocher de celui des bassins d'inondation. En effet, ces chenaux abandonnés sont restés en eau pendant toute la durée du remblaiement, ils constituent donc des dépressions allongées sur la plaine deltaïque. Leur tranche d'eau varie de 50 cm à 2 mètres pour les bras morts fluviaux les plus récents. Dans ces bassins d'inondation se déposent surtout les silts et argiles, mais les sables fins mobilisés lors des fortes crues y parviennent aussi. Les bords des bassins d'inondation (tranche d'eau inférieure à 40 cm) sont constitués d'un sédiment riche en matière organique (couleur noirâtre) et renferment souvent des coquilles de mollusques.

1.5.1.6. Les crevasses fluviales

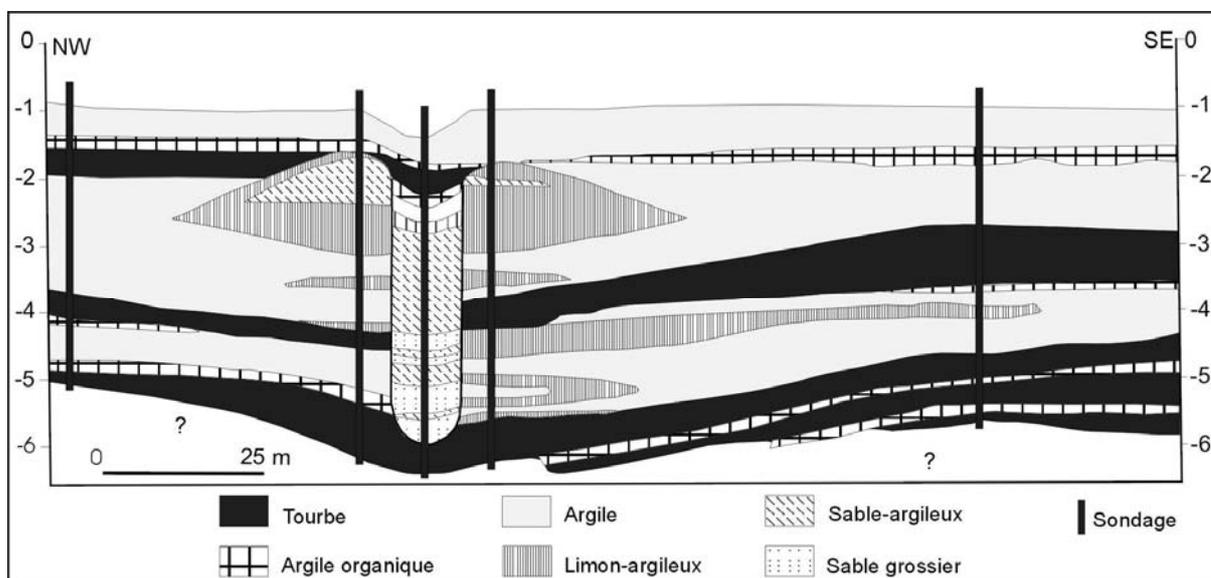
Lorsque le lit mineur d'un chenal n'arrive pas à contenir le débit liquide et à dissiper l'énergie de certaines crues exceptionnelles, sous la contrainte des forces de la masse d'eau, la levée de berge peut se rompre. Les eaux de crue inondent les secteurs adjacents et une crevasse (*crevasse splay*) peut alors se mettre en place (Reineck & Singh, 1986). Les sédiments peuvent s'étendre de cent mètres à plusieurs kilomètres dans une plaine deltaïque (Makaske, 1998). Une crevasse fluviale peut être périodiquement réactivée, incisée, partiellement remplie et abandonnée (Farell, 2001). Dans ces cas complexes, le remplissage sédimentaire d'une crevasse fluviale montre des variations granulométriques plus fréquentes avec des intercalations de sables et/ou des faciès hétérogènes séparés par des surfaces d'érosion (Farell, 2001).

En Camargue, plusieurs paléocrevasses fluviales mineures ont été identifiées. Les dépôts sont constitués de sables fins ou de sables limoneux à structure massive. Le dépôt des paléocrevasses fluviales varie entre 50 et 70 cm d'épaisseur (Arnaud-Fassetta, 2002). Les grains moyens les plus grossiers sont compris entre 70 μm et 95 μm , le tri révèle souvent des conditions d'énergie régulières.

Dans les plaines deltaïques, les crevasses fluviales constituent des zones propices aux avulsions (Kriele & al., 1998). Lorsqu'une crevasse fluviale détourne une partie du

flux liquide du cours principal, on assiste parfois à une avulsion du chenal (Smith & al., 1989). La crevasse peut se composer d'un chenal principal et de chenaux secondaires sécants à l'axe principal du chenal de crevasse. Les chenaux de crevasse sont souvent peu profonds dans l'éventail de crevasse (Kraus & Gwinn, 1997). Ils sont préférentiellement colmatés par des sables moyens et grossiers (Bristow & al., 1999). Le reste de la crevasse comporte principalement des limons et des argiles (Smith & al., 1989). En s'éloignant de la zone percée, le chenal de crevasse principal fonctionnerait davantage comme un chenal classique. La profondeur du chenal peut atteindre plus de quatre mètres (Stouthamer, 2001).

Le chenal de crevasse appartient à une avulsion manquée et/ou partielle (Stouthamer & Berendsen, 2000). Ce type d'avulsion ne permet pas au chenal de crevasse de maintenir un fonctionnement durable (Stouthamer, 2001). Le chenal en cours de comblement est alors rempli relativement rapidement (Farell, 2001). Le remplissage présente une granulométrie décroissance à partir de la base tronquée (Figure 14). Lors de son abandon les sédiments les plus grossiers (toute la gamme des sables), issus d'un écoulement d'énergie relativement élevée, constituent les premiers dépôts recouvrant la charge de fond. Celle-ci est composée d'une faible épaisseur de sables (Smith & al., 1989 ; Bristow & al., 1999 ; Farell, 2001 ; Stouthamer, 2001).



Dans la plaine deltaïque de Petite Camargue, nos sondages ont été réalisés sur des espaces palustres et lagunaires décrits comme une crevasse fluviale héritée (Russell, 1942) puis comme un chenal alluvial (L'Homer, 1987). Les faciès de crevasse et de

chenaux de crevasse permettent d'interpréter les transects lithologiques et stratigraphiques construits à partir des sondages carottés (Partie II, Chapitre 1).

1.5.2. Environnements de dépôts littoraux

1.5.2.1. Formation et évolution des cordons littoraux

Un tiers de l'ensemble des cordons littoraux se situe sur les deltas (Stutz & Pilkey, 2002). La morphologie des cordons littoraux apparaît très variable, en réponse au régime local des vagues et de la marée (Hayes & al., 1979 ; Hayes, 1980) et du contexte géologique régional (Davis, 1994). Les conditions requises à leur formation sont sensiblement analogues à celles des deltas : des apports sédimentaires importants (Congxian & Oing, 1991), une pente faible (Roy & al., 1994), des vagues d'énergie modérée et un marnage inférieur à quatre mètres (Stutz & Pilkey, 2002). Davis (1994) a défini un système de cordons dunaires comme un cordon sableux développé à partir d'une plage élargie, situé au-dessus des niveaux de hautes marées et établi parallèlement au rivage. En arrière de ce cordon « primitif », un environnement lagunaire se met en place et se développe en même temps qu'évolue horizontalement et verticalement le cordon littoral.

Le delta du Rhône présente des environnements littoraux dominés par la houle. La morphologie typique des cordons dominés par la houle est celle d'un cordon littoral allongé et étroit abritant une lagune (Roy & al., 1994). Les environnements sédimentaires majeurs associés au cordon littoral sont la terre ferme, le marais, la lagune, la plate forme du cordon, la passe² dont la création soudaine peut être liée à des évènements paroxysmaux comme la crue et la tempête (Fitzgerald & Pendleton, 2002), la plage, les dunes et les épandages de tempêtes (Oertel, 1985) (Figure 15)

L'évolution des cordons littoraux est à relier aux conditions hydro-dynamiques et sédimentaires (Pilkey & al., 1993) et aux variations du niveau marin historique (Curry & Tanner, 1996). En fonction du budget sédimentaire, l'évolution des cordons littoraux peut se synthétiser par le système régressif, transgressif ou stable (Reinson, 1979 et 1984 ; Roy & al., 1994 ; Brooks & al., 2003). Pourtant ces systèmes ne dépendent pas uniquement des variations du niveau marin. En effet, des tendances régionales ou locales marquées par un déficit ou un excédent sédimentaire et/ou des phénomènes de tassement peuvent participer à la formation de ces systèmes régressifs et transgressifs (Oertel & Overman, 2004).

² Le terme de grau est utilisé sur les côtes provençales et languedociennes pour désigner une passe ou une embouchure fluviale.

Le recul du cordon littoral et des environnements qui lui sont associés vers le domaine continental dénote une forte dépendance vis à vis de la dynamique littorale. La largeur et la profondeur des passes ainsi que les dépôts du delta de flot et les débordements de tempêtes influencent la vitesse de colmatage de la lagune. Le rétrécissement du plan d'eau lagunaire participe ainsi à la formation d'une plate-forme de cordon (Reading, 1986). Les biotopes sont spécifiques à la salinité des eaux : salinité élevée à proximité de la passe, salinité variable dans les espaces intermédiaires et nettement plus douce au débouché d'un cours d'eau (Guelorget & Perthuisot, 1983).

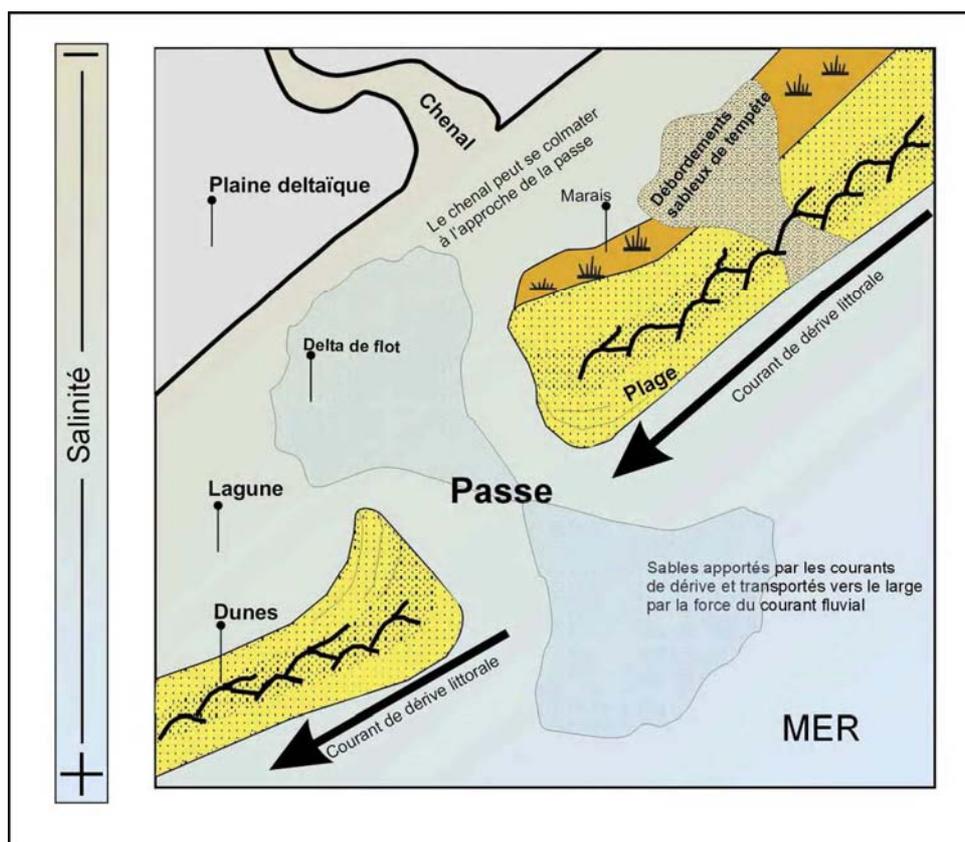


Figure 15. Composantes morphologiques principales d'un système de cordon littoral (Rey, 2005). Les cordons littoraux sont séparés par des passes souvent larges à travers lesquelles des transferts de masses d'eau et de sédiments produisent des milieux et des écosystèmes bien différenciés. Les environnements sédimentaires sont interactifs.

Située dans le golfe d'Aigues-Mortes, la pointe de l'Espiguette est une plage sableuse, ouverte, d'une largeur comprise entre 200 et plus de 600 mètres et orientée NO.

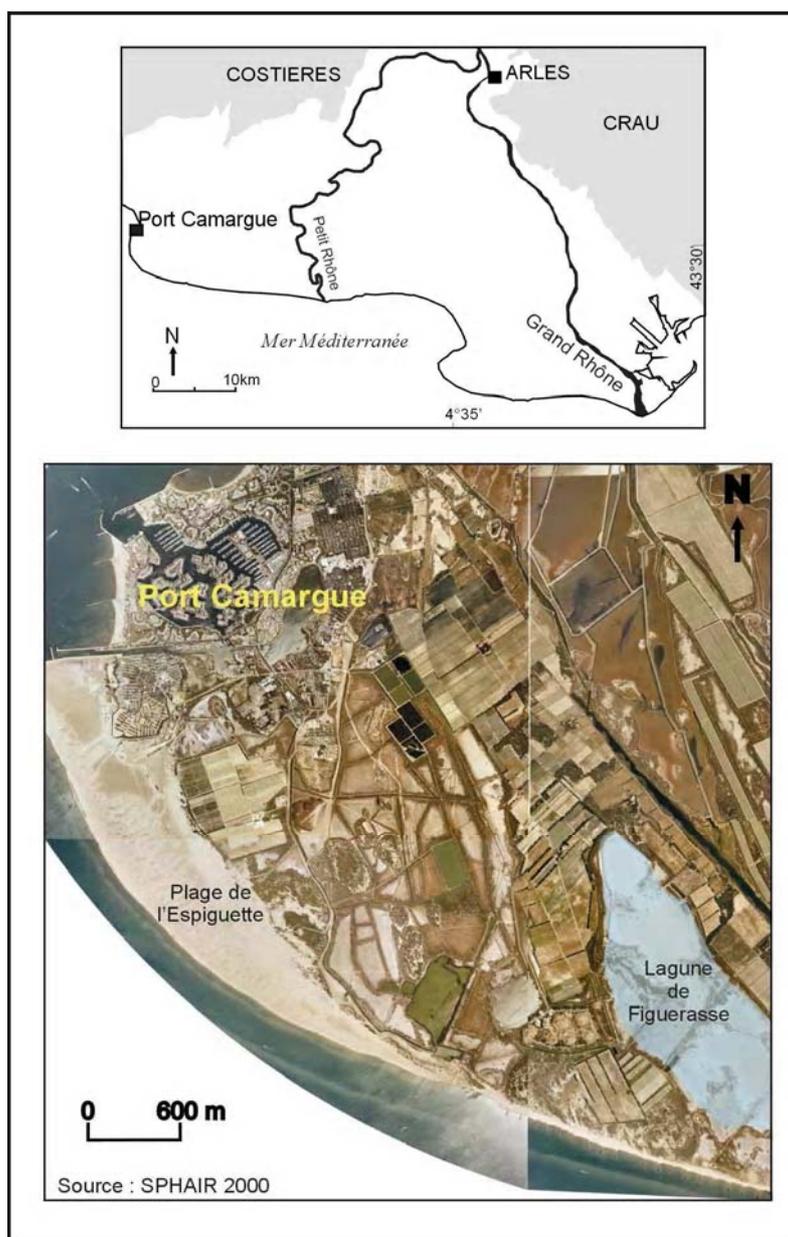


Figure 16. Localisation de la plage de l'Espiguette (Rey, 2005)

- **Le haut de plage** de l'Espiguette est constitué de dunes bordières mobiles (Photographie 1) et dissymétriques, dont la taille reste dépendante du stock sédimentaire ainsi que des conditions éoliennes et des espèces végétales (Reading, 1986). Lorsqu'elles entrent en coalescence, les dunes forment un cordon dunaire aligné et parallèle au rivage. Les dynamiques hydro-sédimentaires et les conditions éoliennes régionales ou locales déterminent en partie la forme et l'amplitude du cordon dunaire. Les espèces végétales de type psammophiles et xérophiles comme *Ammophila arenaria*, *Agropyron junceum* ou *Elymus Farctus* (chiendent cassant) ou encore *Elytrigia juncea*

(chiendent des dunes) colonisent les dunes et contribuent à piéger le sable transporté par le vent. Les racines et les rhizomes forment un maillage très dense réellement efficace pour stabiliser les dunes mobiles (Paskoff, 1994).



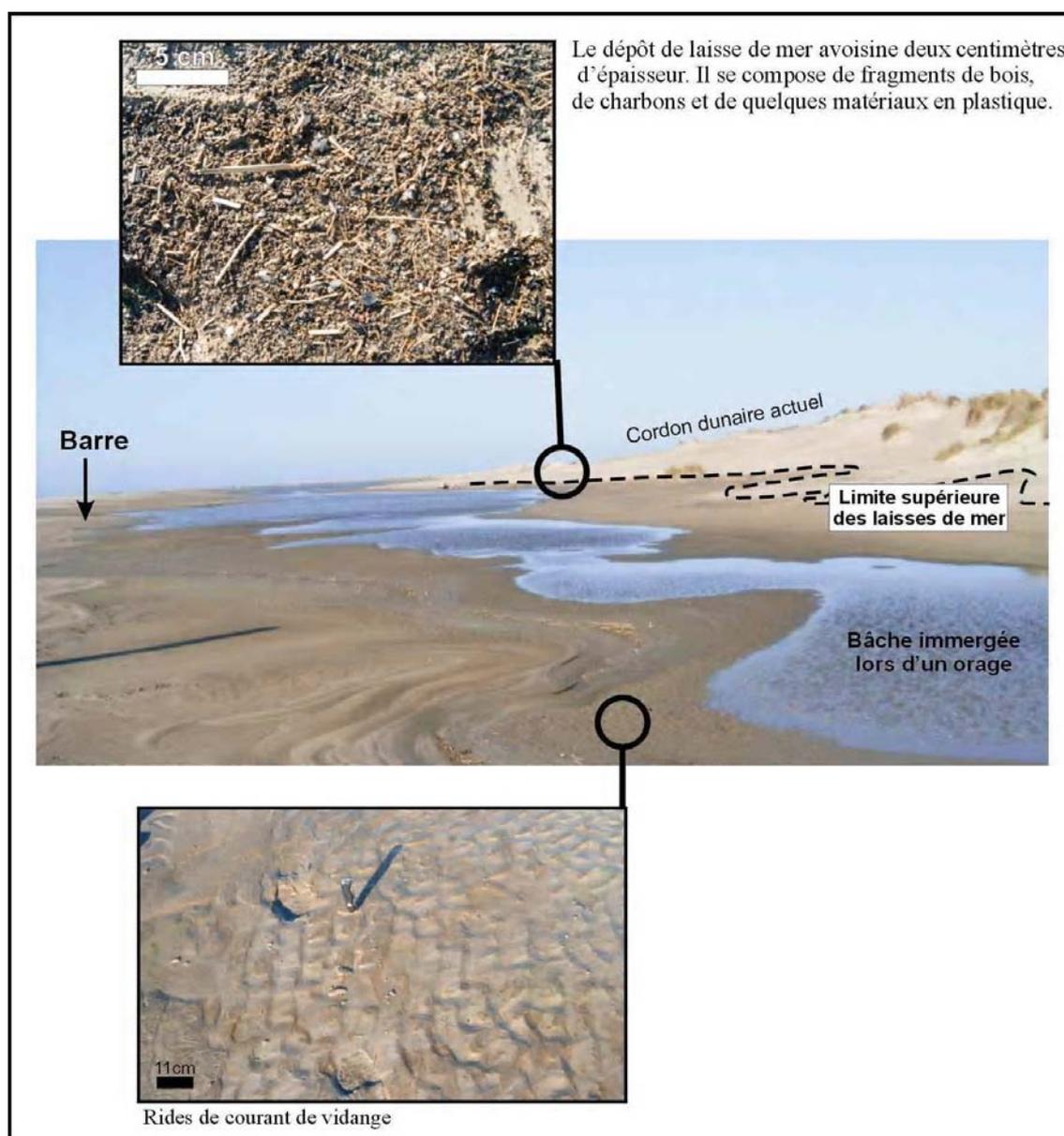
Photographie 1. Haut de plage de l'Espiguette (cliché Rey, 2005). Des dunes embryonnaires s'accroissent sous les apports éoliens. Elles participent à l'accroissement de la dune bordière sur laquelle elles sont situées. Le sommet de la dune bordière se compose d'herbacées mais aussi d'arbustes (Tamaris). L'oyat est ici associé à l'Euphorbe des sables (*Euphorbia paralias*) et au Cakilier maritime (*Cakile maritima*)

- **Le bas de plage** de l'Espiguette montre un profil longitudinal relativement accidenté. Il comporte une bêche parfois envoyée lors des inondations du Petit Rhône, des violents orages ou des surcotes marines. Les barres présentent une amplitude avoisinant 50 cm en hiver. Le système barres / bèches migrent lors des saisons pour protéger et alimenter la plage (Photographies 2).

Dans ce système dune / plage / avant-côte, le démaigrissement des plages et des dunes s'effectue surtout en hiver lorsque les vagues de forte énergie arrachent le sédiment à la plage émergée pour le ramener sur l'avant côte. Progressivement se forment des barres immergées qui par rétroaction positive vont protéger la plage en éloignant la zone de déferlement du rivage. Par la suite, les vagues de faible énergie et le rapprochement des barres d'avant-côte vers la côte participent à l'alimentation de la plage (Paskoff, 1994).

En arrière des cordons littoraux de la Petite Camargue, les espèces végétales comme le joncs (*Juncus maritimus*, *acutus*), les Phragmites communes, les Scirpus sp.,

et les *Typha angustifolia* et *latifolia* se développent dans des milieux à salinité variée. Ces plantes piègent les particules les plus fines et les macrorestes produisent une matière organique importante. Enfin, ces dépôts détritiques et organiques participent à l'expansion des franges marécageuses qui à terme conduit à l'atterrissement du plan d'eau lagunaire.



Photographies 2. Plage de l'Espiguette (clichés Rey, 2005).

1.5.2.2. Le zonage des faciès côtiers et lagunaires

L'identification et la reconnaissance des faciès côtiers observés sur le littoral de la Petite Camargue se basent sur des modèles sédimentologiques largement employés

(Clifton, 1976 ; Doe & Dott, 1980 ; Dott & Bourgeois, 1982 ; Reading, 1986).
 L'élaboration d'un zonage des faciès côtiers actuels apparaît incontournable pour tenter d'interpréter les environnements de dépôts hérités (Figure 17).

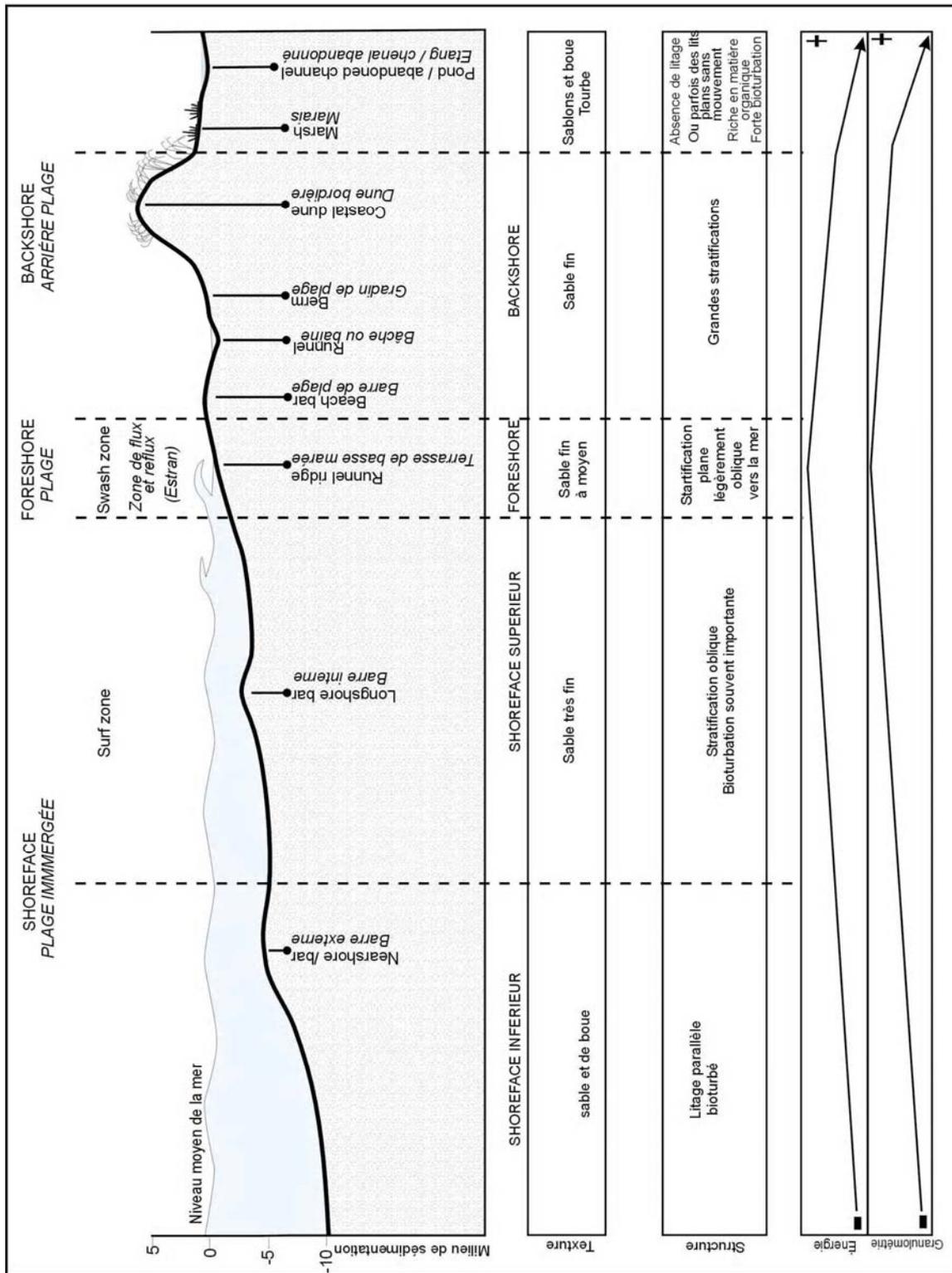


Figure 17. Cas de la plage de l'Espiguette. Zonation de faciès sur un bord de mer dominé par l'action de la houle (Howard & al., 1972a et b In Reading, 1986 - Modifié)

- **Le faciès des dunes** de Petite Camargue présente un sable de grain moyen souvent azoïque avec de grandes stratifications obliques à faible pendage. Certaines dunes végétalisées révèlent des traces de racines. Les sables dunaires sont très bien triés et l'indice d'asymétrie est positif.

- **Le faciès de plage** se caractérise par des sables bien lavés, au grain à l'aspect émoussé et luisant, tandis que le pendage apparaît plat à légèrement oblique vers la mer. Il faut néanmoins être prudent dans l'interprétation de ce faciès car les stratifications planes se forment pendant des périodes de haut régime mais également de bas régime soit une stratification similaire dans des conditions de flux différents (Blatt & al., 1980). Le litage observé est souvent accentué par la présence de lamines noirâtres formées par de fortes concentrations en minéraux lourds (Photographie 3)



Photographie 3. Coupe sédimentaire sur le haut de l'avant-plage de l'Espiguette. Stratification plane et pendage vers la mer légèrement perceptible (Cliché Rey, 2005).

Les laisses de mer fonctionnent parfois comme un milieu de sédimentation et d'accumulation organique. Ces dépôts organiques individualisent des gradins étagés et contribuent ainsi à positionner horizontalement le trait de côte (Photographie 2).

- **Le faciès de plage immergée** présente un sédiment silteux et parfois quelques grès. La structure laisse apparaître des lamines ondulées ainsi que des rides d'oscillations. Les traces de bioturbation s'avèrent généralement abondante. Sous ce faciès se développe un dépôt composé d'une alternance de sables et d'argiles. La structure laisse apparaître des rides de vagues parallèles.

- **Le faciès lagunaire** ; en arrière du cordon dunaire, certains plans d'eau constituent des lagunes ouvertes lorsqu'elles demeurent connectées à la mer par un grau.

Dans la plaine deltaïque de Camargue, des sondages profonds ont rencontrés des faciès lagunaires (Kruit, 1955 ; Collectif Camargue, 1970 ; Arnaud-Fassetta, 1998). Ils se composent de sables moyens (grain moyen compris entre 180 et 320 μm) riches en coquilles alternant avec des passées plus fines. Les passées sablo-limoneuses (grain moyen compris entre 50 et 100 μm) et les limono-argileuses constituent des dépôts consécutifs à des épandages de crue dans une lagune. L'alternance grossier –fin pourrait refléter un milieu lagunaire plus ou moins profond (effet de milieu battu en eau) et plus ou moins connecté à la mer. Les laminations sédimentaires sont généralement absentes et partiellement détruites par les organismes fousseurs (Figure 18 - lagune de Figuerasse). Par ailleurs, la matière organique formée par les débris végétaux en décomposition s'accroît corrélativement à l'éloignement des berges.

Des niveaux sableux provenant du cordon dunaire peuvent se retrouver dans le remplissage sédimentaire de la lagune. Ces niveaux pourraient correspondre à un cône de débordement de tempête.

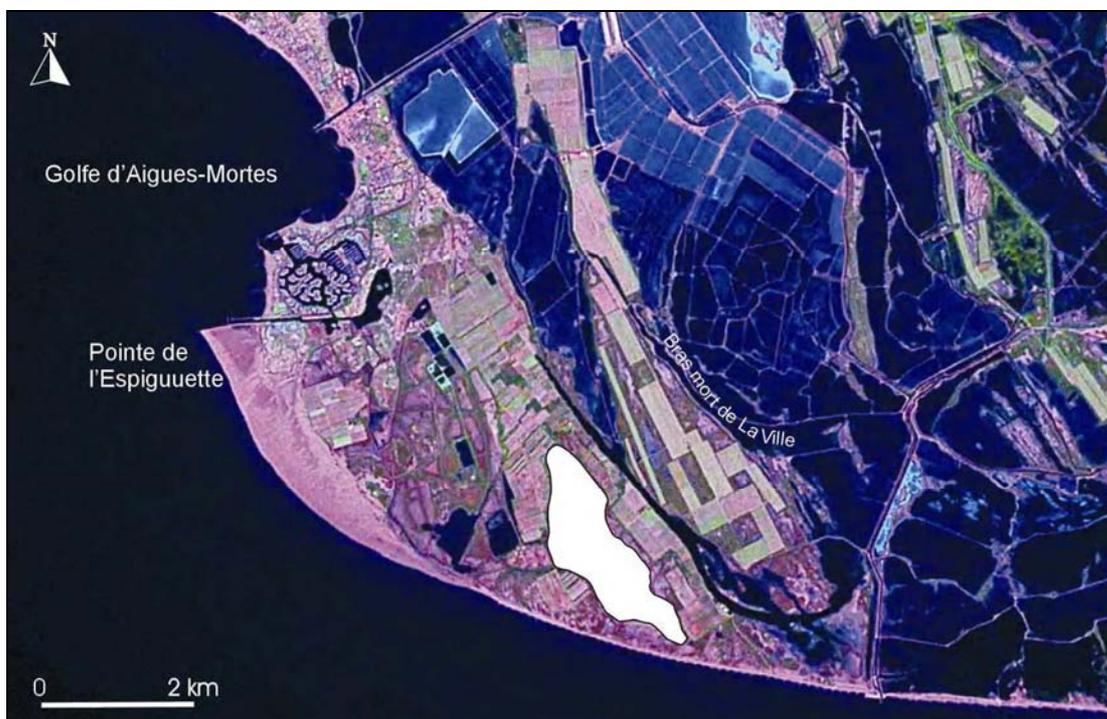


Figure 18. Lagune semi-fermée de Figuerasse (zone en blanc) (Source : Landsat 2000).

1.5.3. Environnements de dépôts marins

Bien que présent dans un seul sondage carotté, il paraît indispensable de présenter les caractéristiques sédimentologiques des faciès deltaïques immergés. Plusieurs référentiels des faciès deltaïques immergés acquis lors de sondages profonds existent sous la forme de séquences types et de modèles sédimentologiques (Oomkens, 1967 ; Whateley & Pickering, 1989 ; Galloway & Hobday, 1983 ; Bellotti & al., 1994 ; Somoza & al., 1998 ; Stanley & Warne, 1998 ; Maillet, 2005).

1.5.3.1. Les barres d'embouchure

Face à l'embouchure du fleuve, l'accumulation des alluvions entraîne la formation de barres d'embouchures immergées dont les sédiments sont sujets à des remobilisations continues par les courants et les vagues (Reineck & Singh, 1986). Ces formes sont caractéristiques aux embouchures des fleuves dominées par l'action des vagues en domaine microtidal (Cooper, 2001).

La surface d'une barre d'embouchure du Grand Rhône est composée de sables dont la granularité varie entre 120 μ m et 430 μ m (Maillet & al., soumis.). Mais la répartition et la variabilité des courants côtiers (Sabatier, 2001), le chenal immergé en avant de la passe et la présence de flèches littorales influencent et modifient les caractéristiques morphologiques et sédimentologiques des barres d'embouchure (Maillet & al., soumis).

1.5.3.2. Le front deltaïque

Le front deltaïque constitue la partie sommitale du talus qui borde la plaine deltaïque. Il se forme au niveau des embouchures actives où il est alimenté par les alluvions grossières de la charge de fond du fleuve. Il constitue sur plusieurs dizaines de mètres une partie du talus deltaïque. Sur la partie sommitale du front de delta, des barres d'embouchure sub-émergentes se forment (Orton & Reading, 1993).

Au large de l'embouchure du Grand Rhône, le front deltaïque s'étend entre -4 et -20 mètres. La pente moyenne atteignait 4,13° en 2003, quant à la pente maximale, elle serait de 15° (Maillet & al., soumis). Entre -15 et -35 mètres, ces auteurs ont mis en avant l'existence de quatre chenaux immergés (*gullies*) caractérisés par une largeur comprise entre 140 et 380 mètres et une profondeur maximale de 1,3 mètres.

À l'ouest de l'embouchure du Grand Rhône, les dépôts du front deltaïque sont composés de moins de 50% de sables à -10 mètres de profondeur et à l'est à -16 mètres (Maillet & al., soumis).

1.5.3.3. Le prodelta

Le prodelta demeure la zone la plus externe et profonde du delta sous-marin (Orton & Reading, 1993).

Le passage du front deltaïque au prodelta rhodanien s'amorce doucement entre -20 et -30 mètres (Maillet & al., soumis) et s'étend jusqu'à 100 mètres de profondeur. Ces apports sédimentaires participent activement à l'accroissement du prodelta lequel joue le rôle d'un piège à sédiments (Provansal & al., 2003). Lansard (2004) indique que le remaniement des sédiments prodeltaïques est principalement contrôlé par l'hydrodynamisme local résultant de l'action du Mistral, de la Tramontane et des vents d'est ainsi que des courants de fond et des houles de secteurs SE à SW.

Le prodelta rhodanien est composé de dépôts fins à très fins issus de la décantation mais aussi de lamines de sables très fins. Les particules les plus fines proviendraient des apports fluviaux alors que les dépôts plus grossiers résulteraient de la remobilisation de sédiments sous l'action des vagues (Bellotti & al., 1994). Dans ces milieux immergés, la macrofaune marine est perçue grâce aux traces de terriers laissées dans le sédiment ainsi que par la présence de coquilles marine comme *Turitella communis*. Le prodelta est aussi « incisé » par des chenaux (*gullies*) qui accidentent la topographie du prodelta (Maillet, 2005) et il est aussi le siège de phénomènes de glissement sous-marins (Shepard & Milliman, 1978 ; Hart & Long, 1992).

Les taux de sédimentation sur le prodelta du Rhône montrent des disparités pouvant être assez importantes (quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres par an) lesquelles seraient à relier aux gradients bathymétriques du prodelta (Zuo & al., 1997 ; Radakovitch & al., 1999 ; Radakovitch & al., 2003 ; Baudouin & al., 2005). Touzani & Giresse (2002) indiquent que les taux de sédimentation (datés et calculés à partir du ^{210}Pb et ^{137}Cs) sont rapides dans la partie proximale du prodelta (moyenne de $40 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et diminuent pour atteindre entre 0,2 et 0,6 $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ au delà de 20 mètres de profondeur.

CONCLUSION CHAPITRE 1

Au cours du XX^e s., les aménagements le long du Rhône, la fin des effets du Petit âge Glaciaire, la déprise agricole et la reconquête végétale du bassin versant rhodanien ont diminué la charge solide du Rhône. Quant aux effets des aménagements sur le système fluvial, ils sont complexes et parfois contradictoires (Provansal & al., 2005) mais contribuent à déconnecter le fleuve du littoral (Maillet & al., soumis). Par ailleurs, la diminution des apports solides semble être contrecarrée par le poids croissant des matières en suspension (Naizot & al., 2001), les sables ne représentant rarement plus de 5% de la suspension totale dans la colonne d'eau (Roditis & Pont, 1993 ; Thill & al., 2001 ; Pont & al., 2002). La réduction des débits solides s'accélérerait dans la seconde partie du XX^e s. sous l'effet d'une réduction très importante de la charge de fond, élément essentiel dans l'approvisionnement sédimentaire de l'embouchure (Maillet, 2005). Par contre, à partir des données acquises au XX^e s., Maillet (2005) estime que « la diminution des fréquences de crues et les aménagements fluviaux n'ont pas affecté de manière notable la circulation des matières en suspension ».

Les relations entre les apports fluviaux et la progradation du delta sont complexes. En dépit de forçage à long terme que représentent les apports rhodaniens, la fraction d'origine biologique (20 à 30% des volumes sédimentaires littoraux) et les anciens lobes deltaïques immergés constituent deux stocks sédimentaires participant à l'alimentation des plages (Sabatier & al. 2005). L'évolution du littoral, notamment le ralentissement des zones en érosion, paraît surtout tributaire des impacts des ouvrages de défense côtière que par la réduction du flux solide rhodanien liée aux barrages (Sabatier, 2001).

Le Rhône actuel peut difficilement servir d'analogie compte tenu de sa très grande artificialisation. En conséquence, les formes deltaïques fossiles identifiées sur la plaine deltaïque de Petite Camargue et décrites dans le Chapitre 1 de la Partie III sont comparées à d'autres deltas actuels moins marqués par les aménagements hydrauliques.

CHAPITRE 2

LES ETAPES DE LA MISE EN PLACE DU DELTA DU RHONE A L'HOLOCENE

– ETAT DES CONNAISSANCES –

On se propose d'effectuer un état des connaissances sur les chenaux et les lobes deltaïques mis en place dans le delta du Rhône au cours de l'Holocène. La partie centrale et orientale du delta est présentée pour fixer les acquis actuels. Par contre, la Petite Camargue est exposée de façon à mettre en avant les acquis mais surtout les imprécisions chronologiques et paléogéographiques existantes auxquelles nous allons tenter de répondre par une approche sédimentologique et géomorphologique.

2.1. INTRODUCTION

Sous la plaine deltaïque rhodanienne, les sédiments sommitaux du Pléistocène sont composés de cailloux inscrits dans une matrice limoneuse (Collectif Camargue, 1970 ; L'Homer, 1975, 1987 et 1993 ; Aloisi, 1986). Ces dépôts comportent des galets et des cailloutis au dessus desquels reposent les sédiments limono-sableux de la transgression post-glaciaire (Lagaaij & Kopstein, 1964 ; Oomkens, 1967 et 1970 ; Collectif Camargue, 1970 ; L'Homer & al., 1981). Les dépôts pléistocènes sont incisés par des paléovallées rhodaniennes (Gensous & Tesson, 1997 ; Droz & al., 2001 ; Gensous & Tesson, 2003).

La paléotopographie du toit des cailloutis est irrégulière et variable de sorte que se succèdent des paléotalwegs et des replats topographiques. Globalement, la pente des sédiments sommitaux du Pléistocène plonge vers le Sud et le Sud-ouest suivant une inclinaison moyenne de 1% (Figure 19).

Les dépôts post-glaciaires reposent sur les dépôts pléistocènes par un contact érosionnel marqué par un niveau centimétrique à décimétrique de graviers et de coquilles (Gensous & al., 1993). L'organisation verticale des dépôts post-glaciaires dans le Golfe du Lion présente un ensemble transgressif et rétrogradant constitué de plusieurs

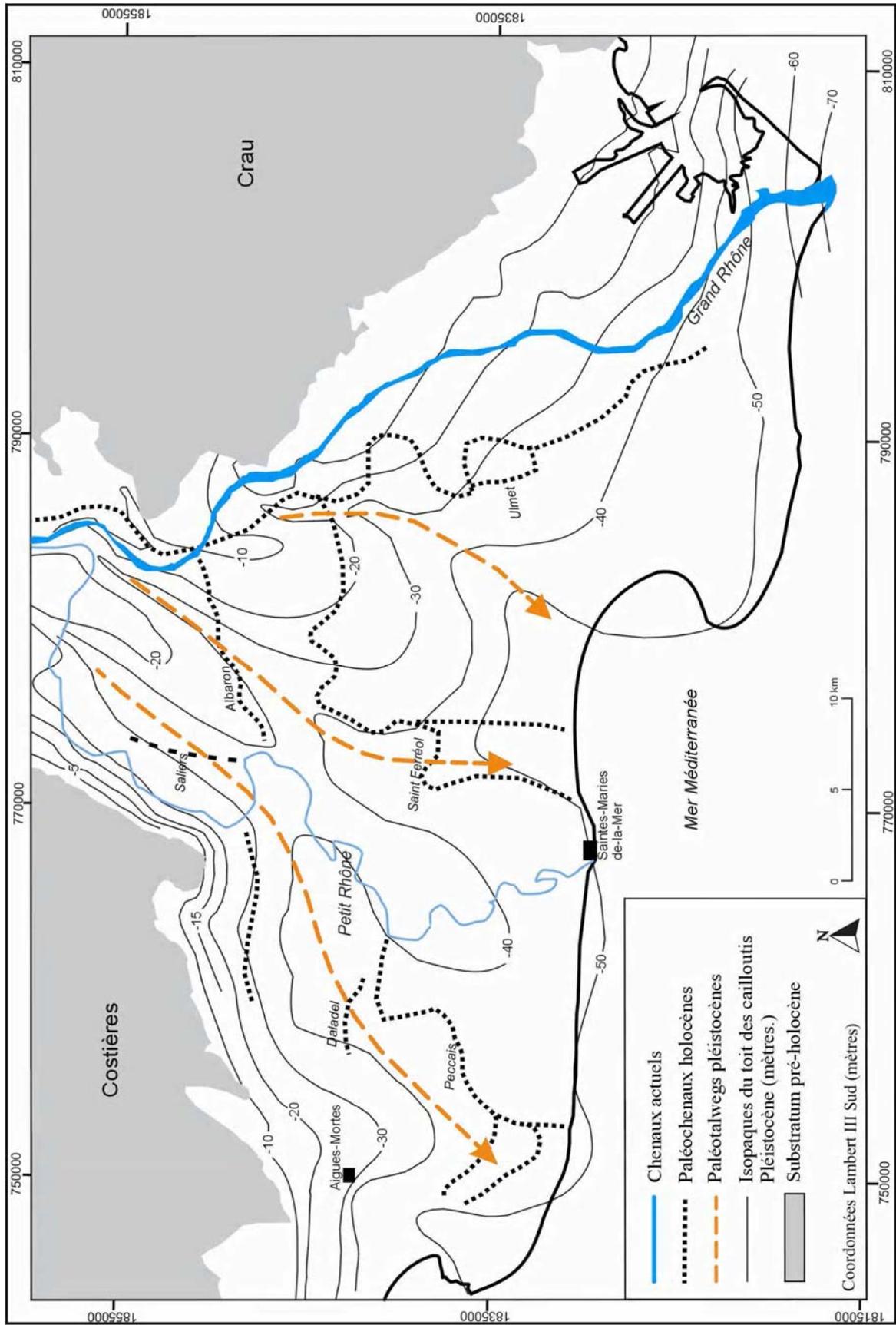
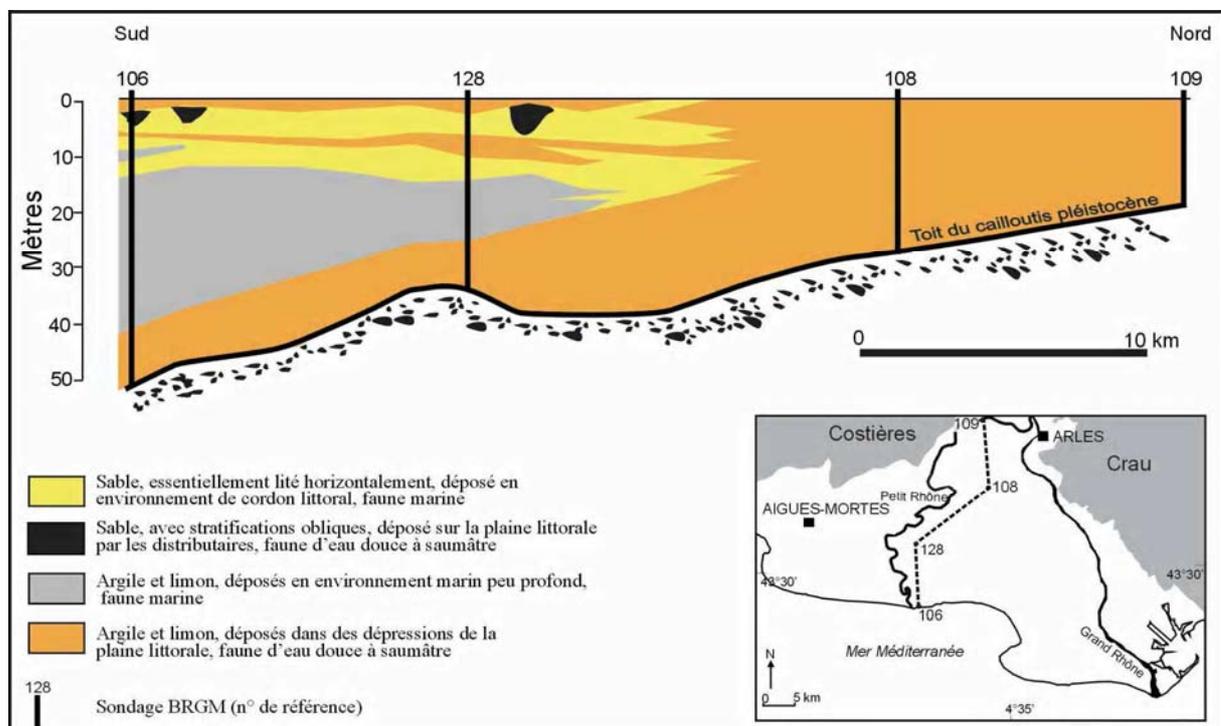


Figure 19. Cartographie du toit des cailloutis pléistocènes à partir de L'Homer, 1975, 1987, 1993 et des données de la BSS. (Rey, 2005)

successions de prismes de haut niveau à cliniformes faiblement pentés (Collectif Camargue, 1970 ; Oomkens, 1970 ; Pons & al., 1979 ; L'Homer & al., 1981 ; Aloisi, 1986 ; L'Homer, 1987 ; El Hmaidi, 1993 ; Gensous & al., 1993 ; Berné & al., 2002 ; Marsset & Bellec, 2002 ; Gensous & Tesson, 2003) et des prismes de bordure de plateforme à pendages obliques tangentiels élevés (Berné & al., 1998).

L'architecture des dépôts de la plaine deltaïque rhodanienne se compose alors d'un ensemble de prismes de haut niveau, en *onlap* sur le cailloutis pléistocène, qui se succèdent au rythme de la montée du niveau marin. L'organisation verticale des dépôts indique l'importante phase transgressive (*onlap stade*) où les faciès de plaine littorale sont surmontés par des dépôts marins (sables de cordons puis des argiles marines). Les séquences de progradation (*offlap stade*) se caractérisent par des sédiments fluvio-marins déposés sur les argiles marines. Les séquences de chenaux comportent à la base des dépôts grossiers qui s'affinent vers le sommet. Ces séquences de colmatage fluvial se retrouvent intercalées dans des faciès de plaine littorale et de cordons littoraux (Figure 20).

Les dépôts progradants (cordons littoraux et des lobes deltaïques) se sont effectués au cours des phases de ralentissement et de stabilisation du niveau marin (Boyer & al., 2005).



2.2. LES CHENAUX DE LA PARTIE CENTRALE ET ORIENTALE DU DELTA

Les données paléoenvironnementales acquises depuis une dizaine d'années dans le delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Vella, 1999 ; Raccasi, 2003 ; Provansal & al., 2003 ; Arnaud-Fassetta, 2004 ; Arnaud-Fassetta & al., 2005 ; Vella & al., 2005 , Maillet, 2005) permettent de proposer une synthèse chronologique des paléochenaux et des lobes deltaïques fossiles.

2.2.1. Le Rhône de Saint Ferréol

Le Rhône de Saint-Ferréol s'est écoulé au nord et à l'ouest de l'étang de Vaccarès (Figure 21). Il est actif depuis 4000 B.P. (Vella & al., 2005). Ce chenal de Saint-Ferréol a créé un lobe pointu (Figure 22) dont les positions successives du rivage entre 4000 BP et la fin du I^{er} s. ap. J.-C. sont établies à partir des datations ¹⁴C (Provansal & al., 2003) et des données archéologiques (Long, 1997). Le chenal de Saint-Ferréol a donc construit un grand appareil deltaïque composé de trois cordons principaux apparents en forme de pointe et un cordon de rive gauche aujourd'hui effacé par le recul actuel du littoral (Vella, 2004). La progradation pulsée du lobe de Saint-Ferréol est synchrone à trois phases hydro-sédimentaires actives reconnues à Arles (Bruneton & al., 2001) et dans la plaine deltaïque (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Bruneton, 1999 ; Bruneton & al., 2000 ; Arnaud-Fassetta, 2002). Par ailleurs, la vitesse d'avancée du lobe s'est accélérée au cours du ralentissement / stagnation de la montée du niveau marin (Vella, 1999). Enfin, la vitesse d'avancée du lobe deltaïque aurait été influencée par un faible volume d'espace à sédimenter lié au pré-colmatage d'une paléovallée durant la première partie de l'Holocène (Vella & al., 2005) même si le tracé du Rhône de Saint-Ferréol n'a pas été complètement contrôlé par cet axe fluvial hérité de la fin du Pléistocène (Provansal & al., 2003).

Le chenal de Saint-Ferréol amorce son déclin entre le II^e s. ap. J.-C. puis il se colmate rapidement à partir du V^e s. ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 2000). Le lobe de Saint-Ferréol atteindrait sa position maximale autour du II^e s. ap. J.-C. Au cours de cette période, il sépare deux golfes : à l'est, le golfe de Fos et à l'ouest, le vaste golfe d'Aigues-Mortes (Vella, 1999).

Les données hydro-sédimentaires acquises dans le Bas-Rhône indiquent que le delta est soumis à une importante phase détritique entre le I^{er} s. avant et le I^{er} s. après J.-C. qui a été reconnue dans les faciès lagunaires de la plaine d'Arles (Bruneton & al., 2001), les paléochenaux rhodaniens (Arnaud-Fassetta, 2002) et dans la mobilité du trait

de côte. L'abandon du Rhône de Saint-Ferréol serait donc contemporain d'une phase hydro-sédimentaire irrégulière (apports sédimentaires abondants). L'allongement excessif du profil en long et la reprise de la montée du niveau marin ont influencé l'avulsion du Rhône de Saint-Ferréol qui s'est déplacé vers l'est pour former une seconde branche (Provansal & al., 2003).

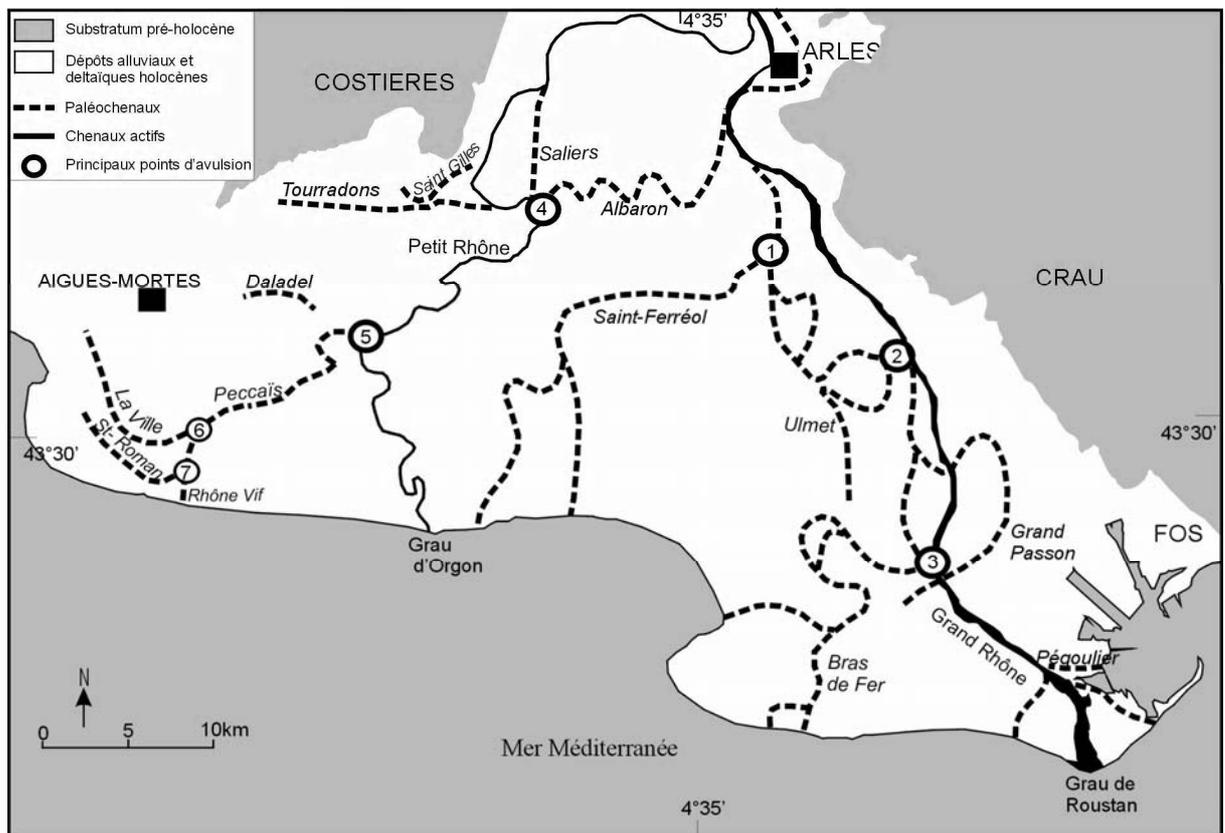


Figure 21. Bras morts fluviaux et avulsions depuis 6000 ans (Provansal & al., 2003. Modifié). Les chiffres 1 à 8 indiquent les principaux points d'avulsion : **1**- du bras de Saint-Ferréol vers le cours d'Ulmet ; **2** - du bras d'Ulmet vers le Grand Passon ; **3** - du Bras de Fer vers le bras de Pégoulie ; **4** - du bras de Saint Gilles vers le bras de Peccaïs ; **5** - du bras de Daladel vers le bras de Peccaïs ; **6** - de la branche Peccaïs--Rhône Vif vers le Petit Rhône ; **7** : du bras de La Ville vers le Saint-Roman ; **8** - du Saint-Roman vers le Rhône Vif).

Malgré la diminution du débit liquide, le Rhône de Saint-Ferréol est entretenu pour soutenir une navigation adaptée (allège à fond plat ?) et pour garantir une adduction artificielle d'eau douce (Stouff, 1993). Au XI^e s., une rupture hydrodynamique se produit et entraîne une diminution progressive du débit fluvial (Arnaud-Fassetta, 1998). Au XIV^e s., le remblaiement sédimentaire termine de sceller le chenal de Saint-Ferréol désormais utilisé sous la forme d'une roubine plus ou moins connectée lors des crues

(Rossiaud, 1994). En 1440, le conseil de la ville d'Arles clôtura la brassière de la Cappe mettant ainsi fin au fonctionnement du Rhône de Saint-Ferréol.

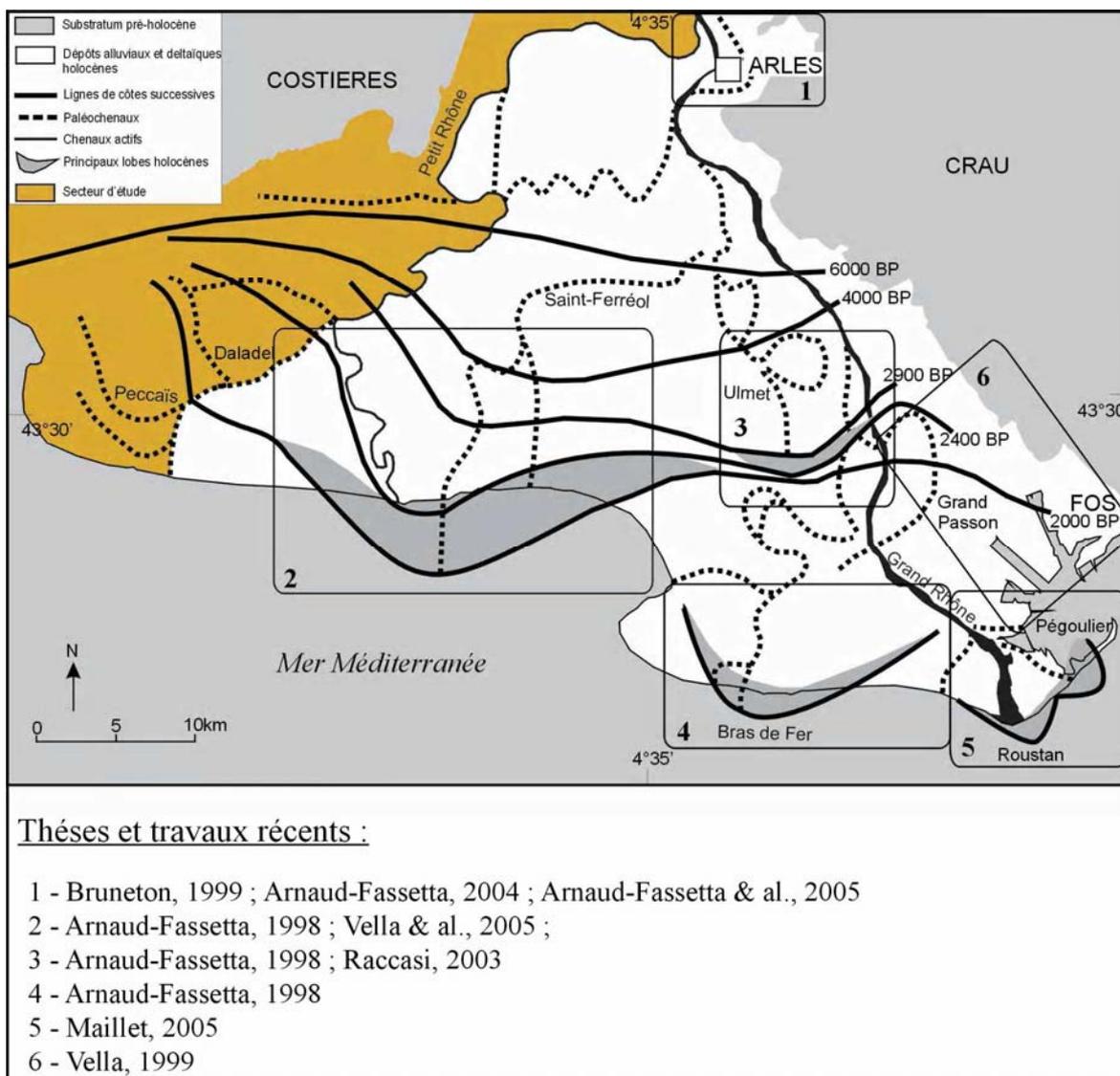


Figure 22. Principaux lobes progradants depuis 6000 ans (D'après Provansal & al., 2003. Modifié)

2.2.2. Le Rhône d'Ulmet

Le Rhône d'Ulmet longeait la rive orientale de l'étang de Vaccarès (Figure 21). La section aval de ce cours décrit un système de méandres complexes où des chenaux se recouperent et s'entrecroisent (Arnaud-Fassetta, 1998). De nos jours, l'embouchure de ce chenal n'apparaît plus. Les variations hydrologiques des cours d'Ulmet ont été étudiées par Arnaud-Fassetta (1998) et Raccasi (2003). Le chenal le plus ancien appartenant à ce

cours a été daté entre 4720 et 4520 av. J.-C. et semblait être caractérisé par un style rectiligne (Raccasi, 2003). Cet auteur a mis en avant la variabilité des débits liquides et solides du Rhône d'Ulmet du Néolithique au Moyen Age. En dépit d'une activité relativement soutenue, le Rhône d'Ulmet est définitivement abandonné en 1440 lors de la fermeture de la Cappe.

2.2.3. Le Bras de Fer et de Pégoulier

À la fin du XVI^e s., le Rhône s'écoulait par le Bras de Fer (Figure 21). Après avoir longtemps fonctionné de façon synchrone avec le Rhône du Grand Passon, ce n'est qu'à partir de 1650 que le Bras de Fer devient la branche principale du delta grâce à la fermeture respective des autres bras, notamment celui du Grand Passon (Rossiaud, 1994).

Le Bras de Fer puis le bras de Pégoulier sont contemporains du Petit Age Glaciaire (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Maillet, 2005). Cette période constitue un épisode de refroidissement, particulièrement marqué en Europe occidentale, qui s'étend de 1430 à 1890 ans (Bertrand, 2004). Le Petit Age Glaciaire a eu un impact sur la dynamique morpho-hydro-sédimentaire du delta du Rhône. Cet épisode est caractérisé par une fréquence décennale des crues supérieures à 5,25 m N.G.F à Arles à partir du milieu du XVI^e siècle jusqu'à la fin du XIX^e s. (Pichard, 1995). Vues en plan, les métamorphoses du Bras de Fer apparaissent clairement : le style fluvial passe du méandrage au tressage à partir de la deuxième moitié du XVII^e siècle (Arnaud-Fassetta, 1998). Le Bras de Fer a participé activement à l'élargissement de la plaine deltaïque (Figure 22), la vitesse d'avancée du lobe est estimée à 160 m/an entre 1668 et 1688 (Provansal & al., 2003). Arnaud-Fassetta et Provansal (1999) ont indiqué que le paléochenal possédait une compétence hydrologique soutenue. L'avancée de la plaine deltaïque a été dépendante de l'abondance sédimentaire mais aussi de la capacité du chenal à transporter des matériaux grossiers à l'embouchure (Provansal & al., 2003).

L'avulsion de 1711 a causé l'abandon du Bras de Fer. Les eaux du nouveau chenal s'écoulaient artificiellement dans le canal des Launes. D'abord contemporain du Bras de Fer, le Bras de Pégoulier (1712-1893) a formé un lobe deltaïque (Figure 22) dont les étapes majeures de sa construction coïncident avec les crues majeures (Maillet & al. soumis). La vitesse d'avancée maximale du lobe avoisine 70 m/an dans les années 1860 (Provansal & al., 2003 ; Maillet, 2005). Les difficultés d'évacuation de la charge sédimentaire ont nécessité la réouverture du Grau de Roustan en 1893 qui est l'embouchure actuelle du Grand Rhône. Au final, l'avancée deltaïque du lobe de

Pégoulie a été influencée par trois types de forçage : hydro-climatique, anthropogénique et géotechnique (Maillet & al., soumis).

Ces données reflètent le forçage hydro-climatique du Petit Age Glaciaire responsable de l'avancée extrêmement rapide des lobes deltaïques du Bras de Fer puis de Pégoulie (Rossiaud, 1994 ; Provansal & al., 2003 ; Maillet, 2005). Depuis la fin du XVIII^es., l'anthropisation du bassin versant rhodanien ainsi que les endiguements et le contrôle des embouchures ont accentué les effets du Petit Age Glaciaire. De nos jours, le risque d'avulsion est contrôlé (Maillet, 2005).

Depuis 7000 B.P., l'évolution de la partie centrale et orientale du delta du Rhône a été en partie contrôlée par des paramètres climato-anthropiques et eustatiques (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Vella, 1999 ; Provansal & al., 2003 ; Maillet, 2005). Outre ces paramètres, les accidents topographiques de la surface des dépôts pléistocènes ainsi que l'architecture stratigraphique des dépôts holocènes du delta ont vraisemblablement influencé les volumes à sédimenter et les vitesses de progradation deltaïque (Provansal & al., 2003 ; Vella & al., 2005).

2.3. LES CHENAUX DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU DELTA

La retranscription cartographique des paléochenaux inscrits dans la plaine deltaïque de Petite Camargue apparaît suffisamment fiable. Par contre, leur période d'activité reste très incertaine et repose sur l'âge des cordons littoraux fossiles et sur la courbe de montée du niveau marin biaisée (L'Homer & al., 1981). La chronologie des cordons fossiles, préférentiellement situés autour de la cité médiévale d'Aigues-Mortes, s'appuie sur des gisements préhistoriques (Bazile, 1974 ; Bazile & Robert, 1974) et sur des datations radiocarbone (Bazile, 1975 et 1976 ; L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1987 et 1993). Mais les datations au radiocarbone ne sont pas toutes cohérentes. Il s'agit des âges échelonnés entre 25000 et 1500 ans B.P. obtenus à la Villa des Sables et au Mas Solan basés sur diverses espèces de différents niveaux stratigraphiques (Archambault-Guézou, 1980 ; Archambault-Guézou & al., 1982). Cela pourrait provenir du remaniement des coquilles par la mer et des effets des nappes phréatiques (L'Homer, 1993).

Les chenaux et les cordons sont donc présentés de façon à mettre en avant les acquis mais aussi les imprécisions chronologiques et paléogéographiques auxquelles nous tenterons de répondre.

2.3.1. Le Rhône des Tourradons

Entre les Costières et le cordon des Sables, Russel (1942) et Kruit (1955) ont été les premiers à décrire les empreintes de divagations comme appartenant à une crevasse fluviale et non à un chenal alluvial. Quelques décennies plus tard, l'empreinte fluviale a été interprétée comme un chenal alluvial, nommé Rhône mort des Tourradons (L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1987). D'après L'Homer (1987), le Rhône des Tourradons a amorcé son activité vers 4000-3700 av. J.-C. La percée des eaux du Rhône des Tourradons aurait alors édifié des levées, scindant en deux parties une lagune qui initialement se serait étendue de l'actuel étang de l'Or jusqu'à Espeyran (Kruit, 1955).

L'origine de cet axe fluvial reste incertaine, il pourrait constituer (Figure 21) :

- 1) la partie aval du cours d'Albaron (L'Homer, 1987).
 - 2) la partie aval du bras de Saliers qui aurait dévié le cours des Tourradons vers l'ouest en raison de l'obstacle que représentaient les levées des chenaux d'Albaron et Peccaïs. Les vestiges archéologiques découverts à Saint-Césaire et à Lauricet se situent le long des berges de Saliers et dateraient alors l'activité de ce chenal au Bas-Empire (Provost, 1999). Compte tenu de ces éléments, L'Homer (1987) a envisagé l'existence d'un chenal rhodanien à l'époque romaine, lequel se serait écoulé vers l'étang de l'Or.
 - 3) la partie aval du cours de Saint-Gilles. Ce dernier s'est probablement écoulé au pied des Costières avant de se déverser dans l'actuel étang de Scamandre. Il n'existe aucun élément de datation si ce n'est sa proximité avec le comptoir protohistorique d'Espeyran qui pourrait attester de l'activité de ce chenal vers le VI^e s. av. J.-C.
- Quelle que soit l'origine de cet axe fluvial des Tourradons, les établissements humains témoigneraient d'une activité fluviale au cours de la protohistoire et de l'Antiquité.

L'obturation du chenal des Tourradons se serait effectuée au Moyen Age lorsque le cours de Saint-Gilles a été dévié vers le bras de Peccaïs. Deux témoignages plaident pour une déviation antérieure au XII^e siècle. Un récit datant de 1165 et relatant une poursuite entre des navires génois et pisans conduit à envisager l'existence d'un axe fluvial direct permettant de remonter vers le port de Saint-Gilles en empruntant le Grau de la Chèvre (Denizot, 1959). De plus, l'historien Roger de Howeden a signalé qu'en 1191 la flotte anglaise a emprunté le Grau de la Chèvre pour rejoindre les ports de Saint-Gilles et la cité d'Arles-le-Blanc.

De nombreuses incertitudes perdurent au sujet de l'embouchure du chenal des Tourradons qui n'apparaît pas à la surface de la plaine deltaïque de Petite Camargue.

- Ce cours occidental aurait eu pour débouché l'étang de l'Or (L'Homer, 1993). À proximité du chenal, au Mas d'Anglas, Albaric (1995) aurait mis en évidence une structure portuaire (quai et monnaies datant du II^e et III^e s. ap. J.-C.) mais ce gisement reste à vérifier. Pourtant à l'approche de l'îlot de Psalmodi, un seuil caillouteux qui remonte -4,5m N.G.F constitue une barrière naturelle suffisamment dangereuse pour restreindre les accès et les passages vers la mer.
- L'autre possibilité a consisté à placer *l'Ostium Hispanense* à l'embouchure du Rhône de Peccaïs, appelée Grau de la Chèvre (L'Homer, 1993). Cependant, de nouveaux éléments de datation acquis dans le cadre de ce travail infirment, nous le verrons, cette hypothèse.

2.3.2. Le Rhône de Daladel

Les données concernant ce chenal demeurent laconiques. En se basant sur leur courbe des variations du niveau marin, L'Homer & al. (1981) ont daté la mise en place du Rhône de Daladel entre 6200 et 5850 B.P. (Figure 21). Compte tenu de la remise en cause de cette courbe (Pirazzoli, 1991 ; Vella, 1999 ; Morhange ; 2001 ; Vella & al., 2005), le chenal n'est calé qu'à partir d'une chronologie relative. Plusieurs fragments de flèches d'embouchure édifiées par le Rhône de Daladel apparaissent en surface, mais certaines sont soit érodées, soit masquées par les vases palustres. À partir des indices morphologiques encore visibles, le Rhône de Daladel aurait formé un lobe pointu (L'Homer & al., 1981).

2.3.3. Le Rhône de Peccaïs

Le chenal de Peccaïs constitue la partie terminale du cours d'Albaron (Denizot, 1959). Le lobe deltaïque du Rhône de Peccaïs a une forme pointue accusée. À partir des flèches d'embouchure de ce chenal, L'Homer & al. (1981) ont suggéré que le Rhône de Peccaïs s'est développé vers 5600 et 5350 BP mais cette hypothèse chronologique est désormais abandonnée étant donné la chronologie acquise sur l'appareil deltaïque du Rhône de Saint Ferréol (Vella, 2004). En effet, bien que la chronologie demeure relative, la formation du lobe deltaïque de Peccaïs est post-antique (Vella, 2002). Le Rhône de Peccaïs se serait écoulé à travers le Grau de La Chèvre dès l'époque romaine et jusqu'au Moyen Age (L'Homer, 1993). Enfin, une partie du cours de Peccaïs a

fonctionné jusqu'en 1552¹ (Kruit, 1555), date à laquelle les eaux ont été détournées vers l'Est dans le Grau d'Orgon, créant ainsi le Petit Rhône (Figure 21).

2.3.4. Le Rhône de La Ville

Le chenal de La Ville constitue la partie terminale du Rhône de Peccaïs (Figure 21). Ce chenal est cartographié dès la fin du XVII^e siècle. Selon Dumas (1875), le chenal de La Ville est déjà établi en 1280. Son abandon se produirait vers 1357-1364 après que les eaux du Rhône aient percé le cordon de Listel (Florençon, 1996). En 1408, son embouchure terminale le Grau de La Chèvre est fermée (Denizot, 1959).

2.3.5. Le Rhône de Saint-Roman

Le chenal de Saint-Roman (Figure 21) se mettrait en place lors de la défluviation du Rhône de La Ville autour de 1357-1364 / 1408. L'ensablement de son lit a nécessité sa déviation artificielle en 1532². Au moment de la défluviation provoquée, les eaux du Rhône de Saint-Roman débouchaient dans la mer par le Grau de Madame (L'Homer, 1993) qui constituerait alors sa dernière embouchure connue.

2.3.6. Le Rhône Vif

Le Rhône Vif débouchait dans la mer Méditerranée à travers le Grau Neuf (Figure 21). Son activité s'est limitée à une vingtaine d'années de 1532 à 1552. Le Rhône Vif constitue un chenal artificiel créé en 1532 pour palier les difficultés de navigation sur le cours ensablé de Saint-Roman (Ménard, 1753). L'obturation du Rhône Vif s'est produite en 1552 (Kruit, 1555) lorsque les eaux d'une crue de débordement se sont engouffrées dans la prise d'eau creusée plus à l'est par les habitants des Saintes-Maries-de-la-Mer³. Le nouveau lit du Rhône, l'actuel Petit Rhône, a dès lors constitué son embouchure au Grau d'Orgon.

La diminution du flux a entraîné un déclin très rapide de la branche Peccaïs--Rhône Vif. En cinq siècles, le chenal a perdu plus de neuf dixième de sa largeur initiale.

¹ Aucune preuve ne permet d'affirmer cette date

² Cette date apparaît dans un devis repris par Ménard, 1753.

³ Les habitants des Saintes-Maries-de-la-Mer étaient privés d'eau douce depuis la fermeture du Rhône de Saint-Ferréol en 1440.

2.4. LA REMISE EN QUESTION PARTIELLE DU MODELE ETABLIT PAR L'HOMER & AL. (1981)

L'Homer & al. (1981) ont reconstitué les étapes de colmatage du paléogolfe d'Aigues-Mortes grâce à la morphologie des cordons littoraux, à leur datation par radiocarbone et à l'élaboration d'une courbe des variations du niveau marin à partir du haut niveau marin (+2 m. vers 5000 B.P.) reconnu au Cap Romarin (Aloisi & al., 1978 ; Aloisi, 1986). L'Homer & al. (1981) ont considéré que les mouvements positifs et négatifs du niveau marin étaient responsables des formations littorales. Pendant les phases de régression, les chenaux rhodaniens et leur flèche d'embouchure se seraient mis en place dans le delta. Par exemple, selon ces auteurs, les flèches d'embouchure du Rhône de Daladel se sont mises en place entre 6000 et 5700 BP et celles de Peccaïs se sont édifiées autour de 5600 et 5350 BP.

Le modèle de L'Homer & al. (1981) ne peut plus être pris en compte dans sa totalité car :

1) Le haut niveau eustatique présumé du Cap Romarin correspondrait soit à un dépôt de tempête (Pirazzoli, 1991), soit à un niveau du dernier interglaciaire du Pléistocène (Laborel & al., 1998). En effet, les courbes récentes de la montée holocène du niveau marin montrent que la courbe basée sur le haut niveau du Cap Romarin est biaisée (Dubar & Anthony, 1995 ; Vella, 1999 ; Morhange, 2001). Les datations au radiocarbone des formations tourbeuses de Fos permettent de proposer une nouvelle courbe des variations eustatiques entre 6000 B.P. et l'actuel (Vella, 1999). Cette dernière présente plusieurs fluctuations des vitesses d'élévation du niveau marin (Vella, 2004). Voici une synthèse des données de cet auteur (Figure 23) :

À Fos, entre 6295 et 4085 B.P. les vitesses de montée du niveau marin sont rapides et régulières, le taux d'élévation est estimé à 2 mm/an.

Entre 4085 et 3520 B.P., le niveau marin se stabilise autour de -2 mètres N.G.F. Ce ralentissement / stagnation va influencer la vitesse d'avancée du lobe de Saint-Ferréol.

Entre 2260 et 1200 B.P., la vitesse de montée relative du niveau marin s'accélère et atteint 1,9 mm/an (Vella, 2004). Elle dépasse pour la même période les vitesses calculées sur substrat rocheux (Morhange, 1994). En effet, le long de la côte rocheuse, les études sur le développement des *Lithophyllum lichenoides* (Morhange & al., 1993 ; Laborel & al., 1994) indiquent des ralentissements constants des vitesses globales de montée relative du plan d'eau : les vitesses sont de 0,4 mm/an entre 4500-1500 B.P. et s'élèvent à 0,2 mm/an de 1500 B.P. à nos jours (Morhange & al., 2001). Les différences de vitesse d'élévation du niveau marin seraient liées à des mouvements verticaux

négatifs locaux (golfe de Fos), probablement d'origine tectonique (Vella & Provansal, 2000).

Enfin, à ce jour, aucun élément ne permet d'affirmer un niveau marin supérieur au niveau actuel sur les côtes de Provence (Lambeck & Bard, 2000). À proximité de Marseille, la grotte marine de Cosquer est ornée de peintures pariétales datant du paléolithique. Aucune trace d'effacement ou de submersion n'a été repérée au-dessus de la limite supérieure du marnage actuel (Vouvet & al., 1996).

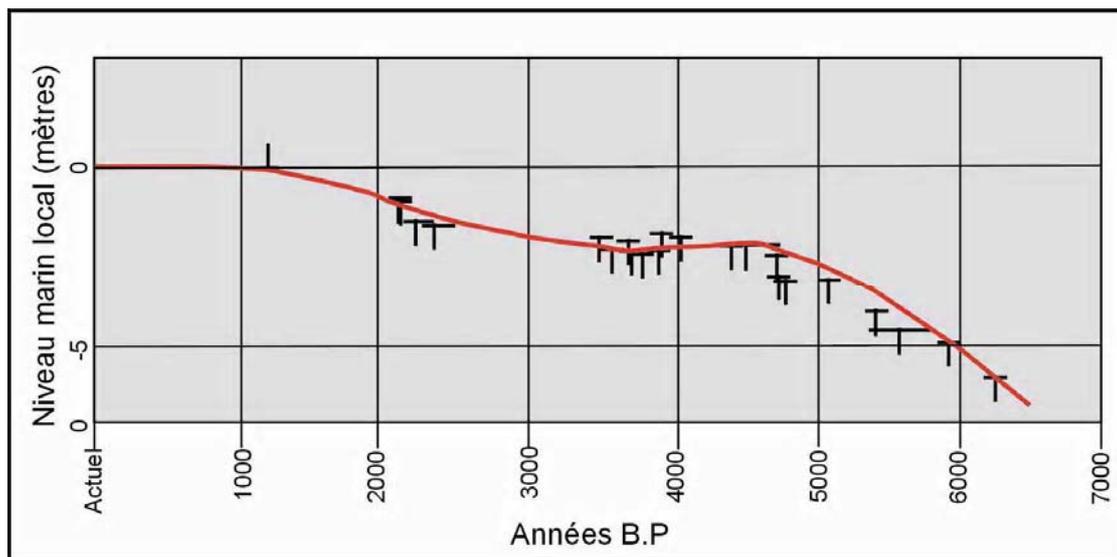


Figure 23. Courbe des variations du niveau marin dans le delta du Rhône (Vella, 1999)

2) Les nouvelles données acquises sur l'âge du lobe de Saint-Ferréol permettent d'affirmer que le colmatage du golfe d'Aigues-Mortes est postérieur au I^{er} siècle ap. J.-C. (Vella & al., 2005). En conséquence, toutes les formations littorales édifiées en avant du cordon des Sables sont post-antiques.

À l'échelle du delta rhodanien, l'élévation du niveau relatif de la mer a peut-être été influencée par de possibles mouvements du sol d'origine tectonique (Kruit, 1955 ; Arthaud & al., 1980 ; Terrier, 1989 ; Tesson & Allen, 1995 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Vella & Bourcier, 1998). Vella & al., (2005) indiquent qu'il n'y a pas de subsidence au moins depuis 6000 ans.

2.5. L'HISTOIRE DE L'OCCUPATION DU SOL DANS LA PLAINE DELTAÏQUE DE PETITE CAMARGUE

2.5.1. Une dichotomie est-ouest de l'occupation du sol

Depuis quelques années, l'approche pluridisciplinaire dans l'étude des sites archéologiques a permis de préciser les étapes de formation du delta rhodanien à l'Holocène en relation avec le peuplement et les modes d'occupation du sol (Landuré & Pasqualini, 2004 ; Leveau, 2004b).

En comparaison avec la partie orientale du delta, les établissements humains sont rares en Petite Camargue. Plusieurs facteurs peuvent être avancés :

1) En Camargue, les milieux fluviaux apparaissent variés et potentiellement favorables aux occupations humaines. Depuis la protohistoire à la fin de l'Antiquité, les levées de berges des chenaux de Saint-Ferréol, d'Ulmet et d'Albaron et leur plaine d'inondation proximale semblent préférentiellement occupées (Leveau, 2004b). Les habitats se trouvent à l'abri des crues, à proximité des terres fertilisées par les limons de débordement du fleuve, à côté des voies de communication et à la portée de bois de consommation.

Sur les anciens rivages de la Camargue, les vestiges se localisent au Sud-ouest de l'étang de Vaccarès où les établissements⁴ archéologiques du Carrelet et des Combettes ont mis en avant une économie tournée vers l'exploitation des ressources du fleuve et des étangs (bassin de salaison) (Martin, 1995). Plusieurs traces d'occupation ont été repérées sur les cordons littoraux fossiles du Rhône de Saint-Ferréol (Landuré & Pasqualini, 2004).

2) La démarche adoptée en Petite Camargue diffère de celle adoptée en Camargue. Depuis les années 1990, les géomorphologues de l'équipe de Mireille Provansal (CEREGE) et les archéologues du Service Régional Archéologique sont associés dans l'étude du delta du Rhône. Les résultats obtenus révèlent toute l'importance de cette démarche pluridisciplinaire (Landuré & Pasqualini, 2004).

En Petite Camargue, les investigations archéologiques et géomorphologiques ont été différemment menées. Les données archéologiques et historiques déjà existantes ont été recensées par le géologue Alain L'Homer puis intégrées dans les notices des cartes géologiques des Saintes-Maries-de-la-Mer (L'Homer, 1975), d'Arles (L'Homer, 1987)

⁴ Comme le fait remarquer Cl. Raynaud (2003), il apparaît plus prudent d'utiliser le concept d'établissement « plus approprié à l'approche morpho-fonctionnelle qui tente de lire dans les formes d'occupations des fonctions distinctes et hiérarchisées » par rapport au concept du site archéologique, terme trop restrictif et dont « le maniement s'avère de plus en plus embarrassant ».

et du Grau-du-Roi (L'Homer, 1993). Les établissements archéologiques découverts aux abords des fleuves et des cordons littoraux ont ainsi contribué à établir une chronologie relative des environnements. Par ailleurs, l'interprétation des sources primaires a conduit à de graves confusions. Raynaud (2005) a démontré que des interprétations incertaines ont été tour à tour reprises par certains auteurs. Ainsi L'Homer (1993) reprenant de Lenthalic (1876) lui même « trompé » par la lecture de Ménard (1753, tome 1) sur le terme *Littoraria* qu'il avait traduit comme l'espace littoral ont localisé l'abbaye de Psalmodi sur une île de la mer Méditerranée. Mais le terme *Littoraria* n'évoque pas le domaine littoral mais la région administrative (Raynaud, 2005). Cet auteur montre ainsi que le texte mentionne uniquement un environnement de palus. L'interprétation des textes anciens justifie toute l'importance d'une démarche pluridisciplinaire.

2.5.2. Les sites préhistoriques dans le Bas Languedoc

À l'extrémité occidentale du golfe d'Aigues-Mortes, les industries les plus anciennes se situent préférentiellement sur la rive septentrionale de l'étang de l'Or (Figure 24). À l'ouest, de nombreux sites du Néolithique moyen longent le Lez, tandis qu'à l'est de l'étang de l'Or, les occupations se localisent préférentiellement en amont du bassin du Vidourle (Blanchemanche & al., 2003a).

Autour de l'étang de l'Or, les gisements les plus anciens datent du Néolithique ancien avec les sites du Moutaras et de Forton (Arnal & al., 1975 ; Gutherz, 1985). Une douzaine de sites lagunaires ont livré une industrie lithique de type Chasséen, à Guillermain, au Salaison, à la Capoulière, à Tonnerre I... Tous les gisements sont en dessous du niveau marin actuel comme le niveau Chasséen du site de La Rallongue positionné entre -0,7 et -1,2 mètres N.G.F (Gutherz, 1985). La majorité des sites se positionne sur de petites éminences à relier aux bombements du substrat et au débouché des cours d'eau qui se jettent dans l'étang de l'Or actuel (Gutherz, 1985 ; Py, 1985 ; Cavero, 2005). Les gisements sont alignés. Cet alignement délimiterait l'ancienne extension lagunaire de l'étang de l'Or. Les apports sédimentaires des petits cours d'eau comme le Salaison participent encore au colmatage de l'étang (Cavero, 2005).

Depuis le Néolithique moyen, la densité importante de sites sur les rives de l'étang de l'Or a probablement constitué une pression non négligeable sur le milieu en dépit d'une occupation discontinue. En effet, l'occupation des sites a été entrecoupée de phases d'abandon et d'occupation dont les causes restent difficiles à cerner (Arnal & al., 1975). Sont-elles socio-économiques et politiques et/ou environnementales ?

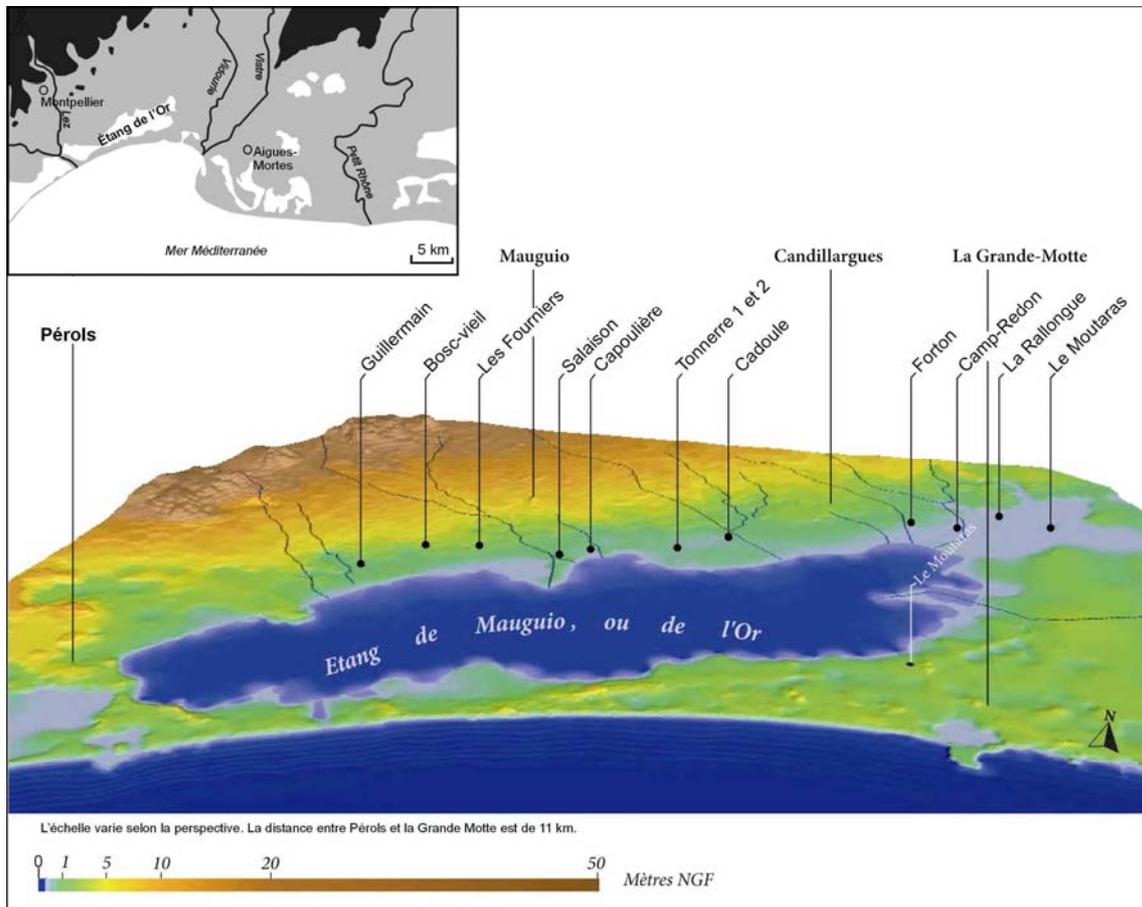


Figure 24. Localisation des gisements chasséens sur les rives de l'étang de l'Or (Cavero, 2005. Modifié).

Pourtant, les sociétés néolithiques occupent un territoire en pleine mutation environnementale. La construction des basses plaines alluviales du Lez et du Vidourle coïncide chronologiquement avec le développement des sociétés néolithiques (Blanchemanche & al., 2003b). Par ailleurs, de l'étang de l'Or à Espeyran, des études ont mis en avant la présence de faciès lagunaires de 5000 av. J.-C. jusqu'au cours du deuxième âge du Fer (Bazile, 1976 ; L'Homer, 1987 ; Blanchemanche & al., 2003a ; Rey & al., 2005a). L'étendue et le colmatage de la lagune ont été influencés par la progradation du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre dont la vitesse a varié selon les phases d'activité hydro-sédimentaire (Blanchemanche & al., 2003a), les apports rhodaniens, la configuration du littoral, la transgression marine... (Partie II, Chapitre 1).

L'occupation dense des rivages de l'étang de l'Or prend fin peu après le milieu du VI^e s. av. J.-C. et elle n'a jamais repris, du moins sous la forme des établissements lagunaires (Py, 1985).

2.5.3. Les comptoirs protohistoriques

Vers le VI^e s. av. J.-C., le Languedoc oriental se caractérise par un habitat groupé dans des agglomérations perchées, les oppida et sur le littoral par des comptoirs marchands. Trois de ces établissements (Figure 25) ont fait l'objet de recherches plus ou moins approfondies : *Lattara* (Py, 1999), Le Cailar (Py & Roure, 2002) et Espeyran (Barruol & Py, 1978).

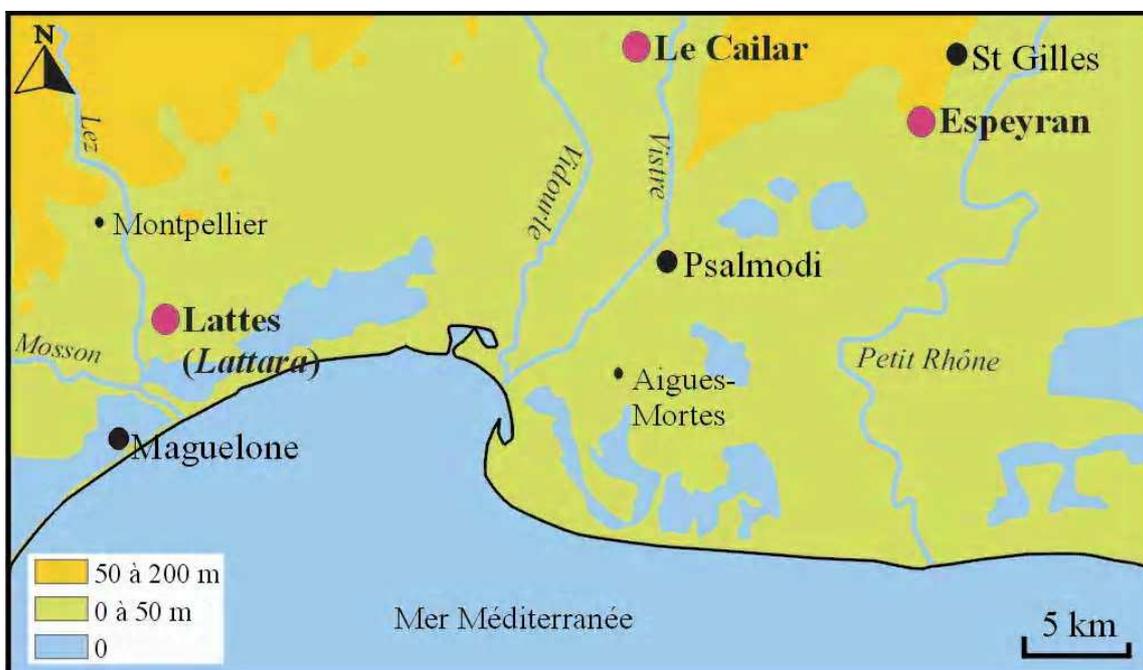


Figure 25. Localisation des comptoirs protohistoriques (Lattes, Le Cailar, Espeyran), des îlots de Maguelone et de Psalmodi et de la cité de Saint-Gilles (Rey, 2005).

Ces ports de commerce protohistoriques s'établissent à proximité de fleuves côtiers et en bordure de lagune. Ils servent d'intermédiaire pour assurer les échanges entre le monde méditerranéen et une « place centrale située dans l'intérieur des terres » selon le modèle *oppidum* de Nîmes - port d'Espeyran (Bats, 1992 ; Raynaud, 2003). La position des ports, en retrait du littoral, pourrait être reliée au caractère sableux et lagunaire du littoral languedocien, lequel se prête mal à des installations portuaires (Bourin-Derruau & al., 2001). Pour circuler dans ces milieux peu profonds (étangs/lagune), les bateaux avaient assurément une morphologie à fond plat. Leur faible tirant

d'eau empêchait le transport des cargaisons importantes (Cabot, 1991).

Au IV^e siècle ap. J.-C., les grands ports de *Lattara* et d'Espeyran sont abandonnés, probablement en raison « du poids de l'organisation antique du territoire nîmois qui semble brider tout développement urbain hors du chef-lieu » (Bourin-Derruau & al., 2001). En Petite Camargue, outre les changements socio-politiques, il est nécessaire d'évoquer les changements environnementaux qui ont pu affecter les modes d'exploitation du milieu.

Dans la zone de l'étang de l'Or, l'avancée du prisme alluvial du Vistre et du Vidourle a accéléré le colmatage de la lagune, principalement au Haut Empire (Blanchemanche & al., 2003a). L'espace circonscrit entre les Costières et le cordon des Sables se serait retrouvé isolé, éloigné de la dynamique côtière mais aussi moins influencé par les apports fluviaux. L'absence d'exutoire maritime a probablement accéléré la régression du plan d'eau lagunaire ainsi que le processus de paludification. La disparition progressive du milieu lagunaire indispensable à la circulation des hommes et des marchandises a pu contraindre les hommes à abandonner le port d'Espeyran au profit de la cité de Saint-Gilles (Figure 25) longée par les chenaux rhodaniens de Saint-Gilles et de Saliers. Une série de carottage a été effectuée dans ces environnements palustres de façon à recouper des faciès lagunaires puis de les dater.

Le doublet comptoir d'Espeyran / Saint-Gilles ne semble pas être un cas isolé. On retrouve approximativement ce schéma pour la ville portuaire de *Lattara* et l'îlot de Maguelone (Figure 25). Maguelone a pris de l'importance lors du déclin de *Lattara* qui a été progressivement privée d'un bassin lagunaire colmaté par les alluvions du Lez (Jorda, 2000) et probablement de la Mosson. Une situation analogue se trouve également dans le doublet îlot de Psalmodi / port marchand du Cailar (Figure 25) abandonné en raison d'un environnement trop défavorable à la navigation fluvio-lagunaire, au profit de l'îlot de Psalmodi (Barruol & Raynaud, 2002 ; Raynaud, 2005). En effet, le comptoir protohistorique du Cailar se situait à la confluence de deux fleuves, Le Vistre et le Rhône, et pouvait être relié au littoral grâce à une lagune qui longeait le pied des Costières (Py & Roure, 2002 ; Rey, 2003). Mais à ce jour aucun élément de datation ne permet de prouver que la lagune ait bordé le Cailar au cours de la protohistoire

Les environnements (fluvial et/ou lagunaire) entre les ports marchands du Cailar et d'Espeyran restent hypothétiques. Les empreintes de divagations repérées entre les ports marchands ont été décrites comme appartenant au Rhône des Tourradons. Une étude

géomorphologique et stratigraphique a donc été menée sur ce secteur pour caractériser et dater ces traces fluviales (Partie II, chapitre 1).

2.5.4. L'occupation de la Petite Camargue à l'époque romaine

2.5.4.1. Une occupation préférentiellement établie sur le cordon des Sables

Les découvertes archéologiques dans les marais situés entre les Costières et le cordon littoral des Sables sont rares. Un établissement est situé dans les marais de La Fosse (Jéolas, 1979). Une amphore italique de type dressel (II^e- I^{er} s. av. J.-C.) et une amphore africaine à bord gradina (probablement III^e s. ap. J.-C.) ont été découvertes dans les marais adjacents à l'étang de Scamandre (Bazile, renseignement oral, 2005 ; identification du matériel par Claude Raynaud, 2006). Ces indices archéologiques pourraient se situer sur le trajet d'un chenal rhodanien (Daladel ?) ou à proximité d'un plan d'eau (lagune/étangs côtiers ?).

La faible représentation des sites romains et de la fin de l'Antiquité sur la plaine deltaïque de Petite Camargue (Figure 26) pourrait être mise en relation avec un réseau hydrographique peu développé contrairement à l'occupation du sol en Camargue (Leveau, 2004b). À l'est, des établissements (Provost, 1999) se localisent sur l'axe fluvial de Saint-Gilles (Saint-Césaire) et de Saliers (Lauricet). Les établissements directement en relation avec un chenal sont peu nombreux sur la plaine deltaïque de Petite Camargue. Aucun chenal rhodanien clairement identifié n'aurait permis de rejoindre le port d'Espeyran au Cailar via le Vistre. Par contre, une navigation adaptée aux faibles profondeurs des étangs littoraux reste possible (Cabot, 1991 ; Rey & al., 2005a).

Le cordon des Sables comporte des vestiges archéologiques référencés dans la carte archéologique de la Gaule, comme le trésor de deux cents monnaies impériales d'âges compris entre les II^e et III^e s. ap. J.-C. découvert au XIX^e s. dans le domaine de Saint-Jean (Provost., 1999). D'autres monnaies romaines ont été découvertes au Mas Krüger par Albaric (1973). Plus récemment, les prospections sur le cordon des Sables ont livré une importante occupation du sol s'articulant entre le II^e av. J.-C. et le I^{er} s. ap. J.-C. (Raynaud, 2005). Les établissements archéologiques repérés sur le cordon des Sables pourraient indiquer la présence d'un chenal actif.

Au sud du cordon des Sables, des vestiges grecs et romains ont été trouvés au Grau de La Chèvre où l'on a traditionnellement évoqué l'existence d'un port (Denizot, 1959).

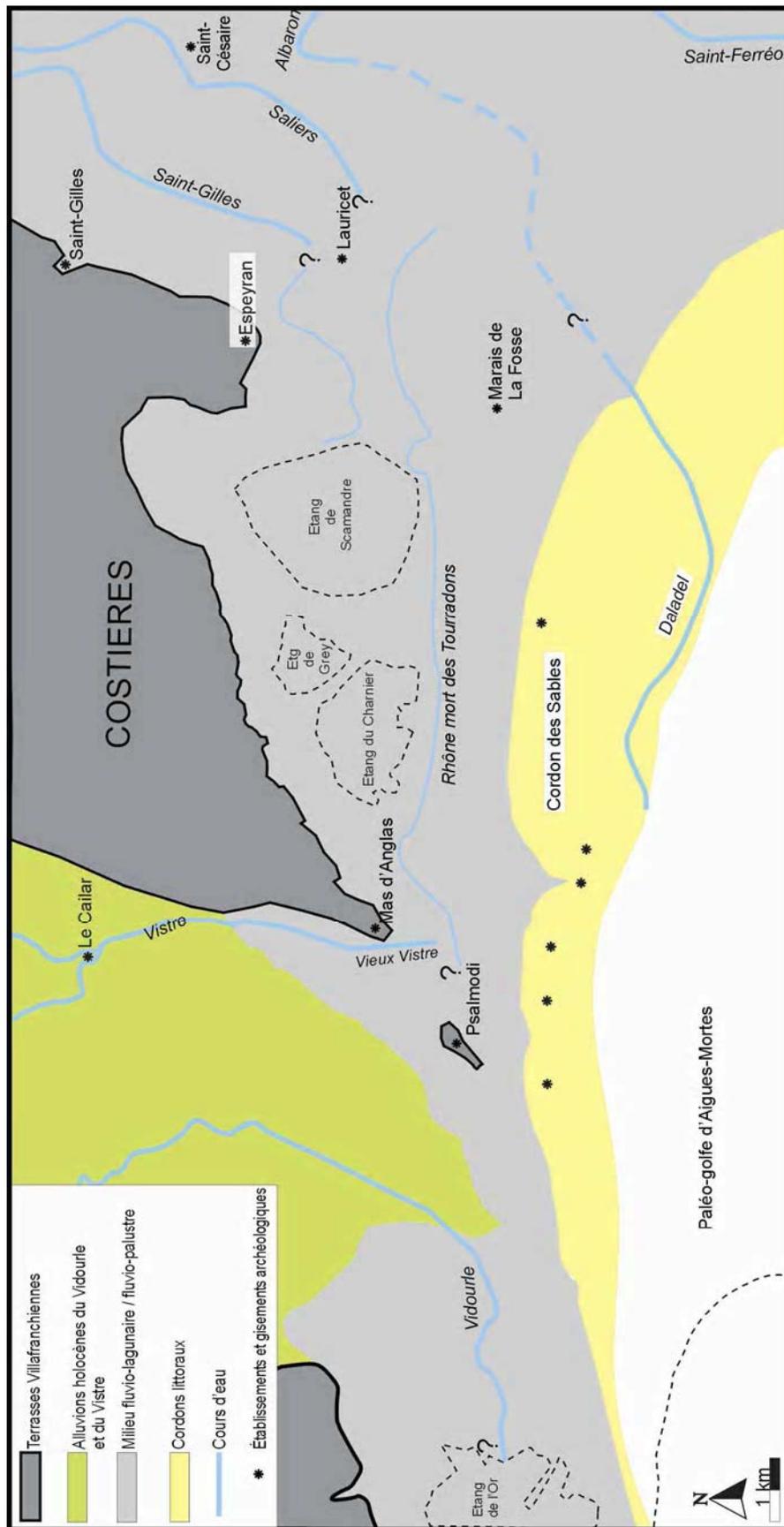


Figure 26. Milieux et occupation du sol dans la plaine deltaïque de Petite Camargue du I^{er} s. au VII^e s. ap. J.-C. (Rey, 2005).
 Les résultats des prospections menées sur les communes d'Aigues-Mortes et de Saint-Laurent-d'Aigouze sont présentés dans les rapports n°55 et 56 (Raynaud, 2005)

Compte tenu des éléments historiques et des datations au radiocarbone obtenues sur les flèches d'embouchure du Rhône de Peccaïs (Rey & al., 2005b), le cordon littoral sur lequel est installé le Grau de La Chèvre n'existait vraisemblablement pas avant l'an 1000. Ces fragments archéologiques constitueraient alors des remaniements sous l'effet de la dynamique côtière et des tempêtes.

L'intégration de toutes ces données archéologiques (Jéolas, 1979 ; L'Homer, 1993 ; Provost, 1999) et les prospections récentes de Cl. Raynaud (2005) mettent en avant une dynamique du peuplement littoral centrée entre le II^e s. av. J.-C. et le I^{er} s. ap. J.-C. Vers le II^e et I^{er} s. av. J.-C., la répartition des populations se diversifie au profit des plaines et des collines en relation avec une intensification de l'économie vivrière (Blanchemanche & al., 2003a).

Le littoral prend un nouvel essor économique aux V^e-VII^e siècles grâce à l'abbaye de Psalmodi « maîtresse de la Petite Camargue aux temps Carolingiens » (Young & Carter-Young, 1988 ; Bourin-Derruau & al., 2001). L'îlot de Psalmodi, coïncé au Nord par les plaines alluviales du Vidourle et du Vistre et au Sud par le cordon des Sables, a porté un établissement majeur depuis le Haut Empire (Provost, 1999).

2.5.4.2. Les épaves antiques au large du lobe fossile du Rhône de Saint-Ferréol

L'inventaire des épaves a débuté dans les années 1980 sous l'égide du Département des Recherches Archéologiques Subaquatiques et Sous-Marines (DRASSM) pour aboutir à une cartographie des épaves d'époque antique, médiévale et moderne, avec dans certains cas, la possibilité d'indiquer les causes de l'échouage (Illouze, 1988). Long (2002) a étudié les modes d'échouement des épaves modernes sur les barres d'avant côte pour appliquer ce modèle aux épaves antiques. En se fondant sur ce modèle d'échouement et après avoir recensé, cartographié, daté et expertisé (conditions de naufrages) les navires, cet auteur propose une position relative du paléorivage antique au large du lobe fossile du Rhône de Saint Ferréol (Long & Illouze, 2004). Le remaniement des navires par les tempêtes et les courants reste possible, ce qui nécessite pour l'emploi de cette méthode un corpus important de vestiges permettant de reconstituer des alignements d'épaves.

2.5.5. *La période médiévale et moderne*

En 1248, la ville d'Aigues-Mortes est officiellement fondée par Louis IX, qui privé de Marseille, cherchait à établir un port en Méditerranée (Photographie 4).

Plusieurs croisades sont parties de la cité d'Aigues-Mortes. Mais le golfe d'Aigues-Mortes se remblaie rapidement. Dès le XIII^e siècle, faute d'entretiens les plus élémentaires, les graus et les chenaux s'ensablent (Combes, 1951). Très tôt, les problèmes de circulation et d'ensablement dans le golfe nécessitent des travaux de réparation des graus. Vers 1273/1279, une jetée portuaire est construite au sud d'Aigues-Mortes, elle est nommée « la Peyrade » (Morize, 1914). Elle devait se situer entre l'étang de la Ville et la mer pour protéger le Grau Mole (Figure 27). Mais les dynamiques fluviales (défluviation, ensablement des chenaux) et les dynamiques côtières (formation de cordons d'embouchure, ensablement des graus) aggravent les conditions de navigation dans le golfe d'Aigues-Mortes. Des aménagements sont alors réalisés sur les cours d'eau pour les dévier ou les canaliser mais aussi au niveau des embouchures, soit maintenues ouvertes grâce à la stabilisation des berges (Ménard, 1753 ; Rossiaud, 2002), soit abandonnées au profit d'une nouvelle passe. Enfin, la dynamique hydro-sédimentaire se modifie au cours du XVIII^e siècle, lorsque le cours du Vidourle est artificiellement dévié vers le Grau du Roi.

La dynamique des graus démontre que le littoral de la Petite Camargue est soumis à des processus fluviaux et marins relativement puissants et morphogènes.



Photographie 4. Les remparts et la Tour Constance de la cité fortifiée d'Aigues-Mortes (Cliché Rey, 2004)

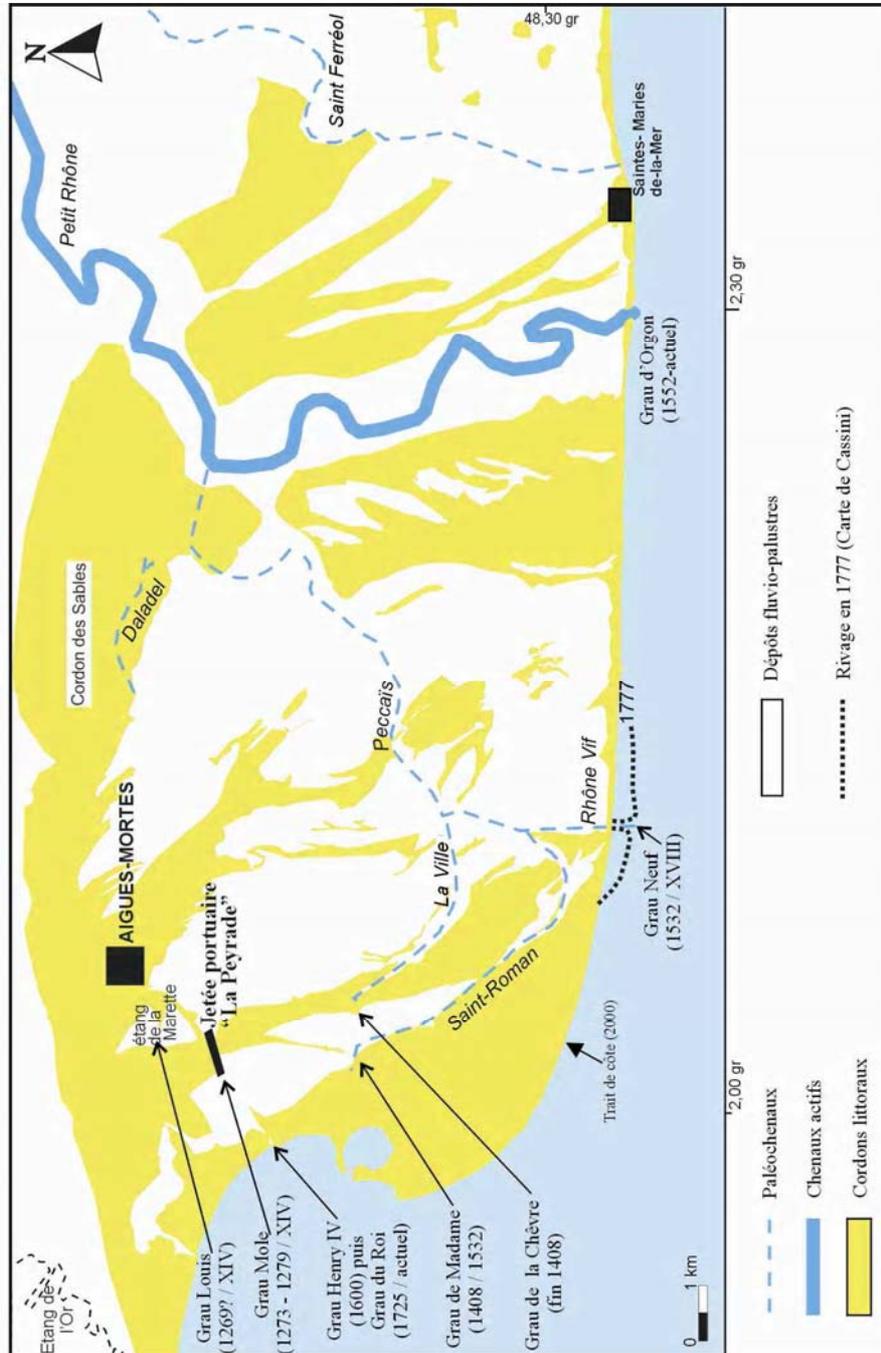


Figure 27. Position des graus sur le littoral de la Petite Camargue depuis le XVe siècle (Rey, 2005)

CONCLUSION CHAPITRE 2

Les données récemment acquises dans la partie centrale et orientale du delta ont réactualisé les étapes de formation de la plaine deltaïque à l'Holocène. Le modèle établi par L'Homer & al. (1981) ne peut plus être utilisé dans sa globalité. Vella (2002) signale qu'à l'époque Romaine, le lobe de Saint-Ferréol partage le littoral rhodanien en deux golfes. En conséquence, **les lobes progradants mis en place dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes sont tous post-antiques.**

De nombreuses interrogations subsistent sur les étapes d'édification de la plaine deltaïque de Petite Camargue. La paléotopographie de cette région demeure incertaine sans l'acquisition d'une chronologie plus fine et fiable. Par ailleurs, le fonctionnement des chenaux et les processus hydro-sédimentaires responsables des morphologies littorales ne sont que très rarement évoqués.

Plusieurs sites répartis entre les Costières et le rivage moderne vont être étudiés de façon à affiner le **cadre chronologique, restituer les paléorivages, caractériser le fonctionnement hydro-sédimentaire des chenaux et des cordons d'embouchure associés et identifier la présence de forçages climatiques et/ou anthropiques dans le mode de mise en place de la plaine deltaïque.**

CHAPITRE 3

METHODES D'ETUDE DES PALEOENVIRONNEMENTS

Ce travail vise à comprendre les mécanismes de progradation de la plaine deltaïque de Petite Camargue. Le prisme sédimentaire investigué se situe à la subsurface et malgré cela, son épaisseur pluri-métrique nécessite des moyens importants d'investigation dans des environnements variés. La démarche adoptée est une approche intégrée de différentes disciplines et méthodes de terrain : la sédimentologie sur carottage et à la surface ainsi que l'utilisation de référentiels actuels permettent d'appréhender les dynamiques de mise en place et la reconstitution des milieux de dépôt. Cette démarche est appuyée par l'étude des formes de surface ou à partir des reconstitutions 3D réalisées à partir des sondages. Il faut donc faire appel à diverses disciplines des sciences de la terre pour appréhender aux mieux ces environnements (géomorphologie, sédimentologie, palynologie, malacologie...).

3.1. LA DEMARCHE GEOMORPHOLOGIQUE

La cartographie constitue un moyen majeur pour rendre compte des formes, des dépôts et de la dynamique. Les cartes anciennes et les toponymes constituent une source d'information considérable. Les cartes géologiques d'Arles (L'Homer, 1987), des Saintes-Maries-de-la-Mer (L'Homer, 1975) et du Grau du Roi (L'Homer, 1993) sont des documents de synthèse sur les étapes de formation du delta du Rhône. Ces documents se sont largement inspirés des cartes anciennes pour la retranscription du réseau hydrographique fossile. Quant aux cordons littoraux fossiles, ils sont déjà identifiés au XIX^e siècle (Martin-Charles, 1874). Les cartes pédologiques (Arnal, 1984 ; Bouteyre & Duclos, 1994), les photographies aériennes de préférence anciennes et les images satellites à haute résolution fournissent des informations considérables : ils permettent de caractériser la nature des formes du relief et des matériaux, de restituer le tracé terminal des bras morts fluviaux rhodaniens et les cordons d'embouchure et de caractériser l'ampleur des phénomènes dynamiques.

Des Costières au cordon littoral actuel, la progradation de la plaine deltaïque de Petite Camargue a généré plusieurs paysages composés de marais au milieu desquels il existe des étangs salés plus ou moins considérables, des chenaux et des crevasses fluviales abandonnés et des cordons littoraux fossiles. La retranscription cartographique des paléochenaux et des cordons fossiles repose sur celle réalisée par L'Homer (1987 et 1993) mais aussi sur les images satellites (LANDSAT, 2000) et les photographies aériennes (SPHAIR, 2000). Les données ont été géoréférencées dans un Système d'Information Géographique sous le logiciel Map Info®. Les paléochenaux rhodaniens constituent aujourd'hui des zones déprimées qui servent de support à la formation de nouveaux milieux comme les étangs saumâtres (Photographie 5), les marais ainsi que les mares temporaires (Grillas & al., 2004).



Photographie 5. Bras mort de Peccaïs en eau (cliché Rey, 2005).

Les cordons d'embouchure fossiles édifiés par les chenaux rhodaniens sont bien préservés en surface. Leur cartographie permet de distinguer un éventail de formes littorales. Cette variabilité morphologique met en avant des dynamiques hydro-sédimentaires distinctes que nous allons tenter de cerner grâce à l'étude du fonctionnement de quelques deltas modernes.

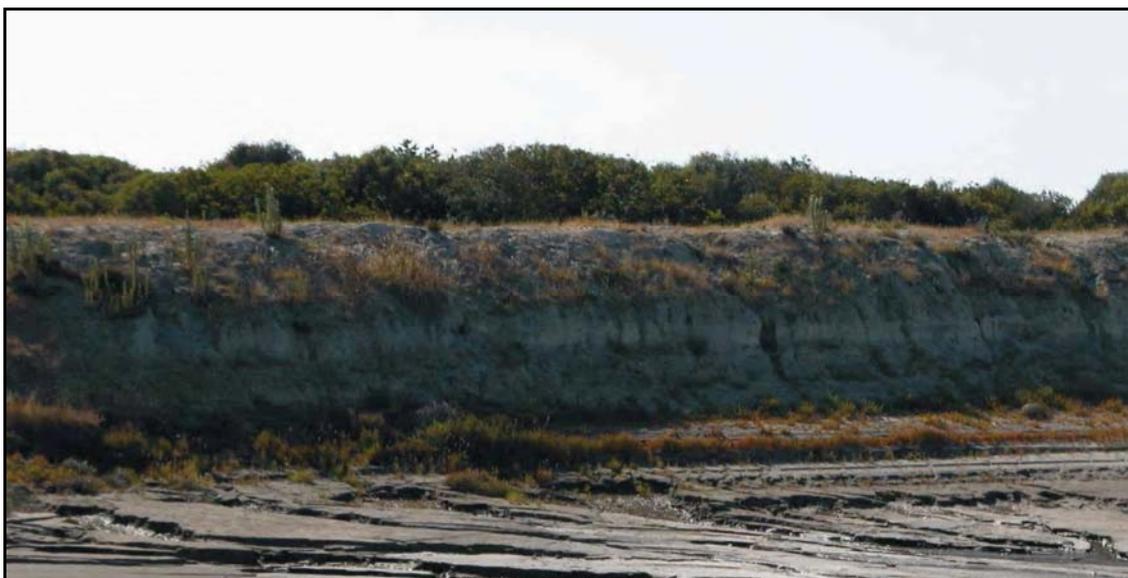
La reconstitution des milieux de dépôt et les dynamiques de mise en place s'appuient aussi sur la sédimentologie sur carottage et à la surface et sur des analogues actuels.

3.2. SITES ET MODES DE PRELEVEMENT

La progradation deltaïque isole précocement au pied des Costières des espaces lagunaires et palustres qui subissent des colmatages fluviaux et gardent l'emprunte de défluviations (Figure 28). L'identification du mode d'évolution est menée à partir de

carottages profonds effectués au carottier russe (Photographie 6 A). Les sondages se situent en contrebas des Costières, dans l'axe supposé du Rhône des Tourradons et dans les marais de La Fosse (Figure 28). Alignés selon un transect de façon à traverser l'ensemble des dépôts palustres, les sondages permettent de caractériser sédimentologiquement les paléochenaux ou supposés tel, identifiés préalablement sur photo-aériennes et cartographiés dans des études antérieures (L'Homer, 1987).

La plaine deltaïque prograde par des systèmes de cordons littoraux associés à des embouchures et des distributaires fluviaux (Figure 28). Des sondages dans les bras morts fluviaux en un ou plusieurs points permettent d'établir les caractéristiques hydrodynamiques et leur chronologie absolue à partir de datation par le radiocarbone. Les bras morts fluviaux de Daladel, de La Ville, de Saint-Roman et du Rhône Vif et le cordon d'embouchure fossile de Mourgue ont été sondés au carottier russe (coord. Ph. Blanchemanche) et à la gouge (Photographie 6 A). Le paléochenal de Peccaïs a été sondé au carottier à piston stationnaire (Photographie 6.B) du CETE (coord. M. Guillemard). Les cordons d'embouchure fossiles de Tasse et de Figuerasse ont été sondés au carottier à percussion (Photographie 6 C) de façon à les comparer sédimentologiquement et d'en établir une chronologie absolue à partir de datation ^{14}C . Plusieurs coupes sédimentaires relevées aux salins d'Aigues-Mortes mettent en avant les faciès sédimentaires du cordon d'embouchure de Fangassier édifié par le Rhône de Peccaïs (Photographie 7).



Photographie 7. Coupes sédimentaires relevées sur des cordons d'embouchure fossiles édifiées par le chenal de Peccaïs (Cliché, Rey, 2005).

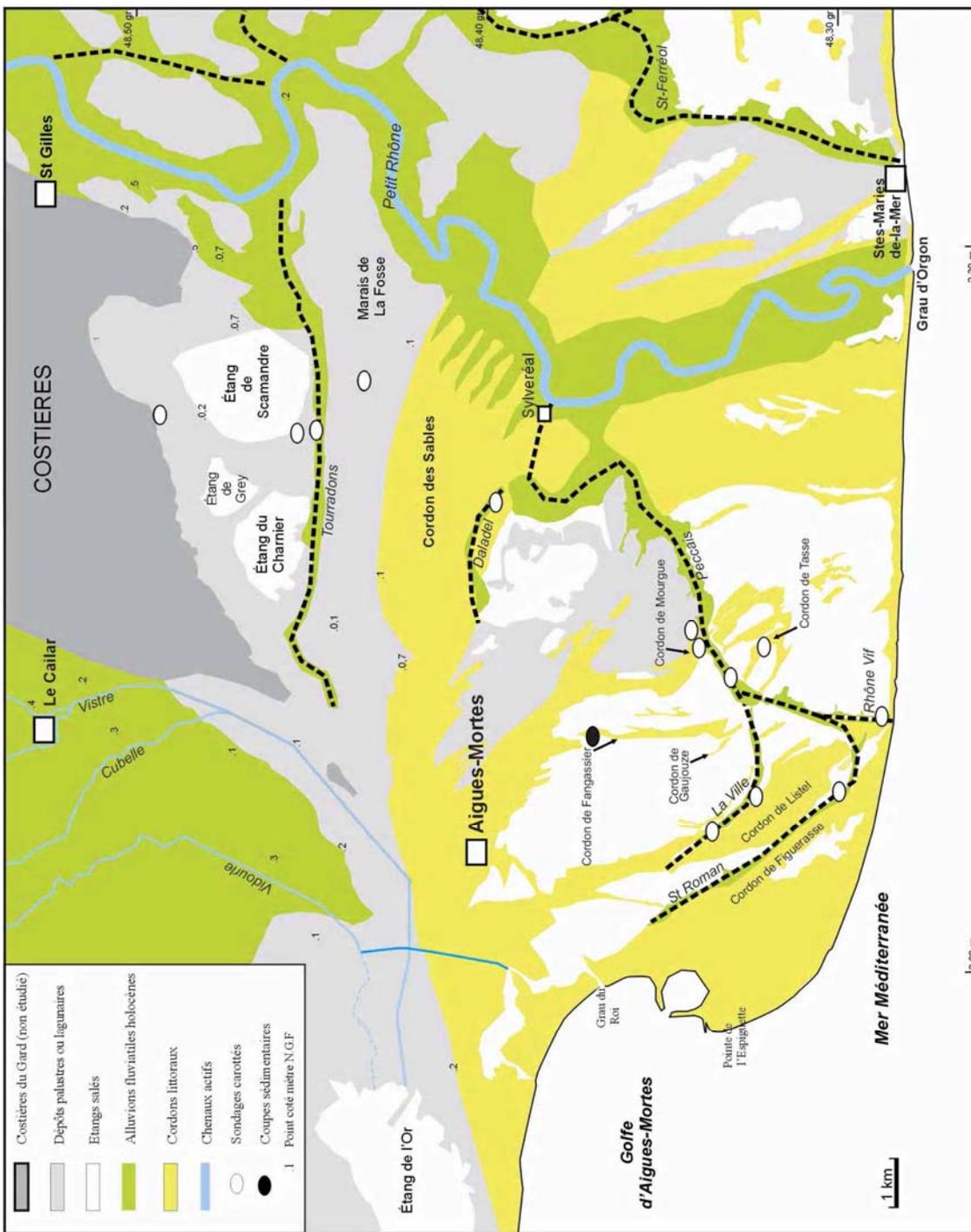


Figure 28. Carte géomorphologique de la plaine deltaïque de Petite Camargue (Rey, 2005)



B - Carottier à piston stationnaire utilisé dans les anciens chenaux submergés



A - Carottier russe utilisé dans les bras morts fluviaux atterris



C - Carottier à percussion utilisé sur les cordons sableux fossiles

Photographies 6. Présentation des outils utilisés lors des campagnes de carottages (clichés Rey, 2005)

3.3. LES INDICATEURS GRANULOMETRIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

L'étude sédimentologique permet de connaître les processus d'érosion, de transport et de sédimentation qui ont présidé au dépôt du sédiment. Quant à l'analyse granulométrique, elle a pour objet de mesurer la taille des grains et de connaître la fréquence statistique des différentes tailles de grains.

Les carottages ont permis de recomposer la stratigraphie. Pour l'analyse sédimentologique, les prélèvements ont été réguliers selon un pas variant de 5 à 10 cm. Le pas d'échantillonnage a été resserré lorsque les niveaux sédimentaires rencontrés présentaient un plus grand intérêt. Les analyses granulométriques ont été effectuées au Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel (CERPT) et à l'École des Mines d'Alès, les deux laboratoires disposant du même granulomètre laser de type *Coulter 260*. Les grains inférieurs à 2mm ont été systématiquement placés dans le granulomètre laser. Seuls les sables des cordons littoraux fossiles ont été tamisés à sec sur une colonne de tamis aux normes AFNOR.

Les données acquises apparaissent sous la forme de courbes granulométriques cumulées et sont classées en familles pour caractériser la dynamique des dépôts. Les environnements de dépôts fluviaux et marins montrent des courbes très caractéristiques de ces milieux avec respectivement des courbes sigmoïdes et paraboliques. À partir des courbes granulométriques, il s'avère possible de calculer des indices statistiques selon les formules de Folk & Ward (1957) : le grain moyen (GM), l'indice de tri (So) et l'indice d'asymétrie (Ske) :

$$GM = (P84 + P16 + P50) / 3$$

$$So = (\phi84 - \phi16) / 4 + (\phi95 - \phi5) / 6,6$$

$$Ske = ((\phi84 + \phi16) - 2 \phi50) / 2 (\phi84 - \phi16) + ((\phi95 + \phi5) - 2 \phi50) / 2 (\phi95 - \phi5)$$

- **Le grain moyen** représente la moyenne entre plusieurs processus et doit en conséquence être interprété avec prudence. Ajouté aux représentations texturales, le grain moyen contribue à quantifier la granularité de l'échantillon et il peut aussi traduire la compétence moyenne de l'agent de transport.

- **L'indice de tri** permet d'appréhender l'énergie du mode de transport : un sédiment bien trié (faible valeur de phi) présente des conditions d'énergie régulières et soutenues alors qu'un sédiment mal trié (forte valeur de phi) induit des conditions d'énergie variables en fréquence et en intensité entraînant alors le dépôt en vrac du sédiment. Le mauvais classement peut également signifier un sédiment peu évolué dû à un transport généralement court sans aucun tri granulométrique.

- **L'indice d'asymétrie** révèle la prépondérance en particules fines (valeurs positives) ou grossières (valeurs négatives) par rapport à la moyenne de l'échantillon.

- **Le ballast** (>2mm) n'a pas fait l'objet d'analyses poussées. Les graviers et les galets ont été assujettis à une analyse morphologique succincte. La taille maximale des galets, leur émoussé et leur degré d'aplatissement sont décrits pour obtenir une composition lithologique qualitative, estimer la durée du transport et dans certains cas déterminer l'origine. Enfin, la présence de galets dans la charge de fond d'un paléochenal permet d'apprécier la compétence des courants de traction.

- **La médiane** (M) ou (D50) constitue un moyen statistique capable d'estimer et de comparer la force moyenne des courants transporteurs (Arnaud-Fassetta, 1998).

L'étude des 280 échantillons a révélé la variété des milieux de sédimentation qui s'exprime en partie dans la composition granulométrique du sédiment. La relation entre la taille des grains et l'indice de tri n'apparaît pas probante, le sédiment s'avère généralement médiocrement mal classé. Les courbes granulométriques pluri-modales mettent en évidence des stocks sédimentaires différents (souvent à la suite d'apports latéraux) donnant une granulométrie complexe. Seul le matériel sableux des cordons littoraux fossiles présente un très bon classement. La corrélation entre la taille du grain et l'asymétrie n'est pas concluante ; dans la majorité des cas, l'asymétrie est positive, que se soit pour les particules en décantation dans un étang ou dans une lagune ou encore la mise en dépôt des fines en fin de crue. Seule la charge de fond des chenaux révèle une asymétrie plus faible voire faiblement négative.

L'identification des unités lithostratigraphiques s'accompagne d'une analyse granulométrique des fractions sableuses à argileuses, selon la méthode de Passega (1957). L'image C/M des dépôts mis au point par Passega (1957) paraît très intéressante. De la courbe cumulative sont extraits la médiane et le percentile supérieur (C ou D99) respectivement reportés en abscisse (M) et en ordonnée (C). Cette méthode permet de caractériser les processus de l'alluvionnement des différents milieux fluviaux actuels et passés. Son application s'est développée dans les années 1980 (Bravard, 1983 ; Bravard & al., 1986 ; Bravard & Peiry, 1999) et depuis, elle a été utilisée de nombreuses fois sur l'Arve (Peiry, 1988), la Saône (Astrade & Bravard, 1999) et sur le Rhône (Arnaud-Fassetta, 2003 ; Burot, 1998 ; Salvador & al., 1993 ; Salvador & al., 2002 ; Raccasi, 2003). Les travaux démontrent que chaque milieu dispose de sa propre image C/M. Enfin, l'image CM d'un cours d'eau peut évoluer temporellement à la suite d'une modification de l'intensité et du rythme des flux hydriques (Bravard & al., 1986).

L'image C/M se subdivise en plusieurs segments représentatifs de transport connus.

- Le segment OP correspond au transport par roulement en mode énergétique. Ce segment représenterait la charge de fond à galets du Petit Rhône.

- Le segment PQ est caractéristique de particules transportées en suspension graduée en mode énergétique associées à quelques grains mis en place par roulement. L'image donnée est le plus fréquemment celle des sables moyens du chenal et des bancs médians. Ce segment PQ présente la charge de fond sableuse du Petit Rhône à proximité de Sylveréal.

- Le segment QR est représentatif d'un transport en suspension graduée influencé par les turbulences du fond et des berges. Les dépôts associés à cette image correspondent également à des sables marins bien triés. Ce segment est défini par les valeurs Cu (limite de la suspension uniforme) et Cs (limite de la suspension graduée).

- Le segment RS correspond au transport en suspension uniforme.

- Le segment T exprime un transport de particules très fines en suspension pélagique (mode calme). L'image est souvent celle d'un milieu de décantation palustre.

Les échantillons sont parfois situés au delà du segment. Le dépôt peut être interprété comme un mélange de sédiments issus de processus alternés (suspension uniforme et suspension graduée), ceci caractérise les berges soumises à un exhaussement sous l'action de phases d'hydraulicité contrastée (Bravard & al., 1986).

L'emploi de l'image C/M de Passega s'effectue à partir d'un référentiel des milieux de sédimentation actuels. Arnaud-Fassetta (1998) a réalisé un référentiel actuel des milieux fluviaux du Petit Rhône. Mais certains milieux de la plaine deltaïque de Petite Camargue, notamment les bras morts fluviaux transformés en plans d'eau saumâtres, présentent des stocks sédimentaires différents : les dépôts se composent d'alluvions et de sables issus des cordons littoraux fossiles adjacents. Une image CM a donc été créée à partir de celle de Arnaud-Fassetta (1998) et de nos propres données (Figure 29).

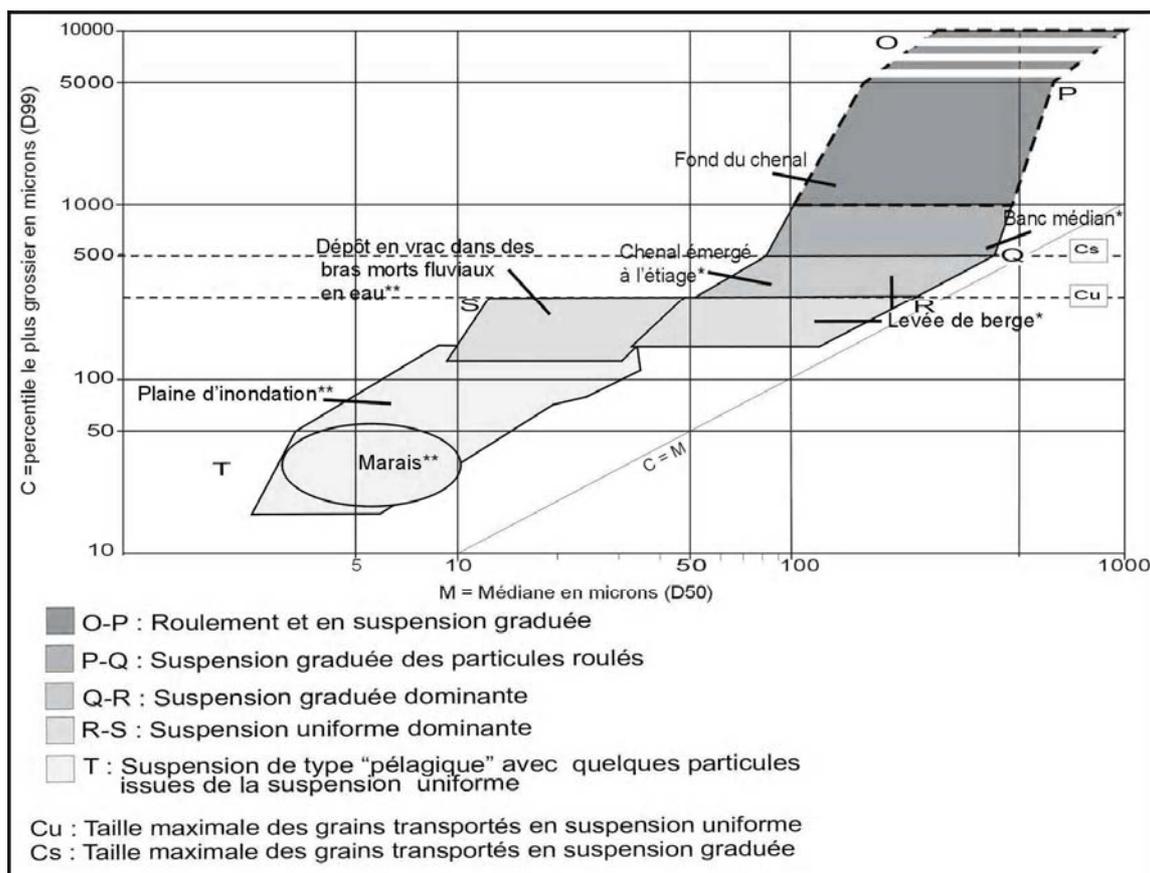


Figure 29. Image C/M des milieux fluviaux du Petit Rhône. * Données acquises sur le Petit Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998) ; ** Données acquises dans la plaine deltaïque de Petite Camargue (Rey, 2005).

3.4. GEOCHIMIE DES DEPOTS

3.4.1. Dosage du CaCO_3

Le calcimètre Bernard permet de mesurer le volume de CO_2 dégagé par action de l'acide chlorhydrique (HCl) sur le carbonate de calcium (CaCO_3) des terres fines. Pour ne pas doser la réaction avec le carbonate de magnésium, la manipulation est arrêtée après la première stabilisation de la colonne liquide. L'intérêt de cette manipulation consiste à mettre en évidence des altérations pédologiques et la richesse en thanatocénose des milieux deltaïques.

3.4.2. Dosage de la matière organique

La matière organique est extraite des terres fines grâce à une attaque à l'eau oxygénée. La différence de poids à sec permet d'estimer la teneur en matière organique d'un échantillon. Le taux de MO varie en fonction du milieu et des rythmes de

sédimentation. En effet, une vitesse de sédimentation élevée limite la bioturbation et permet alors de préserver la matière organique dans le sédiment.

Les concentrations organiques obtenues dans les échantillons prélevés dans la plaine deltaïque de Petite Camargue apparaissent relativement constantes. Le lissage de l'information est probablement lié au fait que la destruction de la matière organique n'a pas été sélective. À cet effet, le taux brut de la matière organique représente indifféremment les bois flottés, les débris végétaux et éventuellement les charbons ainsi que la matière organique produite par le milieu.

L'identification des niveaux organiques est facilitée par la présence de fragments de bois macroscopiques et par les particules organiques mais aussi par la teinte sombre et noire du sédiment.

3.5. LES DONNEES BIOLOGIQUES/METHODES

3.5.1. Malacologie

Les faunes actuelles et fossiles de Camargue sont étudiées depuis longtemps. Paulus (1949) a réalisé une analyse très complète des espèces rencontrées sur le littoral de Camargue et sur certains cordons littoraux fossiles. Plus localement, Archambault-Guézou (1982) a fourni une analyse autoécologique et synécologique des cordons littoraux fossiles et actuels du golfe d'Aigues-Mortes. D'autres études aux orientations variées fournissent des informations complémentaires comme les recherches de Mars (1966) sur les faunes malacologiques de quelques étangs méditerranéens.

La macrofaune a été qualitativement étudiée par Joël André (Laboratoire Zoogéographie, Université Montpellier III) sur des échantillons issus des sondages carottés du site des Tourradons et de Scamandre (Partie II, Chapitre 1). L'identification des espèces de mollusques a donc permis de préciser les environnements de dépôts, et d'indiquer la profondeur et le type de substrat nécessaire à leur développement.

Par ailleurs, le faible diamètre du carottier atténue l'information malacologique en limitant l'image de leur agencement, de leur position et de leur degré d'abondance. À chaque fois que cela a pu être possible, les traces de déplacement et d'habitat produit par la macrofaune ont été décrites. Il s'agit essentiellement des terriers représentés par des perforations plus ou moins denses dans le sédiment. Les espèces malacologiques et l'intensité des bioturbations contribuent à décrire les conditions du milieu (Reineck & Singh, 1986).

3.5.2. Palynologie

Au niveau régional, on notera les thèses de Triat-Laval (1978) sur la végétation du Bas Rhône à l'Holocène et plus récemment les travaux de Puertas (1998) dans le delta du Lez et Baudoin (2003) sur le golfe du Lion. Une collaboration a été instaurée avec Serge Müller, palynologue à l'Institut des Sciences de l'Évolution de Montpellier (Université Montpellier II) qui a étudié les pollens des carottes RT.1 (site des Tourradons). Les prélèvements ont été réguliers selon un pas variant de 5 à 10 cm. Le pas d'échantillonnage a été resserré lorsque les niveaux rencontrés présentaient un plus grand intérêt. Le comptage absolu des grains exprimé en nombre de pollens par gramme de sédiment apporte des indications sur la vitesse de sédimentation et sur la densité du couvert végétal.

L'ensemble des spectres polliniques figure dans un diagramme palynologique qui illustre l'évolution des paysages végétaux de 2920 - 2680 av. J.-C. au III^e - V^e ap. J.-C.

3.6. LES DONNEES ARCHEOLOGIQUES

Les éléments archéologiques peuvent être utilisés comme des indicateurs chronologiques des bras fluviaux mais aussi des graus et des cordons littoraux. Les vestiges archéologiques constituent aussi un moyen efficace pour dater les unités sédimentaires. La présence d'un établissement contribue à donner un terminus post-quem à la formation sédimentaire qu'il scelle. Par ailleurs, la position altimétrique des établissements permet d'évaluer la topographie du site et les rythmes de sédimentation. En contexte deltaïque, ce sont aussi les rythmes de progradation qui peuvent être quantifiés à partir de la position géographique des établissements. Cette méthode a par exemple été appliquée sur les deltas de l'Ombrone (Bellotti & al., 2004) et de l'Arno (Pranzani, 2001). Mais la chronologie de l'occupation ne coïncide pas obligatoirement à la chronologie de formation.

Dans la plaine deltaïque de Petite Camargue, les indices archéologiques à proximité des fleuves demeurent assez rares et précieux. L'occupation humaine se concentre à l'intérieur du littoral au cours de la protohistoire (Bourin-Derruau & al., 2001) tandis que l'occupation antique est plus dense sur les cordons littoraux (Raynaud, 2005). À proximité du Grau de La Chèvre, des vestiges archéologiques épars (poteries) ont été recueillis (L'Homer, 1993). Ces éléments sont à prendre avec précaution car l'existence de ces vestiges ne préfigure pas automatiquement la présence d'un port au débouché d'un grau. Il faut envisager l'influence des courants côtiers et des tempêtes dans le remaniement de ces fragments archéologiques venant se déposer sur la côte. Ce

phénomène a été mis en évidence sur un cordon du Rhône de Saint-Ferréol par Vella (1999).

La position des épaves antiques permet de reconstituer des paléorivages (Barusseau & al., 1996 ; Long, 1997 et 2002 ; Sivan & al., 2001 ; Long & Illouze, 2004). En Camargue, Vella (2004) a utilisé cette méthode pour établir une chronologie relative du quatrième cordon littoral appartenant au lobe fossile du Rhône de Saint-Ferréol (Partie III - Chapitre 1).

3.7. DATATION ET METHODES DE DATATION

3.7.1. Les datations radiocarbone sur le bois et les débris végétaux

Les datations et les calibrations sont issues pour l'essentiel du Centre de Datation par le Radiocarbone de Pologne (code : Gda). Le choix de la méthode de datation a été fonction de la quantité de matériel disponible. Un grand nombre d'échantillon a été daté par accélérateur de particules (Valladas & al., 2001) et secondairement par la méthode classique. Quelques dates ont été réalisées au laboratoire de Saclay, avec trois échecs à la préparation sur les échantillons issus du sondage carotté MSCA.1. Les intervalles de dates calibrées sont calculés en utilisant le logiciel Calib rev. 4.4 (Stuiver & al., 1998) au niveau de confiance 95, 4% (2 sigma). Les âges en années réelles sont exprimés selon les expressions, av. J.-C. et ap. J.-C. alors que la terminologie B.P. est exclusivement réservée à la date non corrigée. L'existence de vestiges archéologiques et médiévaux rend indispensable le calibrage des âges ^{14}C pour comparer les chronologies historiques et archéologiques.

Dix huit dates radiocarbone ont été acquises dans le secteur étudié (Tableaux 1 et 2). Elles viennent compléter un faisceau de dates essentiellement obtenues au Nord et l'Ouest d'Aigues-Mortes et d'une manière plus disparate en bordure des Costières (Bazile, 1976 ; L'Homer, 1987). Une collaboration fructueuse a été instaurée avec Lucie Chabal, anthracologue à l'Institut de Botanique, Université de Montpellier II, qui a pu dans certains cas déterminer les espèces de bois. Toutes les datations réalisées sur de la matière organique diffuse ont été rejetées en raison de leur incohérence chronologique avec les autres dates ^{14}C .

Echantillon	Profondeur (m. NGF)	N° de Lab.	Age ¹⁴ C BP	Age calibré (av. J.C./ ap. J.C.)	Coordonnée Lambert III	Nature de l'échantillon	d ¹³ C
RT1.200	-0,6	GdA-331	1770 ± 35	260 / 420 ap.	762,9 - 147,4	Charbons	nc
RT1.32 rejetée 0	-2,5	GdA-332	6440 ± 70	5480 / 5320 av.		Matière organique	nc
RT1.435	-3,35	GdA-365	4240 ± 40	2920 / 2680 av.		Bois	nc
RT1.750	-6,5	GdA-15610	6195 ± 115	5460 / 4810 av.		Bois	nc
RT2.345	-5	GdA-664	4610 ± 50	5500 / 5050 av.	762,9 - 147,5	Bois	nc
MSCA.1.355	-3,3	Saclay-1376	5780 ± 50	4770 / 4500 av.	762,6 - 147,5	Charbons	28,5
MSCA.2.460	-4,6	GdA-665	4990 ± 50	5900 / 5600 av.	762,7 - 147,5	Bois	nc
MSCA.2.540	-5,4	GdA-666	5730 ± 50	6650 / 6400 av.		Bois	nc
VER1.46	+0,04	Saclay - 2636	660 ± 30	1284 / 1393 ap	760 - 141,1	Bois	28,40
VER1.570	-5,2	Saclay - 1381	1920 ± 35	2 / 212 ap.		Bois	26,15
FP3.244 rejetée	-2,14	GdA-453	820 ± 30	1160 / 1280 ap.	754 - 135,2	Matière organique	nc
FP3.445	-4,15	GdA-455	350 ± 30	1460 / 1640 ap.		Bois	nc
FP3.494	-4,64	GdA-456	1410 ± 30	580 / 680 ap.		Bois	nc
FP3.530	-5	GdA-457	1390 ± 30	600 / 685 ap.		Bois	nc
FAN 3.86	-0,86	GdA-15750	1080 ± 60	770 / 1050 ap.	752,9 - 139,1	Bois	nc
FAN 3.48	-0,48	GdA-578	1065 ± 30	920 / 1060 ap.	752,9 - 139,1	Bois	nc
TAS 115 rejetée	-1,24	GdA-483	155.62 ± 0.45	Mars 1963 / Juillet 1970	752,9 - 139,1	Matière organique	nc

Tableau 1. Datations ¹⁴C réalisées sur le bois et des débris végétaux (Rey, 2005).

nc : non communiqué

3.7.2. Les tourbes

Un niveau tourbeux a été prélevé lors du sondage carotté (MSCA.3) réalisé au pied des Costières (Tableau 2). La tourbe constitue une formation riche en matière organique d'origine végétale, de couleur brune, grise ou noire. Il existe différents types de tourbes en fonction de leur âge, du type de végétaux en décomposition, du contexte de formation (littoral, lacustre, palustre) et des conditions climatiques. Pour se former, la tourbe a besoin d'un excédent de matière organique ainsi que de l'eau pour asphyxier le milieu et freiner la décomposition organique.

La datation sur tourbe nécessite de considérer les modalités lentes de la formation de ce matériau et notamment l'effet de tassement. La tourbe se tasse sous son propre

poids et le tassement augmente avec la profondeur (Pirazzoli, 1976). Dans les premiers siècles de sa formation, ce processus est rapide et ensuite il diminue lentement. Les causes principales du tassement sont la diminution de la perméabilité avec les changements de densité, l'importance des déformations plastiques, la réduction de volume causée par les phénomènes de décomposition et la perte en eau.

Echantillon	Profondeur (m. NGF)	N° de Lab.	Age ^{14}C BP	Age calibré (av. J.C./ ap. J.C.)	Coordonnée Lambert III	Nature de l'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$
MSCA.3.437	-3	GdA-547	5460 \pm 70	4460 / 4060 av.	762,1 - 151,1	Tourbes	nc

Tableau 2. Datations ^{14}C réalisées sur de la tourbe (Rey, 2005). nc : non communiqué.

3.7.3. Les coquilles marines

Les datations de Bazile (1974 et 1976) et de L'Homer (1981, 1987 et 1993) sont en majorité réalisées sur des coquilles. Ces dates anciennes ne prennent pas en compte l'effet réservoir de la mer. Cet effet réservoir se produit par les échanges qui se font entre le CO_2 dissout dans la mer et celui de l'atmosphère (Evin & al., 2001). L'absorption du gaz carbonique par l'eau de mer n'est pas instantanée et varie en fonction de la profondeur ou de la configuration du rivage. Néanmoins, les datations acquises par F. Bazile et A. L'Homer ont été obtenues à partir de prélèvements en surface de coquilles marines et lagunaires des milieux côtiers peu profonds. Ces espèces des milieux peu profonds sont vraisemblablement moins sensibles aux fluctuations de l'effet réservoir entre les couches d'eau profondes et les couches superficielles. Selon Pelc (1995), les milieux peu profonds facilitent l'absorption de l'oxygène et du gaz carbonique. Cela a pour conséquence de diminuer l'effet réservoir du milieu marin à une valeur inférieure à quatre cents ans. Cependant, en l'absence de référentiel local, la valeur de 400 ans a été appliquée systématiquement (Oberlin & al. 2001). Ne disposant pas des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour les dates plus anciennes, les centres de Radiocarbone de Lyon et de Monte-Carlo leur attribuaient une valeur forfaitaire de 0 ‰, soit une valeur assez proche des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ mesurées par Vella (1999). Cet auteur a obtenu sur des coquilles marines et de *Cerastoderma glaucum* des valeurs comprises entre $-1,82\text{‰}$ (Ly 8023) et $1,02\text{‰}$ (Ly 7160). Ces données montrent de faibles disparités entre les échantillons qu'ils soient issus de milieux marins ou laguno-marins. Finalement et pour prendre en compte l'effet réservoir de l'eau de mer, les dates anciennes sont calibrées à l'aide de la courbe de calibration dite « marine ».

L'origine du matériel daté de la plaine deltaïque de Petite Camargue n'est pas toujours détaillée (Bazile, 1974 et 1976 ; L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1987 et 1993). Hormis quelques éléments retrouvés dans diverses publications et des informations données par F. Bazile (renseignement oral, 2005), il nous est impossible de connaître avec exactitude la macrofaune utilisée. Seules les dates les mieux renseignées sont utilisées et calibrées (Tableau 3). À partir de quelques genres de Lamellibranches comme *Cerastoderma*, *Glycymeris*, *Venus*, *Donax* et *Ostrea*, plusieurs datations ont été réalisées sur les cordons fossiles du golfe d'Aigues-Mortes et les marais adjacents (Figure 30).

Nom du site	N° de Lab.	Age 14C BP	Age calibré (av/ap. J.C.) ²	Coordonnée Lambert III sud ²	$\Delta C13^2$ (estimé)	Nature de l'échantillon
Bazile, 1974						
Les Dix Portes	MC 1302	7200± 120	5960 / 5510 av.	753,0 - 145,8	0	Coquilles marines
Les Dix Portes	MC 1115	7300 ± 120	6040 / 5600 av.	753,0 - 145,8	0	Coquilles marines
Mas Grand Chaumont	MC 671	6560 ± 90	5310 / 4900 av.	745,4 - 143,7	0	Cardium
Villa des Sables	MC 813	6730 ± 120	5520 / 5020 av.	743,9 - 143,3	0	Cardium
Petit Travers	Ly 1511	7050 ± 190	5960 / 5250 av.	736,7 - 141,4	0	Coquilles marines
Bazile, 1976						
Marais de Scamandre	MC 1161	4190 ± 70	2491 / 2121 av.	?	0	Cardium
Le Repiquet	MC 1162	4160 ± 50	2422 / 2138 av.	765,8 - 151	0	Nassa nitida
Les Dix Portes	MC 916	7050 ± 100	5760 / 5410 av.	751,3 - 147,1	0	Coquilles marines
Port Vieil	MC 917	3800 ± 130	2620 / 1830 av.	751,3 - 147,1	0	Coquilles marines
Les Dix Portes	MC 918	2350 ± 100	770 / 200 av.	751,3 - 147,1	0	Coquilles marines
L'Homer & al. 1981						
Etang de la Marette	MC 1366	5830 ± 120	4530 / 4000 av.	747,5 - 143,3	0	Coquilles marines
L'Homer, 1987						
Marais de la Fosse	Ly 1265	3820 ± 140	2189 / 1473 av.	764,79 - 145,8	0	Cardium

L'Homer, 1993

Le Canet	Ly 1264	1720 ± 130	30 / 600 ap.	754,3 - 139,9	0	?
Baisse de Mondragon	Ly 1764	1090 ± 150	1008 / 1521 av.	751,94 - 133,7	0	Coquilles marines
Ventadis	Ly 1765	1880 ± 230	4 / 1000 ap.	751,57 - 132,7	0	Coquilles marines
Les Dix Portes	MC 1364	6800 ± 130	5600 / 5090 av.	752,7 - 145,6	0	Coquilles marines
La Pataquière	Ly 1514	5460 ± 160	4245 / 3550 av.	748,4 - 142,7	0	Coquilles marines
Grand Travers	Ly 1512	6080 ± 110	4780 / 4330 av.	753,7 - 141,4	0	Coquilles marines
Bergerie Haute plage	Ly 1513	6060 ± 170	5534 / 4821 av.	742,99 - 143,2	0	Coquilles marines

Tableau 3. Datations réalisées sur les cordons littoraux fossiles d'Aigues-Mortes et dans les marais de Scamandre et de la Fosse (². Données Rey, 2005).

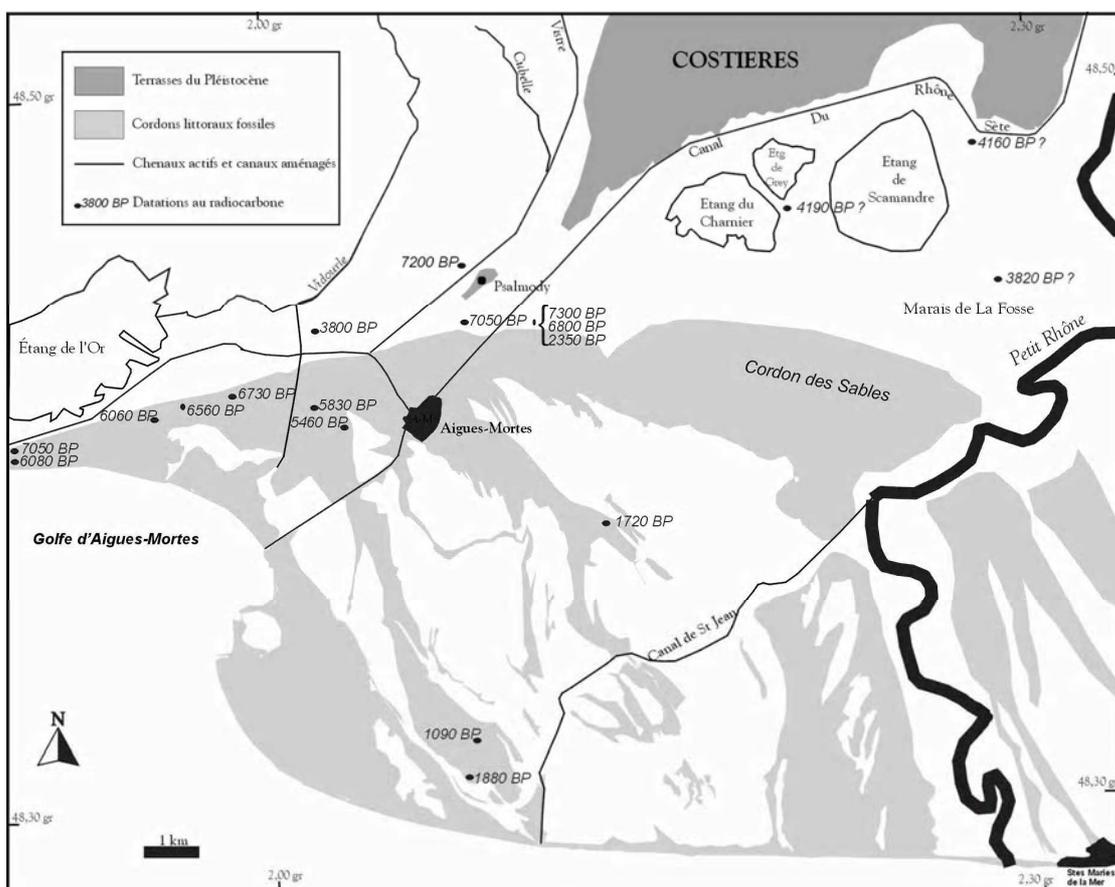


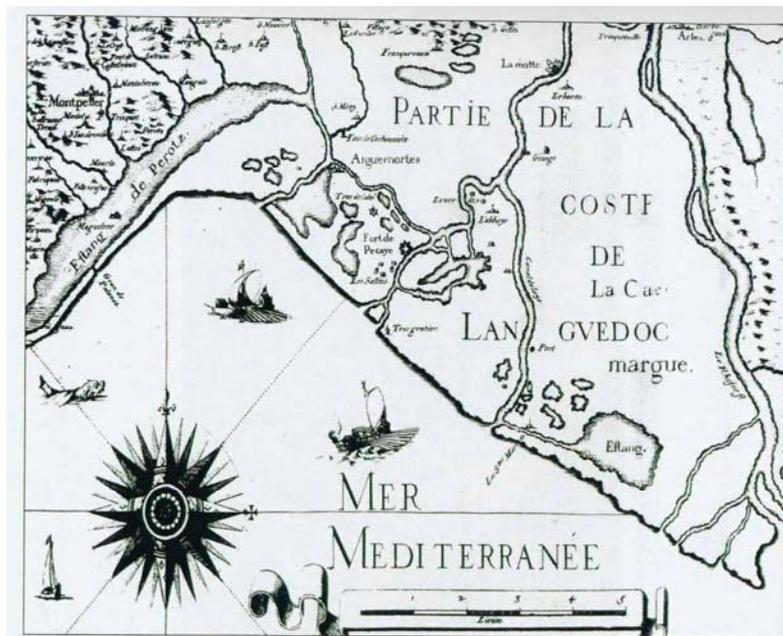
Figure 30. Répartition géographique des datations réalisées par Bazile (1974, 1976) et L'Homer (1981, 1987, 1993) en Petite Camargue (Rey, 2005).

3.8. LES DONNEES ICONOGRAPHIQUES ANCIENNES ET LES MANUSCRITS

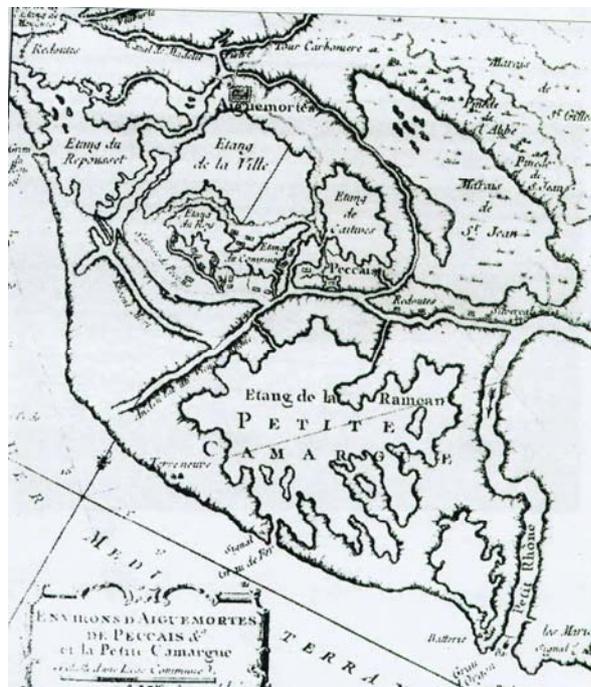
L'étude des métamorphoses fluviales historiques à partir des cartes anciennes permet de signaler la variation des flux liquides et solides (Schumm, 1981). Les chenaux peuvent être rectilignes, à méandres, tressés ou anastomosés (Schumm). Chaque style exprime donc un ajustement des variables internes aux flux hydriques (Schumm, 1981). Dès lors, si le bras mort fluvial est rapidement et convenablement fossilisé, sa géométrie de surface sera significative du fonctionnement hydrologique du chenal au moment de son abandon. Ainsi, la géométrie du chenal abandonné constitue un élément important dans la reconstitution des paléoenvironnements et dans l'interprétation paléohydrologique. La géométrie du chenal informe aussi sur la dynamique de transport de ce dernier. Quant à l'étude approfondie de la géométrie du chenal (rapport largeur/profondeur) et de la nature des matériaux déposés à l'intérieur de celui-ci, elle conduit à proposer des scénarii de fonctionnements hydrologiques (Leopold & Wolman, 1957 ; Miall, 1985 ; Tricart, 1977 ; Schumm, 1981 ; Bravard & Petit, 1997). Il existe donc une interdépendance entre les variables hydrologiques et hydrauliques de sorte que la géométrie du lit constitue une réponse morphologique aux facteurs internes et externes.

Plusieurs cartes anciennes furent utilisées pour retracer les rivages successifs, positionner les graus et les theys aux embouchures et identifier le réseau hydrographique. L'usage de nombreuses cartes fut limité en raison du manque de précision géométrique, l'absence d'échelle et d'un nord géographique inhérent à la pluralité des auteurs et de leur aspiration. Seules les cartes les plus fiables (Tassin, 1634 ; De Lisle, 1715 ; Bellin, 1764 ; Cassini, 1777 ; Martin Charles, 1874) ont été traitées par un logiciel de Système d'Information Géographique (MapInfo®) et interprétées (Annexe 2). Les cartes topographiques récentes ont été géoréférencées à partir des points de coordonnées terrestres indiqués sur le document. Le système de coordonnée utilisé pour le sud de la France est le système français méridien de Paris et la projection Lambert III sud. Les croisillons Lambert, présents sur les cartes topographiques, sont utilisés comme points d'amer. Un minimum de trois points d'amer est nécessaire au Système d'Information Géographique pour réaliser le géoréférencement. Au delà, la précision augmente et s'affine en fonction du nombre de points d'amer. Les cartes topographiques servent donc de base pour les autres cartes, du moins celles qui ne disposent pas des coordonnées terrestres. Dans ce cas, il est nécessaire de trouver des points d'amer similaires entre la carte topographique déjà géoréférencée et les cartes les plus anciennes. Ces points d'amer correspondent le plus

souvent à d'anciens mas, des zones de confluences fluviales, des monuments historiques (Tour Carbonnière, Tour Constance, abbaye de Psalmodi), des fortifications (remparts d'Aigues-Mortes)...



A) Carte générale de toutes les costes de France : partie de la coste de Languedoc (Tassin, 1634)



B) Environs d'Aigues-Mortes, de Peccais et de la Petite Camargue (Jacques Nicolas Bellin, 1764)

Figure 31. Utilisation des cartes anciennes pour reconstituer l'évolution historique du delta du Rhône (Rey, 2005).

La mauvaise géométrie de certaines cartes anciennes a nécessité l'intégration d'un maximum de points d'amer pour augmenter la précision du calage géographique. Néanmoins, une marge d'erreur subsiste, estimée à environ cinquante mètres pour les cartes les plus anciennes. À l'issue de ce travail, on dispose d'une base de données géo-archéologiques. Pour pallier l'absence de données chronologiques antérieures au XVI^e siècle, les scénarii paléogéographiques s'appuient sur un corpus de datations radiocarbone.

L'utilisation de manuscrits anciens a été limitée. L'information donnée par les auteurs s'avère très souvent subjective. Un devis daté de 1532 (Ménard, 1753) a été exploité plus en détail (Annexe 1).

PARTIE II

HISTOIRE HYDROLOGIQUE ET SEDIMENTAIRE DES PALEOCHENAUX RHODANIENS EN PETITE CAMARGUE

PARTIE II. Histoire hydrologique et sédimentaire des paléochenaux rhodaniens en Petite Camargue

Cette seconde partie est consacrée à l'étude des chenaux apparents en surface de la partie occidentale du delta rhodanien. Les paléochenaux repérés en surface et cartographiés par les travaux de L'Homer (L'Homer, 1975, 1987 et 1993) permettent d'implanter les sondages carottés dans les paléochenaux. On cherche à caractériser le fonctionnement hydrologique du chenal à partir de 1) la datation de leur période d'activité et d'avulsion, 2) des caractéristiques sédimentaires (granularité et structures sédimentaires) et 3) de l'établissement de séquence type de fonctionnement et de colmatage.

Les quatre chapitres consacrés aux paléochenaux rhodaniens de la plaine deltaïque de Petite Camargue sont présentés chronologiquement grâce aux données ^{14}C acquis dans leur charge de fond et aussi grâce à des informations textuelles historiques.

CHAPITRE 1

LA PLAINE DELTAÏQUE DE PETITE CAMARGUE ET LE RHONE DES TOURRADONS

1.1. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

Le delta du Rhône actuel se divise en deux espaces : en rive gauche du Petit Rhône, la Camargue et en rive droite, la Petite Camargue qui constitue la partie occidentale du delta rhodanien. D'Est en Ouest la Petite Camargue s'étend de Saint-Gilles à l'étang de l'Or. Du Nord au Sud, la différenciation des paysages permet de séparer les espaces circonscrits entre les Costières et le cordon des Sables d'un deuxième espace qui se limite entre le cordon des Sables et le rivage actuel.

Le secteur étudié s'inscrit dans la partie septentrionale de la plaine deltaïque de Petite Camargue isolée entre le talus des Costières (composé de galets) et au sud par le cordon fossile des Sables (Figure 32). Le paysage est celui des zones humides où les marais côtoient de vastes étangs plus ou moins saumâtres.

Entre les Costières et le cordon des Sables, A. L'Homer a cartographié et décrit les empreintes alluviales comme celles d'un chenal alluvial nommé Rhône mort des Tourradons (L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1987). De plus, les historiens et les archéologues suggèrent que le port de commerce protohistorique d'Espeyran fondé sur les hauteurs des Costières (Barruol & Py, 1978) et le gisement archéologique de l'époque Romaine découvert dans les marais de la Fosse (Jéolas, 1979) sont probablement installés le long d'un chenal et d'une lagune.

En revanche, plusieurs arguments contradictoires conduisent à interpréter différemment ces formes :

- Le chenal étroit n'est plus visible sur le terrain alors qu'ailleurs les paléochenaux demeurent tout à fait visibles (Saint-Ferréol, Ulmet, Peccaïs...).
- Il n'y a pas d'embouchure marquée ni par des cordons ni par un appareil d'embouchure quelconque comme pour les autres grands chenaux du delta.
- D'autres auteurs (Russel, 1942 ; Kruit, 1955) ont interprété les empreintes de divagations comme appartenant à une crevasse fluviale et non à un chenal alluvial.

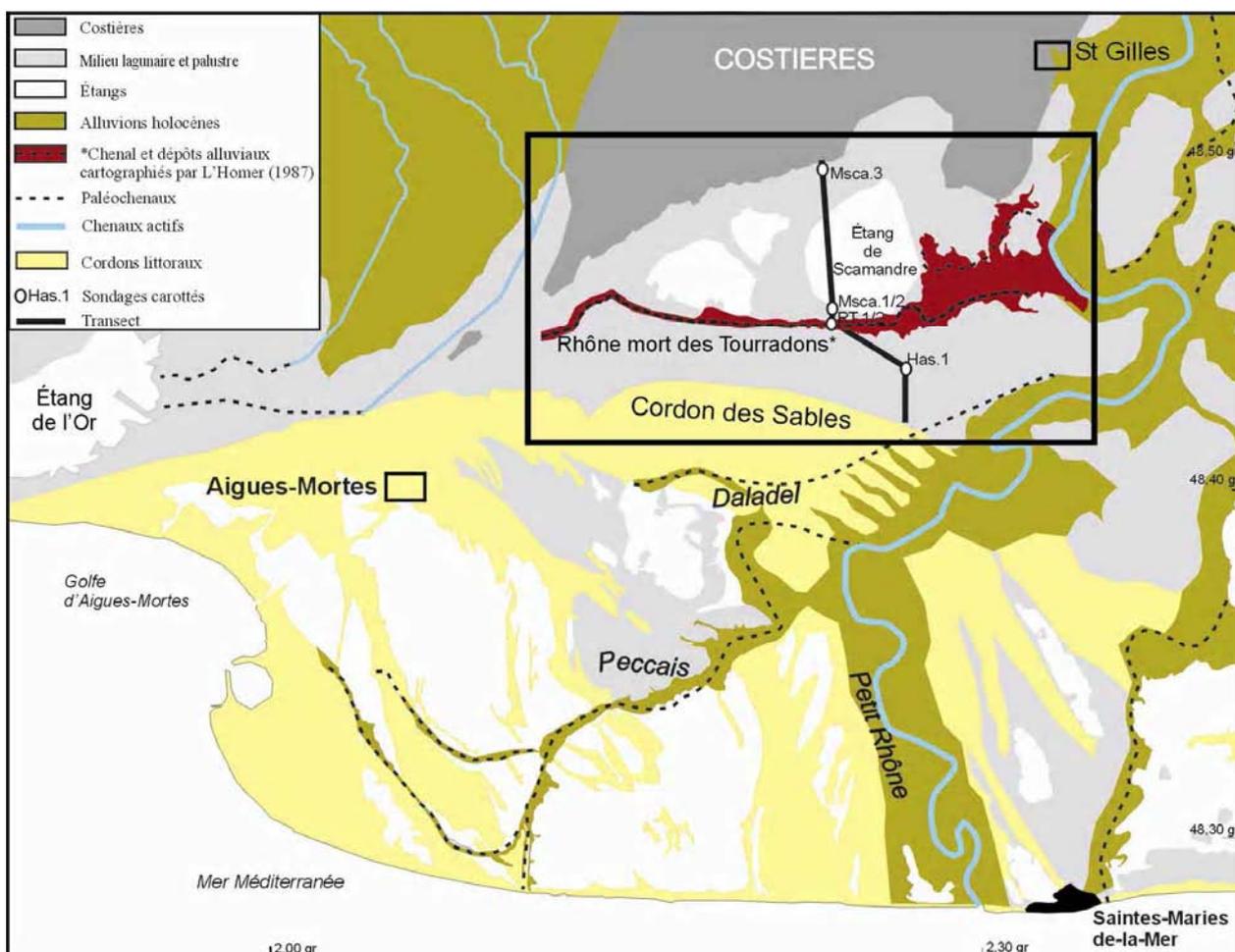


Figure 32. Plaine deltaïque de Petite Camargue (Rey, 2005)

- La chronologie du fonctionnement du chenal des Tourradons identifié comme tel reste très incertaine car elle ne repose que sur la courbe des variations du niveau marin (L'Homer & al., 1981).

Si l'on s'en tient aux formes de surface terminales repérées par photographies aériennes, le bras mort fluvial des Tourradons possède une longueur minimale de quatorze kilomètres. Orienté est-ouest, le tracé s'avère très rectiligne. Ce tracé fluvial peut être lié (1) à un contrôle artificiel du bras mort fluvial maintenu en eau sous la forme d'une roubine, (2) à un guidage entre les Costières et le cordon des Sables et (3) aux processus qui sont à l'origine de sa formation.

Cet espace a subi des colmatages fluviaux et garde l'emprunte de défluviations. La configuration des dépôts de surface, l'emprunte fluviale ainsi que l'absence d'exutoire et d'appareil d'embouchure nous invitent à envisager deux origines possibles : il pourrait s'agir d'une crevasse avortée ou d'un chenal de crevasse.

Ce secteur étant un point clé de notre étude, 6 carottages et 3 sondages à la tarière ont été effectués depuis le bord des Costières. Par souci de clarté, seule une partie des sondages est exposée dans ce chapitre, le reste des données est placé en annexe. Les sondages permettent de caractériser les dépôts palustres et lagunaires de la plaine deltaïque et de recouper le supposé chenal des Tourradons. L'identification du mode d'évolution de cet espace est donc menée à partir d'un transect stratigraphique effectué de façon à recouper l'ensemble des dépôts depuis les Costières au cordon des Sables.

1.2. LITHOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS DU SITE DES TOURRADONS

Les carottages ont révélé 3 grandes unités sédimentaires organisées de la base au sommet et du sud au nord comme suit : un environnement lagunaire progressivement confiné vers le nord (Unité 1), à une crevasse fluviale abandonnée puis réactivée (Unité 2), colmatée par des dépôts de plaine d'inondation proximale et un bassin d'inondation distal ou un étang (Unité 3) se prolongeant de part et d'autre de la crevasse fluviale fossile. L'organisation des milieux de sédimentation est synthétisée dans un transect stratigraphique (Figure 33). Celui-ci résulte de l'analyse stratigraphique et sédimentologique des sondages dont trois d'entre eux (Figures 34, 35 et 36) sont détaillés dans ce chapitre, les autres figurant en annexe. Les sondages ont permis de réaliser deux transects lithologiques (Figures 37 et 38) et un transect stratigraphique détaillé (Figure 39).

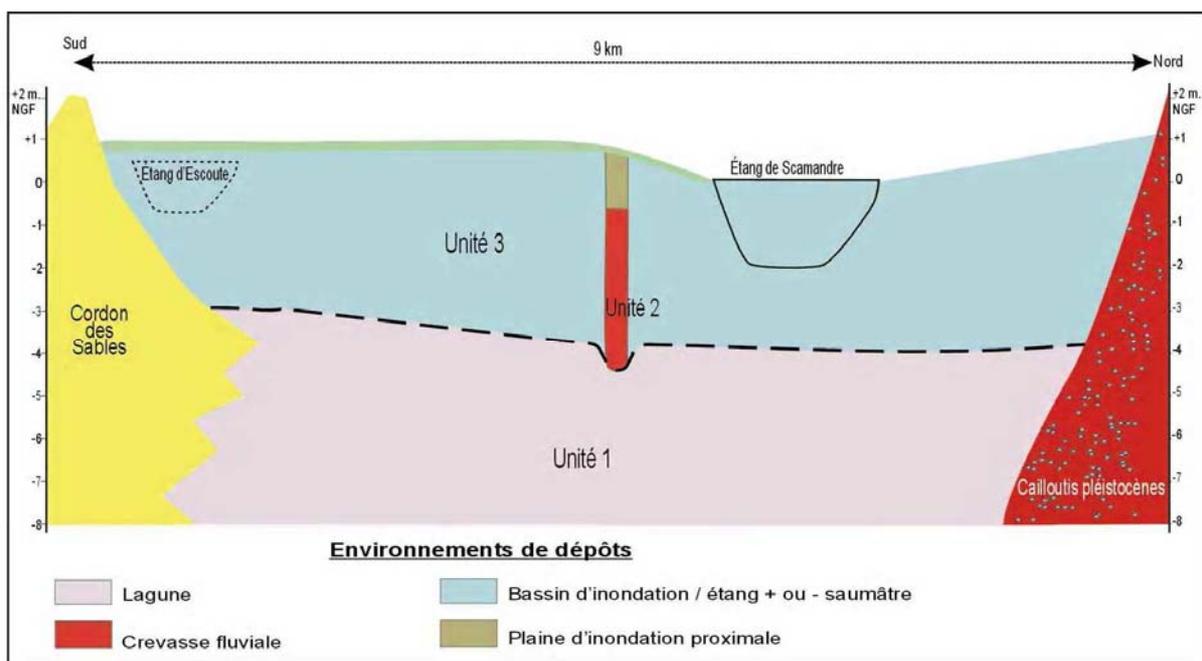


Figure 33. Transect stratigraphique synthétique des Costières au cordon des Sables (Rey, 2005).

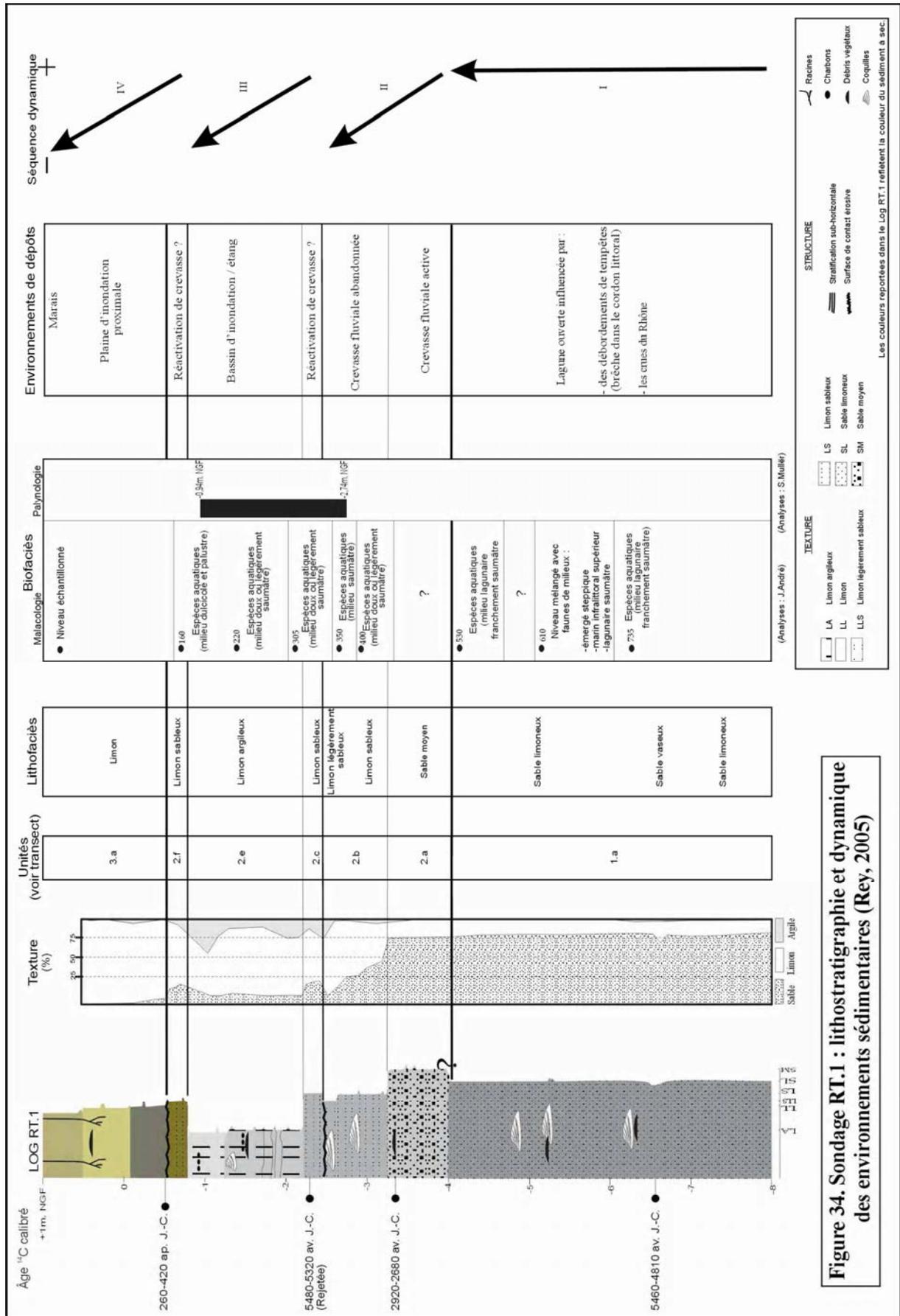


Figure 35. Sondage Msca.1 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

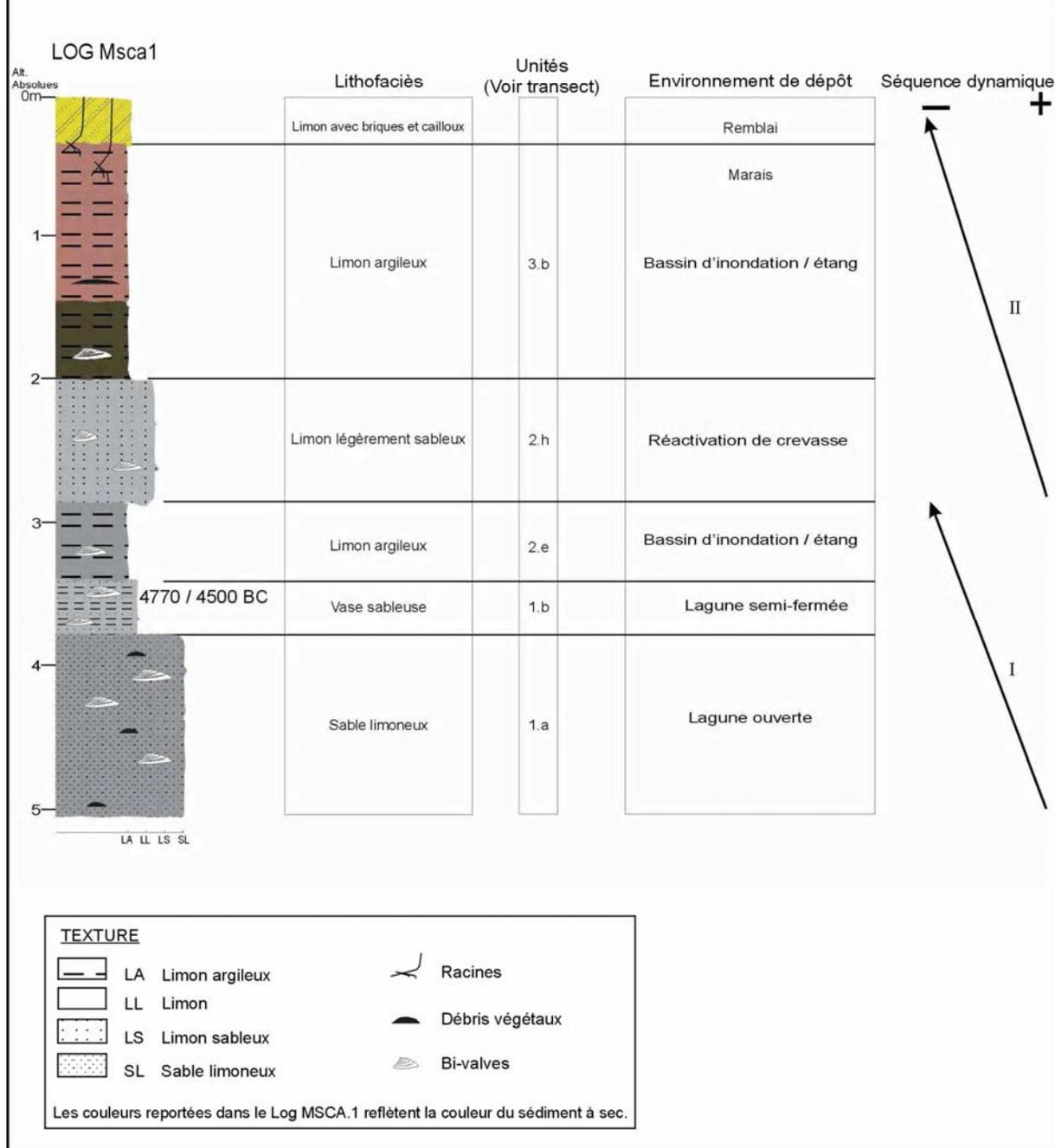


Figure 36. Sondage Msca.3 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

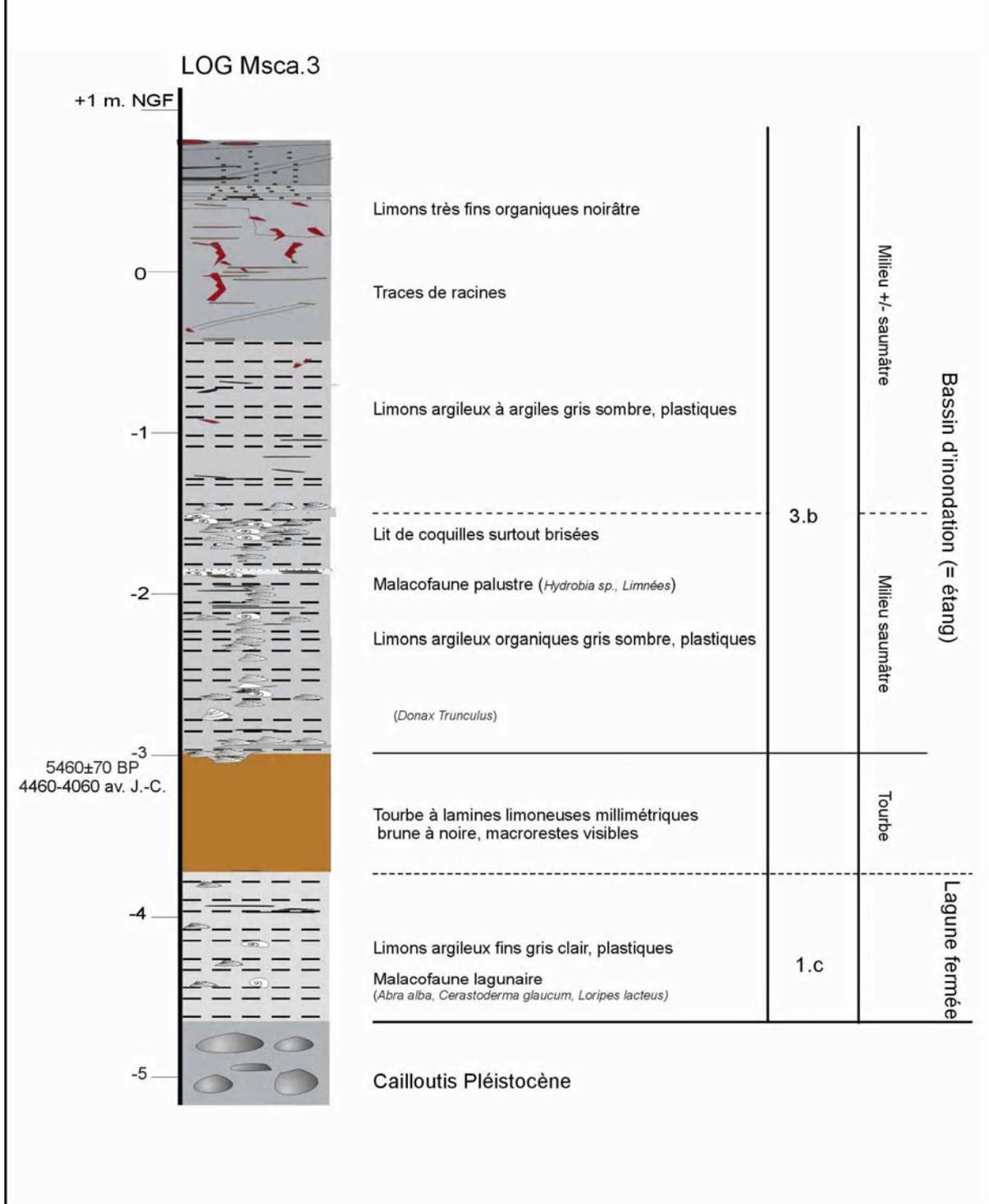


Figure 37. Transect lithologique entre les sondages RT.1 et RT.2.

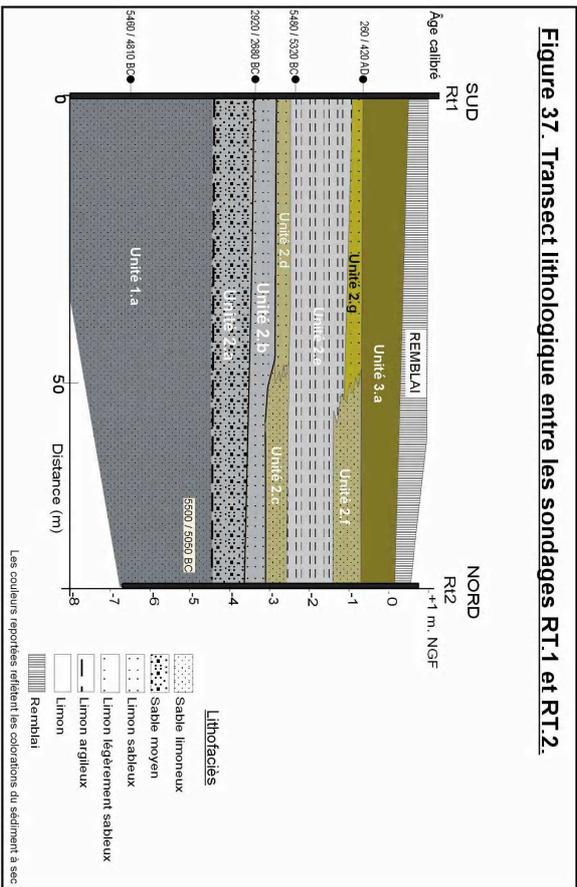


Figure 38. Transect lithologique entre les sondages MSCA.1 et MSCA.2.

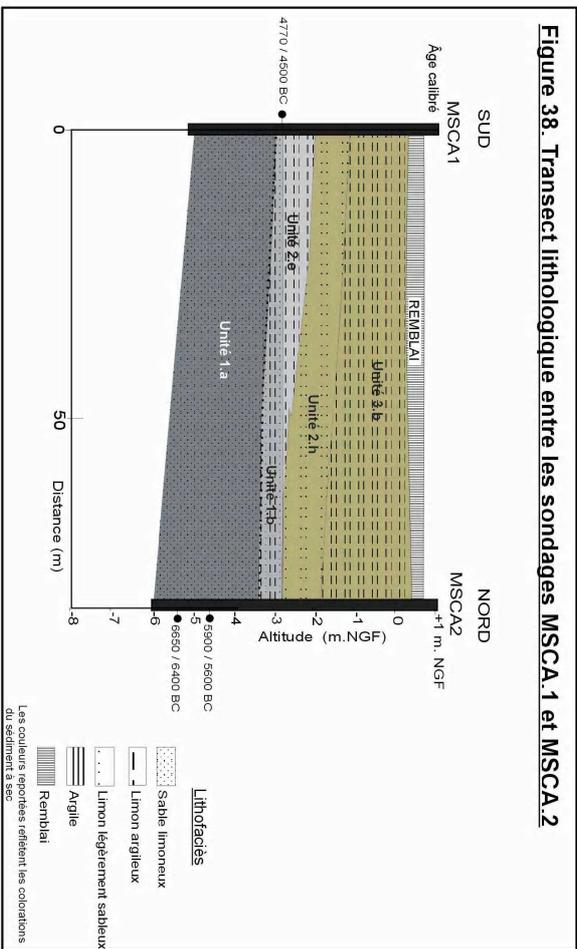
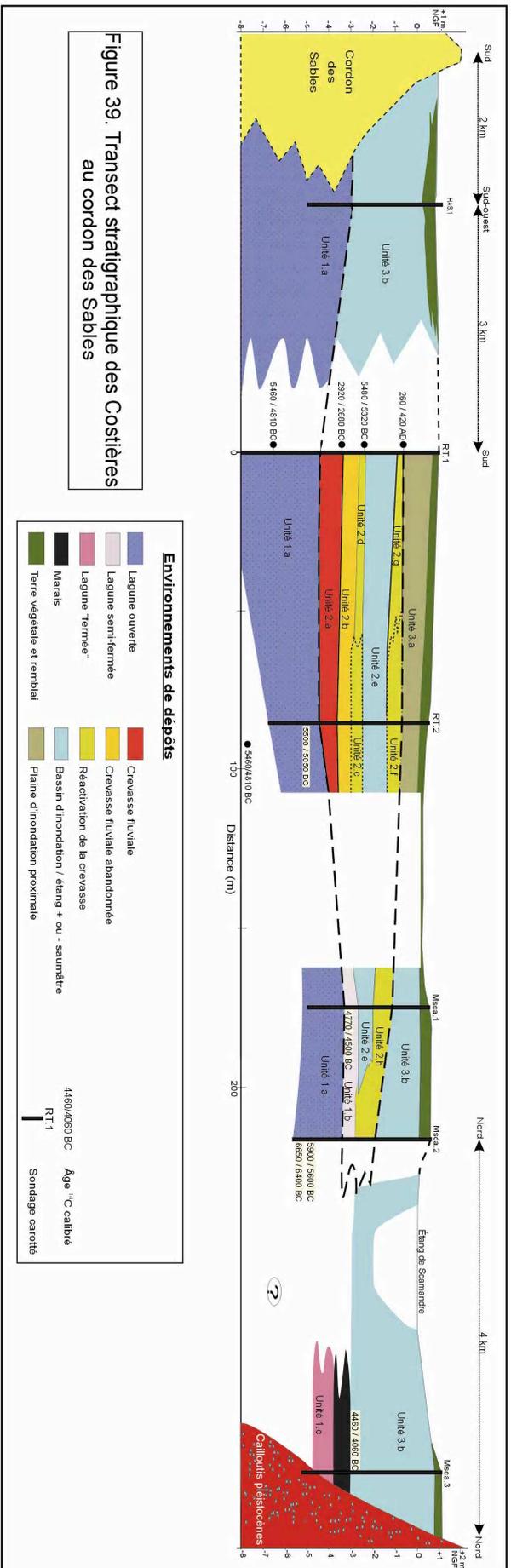


Figure 39. Transect stratigraphique des Costières au cordon des Sables



Environnements de dépôts

- Lagune ouverte
- Lagune semi-fermée
- Lagune "Terne"
- Marais
- Terre végétale et remblai
- Crevasse fluviale
- Crevasse fluviale abandonnée
- Réactivation de la crevasse
- Bassin d'inondation / étang + ou - saumâtre
- Plaine d'inondation proximale

4460/4060 BC Âge "C" calibré

RT.1 Sondage carotté

UNITE SEDIMENTAIRE 1 - Les dépôts de l'unité 1 sont caractérisés par un granoclassement décroissant vers le Nord. Quant à la malacofaune, elle situe le milieu dans la zone littorale. Du Sud vers le Nord, les six carottages mettent en évidence trois sous-unités.

- **La sous-unité 1.a**, située entre -8 et -4 mètres NGF, est composée de sables limoneux massifs accompagnés de coquilles entières et brisées ainsi que de bois flottés (Figure 37). La fraction sableuse représente entre 75 % et 70 % du poids total de l'échantillon. L'étude de l'histogramme montre un mode variant entre 200 et 110 μm . L'indice de tri (1,4 à 1,25) est médiocre tandis que l'indice d'asymétrie (-0,3 à 0,4) révèle un enrichissement en sables fins. Les limons représentent 15 % à 20 % du poids total à sec du sédiment. L'étude granulométrique révèle le mélange de stocks sédimentaires différents. Les dépôts sont issus pour l'essentiel de la suspension uniforme en mode énergétique (Figure 40). La malacofaune est composée des faunes de milieux émergés steppiques – une valve de *Ceruellea virgata*, marins de l'étage infra-littoral - *Bittium Reticulatum* et *Venus verrucosa* et principalement des faunes lagunaires saumâtres - *Abra alba*, *Abra ovata*, *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia acuta* et *Solen marginatus* ou *Ensis sp.* Ces faunes très diverses déposées dans une **lagune eurytherme et euryhaline** pourraient provenir d'un cône de débordement de tempêtes lors de l'événement du cordon littoral (Figure 39). Entre -6,75 et -6,5 mètres NGF, une forte proportion de macro et micro-restes végétaux est fossilisée dans une matrice de sables vaseux (grain moyen compris entre 80 et 100 μm). Ce niveau organique (cote : -6,5 m. NGF) a été daté au radiocarbone sur un fragment de bois (*Gymnospermae*) entre 5460 et 4810 av. J.C. (GdA-15610).

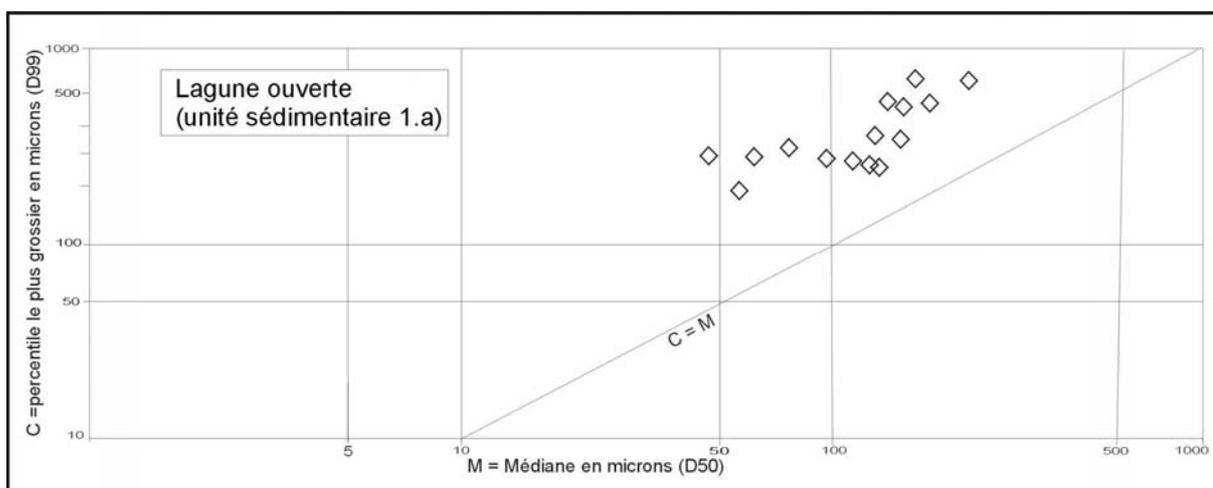


Figure 40. Image CM de l'unité sédimentaire 1.a (Rey, 2005).

- Au Nord, la **sous-unité 1.b** est caractérisée par un dépôt de 35 cm de vases sableuses organiques recouvrant sans discontinuité érosive les sables limoneux de la sous-unité précédente (Figure 34). La fraction sableuse représente moins de 15% du poids total à sec tandis que le reste de l'échantillon se caractérise par des limons et des argiles présentant un grain moyen inférieur à 30 μm . Les dépôts sont mis en place par suspension uniforme en mode calme (Figure 41). Des macro-restes végétaux fossilisés dans le sédiment (cote : -3,3 m. NGF) ont été déterminés par L. Chabal. Il s'agit de bois probablement *Vitis vinifera* et de charbons de *Salix* qui ont servi à dater la formation vers 4770-4500 av. J.-C. (Figure 35). Seule une coquille de *Abra sp.* a été trouvée dans le dépôt. Cette sous-unité correspond à un **milieu lagunaire semi-fermé, éloigné et/ou déconnecté du rivage et du cordon littoral**.

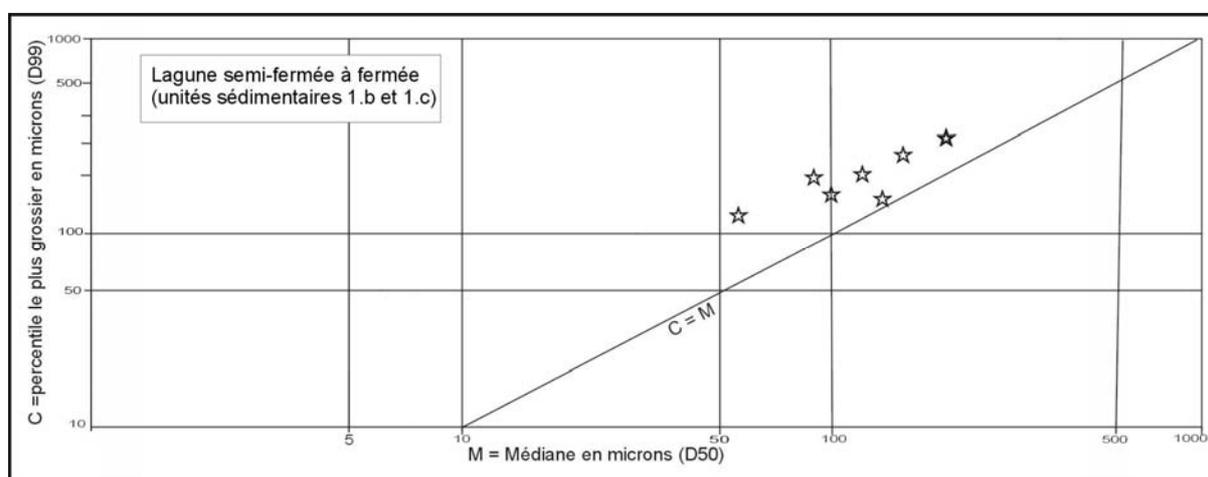


Figure 41. Image CM de l'unité sédimentaire 1.b et 1.c (Rey, 2005).

- À trois kilomètres plus au nord, la **sous-unité 1.c** (cote : -4,8 à -3,6 m. NGF) est constituée de limons argileux gris clair à la structure compacte et plastique. Cette sous-unité repose sur le toit des cailloutis pléistocènes (Figure 36). Les coquilles de *Abra alba*, *Cerastoderma glaucum*, *Loripes lacteus*, sont en bonne état de conservation, peu abondantes, et reflètent un milieu **lagunaire eurytherme et euryhalin fermé**.

Vers -3,6 mètres, le faciès devient tourbeux. La tourbe brune à noire (cote : -3 à -3,6 m. NGF) est relativement pure avec de rares lamines limoneuses millimétriques. Le niveau tourbeux montre des signes d'altération post-sédimentaire qui génère des agrégats humiques en « marc de café » responsables d'une texture grossière, avec de rares macro-restes végétaux non identifiés. Les altérations post-sédimentaires témoignent de phases d'exondation du marais lors de leur mise en place ainsi que l'influence des ingressions d'eau de crue (Bruneton, 1999). La recrudescence de la fraction organique

au détriment de la fraction minérale rappelle un milieu confiné et des apports détritiques peu importants.

La régression du plan d'eau lagunaire permet la mise en place d'une tourbe datée au sommet (cote : -3 m.) autour de 4460-4060 av. J.-C. (Gda-457).

UNITE SEDIMENTAIRE 2 - Les dépôts de l'unité 2 sont caractérisés par une grande variabilité texturale et malacologique que l'on observe de bas en haut et également du Sud vers le Nord. Les six sondages carottés mettent en avant huit sous-unités sédimentaires correspondant à une formation relativement homogène d'une extension d'au moins 200 mètres et comprise entre -4 mètres et -0,6 mètre NGF.

- **La sous-unité 2.a** (-4 à -3,3 m. NGF) est composée de sables moyens (grain moyen : 225 μm) homogènes reposant sur l'unité 1.a par contact diffus (Figures 37 et 38). Les sables sont mis en place par suspension graduée (Figure 42). La macrofaune, peu abondante, comporte quelques espèces aquatiques d'un milieu saumâtre - *Abra sp.*, *Cerastoderma* et *Hydrobia acuta* - ainsi que deux espèces aquatiques de milieu doux à saumâtre, *Bythinia tentaculata* et *Theodoxus fluviatilis*. Cette sous-unité 2.a suppose un changement de milieu de sédimentation par rapport aux faciès précédemment décrits. Bien qu'il n'existe pas de coupure texturale nette, le lithofaciès évolue vers des dépôts détritiques relativement grossiers et le biofaciès exprime un adoucissement du milieu. **La formation est donc interprétée comme une crevasse fluviale** (Figure 39). Le sommet de l'unité est daté sur un morceau de bois nouveau non identifiable entre 2920 et 2680 av. J.-C. (GdA-365).

En direction du Nord, la poursuite latérale du faciès ne dépasse pas 70 mètres. L'unité 2.a disparaît rapidement. Les dépôts fluviatiles incisent les faciès lagunaires (**unité 1.b**). Les dépôts lagunaires auraient été expulsés lors de l'arrivée de la crevasse fluviale. Des faciès analogues ont été identifiés en Camargue. Le lithofaciès des paléocrevasses fluviales se caractérise par des sables fins ou des sables limoneux (grain moyen compris entre 70 et 95 μm) à structure massive et présentent généralement une épaisseur comprise entre 50 cm et 1,50 m (Arnaud-Fassetta, 1998 et 2002).

- **La sous-unité 2.b**, située entre -3,3 et -2,7 m. NGF (Figure 37), est constituée de lamines limono-sableuses (grain moyen compris entre 55 et 112 μm) subhorizontales et de débris végétaux. La texture du dépôt constitue une coupure franche par rapport à l'unité précédente. L'indice de tri, médiocre à mauvais, exprimerait des dépôts rapides sans tri granulométrique. Les limons sableux sont mis en place par suspension uniforme (Figure 42). Le faciès se développe latéralement mais plus au Nord. Dans le sondage

RT.2, l'épaisseur du dépôt diminue pour avoisiner 50 cm. Au sommet de la sous-unité, la macrofaune aquatique est caractéristique des milieux doux et saumâtres : *Abra ovata*, *Cerastoderma glaucum*, *Crepidula Moulinninsi*, *Hydrobia acuta*, *Theodoxus fluviatilis*. La sous-unité pourrait correspondre **au colmatage alluvial de la crevasse fluviale** (Figure 39).

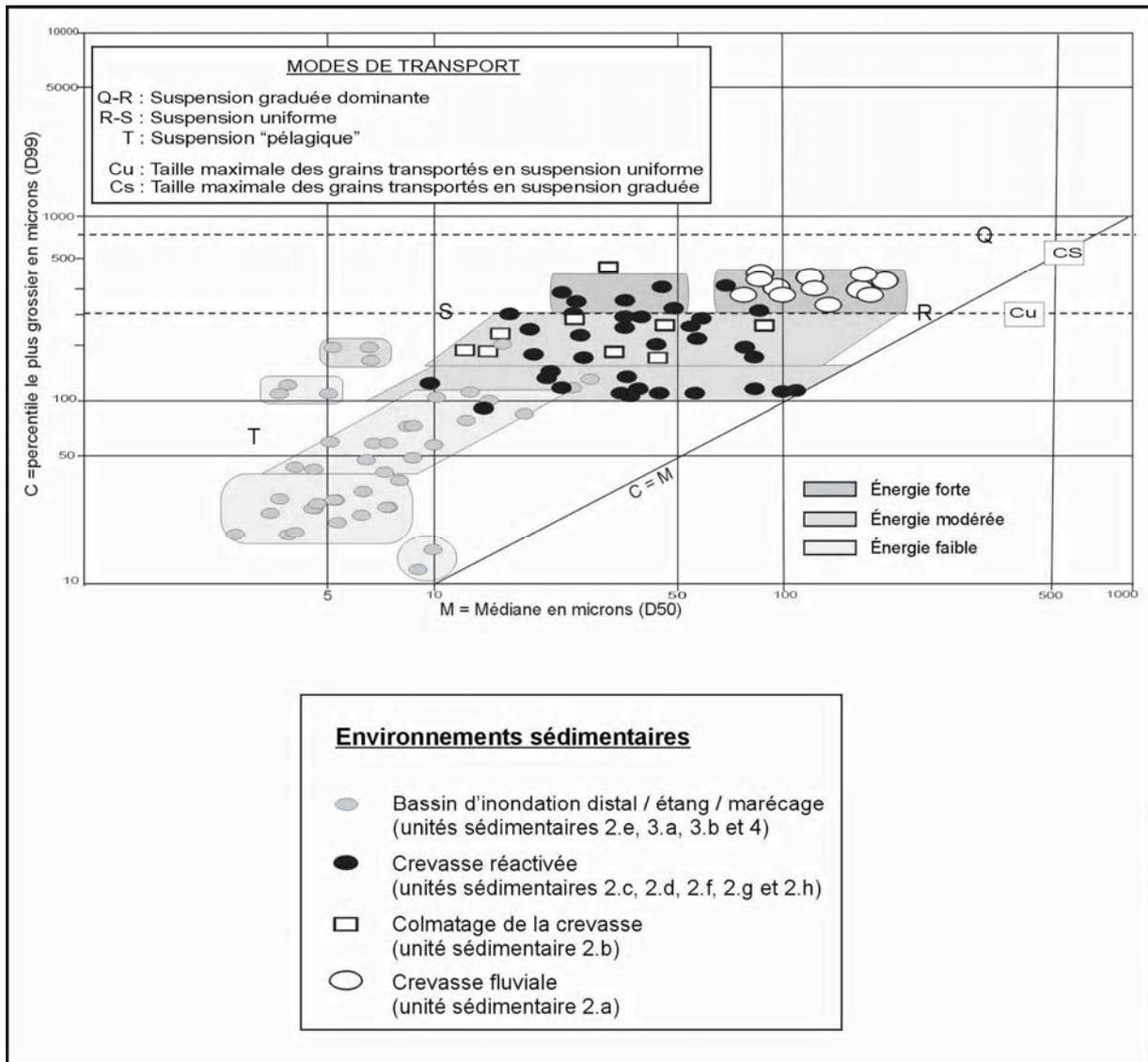


Figure 42. Image C/M des dépôts de la crevasse fluviale des Tourradons (Rey, 2005).

- La **sous-unité 2.c** est constituée de sables fins (grain moyen : 185 μm) azoïques (cote : -3 à -2,5 m. NGF – sondage RT.2 en annexe 3) (Figure 37). Elle présente un contact érosif avec la sous-unité précédente. Le mauvais tri signifierait un sédiment déposé par un transport généralement court sans aucun tri granulométrique. Les sables fins proviennent d'un transport mixte (suspension graduée et uniforme en mode

énergique) qui indique que le site est soumis à des courants d'intensité variables mais plus puissants pour les grains plus grossiers que la moyenne (Figure 42). La sous-unité 2.c. se poursuit latéralement vers le Sud sur une distance de 70 mètres.

- Au Sud, la texture du dépôt de la **sous-unité 2.d** s'affine. Le dépôt, épais de 35 cm, est constitué de limons sableux. Il présente un contact érosif avec la sous-unité 2.b précédente. Cette sous-unité a été datée par le radiocarbone entre 5480-5320 av. J.-C. (GdA-332). Les limons sableux sont mis en place par suspension uniforme (Figure 42). Les sous-unités 2.d (RT.1) et 2.c (RT.2) pourraient correspondre à des dépôts de crevasse dont l'hydro-dynamisme apparaît plus soutenue vers le Nord (Figure 38).

- **La sous-unité 2.e** est composée de limon argileux caractérisé par un litage peu net et des traces de racines. La sédimentation apparaît assez lente. L'épaisseur du dépôt mesure 1,4 mètres au Sud (sondage RT.1) et diminue progressivement vers le Nord (Figures 37 et 38). Il atteint quarante centimètres d'épaisseur dans le sondage Msca.1 et n'apparaît pas dans le sondage Msca.2. (Annexe 4) Les limons et les argiles représentent respectivement 65% et 35% du poids total à sec de l'échantillon. Le grain moyen varie de 30 à 65 μm . L'indice de tri (1,5) varie du médiocre au mauvais et l'asymétrie (-0,3) révèle un enrichissement vers les particules grossières. Les limons argileux indiquent un processus de décantation (dépôt de courant non tractif). Les battements de la nappe phréatique actuelle provoquent la création de tâches d'oxydoréduction de couleur ocre qui teintent le sédiment. Le lithofaciès comporte des traces de bioturbation et une faune abondante d'un milieu (étang ?) dulçaquicole et palustre composée de coquilles de : *Bythinia tentaculata*, *Hydrobia acuta*, *Hydrobia ventrosa*, *Planorbis carinatus*, *Theodoxus fluviatilis*.

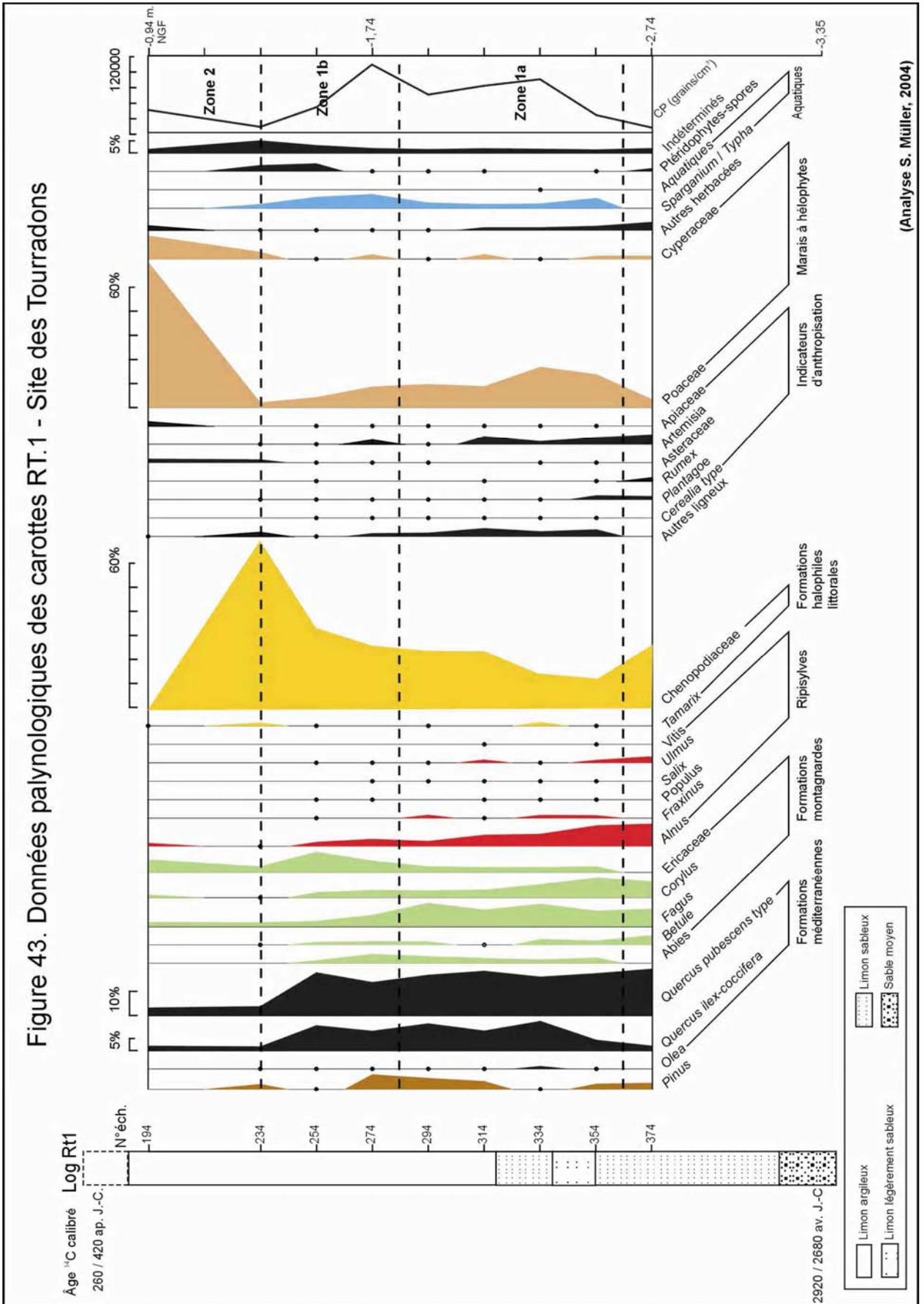
La palynologie révèle à l'intérieur de cette formation sédimentaire une tendance au colmatage et à la diminution de la tranche d'eau (Figure 43) :

Zone 1a : une phase d'eau libre caractérisée par la présence d'algues planctoniques d'eau douce, telles que *Botryococcus*, *Mougeotia* et *Pediastrum*, déposées dans un étang en eau toute l'année.

Zone 1b : la phase initiale d'eau libre évolue vers un plan d'eau bordé d'aulnes et d'hélophytes.

Zone 2 : la végétation décrit un milieu marécageux recouvert par les roseaux lesquels se développent généralement dans moins d'un mètre d'eau.

Le lithofaciès exprime un bassin d'inondation distal ou un étang dominé par des conditions de basse énergie favorables au processus de décantation. La tranche d'eau diminue au cours du colmatage du plan d'eau (Figure 38).



- Les dépôts de **la sous-unité 2.f** reposent sur la sous-unité précédente par un contact net mais sans discontinuité érosive. Les dépôts massifs atteignent environ cinquante centimètres d'épaisseur (-1,2 / -0,7 m. NGF). Ils se composent de sables limoneux (grain moyen : 125 μm), azoïques et contiennent de nombreux fragments de bois roulés (Figure 37). L'indice de tri médiocre pourrait révéler un dépôt rapide sans tri granulométrique. Les sables limoneux sont mis en place par suspension uniforme associée à de la suspension graduée (énergie modérée). Ce dépôt pourrait correspondre à un dépôt de crevasse fluviale dont le faciès est analogue à des dépôts de crevasses fluviales observés sur le site du Pont Noir en Camargue (Arnaud-Fassetta, 2002). Mais il paraît possible d'interpréter cette sous-unité comme un signal sédimentaire « local » lié à un renforcement de l'hydro-dynamisme. La sous-unité 2.f se poursuit latéralement vers le Sud (sous-unité 2.g) et le Nord (sous-unité 2.h) bien que la granularité du dépôt diminue.

- **La sous-unité 2.g**, située entre -0,8 et -0,6 mètres NGF (Figure 37), est constituée de limons sableux homogènes. Le grain moyen des échantillons de cette sous-unité varie entre 35 et 75 μm . Les sédiments sont issus de la suspension uniforme (Figure 42).

- **La sous-unité 2.h** se compose d'un sédiment limoneux (grain moyen compris entre 60 et 80 μm .) légèrement sableux (Figure 38). Les limons sont mis en place par suspension uniforme en mode calme (Figure 42).

De part et d'autre de la sous-unité 2.f (RT.2) la texture du sédiment s'affine. On suppose que les sous-unités 2.g (RT.1) et 2.h (Msca.1 et 2) appartiennent à la même formation 2.f. (Figure 38).

L'interprétation du dépôt reste délicate. Qu'il s'agisse d'un dépôt consécutif à une crevasse réactivée ou à des débordements de crue, le flux hydrique responsable des **sous-unités f, g et h** est élevé. Cette « phase » hydro-sédimentaire paraît plus active et soutenue au Sud (sondages RT.1 et RT.2) et semble s'atténuer en direction du Nord (sondages Msca 1 et 2).

UNITE SEDIMENTAIRE 3 - On observe deux sous-unités correspondant à la mise en place d'une plaine d'inondation proximale et au remplissage sédimentaire d'un étang ou d'un bassin d'inondation distal.

- **La sous-unité 3.a** est composée de limons grossiers entrecoupés de quelques lits centimétriques de sables très fins (Figure 37). L'épaisseur du dépôt avoisine un mètre. Le grain moyen des échantillons de la sous-unité varie entre 41 et 90 μm . L'indice d'asymétrie indique un enrichissement vers les sables très fins et le bon tri du sédiment indiquerait des conditions d'énergie régulières. Les sédiments sont mis en place par suspension uniforme en mode calme et énergique associée à la suspension graduée (Figure 42). La forte bioturbation du sédiment apparaît sous la forme de traces de racines et de terriers qui détruisent les litages plans. Les battements de la nappe phréatique actuelle génèrent de petites concrétions d'oxyde de fer. Vers le sommet, la granularité des dépôts s'affine. Le sédiment est de plus en plus bioturbé par les racines et les organismes fouisseurs. Les charbons trouvés à la base du dépôt ont été datés entre 260 et 420 ap. J.-C. (GdA-331). Cette sous-unité correspond à une plaine d'inondation proximale.

- **La sous-unité 3.b**, limono-argileuse, est épaisse de 1,5 mètres (Figure 38). Les sables sont totalement absents. Le sédiment de couleur claire est relativement pauvre en matières organiques hormis quelques débris végétaux éparses. Le grain moyen varie selon les niveaux prélevés entre 5 et 40 μm . Les limons argileux sont mis en place par un processus de décantation (dépôt de courant non tractif). La formation présente quelques coquilles caractéristiques des milieux dulçaquicoles et palustres : *Bythinia tentaculata*, *Hydrobia ventrosa*, *Planorbis carinatus*, *Theodoxus fluviatilis* et des Limnées.

Une formation analogue à l'unité 3.b a été identifiée plus au sud dans le sondage HAS.1 (Annexe 5). La formation, épaisse de quatre mètres (cote -3 / +1 m. NGF), est composée de limon argileux massif (Figure 38). Cette formation repose à -3 m. NGF sur la sous-unité 1.a par un contact franc mais sans discontinuité érosive. Quelques rares lamines de limons grossiers s'intercalent de manière éparse dans le sédiment. De la base au sommet, le grain moyen des échantillons varie de 24 à 5 μm . Le mauvais tri signifie un transport sans aucun tri granulométrique. Dans l'ensemble du faciès, les coquilles bien conservées reflètent un milieu aquatique saumâtre (*Abra sp.*, *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia acuta*, *Viviparus vulgari*) analogue au faciès observé plus au Nord. Vers la surface, le sédiment est de plus en plus bioturbé surtout par des organismes fouisseurs et des racines.

Les sous-unités 3.a et 3.b présentent une modification latérale et verticale de faciès. La granularité des dépôts décroît vers le Nord et le Sud à partir des sondages RT.1 et RT.2. Les lithofaciès exprimeraient un milieu progressivement distal vers le Nord et le Sud de façon à évoquer un **bassin d'inondation ou un étang colmaté par des fines** jusqu'à

l'atterrissement du milieu (Figure 38). Enfin, ce milieu se caractérise par une sédimentation de basse énergie issue pour l'essentiel des processus de décantation.

1.3. ÉVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

Le site des Tourradons a permis de suivre l'évolution des paléoenvironnements entre les Costières et le cordon des Sables depuis le Néolithique jusqu'à l'Antiquité tardive. Une partie des conclusions demeure hypothétique car les sondages carottés ne fournissent qu'une image discontinue de la paléotopographie.

La plaine deltaïque de Petite Camargue

Dans tous les sondages réalisés depuis les Costières jusqu'au cordon des Sables, une succession de paléoenvironnements lagunaires est observée dans la plaine deltaïque de Petite Camargue depuis 6650-6400 av. J.-C. (Gda. 666) jusqu'au début du IV^e millénaire avant notre ère. Les faciès observés montrent que le milieu lagunaire est plus ou moins fermé en fonction de l'éloignement du littoral. Au Sud, la lagune est bien abritée du cordon littoral et reçoit juste en arrière d'une probable barrière dunaire des apports au cours des tempêtes (**Unité 1.a**) sous la forme de dépôt de submersion (*washover*). Par contre, plus au Nord, la lagune (**Unités 1.b et 1.c**) est plus abritée de ces dynamiques du fait de l'éloignement du littoral.

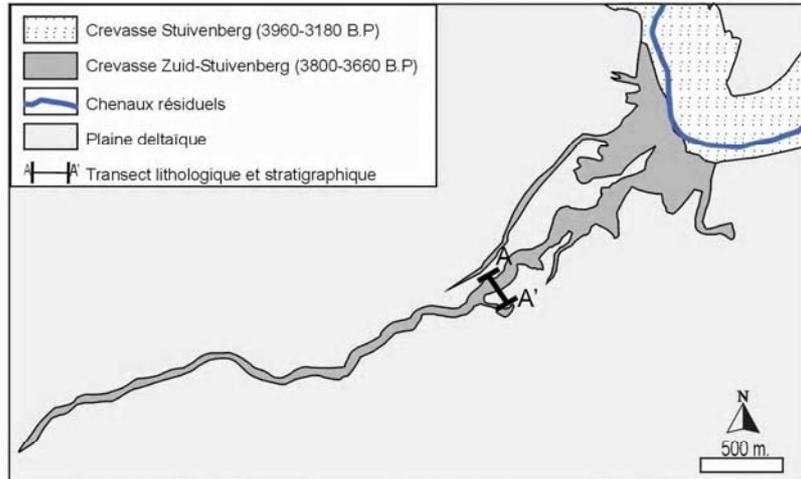
La crevasse fluviale des Tourradons

Sur la formation lagunaire repose un dépôt épais de 70 cm et grossier (**Unité 2.a**) correspondant à la charge de fond d'une crevasse fluviale (des Tourradons). L'interprétation de la crevasse fluviale des Tourradons s'appuie sur :

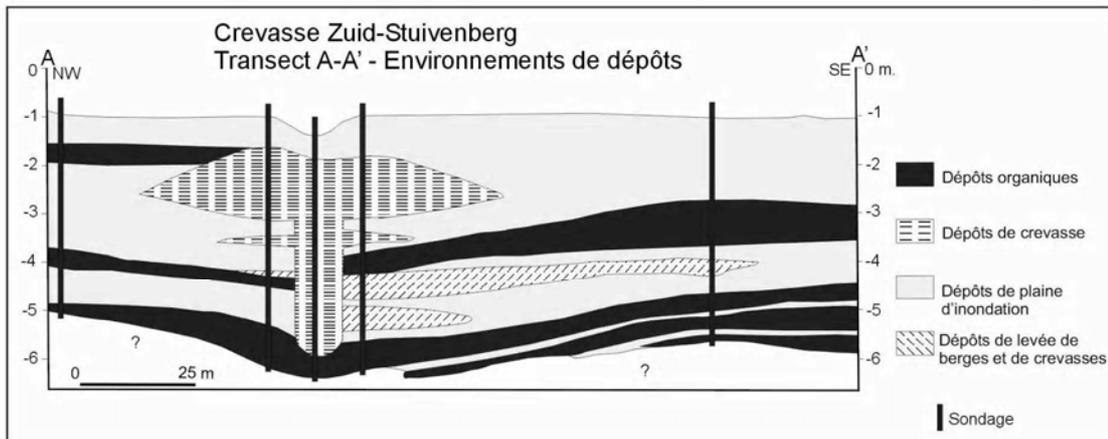
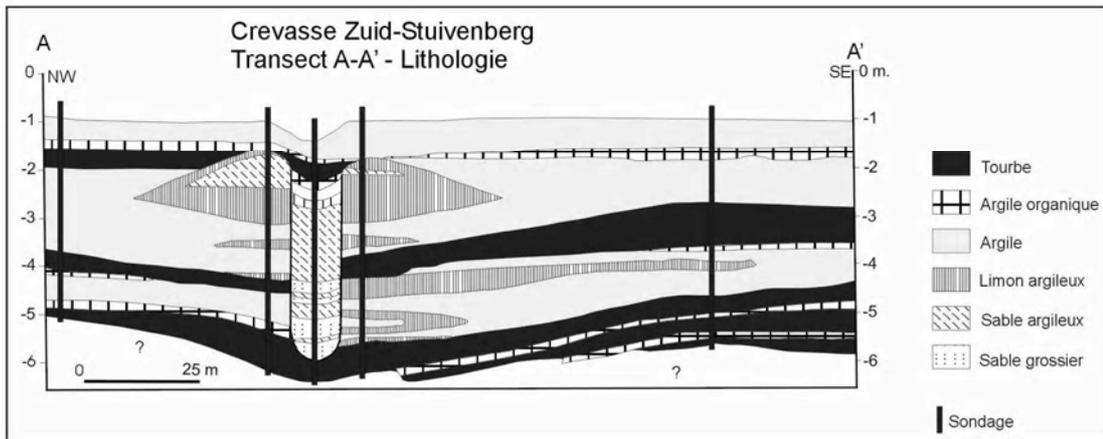
- **la stratigraphie des dépôts**. Elle permet d'identifier une crevasse fluviale remplie par environ 3,5 mètres de sédiments alluviaux. Le colmatage se révèle complexe : la crevasse des Tourradons est périodiquement réactivée, incisée, partiellement remplie et abandonnée. Le colmatage présente plusieurs phases de récurrences de crues de plus ou moins fortes intensités, des surfaces d'érosion ...

- **un corpus de crevasses identifiées dans les deltas du Rhône** (Arnaud-Fassetta, 1998 et 2002) **et du Rhin-Meuse** (Smith & al., 1989 ; Stouthamer, 2001 ; Farell, 2001). En Camargue, les dépôts de crevasses fluviales ont une épaisseur variable de 70 cm à 2,5 mètres. Ils sont composés de sables fins à moyens à stratifications légèrement obliques. Dans le delta du Rhin-Meuse, certaines crevasses fluviales peuvent être

Figure 44. La crevasse fluviale de Zuid-Stuivenberg dans le delta du Rhin-Meuse (D'après Stouthamer, 2001. Modifié)



Empreinte morphologique des anciennes crevasses fluviales inscrites dans la plaine deltaïque du Rhin-Meuse. La morphologie de la crevasse Zuid-Stuivenberg est analogue à l’empreinte fluviale de la crevasse des Tourradons située dans le delta du Rhône.



Actuellement, les données acquises sur la crevasse fluviale des Tourradons ne permettent pas de mettre en avant l’existence d’un chenal de crevasse comme cela est le cas pour la crevasse fluviale de Zuid-Stuivenberg.

remplies par quatre mètres de sédiments avec une organisation des dépôts (Figure 44 – Transect AA') parfois très complexe (Farell, 2001 ; Stouthamer, 2001).

- **la cartographie des dépôts de surface (L'Homer, 1987) fait apparaître l'empreinte d'une crevasse fluviale.**

L'empreinte de la crevasse se prolonge bien au delà de sa zone de formation. En s'étirant vers l'ouest, les dépôts de surface évoquent la présence d'un chenal. Cette morphologie constitue par ailleurs un analogue à la crevasse de Zuid-Stuivenberg qui comporte un chenal de crevasse clairement identifié (Figure 44). Mais l'absence dans les carottages d'une géométrie de chenal, d'une charge de fond clairement identifiée ou encore l'absence d'épisode de tourbification dans le colmatage de la crevasse des Tourradons ne permet pas à ce jour d'interpréter les dépôts comme étant consécutifs à un chenal de crevasse. Les sondages n'ont peut-être pas recoupé de chenal de crevasse. Ce dernier serait plus étroit, situé soit plus au Sud, soit plus au Nord. La question reste en suspens.

La crevasse fluviale des Tourradons provient d'une rupture de levée de berge située dans la convexité d'un méandre rhodanien. La formation de la crevasse fluviale est datée autour de 2920-2680 av. J.-C. (GdA-365) mais cette date peut aussi caractériser l'abandon de la crevasse car ces systèmes fluviaux ont parfois un fonctionnement très bref. Stouthamer (2001) signale que la crevasse de Zuid-Stuivenberg observée dans le delta du Rhin Meuse a eu une activité proche de cinq cent ans avant son abandon.

La crevasse des Tourradons amorcerait son abandon vers 2920-2680 av. J.-C. (GdA-365). La diminution de la compétence des courants se traduit par une réduction de la granularité (**Unité 2.b**). Néanmoins les rythmes de sédimentation demeurent temporairement rapides.

Par la suite, le colmatage de la crevasse s'effectue par :

1) des dépôts de plus en plus fins qui s'apparentent à des faciès de bassin d'inondation ou d'étang (**Unité 2.e**). Les rythmes de colmatage palustre sont lents (dépôts d'alluvions fines à très fines dans un bassin d'inondation / étang) même si quelques passées plus grossières attestent de crues puissantes peu fréquentes. Les apports détritiques sont donc peu importants et les conditions de très basse énergie prédominent. Ce milieu semble alors à l'écart des dynamiques fluviales directes.

2) des dépôts épais (50 cm) qui sont attribués à deux phases hydro-sédimentaires actives. Ces dépôts sont associés à la réactivation sporadique de la crevasse fluviale des Tourradons. Ils ravinent le sommet des dépôts palustres. La première réactivation

reconnue (**unités 2.c et 2.d**) est datée vers 5480-5320 av. J.-C. (GdA-15610). Cette date est rejetée car elle est incohérente avec la chronoséquence établie avec les autres dates ^{14}C . Cet échantillon provient d'un dépôt mis en place par des flux hydriques soutenus qui auraient provoqué le remaniement de matériaux plus anciens. Cette phase est alors postérieure à 2920-2680 av. J.-C. (GdA-365) et antérieure à 260-420 ap. J.-C. (GdA-331). La seconde phase hydro-sédimentaire active se terminerait vers 260 - 420 ap. J.-C. (GdA-331). Cet épisode hydrologique se poursuit latéralement en direction du Nord (**unités sédimentaires 2.g, 2.f et 2.h**).

Après l'Antiquité tardive, le colmatage palustre est effectué par des dépôts fins (**unité 3.a**). La vitesse de sédimentation est lente, proche de 1mm/an (Figure 45).

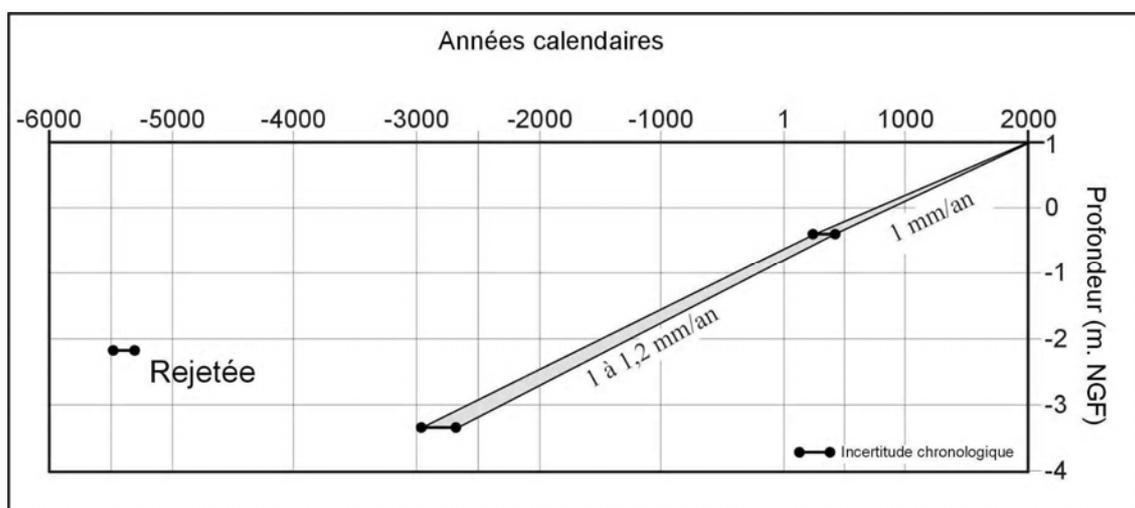


Figure 45. Rythmes de sédimentation (en mm/an) dans le colmatage de la crevasse fluviale des Tourradons (Rey, 2005).

De part et d'autre de la crevasse fluviale, les dépôts alluviaux acquis dans les sondages HAS.1 et Msca.3 sont effectués dans un bassin d'inondation ou un étang en colmatage (**unité 3.b**), situé en arrière du cordon littoral des Sables. Les apports détritiques apparaissent peu importants et les conditions de très basse énergie prévalent. Les sites sondés apparaissent trop éloignés des dynamiques fluviales directes pour enregistrer les variations hydrologiques de la crevasse fluviale et des chenaux rhodaniens. Ces sites constituent des indicateurs environnementaux intéressants, de façon à indiquer la configuration du milieu avant, pendant et après la mise en place de la crevasse fluviale des Tourradons.

Un établissement archéologique daté entre le I^{er} s. av. et le I^{er} s. ap. J.-C. a été découvert dans les marais de la Fosse (Jéolas, 1979). Les éléments sédimentologiques et malacologiques acquis lors du sondage HAS.1 (réalisé à proximité du site

archéologique) ainsi que les cartes anciennes (Tassin, 1634) témoignent de la présence d'un plan d'eau (nommé étang d'Escoute) jusqu'au XVIII^e siècle (Figure 46). Cet établissement se serait installé sur de petites éminences topographiques (levée alluviale ou d'étang) au milieu d'un paysage composé de marais et d'étangs.



Figure 46. Carte du golfe de Lion (De Lisle, 1715). Le cercle blanc localise l'établissement archéologique (I^{er} s. av. / I^{er} s. ap. J.-C.) sur la rive septentrionale de l'étang d'Escoute.

L'étude pollinique a été menée sur les faciès de basse énergie de type bassin d'inondation / étang (cote -3,74 à -1,94 m. NGF). Les pollens piégés dans le colmatage du bassin d'inondation / étang présentent surtout des plantes locales qui composent un paysage dominé par des formations halophiles littorales et des marais à héliophytes. L'image pollinique met en avant une expansion de l'étendue aquatique marécageuse qui affecte les associations végétales dulçaquicoles, oligohalines, saumâtres et euryhalines. Ces associations végétales ont été observées en Camargue dans des proportions

relativement proches (Cambon & al., 1997) mais aussi dans un dépôt de marécages d'eau douce et saumâtre identifié dans le colmatage du paléochenal d'Ulmet (Arnaud-Fassetta, 1998).

Les données polliniques permettent de visualiser le paysage après 2920-2680 av. J.-C. et avant 260-420 ap. J.-C. Lors des phases de déconnexion « partielle » ou totale de la crevasse fluviale du chenal principal, le bassin d'inondation ou les étangs demeurent en eau. L'alimentation en eau de ces milieux s'effectuerait par les crevasses, les crues du Rhône, les vallats et éventuellement par les résurgences à travers les cailloutis Pléistocène (observées dans l'étang de Scamandre).

1.4. RECONSTITUTION MORPHO-HYDRO-SEDIMENTAIRE

À partir d'un transect nord-sud, on tente d'identifier les milieux de la plaine deltaïque formés entre les Costières et le cordon des Sables et leur évolution avant la mise en place de la crevasse des Tourradons. La construction de la plaine deltaïque est influencée par les variations du niveau marin (Vella, 1999), la formation des cordons littoraux, certaines phases de fort détritisme reconnues dans la vallée du Rhône et la progradation du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre. Enfin, l'évolution de la crevasse des Tourradons est replacée au sein de la progradation de la plaine deltaïque de Petite Camargue.

1.4.1. La plaine deltaïque de Petite Camargue antérieure à la mise en place de la crevasse des Tourradons

Malgré la remontée du niveau marin qui positionne le rivage entre -6 et -4,5 mètres sous le niveau actuel (Vella, 1999), les cordons des Dix Portes et des Sables, datés entre 6040-5600 av. J.-C. (MC 1115) et 5500-4900 av. J.-C., auraient eu une taille suffisamment élevée pour éviter l'ennoiement de la plaine deltaïque de Petite Camargue par la transgression marine (Figure 47). De nos jours, le cordon des Dix Portes est enfoui à -2 mètres NGF. Il avoisinait donc au minimum 4 mètres de hauteur au moment de sa formation. Quant à la hauteur actuelle du cordon des Sables, il affleure à +2 mètres NGF. Au moment de la remontée eustatique, le cordon des Sables devait atteindre entre 6,5 et 8 mètres de hauteur. Les cordons des Dix Portes et des Sables ont alors constitué une barrière dunaire en arrière de laquelle s'est mise en place une lagune recevant les dépôts de crue du Rhône ainsi que ceux des tempêtes. La lagune est déjà en place vers 6650-6400 av. J.-C. (GdA-666) (Figure 47).

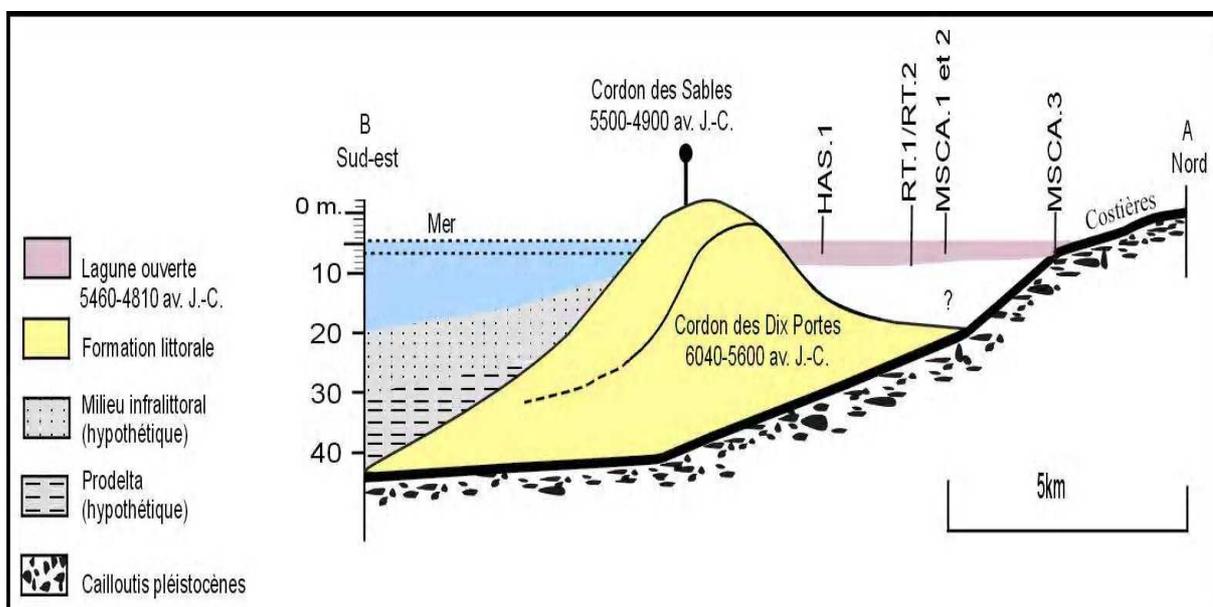


Figure 47. Paléotopographie entre 6650 av. J.-C. et 4800 av. J.-C. (Rey, 2005).

Autour de 4460-4060 av. J.-C. (GDA-547), le plan d'eau lagunaire disparaît en contrebas des Costières. Le milieu devient suffisamment doux et le niveau des eaux bas, pour que de la tourbe se forme (Figure 48). Quelques lamines limoneuses millimétriques observées dans la formation tourbeuse indiquent des ingressions d'eau de crue. La mise en place des tourbes dans un milieu relativement doux a été favorisée par 1) l'éloignement du rivage, 2) l'apport d'eau douce par le Rhône et les vallats des Costières ainsi que 3) les résurgences à travers les cailloutis Pléistocène.

La tourbe se forme pendant une phase de ralentissement ou de stagnation du niveau marin lequel est coté entre -3,2 et -3 mètres NGF au cours du quatrième millénaire avant notre ère (Vella, 1999). Le ralentissement de la montée du niveau marin a probablement provoqué une régression du plan d'eau lagunaire suffisamment importante pour favoriser la formation d'une tourbe dulçaquicole.

À quatre kilomètres au sud des Costières, le plan d'eau lagunaire est toujours présent. Il est daté 4770-4500 av. J.-C. (Saclay-1376) (Figure 48). La lagune est également présente à environ dix kilomètres plus à l'ouest. Sur le site de Saint-Laurent d'Aigouze, les dépôts lagunaires sont datés 4700-3370 av. J.-C. (Blanchemanche & al., 2003a).

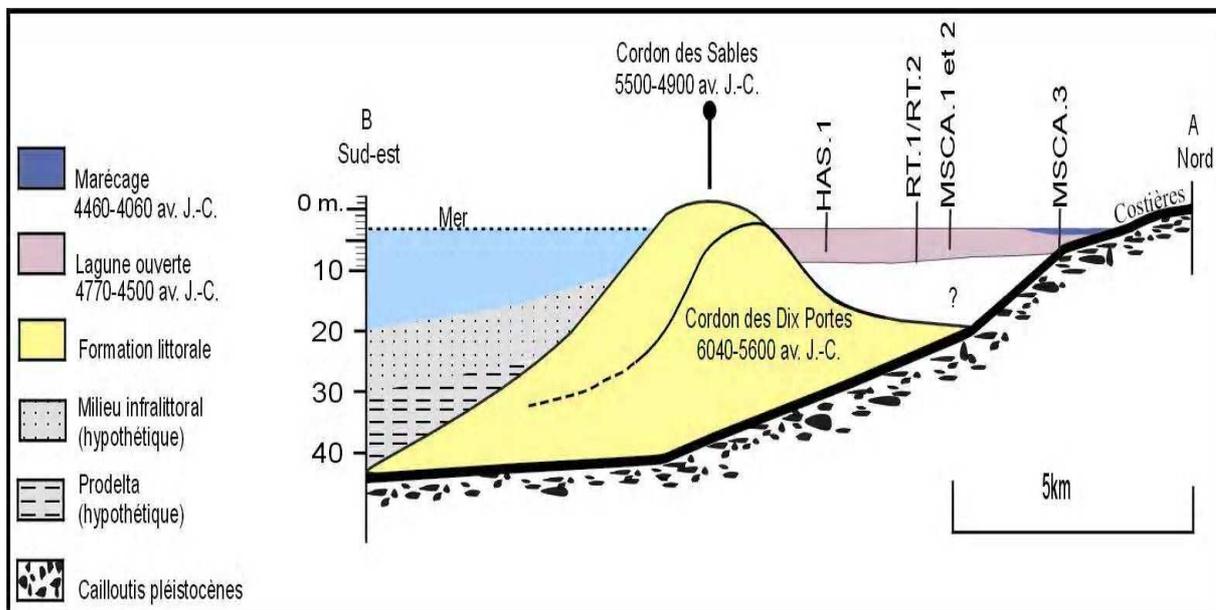


Figure 48. Paléotopographie autour de 4770 et 4060 av. J.-C. (Rey, 2005)

L'ouverture de la lagune ne semble pas directement reliée à la transgression marine qui semble n'avoir jamais ennoyée le site des Tourradons. Par contre, la remontée du niveau de la mer a très bien pu générer une transgression lagunaire en arrière des cordons des Dix Portes et des Sables. La lagune ennoierait tous les sites jusqu'au Néolithique moyen. En direction de l'étang de l'Or (site de Port Vieil), une lagune est en cours de régression depuis 4700 av. J.-C. (Blanchemanche & al., 2003a).

La plaine deltaïque de Petite Camargue se caractérise par un milieu aquatique lagunaire dès le septième millénaire avant notre ère jusqu'à l'Antiquité (Blanchemanche & al., 2003a). Mais l'extension spatiale de la lagune n'est donc pas continue et ce milieu ne subsiste pas sur toute la plaine. La fermeture de la lagune et son colmatage dépendent de multiples facteurs : la configuration du littoral, les variations du niveau marin et surtout le régime hydro-sédimentaire du Rhône, du Vidourle et du Vistre. À l'est, l'extension du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre provoquerait la régression des eaux lagunaires (Figure 49).

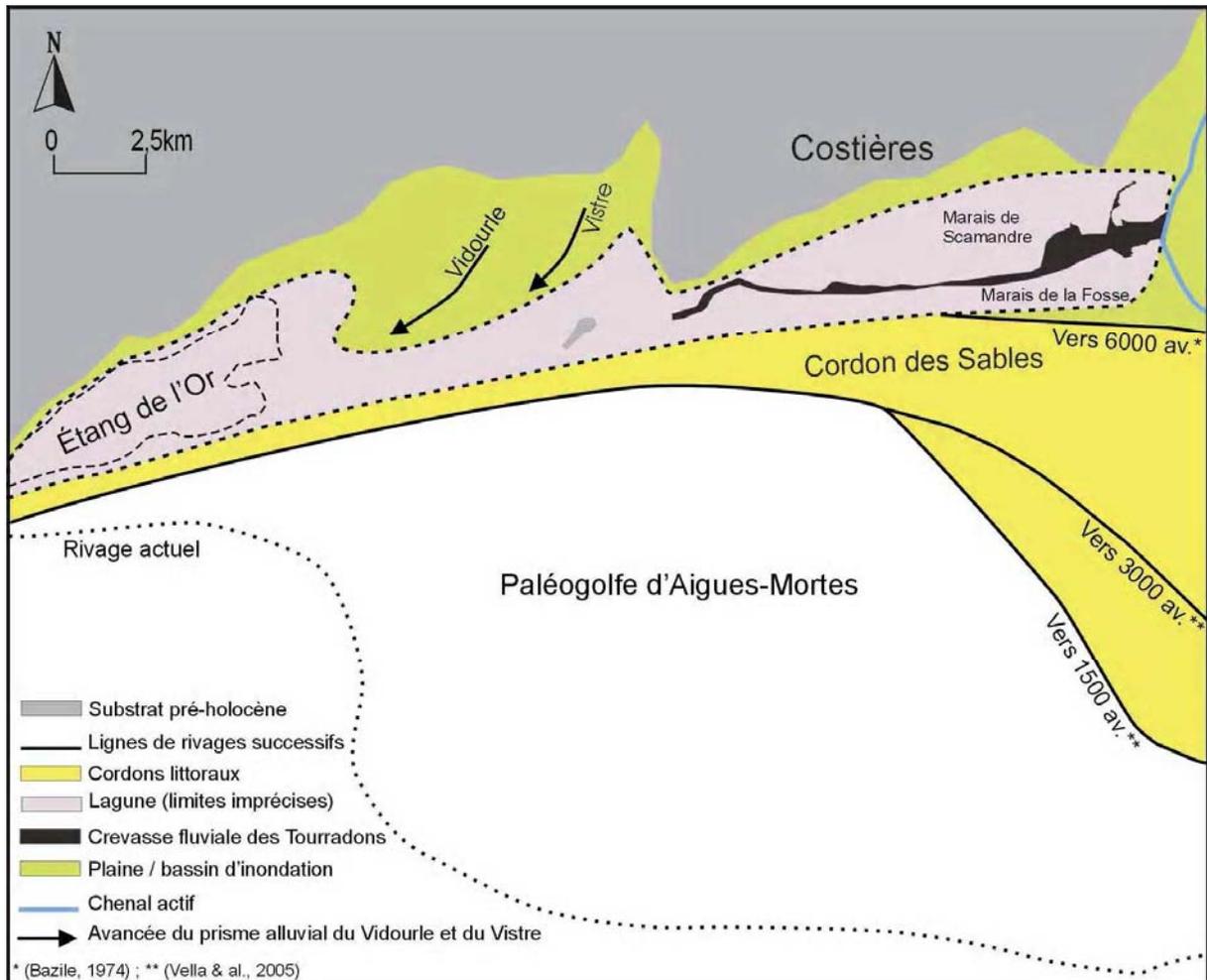


Figure 49. Configuration de la plaine deltaïque de Petite Camargue du Néolithique au Bronze moyen (Rey, 2005).

1.4.2. La formation de la crevasse des Tourradons

La crevasse fluviale des Tourradons se formerait ou serait abandonnée vers 2920 - 2680 av. J.-C. Elle est inscrite dans la plaine deltaïque de Petite Camargue qui est occupée par un environnement lagunaire. La mise en place de la crevasse entre les Costières et le cordon des Sables a généré trois milieux distincts : au nord de la crevasse fluviale, un plan d'eau légèrement saumâtre s'est soustrait à la dynamique laguno-marine et littorale tandis qu'au sud de la crevasse, une lagune semi-fermée a perduré (Figure 50). Dans les marais de Scamandre, des mollusques lagunaires (*Nassa Nitida* et *Cardium*) ont été datés entre 2491-2121 av. J.-C. (MC-1162) et autour de 2422-2128 av. J.-C. (MC-1162). Plus au Sud, dans les marais de la Fosse, le milieu lagunaire a été daté vers 2189-1473 av. J.-C. (Ly-1265).

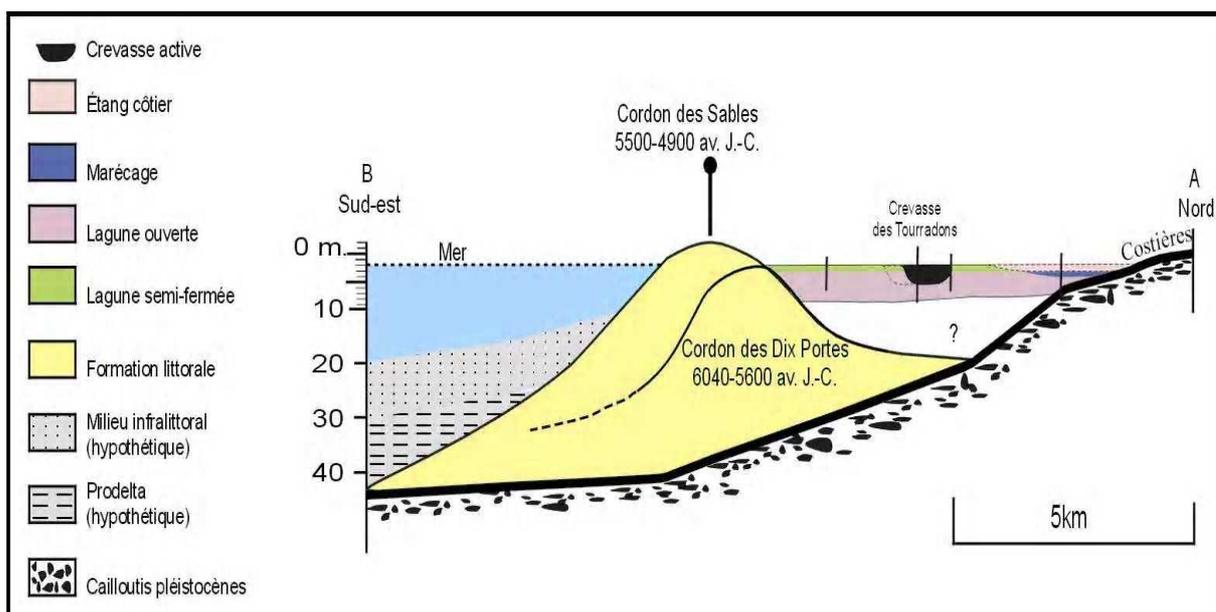


Figure 50. Paléotopographie autour de 3000 av. J.-C. (Rey, 2005)

Aucune crevasse fluviale n'a encore été identifiée dans le delta du Rhône pour cette période. En effet, les crevasses identifiées dans le delta du Rhône se forment entre le VI^e s. av. et le VI^e s. ap. J.-C. Sur le chenal de Saint Ferréol, trois crevasses fluviales ont été reconnues : la première est datée entre le I^{er} s. av et le I^{er} s. ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 2002), la seconde est postérieure à 470-590 ap. J.-C. et la dernière se met en place vers le VI^e siècle ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 1998). Sur le chenal d'Ulmet, deux crevasses fluviales ont été datées entre le I^{er} s. av et le I^{er} s. ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 1998). Dans la partie orientale du delta, des crevasses récentes ont été identifiées à proximité du méandre de l'Escale (Vella, 1999). Enfin, une crevasse fluviale postérieure à 290 ap. J.-C. a été observée dans le colmatage alluvial d'un bras mort rhodanien sondé à proximité d'Arles (Arnaud-Fassetta, 2004).

La formation de la crevasse des Tourradons peut avoir une signification en terme de fonctionnement hydrologique du Rhône.

Autour de 3000 av. J.-C., le delta du Rhône se caractérise par des changements environnementaux importants dont les causes peuvent être interdépendantes :

- récurrence des apports liquides et solides du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1999 ; Bruneton & al., 2001).
- progradation du littoral (Vella & al., 2005).
- stabilité du niveau marin (Vella & Provansal, 2000).

- avulsions majeures : il s'agit de l'avulsion du Rhône à Arles-Trinquetailles, post 2900–2503 av. J.-C. et de l'avulsion de l'ancien cours de Saint-Ferréol, post 3030–2775 av. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 1998 et 2004).

La formation de la crevasse peut être liée au renforcement des débits des chenaux. Quant à son abandon, il serait favorisé par l'éloignement du rivage et des graus et dans un même temps par la baisse du gradient hydraulique (Zagwijn, 1989). La crevasse fluviale aurait alors manqué de puissance spécifique pour expulser sa charge sédimentaire. À ces variables, s'ajoute le rôle du puissant cordon des Sables situé au Sud de la crevasse. Il aurait empêché les chenaux de se jeter dans le golfe d'Aigues-Mortes. Le seul exutoire se serait situé plus à l'est en direction de l'étang de l'Or mais la trop longue distance au rivage aurait conduit à **l'avulsion manquée** (Southamer, 2001) de la crevasse des Tourradons (Figure 51).

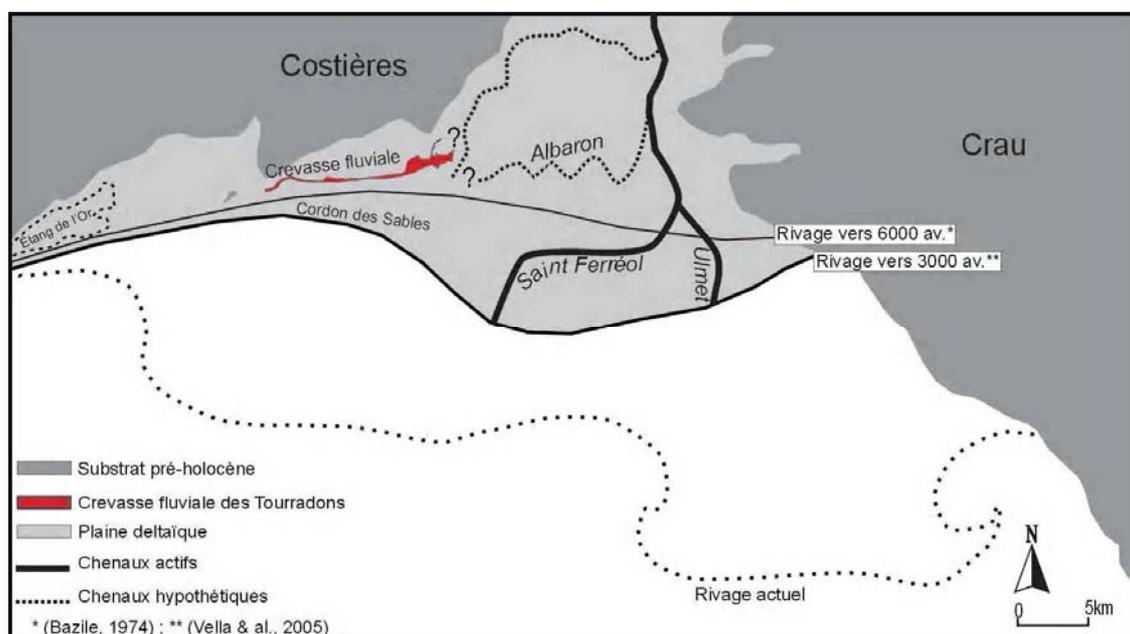


Figure 51. Configuration du delta du Rhône lors de la mise en place et de l'abandon de la crevasse fluviale des Tourradons (Rey, 2005).

La crevasse fluviale des Tourradons est épisodiquement réactivée. La dernière réactivation se produit entre le III^e et le V^e s. ap. J.-C. Cette phase hydro-sédimentaire active se déroule au cours d'une période dite de « crise hydrologique » enregistrée dans le Bas-Rhône. En effet, plusieurs crevasses fluviales ont été identifiées entre le IV^e s. av. et le IV^e s. ap. J.-C. Leur formation serait à relier à l'augmentation des paléodébits du Rhône (Bruneton & al., 2001 ; Arnaud-Fassetta, 2002).

CONCLUSION ET SYNTHÈSE

Les premiers carottages réalisés dans cet espace fluvio-palustre révèlent toute leur originalité.

1) De l'étang de l'Or à Espeyran, l'extension spatiale de la lagune n'est donc pas continue. Sur l'ensemble des sites la lagune est en cours de colmatage à des vitesses qui varient d'est en ouest. L'élévation du niveau marin ne se répercuterait pas directement sur les espaces en arrière des cordons littoraux. Par contre, elle favoriserait les transgressions et les ingressions lagunaires ainsi que la mobilité du rivage. La régression des eaux lagunaires est aussi influencée par les apports rhodaniens et l'extension du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre (Figure 49). L'absence de système fluvial progradant entre les Costières et le cordon des Sables aurait permis à la lagune de maintenir son extension spatiale dans ce secteur.

Le manque de résolution spatiale ne permet pas d'affiner la délimitation géographique de la lagune, les rythmes d'ingressions et de régressions lagunaires et les vitesses de colmatage.

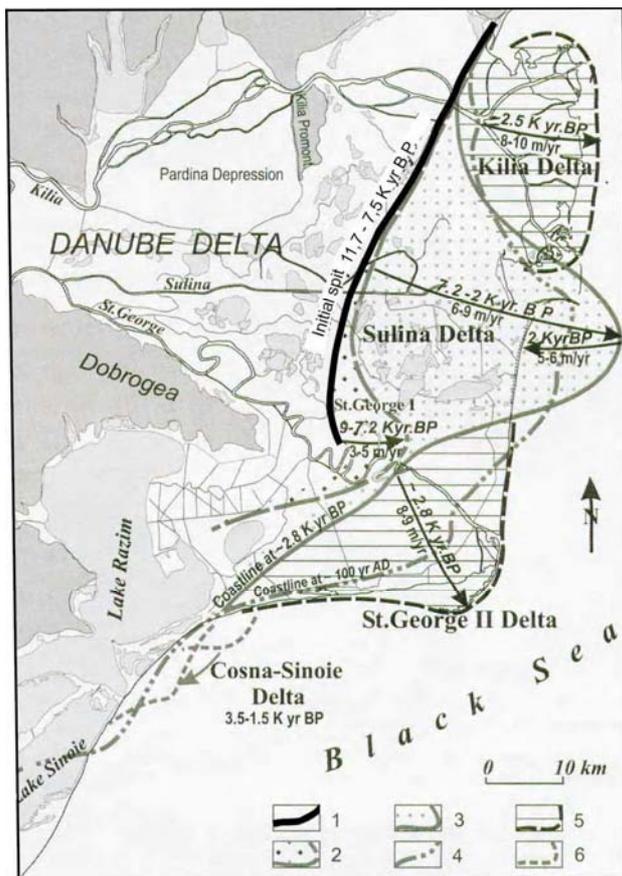
2) La stratigraphie des dépôts confirme l'empreinte laissée par les dépôts fluviaux. L'éventail digité est lié à la formation d'une crevasse fluviale qui s'est mise en place après que les eaux du Rhône aient percé une levée de berge située sur la convexité d'un méandre. La cartographie des dépôts de surface évoque la présence d'un chenal de crevasse, lequel s'il existe, n'a pas été sondé. Quoi qu'il en soit, toutes les crevasses fluviales ne conduisent pas à une avulsion (Smith & al., 1989). Et même si cela a été le cas pour la crevasse des Tourradons, l'avulsion a soit avorté, soit été partielle (Stouthamer, 2001). Malgré son ancienneté, l'empreinte de la crevasse reste visible en surface. Les phases de réactivations pourraient expliquer la pérennité du tracé.

3) La formation de la crevasse fluviale des Tourradons et les phases de réactivations sont contemporaines d'une instabilité du Rhône à la fin du Néolithique puis à l'Antiquité tardive.

4) Le fonctionnement de la crevasse fluviale est bien antérieur à la fondation du comptoir protohistorique d'Espeyran. Son activité intermittente a peut-être suffi à alimenter en eau les étangs côtiers adjacents ; les vastes étangs de Scamandre et de Charnier (profondeur maximale : deux mètres) en constitueraient les dernières traces. Un plan d'eau lagunaire a subsisté à proximité de la rive orientale de l'étang de l'Or

entre le VI^e s. av. J.-C. et le I^{er} s. ap. J.-C. (Blanchemanche & al., 2003a). Au cours de la protohistoire, le paysage pouvait être celui d'une vaste zone humide composée de marais et de plans d'eau (lagune ? / étangs) navigables par des embarcations à fond plat.

5) Les unités géomorphologiques associées à la crevasse fluviale des Tourradons auraient en partie leur analogue dans le delta du Danube. En effet, vers 11700 - 7500 B.P., la « flèche initiale de Jebriani-Letea-Caraorman » se forme et scinde en deux parties le delta du Danube avec respectivement une plaine deltaïque fluvio-palustre et l'espace côtier (Panin, 1997). La plaine deltaïque du Danube s'est édifiée en arrière de la « flèche initiale », colmatée par les alluvions des chenaux qui ne possédaient pas encore d'exutoire à la mer. Cette phase a été nommée « le delta bloqué du Danube » (Panin, 1997). Par la suite, une première percée fluviale s'est produite dans la flèche initiale de façon à édifier le premier système d'embouchure deltaïque du Danube « le lobe de Saint George I » daté autour de 9000-7200 B.P. (Panin, 2003).



Légende :

- 1 : Flèche initiale (11700-7500 ans BP)
- 2 : Delta St. George I (9000-7200 ans BP)
- 3 : Delta Sulina (7200-2000 ans BP)
- 4 : Position du trait de côte à ~100 ans AD
- 5 : Deltas St. George II et Kilia (2800 ans BP à l'Actuel)
- 6 : Delta Cosna-Sinoie (3500-1500 ans BP).

Figure 52. Évolution du delta du Danube pendant l'Holocène et modifications correspondantes du trait de côte (D'après Panin, 2003).

Dans les deltas du Rhône et du Danube, les imposantes formations littorales, le vaste cordon des Sables et la flèche initiale de Jebriani-Letea-Caraorman, auraient isolé les espaces en arrière des cordons. Le cloisonnement de la plaine deltaïque de Petite Camargue est accentué par la présence des Costières. La formation et l'évolution de la crevasse fluviale des Tourradons s'effectue donc dans un environnement relativement fermé. D'une part, la crevasse fluviale ne disposait pas d'un exutoire maritime proche (barrière dunaire du cordon des Sables). D'autre part, la présence des Costières et du cordon des Sables semble avoir eu des répercussions sur l'orientation des eaux fluviales lesquelles se seraient préférentiellement écoulées vers l'étang de l'Or. En conséquence, de 6500 av. J.-C. à l'époque Romaine, la progradation de la plaine deltaïque de Petite Camargue s'est faite entre les Costières et le cordon des Sables (Figure 53).

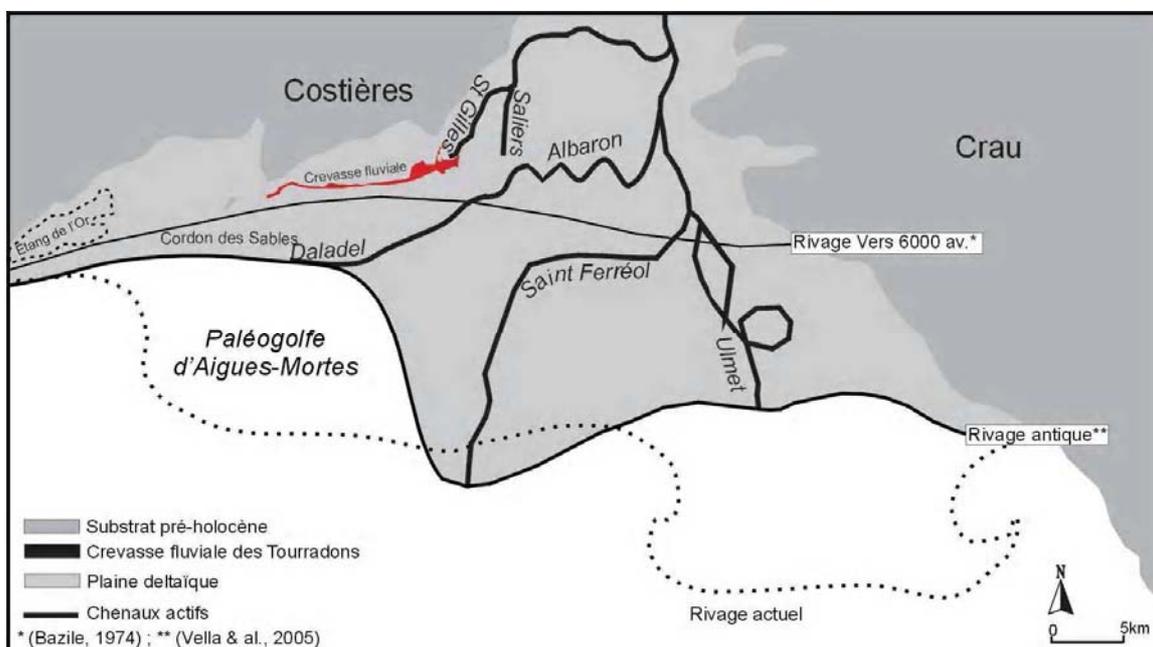


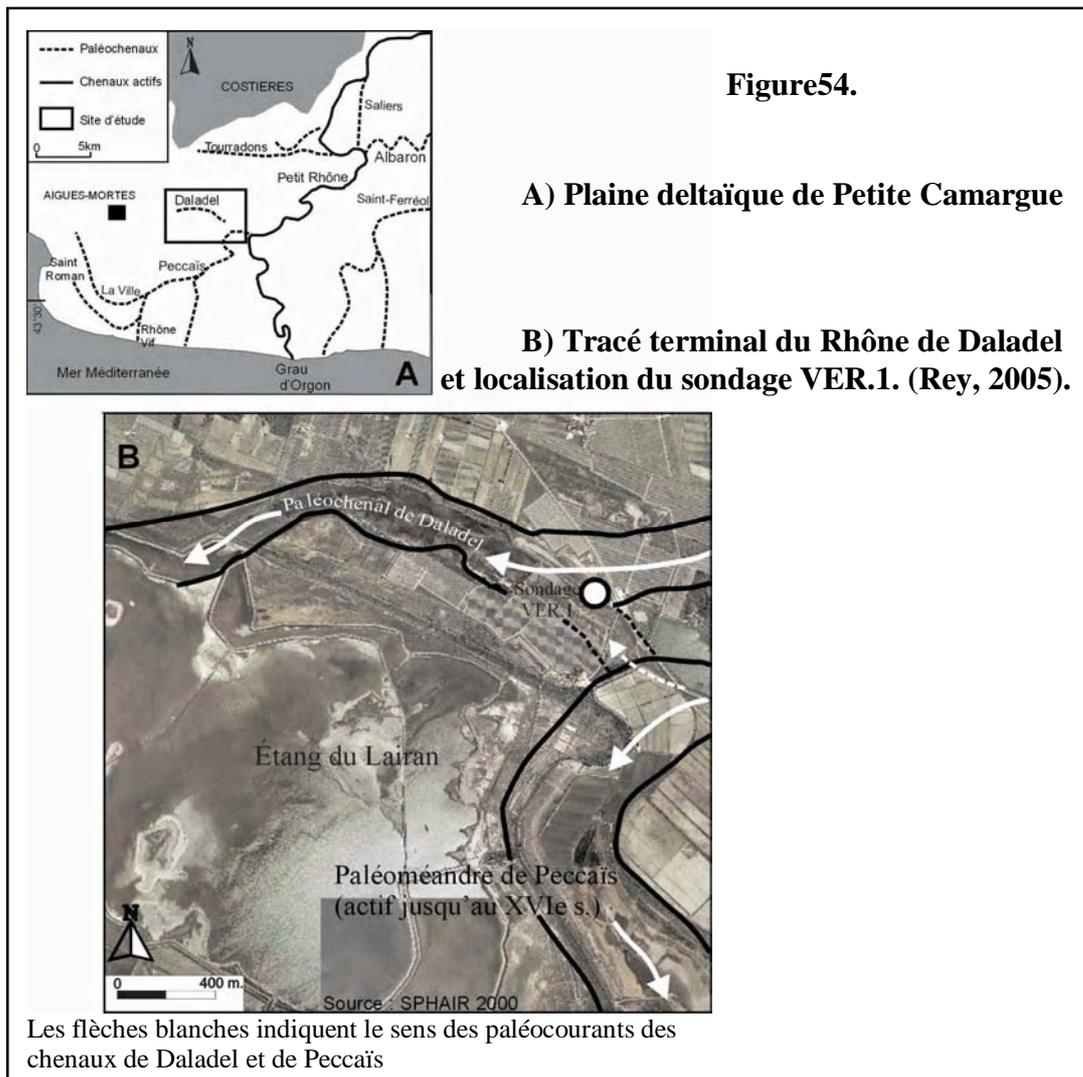
Figure 53. Configuration du littoral du delta du Rhône à l'époque Romaine (Rey, 2005).

Le cordon des Sables est percé par le Rhône de Daladel (Chapitre 3) et le Rhône de Peccaïs (Chapitre 4). Une nouvelle étape dans la progradation deltaïque de la plaine de Petite Camargue s'amorce alors à partir de ces chenaux, lesquels vont construire des appareils d'embouchure en direction du golfe d'Aigues-Mortes (Partie III - Chapitre 1).

CHAPITRE 2 LE RHONE DE DALADEL

2.1. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

Le Rhône mort de Daladel a été décrit comme un chenal alluvial (L'Homer & al., 1981). Les traces terminales du bras mort fluvial restent perceptibles sur les photographies aériennes (SPHAIR 2000) sous la forme d'une lône en eau, étroite et peu profonde, située sur la face externe du cordon des Sables (Figure 54). Le chenal de Daladel rejoignait la mer Méditerranée après avoir traversé le cordon des Sables. Le lobe de Daladel est redessiné à partir de la cartographie de L'Homer (1993) et de l'interprétation des photographies aériennes (Partie III – Chapitre 1).



La répartition spatiale de l'inondation de décembre 2003 laisse supposer un ancien tracé fluvial pouvant appartenir au paléochenal de Daladel. Les eaux de débordement du Petit Rhône ont utilisé des microtalwegs à partir du village d'Albaron et se sont écoulées dans les marais de La Fosse puis à travers le cordon des Sables avant de se jeter dans l'étang de Lairan. En tenant compte de ces éléments, le paléotalweg du Rhône mort de Daladel aurait eu un tracé de quatorze kilomètres de long (Figure 55).

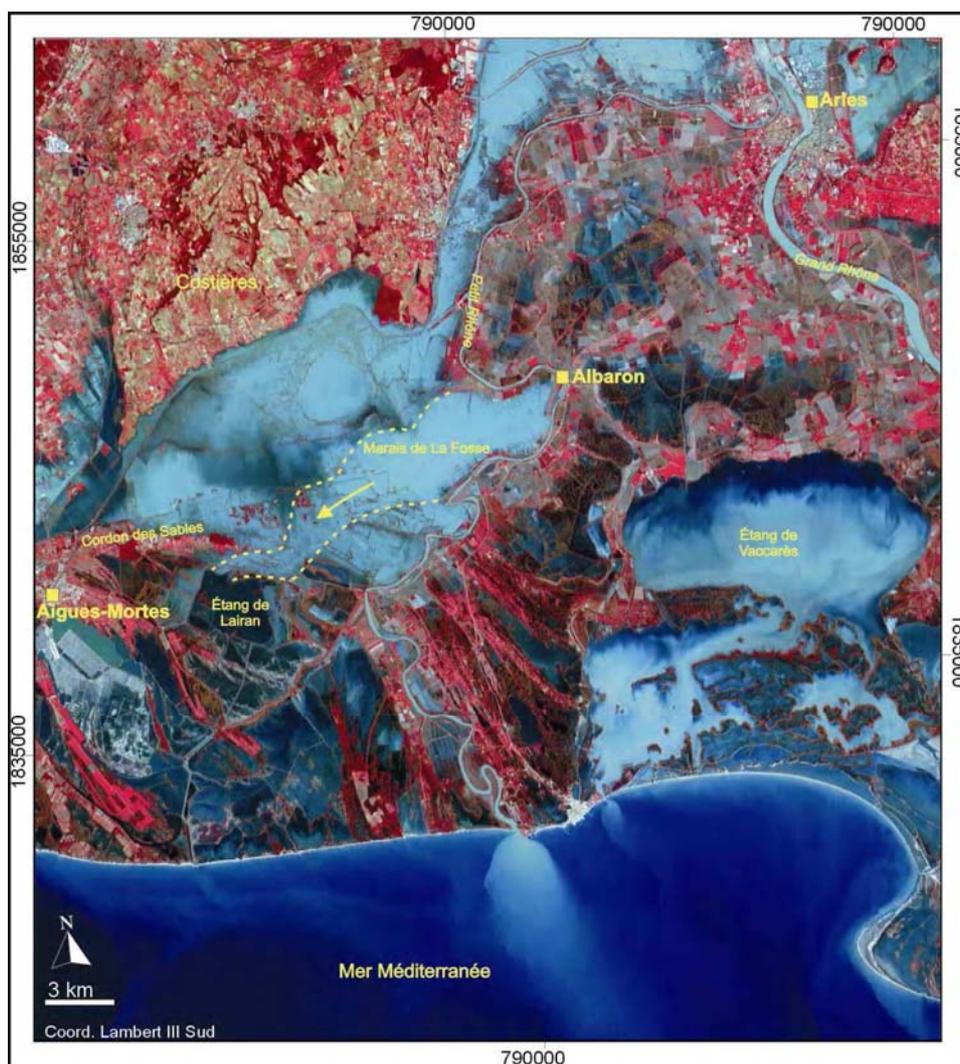


Figure 55. Inondation de la plaine deltaïque de Petite Camargue le 7 décembre 2003 (Spot 4 - résolution de 20 mètres)

La période d'activité principale du Rhône de Daladel n'est pas établie. De plus, le chenal n'est pas caractérisé sédimentologiquement, pas plus que sa géométrie ou son origine. Pour répondre à certaines incertitudes, un carottage de 6,9 mètres de profondeur (760 - 141,1 ; 0,5 m. NGF), nommé VER.1, a été réalisé dans l'axe terminal du paléochenal de Daladel (Figure 54 B).

Les données stratigraphiques mettent en évidence l'existence d'un chenal principal plusieurs fois réactivé. La chronostratigraphie du colmatage alluvial du paléochenal de Daladel repose sur deux datations par le radiocarbone réalisées sur des macro-restes végétaux fossilisés dans le sédiment.

2.2. LITHOSTRATIGRAPHIE DU SONDAGE VER.1

Unité sédimentaire 1. Située entre -6,4 à -5,26 mètres NGF, elle est composée de deux couches sédimentaires.

La première couche est composée de sables moyens gris (2,5 Y 5/0) massifs (Figure 56). Le grain moyen décroît de 230 à 200 μm vers le sommet de la formation. L'indice d'asymétrie (1 à 0,6) signifie un enrichissement vers les fines et le sédiment bien classé exprime des conditions d'énergie régulière. Les sables moyens sont mis en place par suspension graduée (ensemble 1 – Figure 57). Quelques fragments de faune aquatique du genre *Cardium* ont été trouvés dans cette formation. Le dépôt est constitué de sables massifs représentant probablement la charge de fond transitant dans le chenal actif. Celle-ci s'interrompt brusquement vers -5,26 mètres NGF.

Une deuxième couche sédimentaire rompt avec le faciès précédent. Le dépôt, épais de six centimètres, est composé de sable limoneux et de macro-restes végétaux fossilisés dans le sédiment (*Abies*, *Tamarix* et *Angiospermae*). La réduction de la granularité marque ainsi par une surface de contact franche l'abandon du chenal et le début du colmatage. La fin de l'activité du chenal a été datée sur bois à 1920 ± 35 B.P. (Saclay-1381) (Partie I – Chapitre 3).

Unité sédimentaire 2 – L'unité 2 (-5,2 à -3,4 m. NGF) est composée de limons de couleur olive (5 Y 5/4) dont le grain moyen décroît de 50 à 20 μm vers le sommet de la formation. Le dépôt comporte une alternance de lamines limoneuses et limono-sableuses millimétriques légèrement obliques. Les limons sont mis en place par suspension uniforme en mode énergétique puis en mode calme (ensembles 3 et 5 – Figure 57). Le faciès exprime alors un chenal en cours de colmatage et d'obturation probablement déconnecté du chenal actif principal (Figure 56).

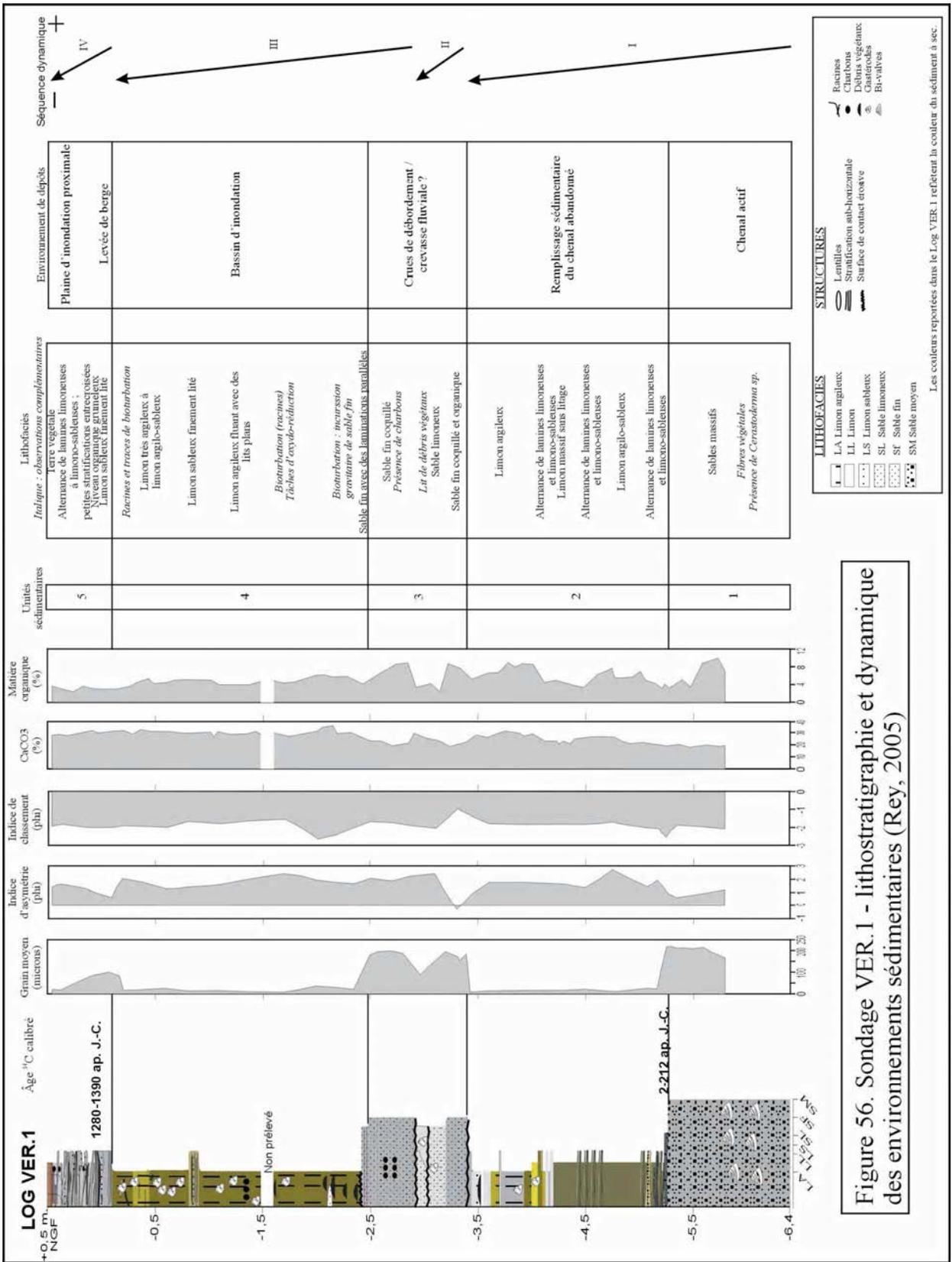
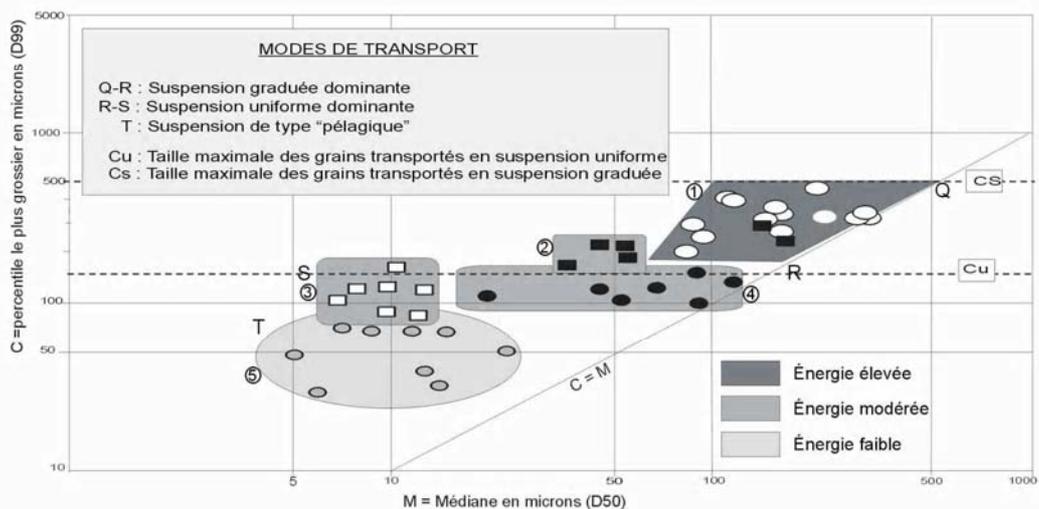


Figure 56. Sondage VER.1 - lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

Figure 57. Image C/M des dépôts du paléochenal de Daladel (Rey, 2005)



Environnements sédimentaires	Ensembles sédimentaires
Bassin d'inondation (unités sédimentaires 2 et 4)	5
Chenal abandonné ; début du colmatage (unité sédimentaire 2)	3 5
Levée de berge / plaine d'inondation proximale (unité sédimentaire 5)	4
Récurrences de crue / crevasse fluviale (unité sédimentaire 3)	2 1
Chenal actif / récurrences de crue / crevasse fluviale (unités sédimentaires 1 et 3)	1

Unité sédimentaire 3 – Entre –3,4 et –3,2 m. NGF, les dépôts sont composés de sables associés à une forte proportion de débris coquillés (non identifiables) ainsi que de débris végétaux. Les sables fins présentent un grain moyen variant entre 200 et 100 μm . Quant à l'indice de tri, il est très bon.

La texture s'affine entre -3,2 à –2,9 m. NGF. Le dépôt se caractérise par des sables limoneux gris. La fraction sableuse représente 60% du dépôt, le reste du sédiment étant composé de limons (30%) et d'argiles (10%). Le grain moyen est inférieur à 100 μm . Quelques coquilles d'eau douce à saumâtre comme les *limnées* et les *planorbes* ont été trouvées en bon état de conservation. Ces faunes sont typiques d'un marais proche d'un chenal.

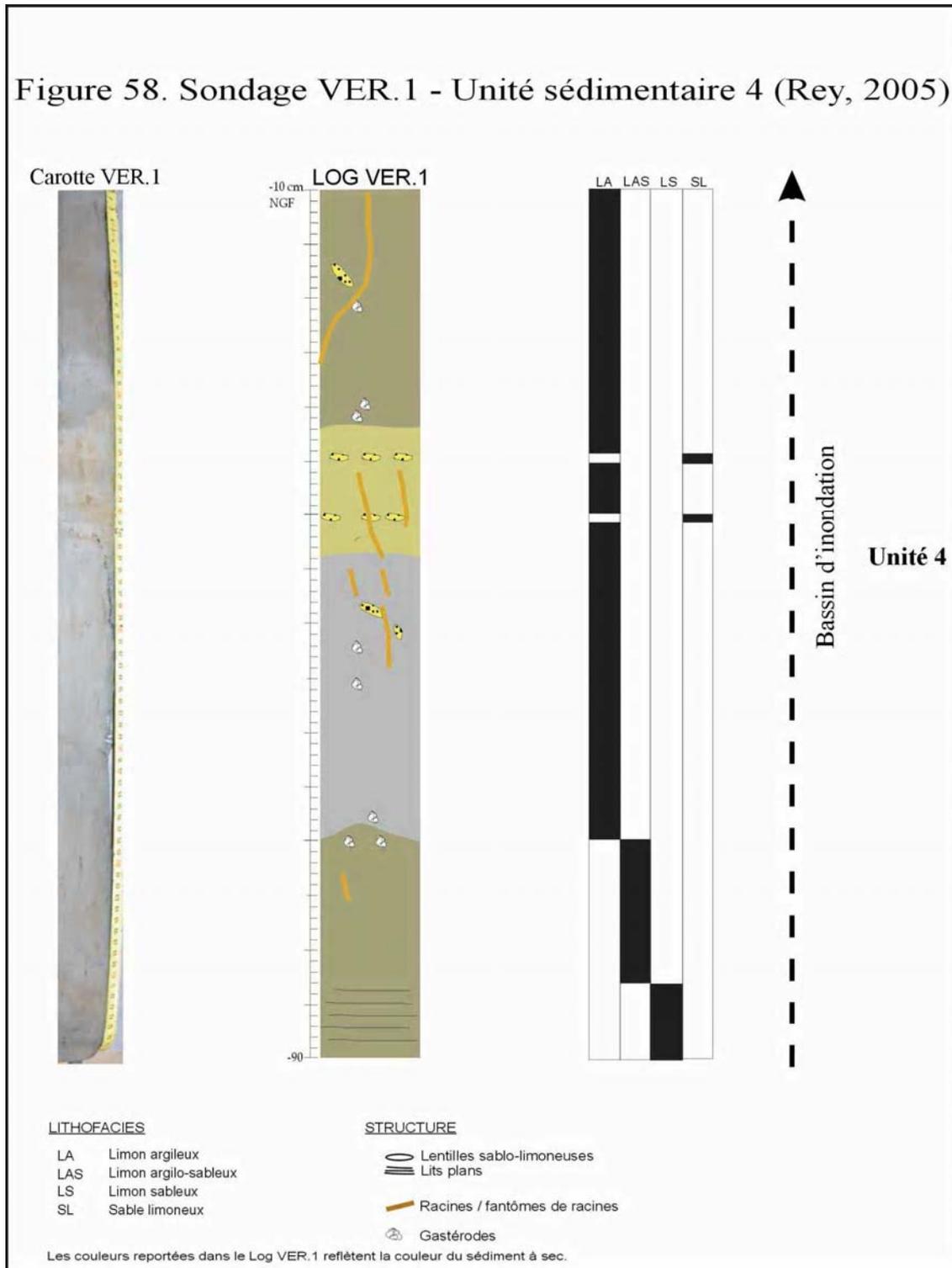
Entre -2,9 et –2,45 m. NGF, la granularité du dépôt s'accroît et la structure apparaît plus massive. Les sables gris (2,5 Y 5/0) sont bio-détritiques. Ils possèdent un grain moyen compris entre 145 et 190 μm . Les coquilles apparaissent trop brisées pour qu'une détermination malacologique soit tentée. L'indice de tri révèle des conditions d'énergie moyennes et variables et l'indice d'asymétrie montre un enrichissement vers les grandes tailles. Les dépôts proviennent pour l'essentiel de suspensions graduées (ensemble 2 – Figure 57) mais certains échantillons se confondent avec le dépôt de la charge de fond du chenal actif (ensemble 1). Les données sédimentologiques et granulométriques montrent une augmentation de la compétence des courants tractifs (Figure 56).

La formation évoque des récurrences de crues et/ou la mise en place d'une crevasse fluviale consécutive à une percée de berge

Unité sédimentaire 4 - La base de l'unité 4 (-2,45 à -0,10 m. NGF) se caractérise par quelques lamines sablo-limoneuses. Par la suite, la granularité du dépôt décroît. Le sédiment devient limono-argileux (grain moyen < 40 μm) et légèrement organique. Les grains sont mis en place par suspension uniforme en mode calme et par décantation (ensemble 5 – Figure 57). Le sommet du dépôt s'enrichit en macro-restes végétaux et en malacofaunes. La malacofaune est composée de coquilles aquatiques comme *Lymnaea stagnalis*, *Planorbis carinatus*. Quelques intrusions de sables fins perturbent aussi le sédiment en empruntant un ancien réseau racinaire. Les tâches d'oxydation indiquent les effets des battements de la nappe phréatique actuelle.

Les dépôts de colmatage reflètent un milieu de bassin d'inondation, palustre et confiné (Figure 58).

Figure 58. Sondage VER.1 - Unité sédimentaire 4 (Rey, 2005)



Unité sédimentaire 5 - Les vingt derniers centimètres de l'unité 5 (-0,10 à +0,50 m. NGF) sont composés de limons sableux (grain moyen proche de 110 μm), gris (2,5 Y 5/0), finement lités. L'indice de tri illustre des conditions d'énergie moyennes et variables. L'image CM confirme une mise en place par suspension uniforme en mode énergétique (ensemble 3). Un pseudosol se forme autour de 1284 – 1393 ap. J.-C. (Saclay-2636) (cf. Partie I – Chapitre 3). Il est caractérisé par une structure grumeleuse associée à quelques faunes de milieux steppiques émergés (*Cernuella virgata*). La formation du pseudosol signe un arrêt temporaire de la sédimentation détritique.

Des lamines limoneuses et limono-sableuses à petites stratifications obliques reposent sur ce dernier.

Les données sédimentologiques et granulométriques rappellent un milieu de levée de berges (Figure 59) observé dans certains remplissages sédimentaires de chenaux camarguais (Arnaud-Fassetta, 1998).

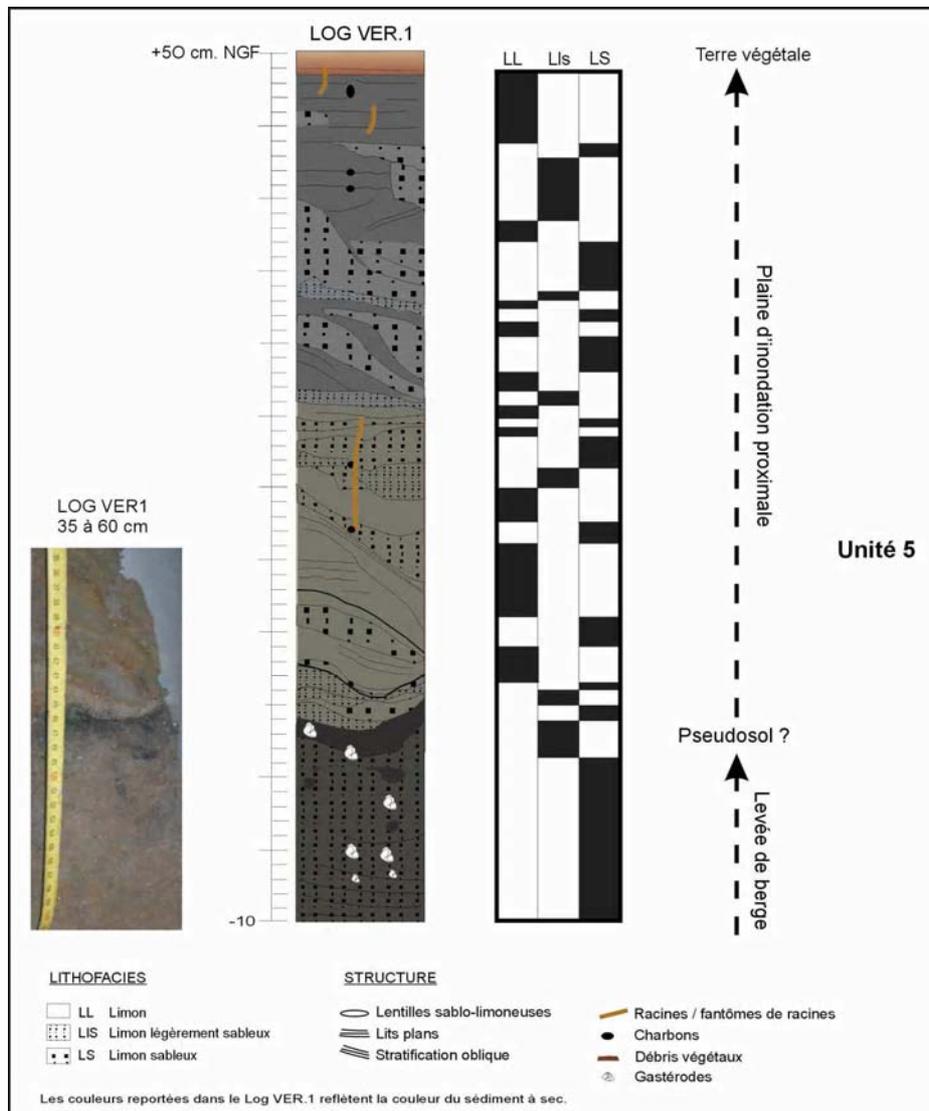


Figure 59. Sondage VER.1 - Unité sédimentaire 5 (Rey, 2005).

2.3. EVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

La charge de fond transitant dans le chenal actif est composée de sables moyens (**Unité sédimentaire 1**) et de fragments de *Cerastoderma sp.* Ce fait n'est pas isolé, des coquilles de *Cerastoderma* ont également été retrouvées dans les bras morts fluviaux du Rhône d'Ulmet en Camargue (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Burot, 1998 ; Raccasi, 2003). La présence de ces faunes aquatiques témoigne d'un environnement estuarien oligohalin (Carrio, 1988). La position du front salé, la configuration du rivage ainsi que la dynamique des graus pourraient être responsables du développement des *Cerastoderma* sur le fond du chenal. Le Rhône de Daladel est actif jusqu'au Haut Empire (2 - 212 ap. J.-C. _ Saclay 1381).

L'abandon du chenal se traduit par une réduction de la granularité des dépôts (**Unité sédimentaire 2**) marquant ainsi une rupture avec le lithofaciès sous-jacent. Les premiers dépôts mis en place après l'abandon du chenal apparaissent assez grossiers malgré une nette diminution de la compétence des courants tractifs. Par la suite, la diminution du courant dans le chenal génère des dépôts de plus en plus fins. Le chenal de Daladel cesse de fonctionner au cours du Haut Empire.

Le remblaiement alluvial est effectué par des dépôts grossiers (grain moyen : 145 à 193 μm), épais (50 cm), dans lesquels s'inscrivent de nombreuses coquilles brisées (**Unité sédimentaire 3**). La sédimentation grossière souligne une période hydro-sédimentaire active à relier aux récurrences de crue et/ou à la mise en place d'une crevasse ou de chenaux secondaires de crevasse réactivés à plusieurs reprises (non daté en raison du manque de débris végétaux). L'alluvionnement est actif : le taux de sédimentation varie de 7 à 9 mm/an entre les I^{er}-III^e s. aux XIII^e-XIV^e s. (Figure 60). Par la suite, le colmatage du chenal est effectué par des dépôts fins à très fins avec quelques lits millimétriques plus grossiers (**unité sédimentaire 4**). Le faciès évoque un milieu de type bassin d'inondation dans lequel l'alluvionnement reste assez actif.

La partie supérieure du remblaiement alluvial souligne le retour d'apports minéraux accompagnant des écoulements plus turbulents. Tout d'abord, une levée de berge (**unité sédimentaire 5**) se serait développée le long de l'ancien chenal de Daladel. Ce processus d'accrétion latérale a été mis en évidence sur d'autres cours rhodaniens (Raccasi, 2003), il consiste au rapprochement des berges vers l'axe du paléochenal (Kraus & Larson, 2002). Par la suite, un pseudosol composé de débris végétaux et de faunes terrestres s'est formé sur la levée. Il a été daté par le radiocarbone entre 1280 et

1390 ap. J.-C. (Saclay-2636). Le pseudosol est recouvert par des apports fluviaux détritiques qui traduisent plusieurs épisodes de crue aux énergies régulières. Cela pourrait signifier que la levée de berge a évolué sous l'impulsion d'un autre chenal (Peccaïs ?) sous la forme d'une plaine d'inondation proximale. Finalement, le milieu apparaît soumis à des énergies modérées et fortes liées à la proximité du chenal de Peccaïs, lequel a été actif jusqu'au XVI^e s.

De 1280-1390 à nos jours, la vitesse de sédimentation sur la plaine d'inondation proximale varie de 1 à 1,3 mm/an (Figure 60), soit un taux sensiblement proche d'estimations comprises entre 0,6 et 1,6 mm/an réalisées sur d'autres sites en Camargue (Arnaud-Fassetta, 1999).

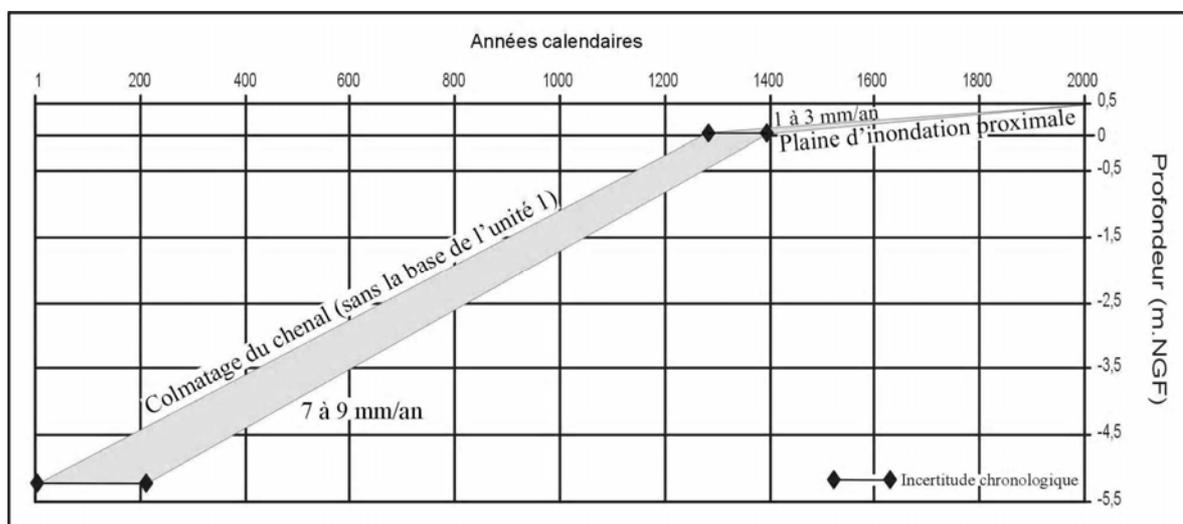


Figure 60. Taux de sédimentation en mm/an dans le colmatage alluvial du paléochenal de Daladel (Rey, 2005).

2.4. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Le cours d'Albaron constituerait la partie amont du Rhône de Daladel (Figure 61). Sur la base des indices archéologiques recensés autour de cet axe fluvial, le Rhône d'Albaron a fonctionné dès le II^e s. av. J.-C. jusqu'au Moyen Age (Martin, 1995 ; Richer, 1994 et 1996 ; Landuré 1996). À proximité du cours de Daladel, seul un établissement daté entre le I^{er} s. av. et le I^{er} s. ap. J.-C. a été découvert (Jéolas, 1979). A la fin de son fonctionnement, le chenal de Daladel s'écoulait parallèlement au cordon des Sables sur au moins trois kilomètres. Des gisements archéologiques datés entre le VI^e / V^e s. av. J.-C. puis entre le II^e s. av. J.-C. et le I^{er} s. ap. J.-C. ont été recensés sur le

cordon des Sables (Raynaud, 2005). Installés sur des cordons fossiles, la présence des établissements signifierait surtout l'existence d'un chenal actif.

Compte tenu des indices archéologiques et des datations ^{14}C , la période d'activité du chenal de Daladél pourrait s'échelonner depuis la fin du deuxième âge du Fer jusqu'au Haut Empire.

L'occupation du cordon des Sables est plus dense autour du Mas du Grand Saint Jean (Figure 62). Sur le même secteur, la face interne du cordon des Sables est partiellement éventrée tandis que la face externe est longée par le chenal de Daladél. Sans vouloir faire une interprétation trop rapide et donc hasardeuse, cette zone pourrait constituer un lieu de transbordement pour relier la côte aux espaces en arrière du littoral.

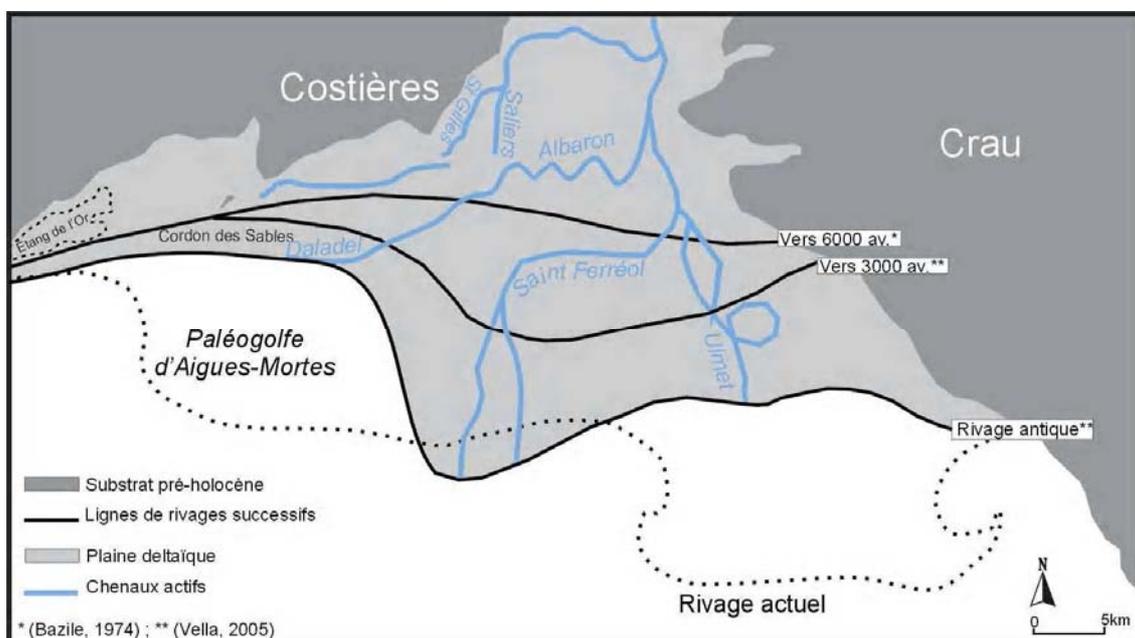


Figure 61. Configuration du delta du Rhône à l'époque Romaine (Rey, 2005)

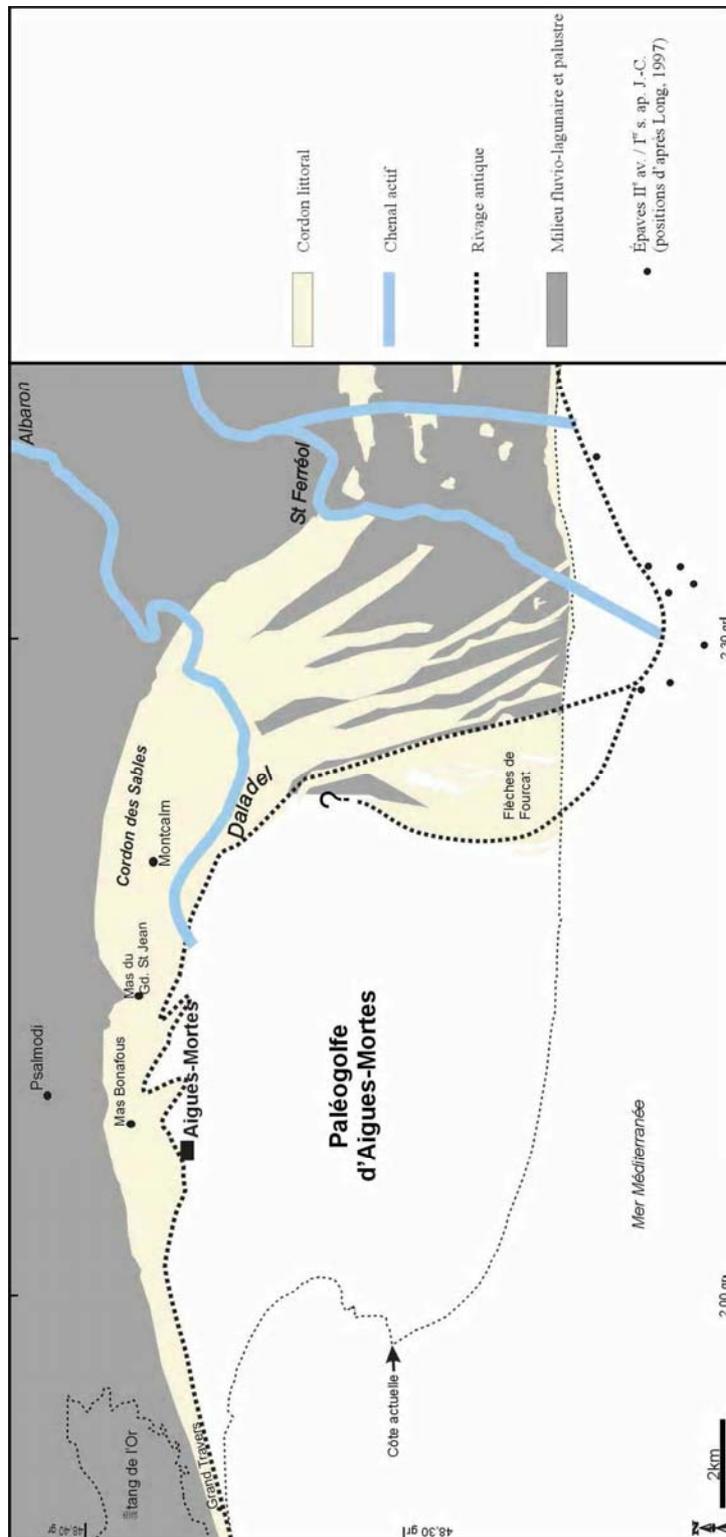


Figure 62. Cadre paléogéographique du littoral de la Petite Camargue à l'époque Romaine (Rey, 2005)

CONCLUSION CHAPITRE 2

Le colmatage du chenal abandonné de Daladel apporte de riches informations paléoenvironnementales néanmoins elles demeurent circonscrites à l'échelle du site et à la période du remblaiement du bras mort fluvial.

La période d'activité du chenal de Daladel pourrait s'échelonner depuis la fin du deuxième âge du Fer jusqu'au Haut Empire. Le chenal est colmaté par des dépôts essentiellement détritiques, légèrement organiques mais jamais tourbeux. La déconnexion avec le chenal principal semble rapide, de sorte que les courants tractifs « disparaissent » rapidement après la défluviation. Néanmoins, les niveaux micro-laminés relativement grossiers laissent supposer l'existence de courants résiduels et/ou de rythmites. Le colmatage sédimentaire s'est effectué par des faciès grossiers issus de périodes hydro-sédimentaires actives (dépôts de crues / crevasses fluviales ?/ chenaux secondaires de crevasse ?). Quant aux dépôts les plus fins, ils sont effectués dans un bassin d'inondation assujéti aux crues du Rhône. Le paléochenal est scellé par des dépôts qui suggèrent le rétrécissement du chenal par progradation de la berge vers le centre de l'écoulement. Par la suite, une plaine d'inondation proximale s'est formée peut-être à partir des apports fluviaux détritiques du Rhône de Peccaïs.

Le chenal de Daladel est resté en eau malgré sa déconnexion avec un chenal principal. Il aurait continué à canaliser et à évacuer les eaux de crue et les courants résiduels. Ce n'est qu'à la fin du processus de comblement que les dépôts se sont effectués dans un bassin d'inondation.

Le Rhône de Daladel serait le premier chenal à avoir percé le cordon des Sables. C'est à partir de ce chenal que les lobes deltaïques vont se succéder dans le golfe d'Aigues-Mortes. L'abandon du Rhône de Daladel coïnciderait avec la formation du chenal de Peccaïs dont le fonctionnement est discuté dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 3

LE RHONE DE PECCAÏS

3.1. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

Le paléochenal de Peccaïs demeure apparent dans le paysage actuel du delta. A partir de la ville d'Albaron, le tracé terminal du Rhône de Peccaïs s'étend sur plus de quinze kilomètres (Figure 63). La photo-interprétation indique que le chenal de Peccaïs pourrait constituer le prolongement du cours d'Albaron. Si l'on se base sur les sites archéologiques positionnés sur l'axe du Rhône d'Albaron (Leveau, 2004a), celui-ci serait actif dès le II^e s. av. J.-C. jusqu'au Moyen Age.

Entre les communes d'Albaron et de Sylveréal, le Petit Rhône actuel constitue la section la plus ancienne du Rhône de Peccaïs encore active. Le long de cette section, le chenal décrit globalement un style méandrique. Quant à l'environnement, il présente une dominante fluvio-palustre.

À proximité de la commune de Sylveréal, un méandre mort appartenant au paléochenal de Peccaïs reste visible sur les photographies aériennes. L'une des premières cartes à mentionner la présence de ce méandre date de 1631 (Atlas de Louis XIII, 1631). Cette boucle, située entre Sylveréal et Montcalm, serait contemporaine de la détérioration du chenal de Peccaïs après 1552 (Kruit, 1955). L'ancien chenal de ce méandre reste préservé comme une étroite ceinture marécageuse et montre une largeur avoisinant moins de dix mètres. Encore aujourd'hui, le tracé de ce méandre mort contribue à délimiter les départements du Gard et des Bouches-du-Rhône.

Après avoir décrit cette boucle, le tracé du paléochenal de Peccaïs est rectiligne. De Sylveréal à la mer Méditerranée, une partie du tracé fluvial a été repris par le canal du même nom.

L'étude du paléochenal de Peccaïs a été entreprise dans cet environnement composé d'anciens cordons littoraux, de chenaux abandonnés, d'étangs, de zones palustres et de marais salants. Le sondage-carotté a été réalisé à environ 1300 mètres au sud du Fort de Peccaïs. Le carottier à piston stationnaire a été positionné dans l'axe du paléochenal encore en eau, encadré par des micro-berges.



Figure 63. Chenal de Peccaïs et localisation du sondage FP.3 (source : Landsat 2000)

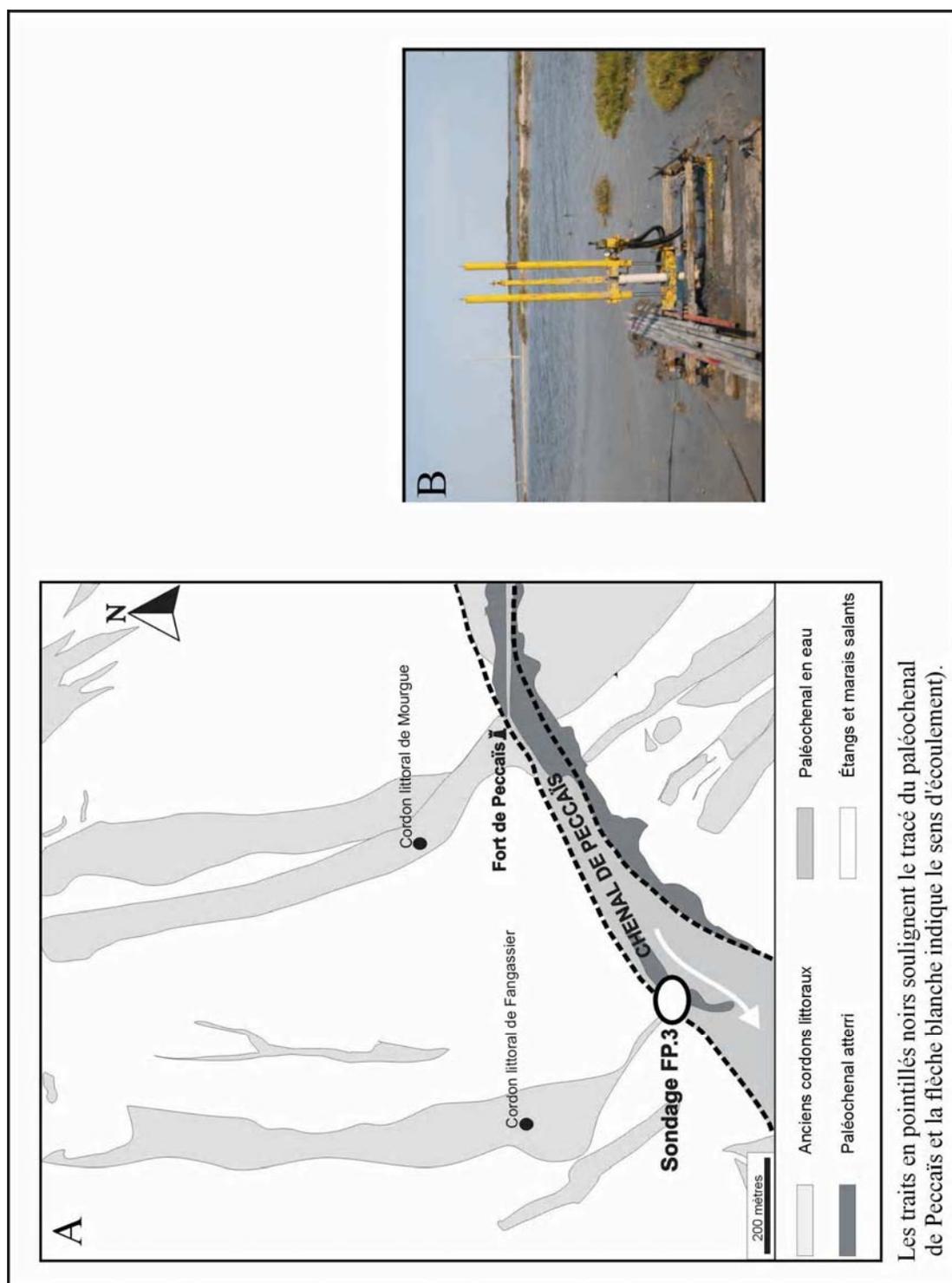


Figure 64. A) Localisation du sondage FP3 (Rey, 2005). ;
 B) Carottier à piston stationnaire placé dans le paléochenal de Peccaïs (Cliché, Rey 2004)

La réalisation de ce sondage carotté (31 mètres) répond à un triple objectif, 1) dater la période d'activité du fleuve, 2) caractériser les modalités de remplissage sédimentaire à l'intérieur du chenal et 3) étudier les dépôts sous-jacents dans le cadre du programme scientifique Groupe de Recherche MARGES. La chronologie du colmatage alluvial du paléochenal de Peccaïs est appréhendée par quatre datations au radiocarbone ^{14}C réalisées sur des macro-restes végétaux fossilisés dans le sédiment et sur de la matière organique diffuse.

3.2. LITHOSTRATIGRAPHIE DU SONDAGE FP.3

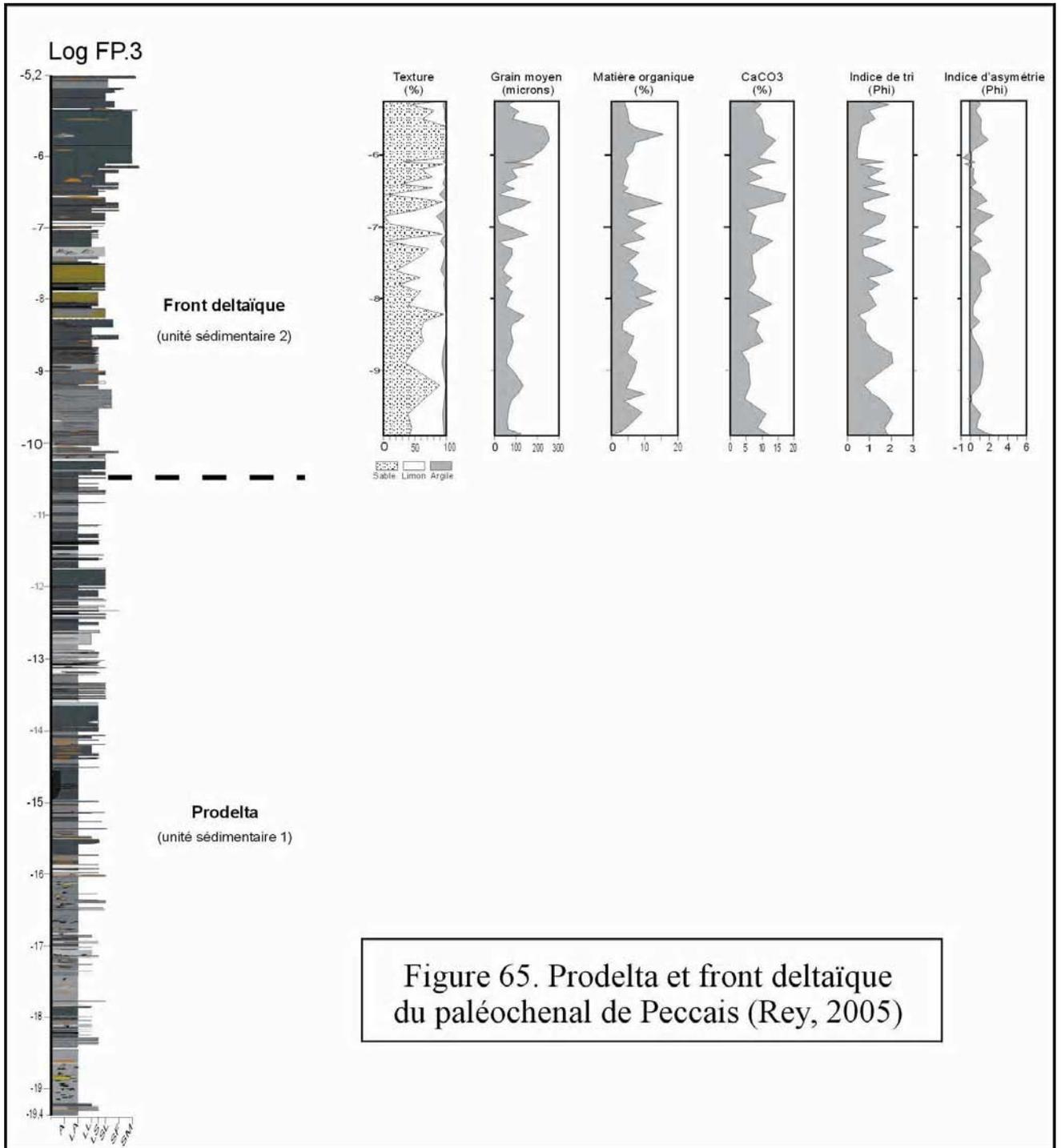
L'étude des faciès marins acquis lors du sondage FP3 fait l'objet du programme G.D.R. MARGES. Ces dépôts marins sont brièvement décrits à partir des méthodes sédimentologiques et granulométriques et interprétés grâce aux données existantes dans les deltas du Rhône, du Tibre, de l'Ebre ou encore du Nil.

Unité sédimentaire 1 - Entre -10 et -19 mètres (alt. absolues), le lithofaciès présente une alternance de lits sableux très fins et de lamines limoneuses et argileuses (Figure 65). Les dépôts comportent aussi de nombreuses bioturbations perçues par les traces de terriers ainsi par la macrofaune essentiellement composée de turrnelles. L'alternance des dépôts suggère le transport des sables fins par des courants actifs. Par contre, les périodes plus calmes se caractérisent par des sédiments plus fins qui se déposent et s'accumulent par décantation. Par analogie aux travaux de Oomkens (1967), Bellotti & al. (1994) et Stanley & Warne (1998) le lithofaciès exprime une formation prodeltaïque (Figure 67).

Unité sédimentaire 2 - De -10 à -6,5 mètres (alt. absolues), la granulométrie des sédiments s'accroît. Le dépôt montre une alternance de lits de sables très fins (grain moyen de 100 à 150 μm) et de lamines limoneuses (grain moyen de 60 à 30 μm), correspondant peut-être à des rides de courants (Reineck & Singh, 1986). Les dépôts expriment la présence de courants tractifs très faibles. Entre -6,5 et -5,2 mètres, le dépôt comporte des sables moyens à grossiers et présente des stratifications subhorizontales (Figure 66). Les sédiments les plus grossiers se caractérisent par un grain moyen proche de 250 μm .

Le faciès exprime une formation du front deltaïque (Figure 65) analogue à celles décrites par Oomkens (1967), Bellotti & al. (1994) et Stanley & Warne (1998) (Figure 67). Le milieu de sédimentation marin semble soumis à des énergies variables où

alternent des périodes soutenues et calmes, rappelant ainsi pour les faciès grossiers des dépôts issus des courants tractifs relativement puissants (tempêtes marines, crues du Rhône).



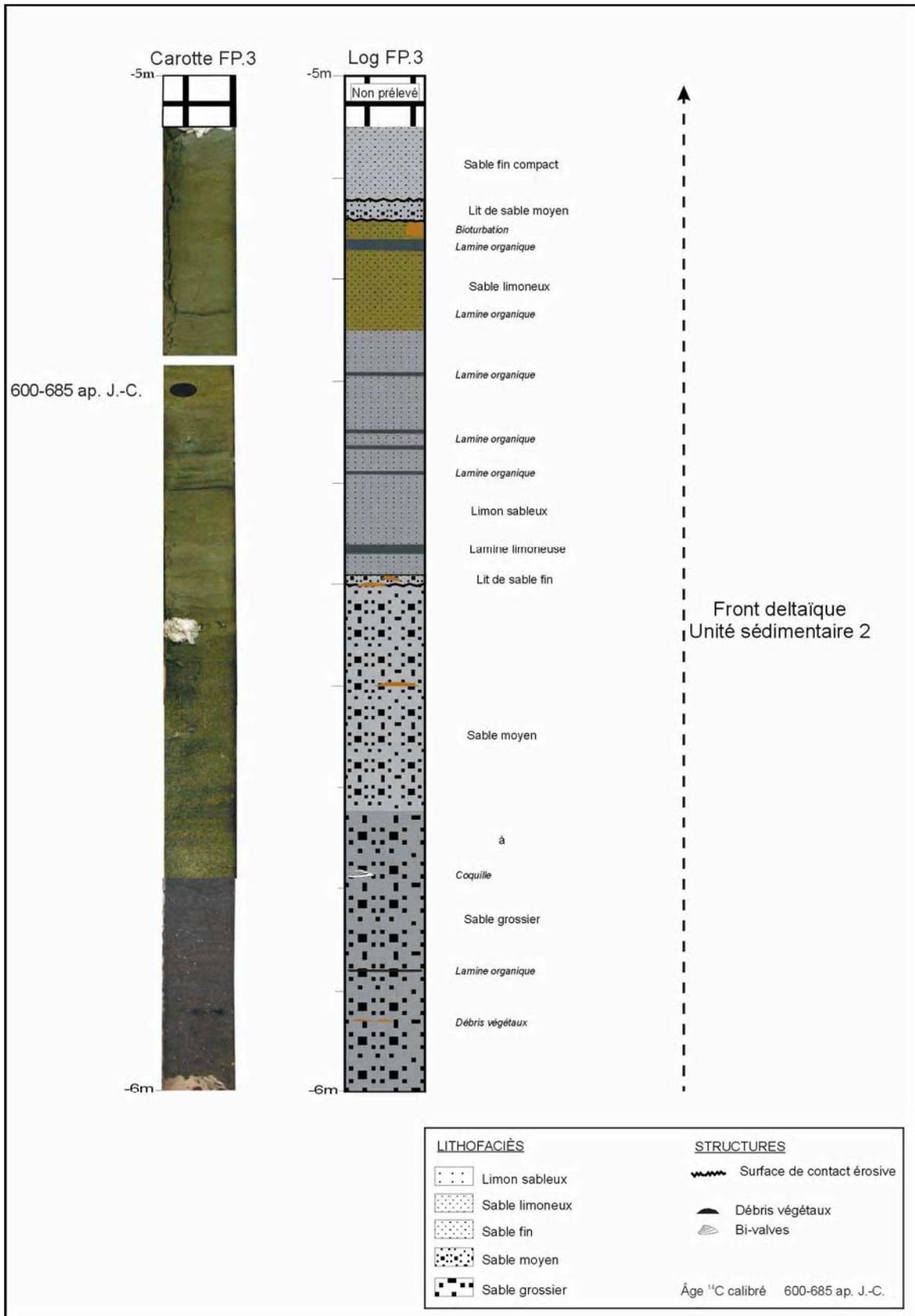


Figure 66. Sondage FP.3 (Carotte -5 à -6 mètres) - Sommet des dépôts marins (Rey, 2005).

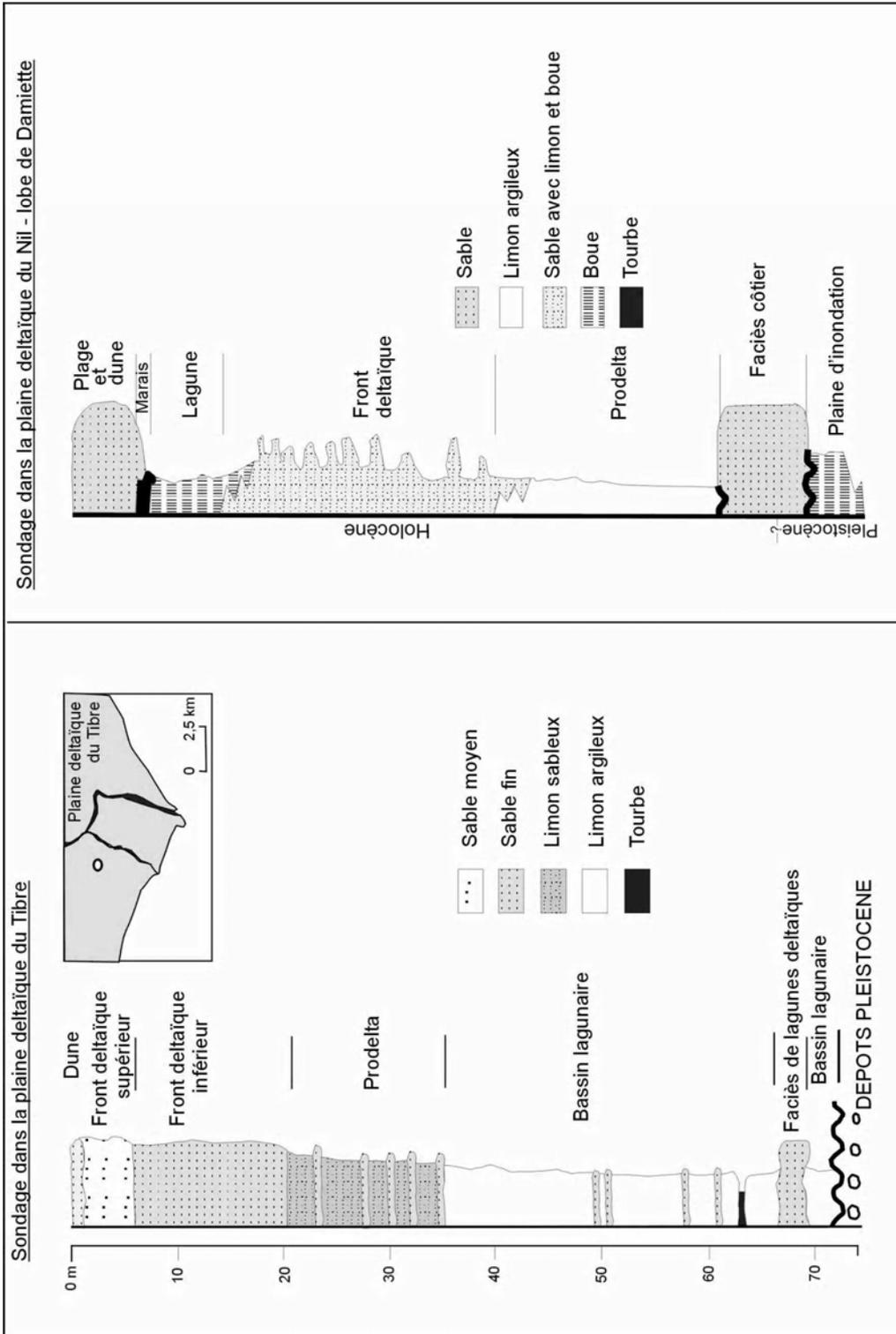


Figure 67. Les faciès deltaïques immergés du Nil (Stanley & Warne, 1998. Modifié) et du Tibre (Bellotti & al., 1993. Modifié).
 Le faciès prodeltaïque, composé de limon sableux entrecoupé de lits sableux, est recouvert par un faciès plus grossier évoquant le front deltaïque sur lequel les environnements émergés de la plaine deltaïque reposent.

Unité sédimentaire 3 - A -5,2 mètres, la base de l'unité sédimentaire 3 érode l'unité précédente (Figure 68). Le dépôt (alt. absolues : -5,2 et -4,88 mètres) est composé de galets et de graviers inscrits dans une matrice sableuse. La longueur des galets avoisine cinq centimètres, ils sont arrondis et semblent être imbriqués les uns contre les autres (Figure 69). Les dépôts les plus grossiers (>2mm) n'ont pas pu faire l'objet de mesures granulométriques poussées, néanmoins ces dépôts transitant dans le chenal actif sont probablement issus du roulage (ensemble sédimentaire 1). Les sables détritiques et azoïques présentent un grain moyen compris entre 180 et 260 μm . Le tri (0,7) exprime un classement moyen et l'asymétrie indique une prépondérance vers les grandes tailles. Ils proviennent de la saltation (ensemble sédimentaire 2). Le dépôt constitue la charge de fond transitant dans le chenal actif. Le mode de transport évoque alors une compétence des courants tractifs très élevée. L'identification du sommet de la charge de fond représente la fin du fonctionnement du chenal, laquelle est datée par le radiocarbone vers 580-680 ap. J.-C. (GdA-456).

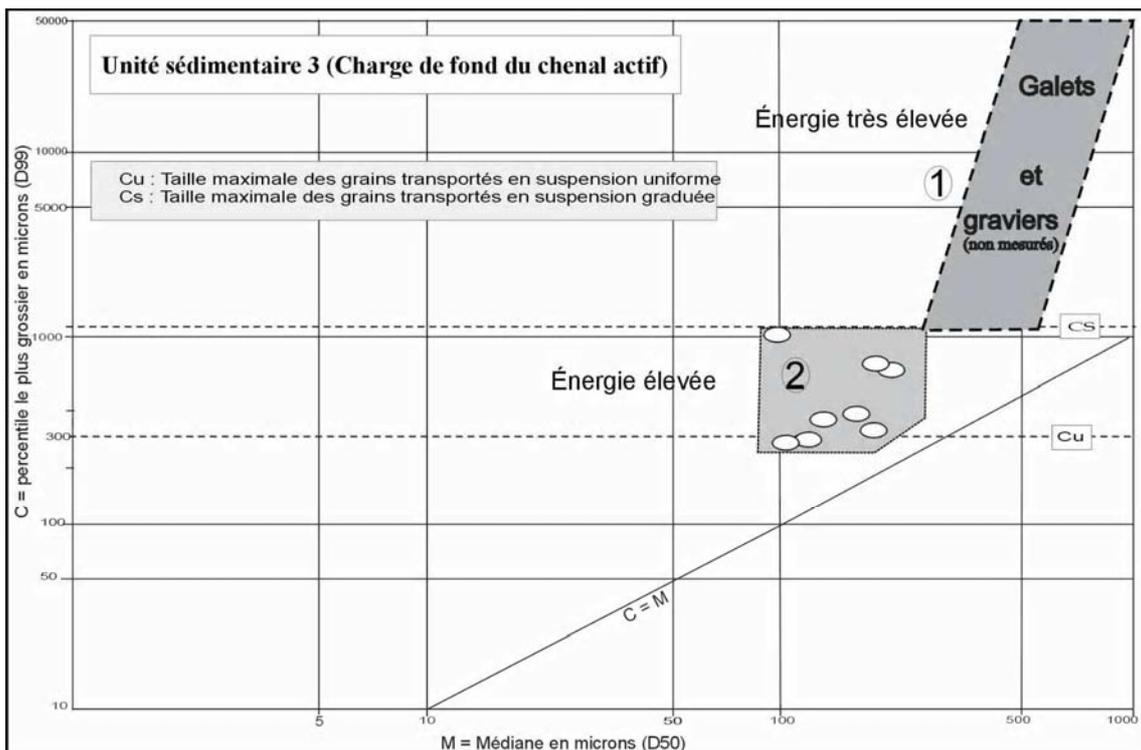


Figure 70. Image C/M de l'unité sédimentaire 3 - Paléochenal de Peccaïs (Rey, 2005)

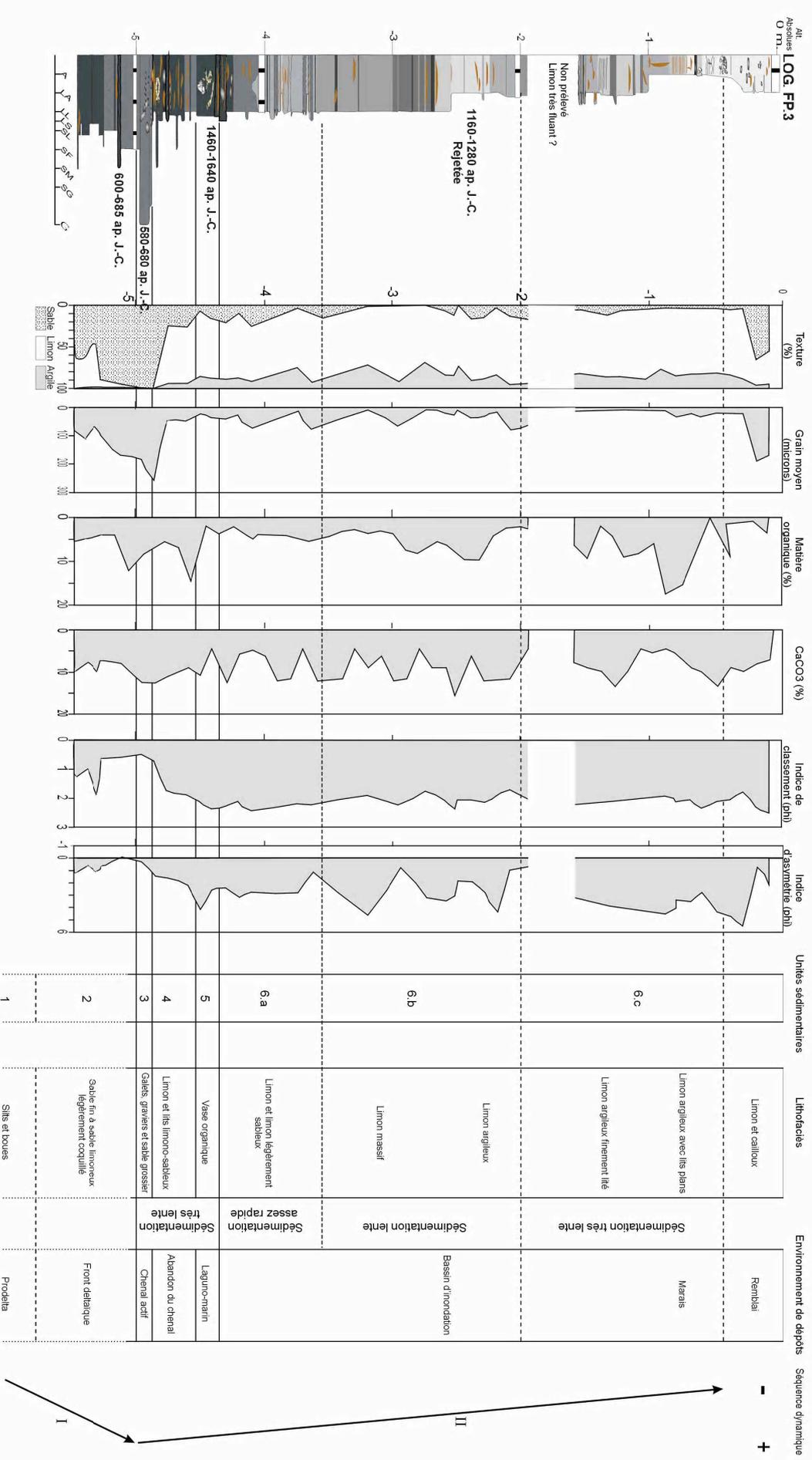


Figure 68. Sondage FP.3 – lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

LITHOFACIÉS

A Argile
LA Limon argileux
LL Limon
LS Limon sableux
SL Sable limoneux
SF Sable fin
SM Sable moyen
SG Sable grossier
G Galets et graviers

STRUCTURES

Stratification sub-horizontale
Surface de contact érosive
Massive

Débris végétaux
Cailloux / Galets
Gastéropodes
Vers annelés tubicoles

Age ¹⁴C daté 600-685 ap. J.-C.

Les couleurs reportées dans le log FP.3 reflètent la couleur du sédiment à sec.

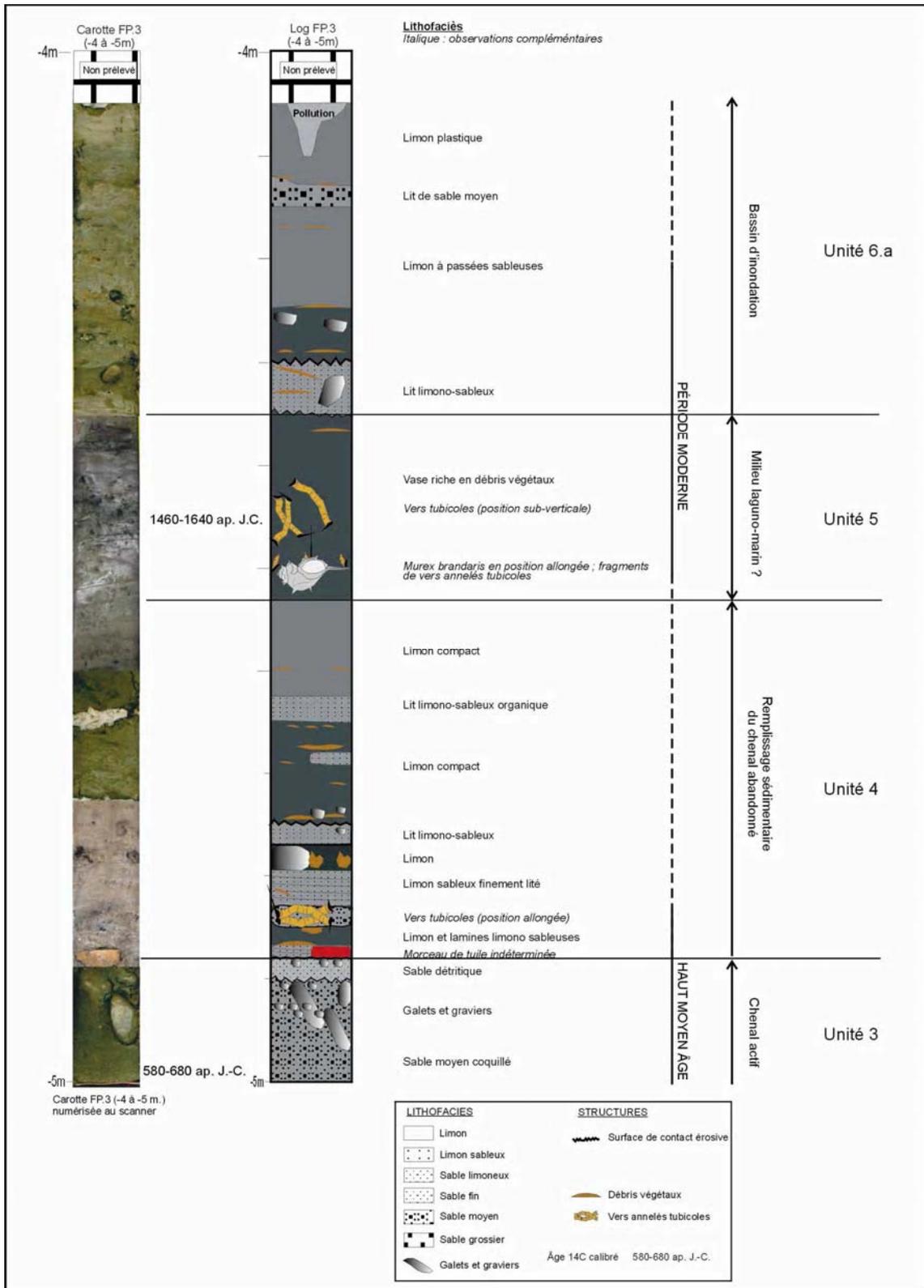


Figure 69. Sondage FP.3 - Carotte -4 à -5 mètres (Rey, 2005)

Unité sédimentaire 4 - La texture moins grossière des dépôts marque un changement brutal de faciès, sans discontinuité érosive. La formation (altitude absolue : -4,88 à -4,5 mètres) présente une alternance de limon et de lits centimétriques limono-sableux. De rares graviers et cailloux (inférieurs à deux centimètres de longueur) se situent à la base du dépôt. Le tri du sédiment montre un mauvais classement. Cette unité se distingue aussi par la présence de nombreux débris végétaux. Les dépôts sont mis en place par suspension uniforme (ensemble 3) illustrant ainsi une nette diminution des courants de traction (Figure 71). Vers le sommet de la formation, la texture du sédiment s'affine et devient plus massive. La macrofaune se limite à des vers annelés tubicoles laguno-marins, entremêlés et en position verticale dans un lit sableux épais de quatre centimètres (Figure 69).

Le lithofaciès signe l'abandon du chenal et le début du colmatage. Cette formation est postérieure à l'unité 3 datée 580-680 ap. J.-C. (GdA-456) et antérieure à l'unité 5 datée 1460-1640 ap. J.-C. (GdA-455). Le taux de sédimentation est très lent, il varie de 0,35 à 0,48 mm/an.

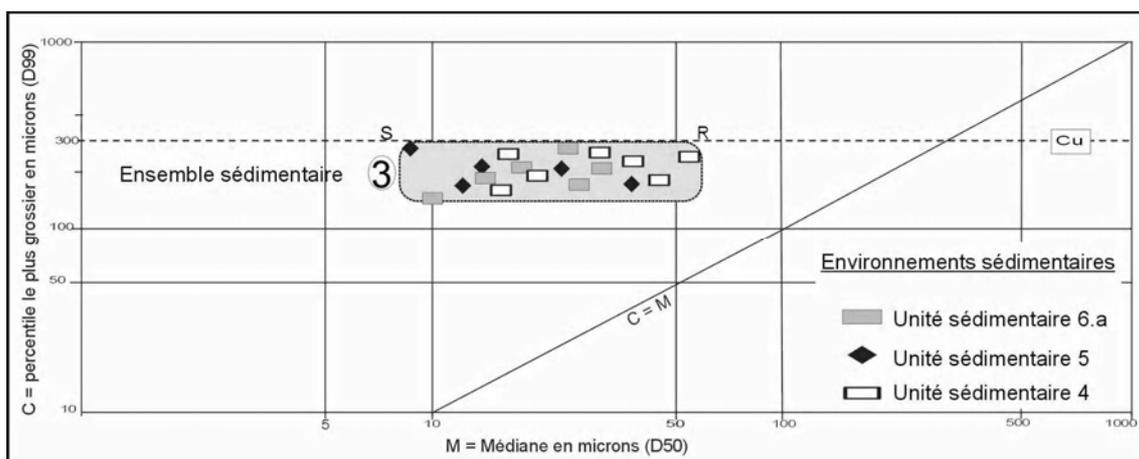
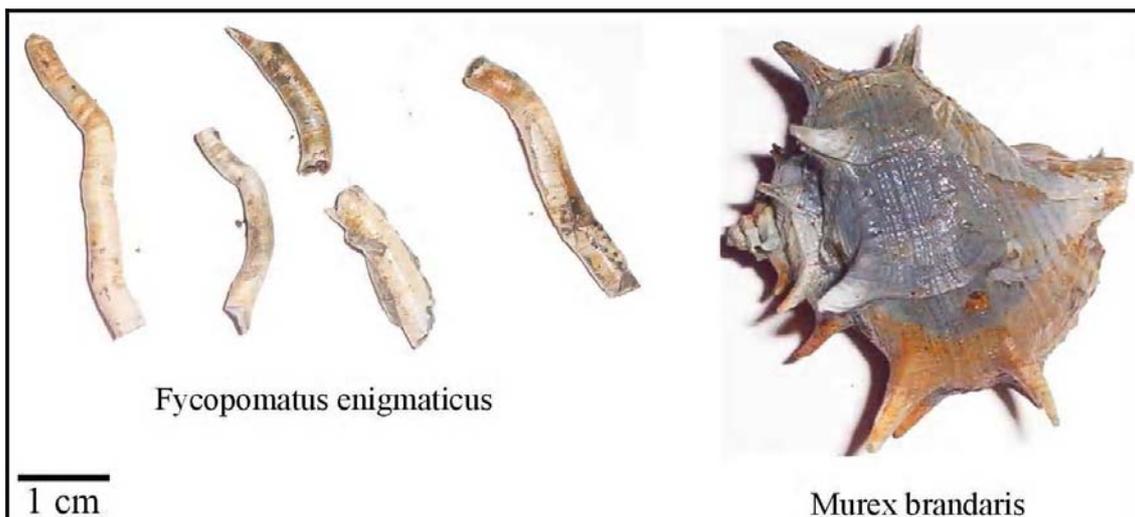


Figure 71. Image C/M des unités 4, 5 et 6.a - Paléochenal de Peccaïs (Rey, 2005).

Unité sédimentaire 5 - La formation comporte une vase fibreuse noirâtre du type Gytija qui se développe sur environ 30 cm d'épaisseur (alt. absolue : -4,5 à -4,3 m.). Le grain moyen est inférieur à 50 μm , l'indice de tri est médiocrement classé et l'indice d'asymétrie montre une forte asymétrie vers les petites tailles (Figure 68). La recrudescence de la fraction organique (16%) au détriment de la fraction minérale évoque le confinement du milieu. Les dépôts vaseux traduisent la prédominance de la suspension uniforme en mode calme (ensemble 3 - Figure 71). La macrofaune installée dans le bras mort fluvial s'avère extrêmement intéressante (Figure 69). En effet, un *Murex brandaris* entier (Photographie 8), en position de vie, a été extrait de la vase

organique. Au dessus de cet escargot des mers, plusieurs vers annelés tubicoles laguno-marins de type *Ficopomatus enigmaticus* ont été identifiés. Entremêlés et en position de vie, ils sont en excellent état de conservation, mesurent de 3 à 25 mm de long et de 1 à 3 mm de large (Photographie 8).

Le chenal abandonné fonctionnerait comme un plan d'eau lagunaire de basse énergie daté entre 1460 et 1640 ap. J.-C. (GdA-455).



Photographie 8. Malacofaune extraite de la vase organique (cliché Rey., 2004)

Unité sédimentaire 6 - Les dépôts de l'unité 6 sont caractérisés par une granulométrie décroissante vers le sommet. De bas en haut, on distingue trois sous-unités superposées.

- **La sous-unité 6.a** est postérieure à l'unité 5 datée 1460-1640 ap. J.-C. (GdA-455). La texture du dépôt marque un changement brutal de faciès. La formation grossière (alt. absolues : -4,3 à -3,6 m.) comporte des cailloux anguleux et quelques graviers inscrits dans une matrice limono-sableuse. Les épais lits limoneux associés aux intercalations pluricentimétriques de limons légèrement sableux suggèrent une sédimentation rapide (Figures 68 et 69). Le grain moyen varie de 20 à 80 μm . La fraction minérale paraît relativement élevée au regard de la fraction organique qui est inférieure à 5%. Les dépôts sont mis en place par suspension uniforme en mode calme (ensemble 3 – Figure 71).

La sous-unité correspond à un milieu de bassin d'inondation qui enregistre des apports fluviaux détritiques accompagnant des récurrences de crues de forte intensité. La sédimentation relativement grossière souligne la présence d'écoulements turbulents et peut-être un renforcement de l'hydrodynamisme.

- **La sous-unité 6.b** est formée de plusieurs lits limoneux et limono-argileux d'une épaisseur totale de 160 cm (alt. absolue : -3,6 à -1,5 m). La granularité du dépôt est fine (grain moyen compris entre 10 et 60 μm), hormis quelques lamines millimétriques de limons grossiers qui s'intercalent dans le sédiment (Figure 68). Le sédiment de couleur grise caractérise des dépôts minéraux riches en fer réduit malgré une hausse de la fraction organique. Le tri (2) indique des sédiments médiocrement classés (dynamiques de décantation). Les dépôts les plus grossiers proviennent de la suspension uniforme en mode calme, quant aux grains les plus fins, ils se déposent par décantation (ensemble 4 – Figure 72). La macrofaune paraît absente et les débris végétaux restent rares.

La sous-unité correspond à un milieu de bassin d'inondation à épisodes palustres, de basse énergie, subissant des ingressions d'eaux de crue d'intensité faible et de fréquence variable (Figure 68). La réduction de la granularité par rapport à la sous-unité précédente traduit une diminution de l'hydrodynamisme. La vitesse de sédimentation apparaît assez lente.

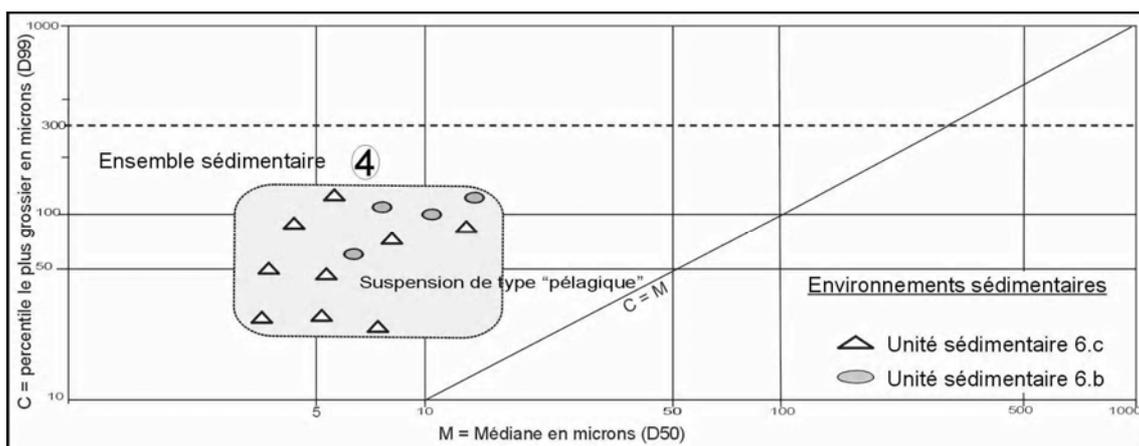
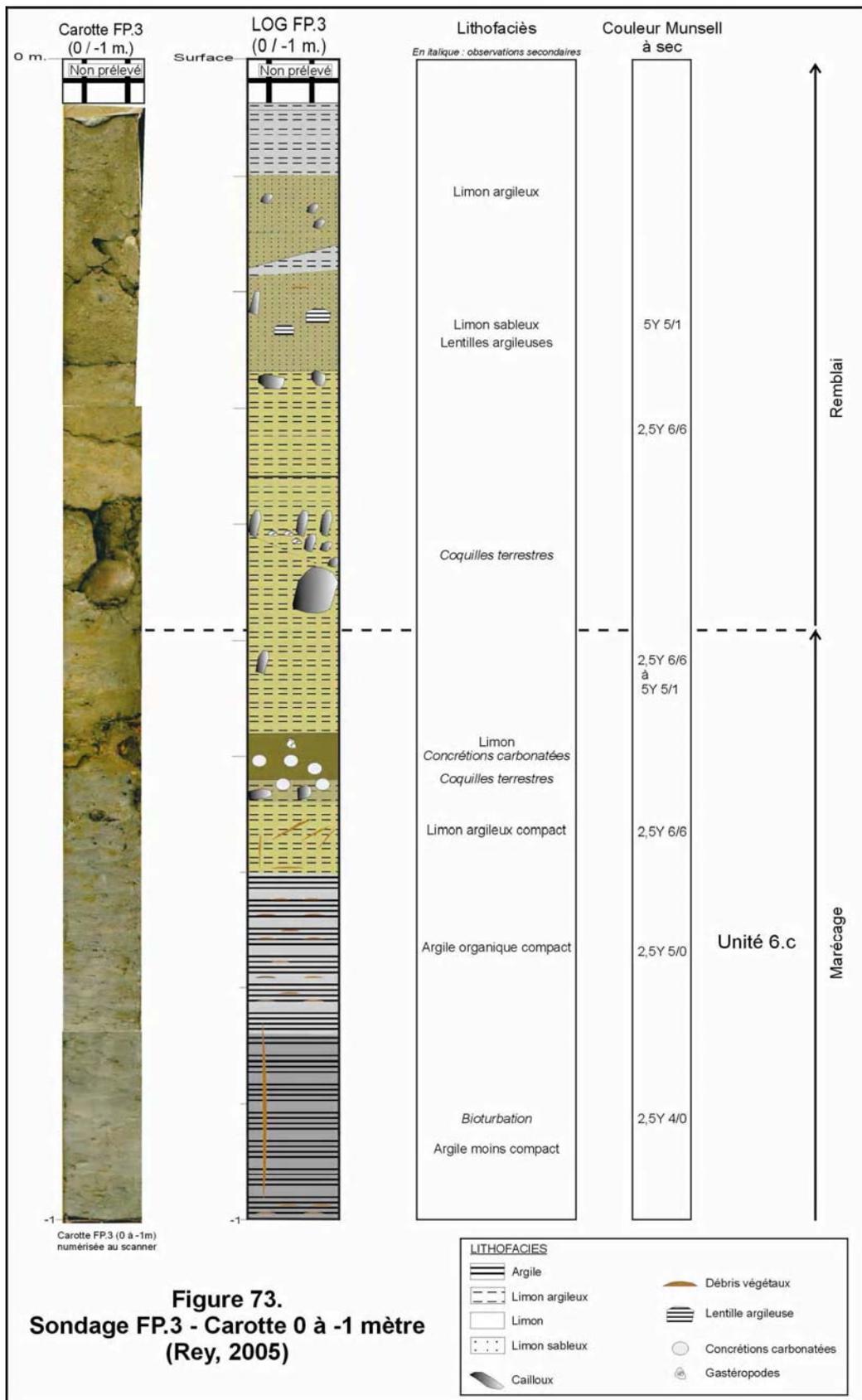


Figure 72. Image C/M des sous-unités 6.b et 6.c - (Rey, 2005).

- **La sous-unité 6.c** (alt. absolue : -1,5 à -0,4 m.) se caractérise par un faciès moins grossier qui le différencie nettement de l'unité précédente (Figure 73). La sous-unité comporte un sédiment limono-argileux qui s'affine vers le sommet (argile organique au grain moyen inférieur à 10 μm). L'indice de tri varie du médiocrement classé au très mal classé illustrant alors des dynamiques peu sélectives de basse énergie (Figure 68). À partir de -80 centimètres, le sédiment comporte des tâches d'oxydation dont le gradient de couleur suggère une concentration de plus en plus élevée vers le sommet. Les dépôts les plus grossiers proviennent de la suspension uniforme en mode calme, quant aux grains les plus fins, ils se déposent par décantation (ensemble 4 – Figure 72). La macrofaune essentiellement composée de limnées et la recrudescence de la fraction organique au détriment de la fraction minérale évoquent un milieu d'eau douce à sau-



-mâtre relativement confiné.

De -60 à -40 cm, des gastéropodes terrestres comme *Ceriuella virgata* se concentrent dans un niveau caractérisé par des concrétions carbonatées dont l'origine s'apparente vraisemblablement aux battements de la nappe phréatique actuelle à la minéralisation élevée. Les dépôts caractérisent un milieu palustre émergé caractérisé par une sédimentation lente.

Ce niveau est ensuite recouvert par un niveau de remblai caractérisé par des limons assez grossiers associés à des morceaux de briques et de cailloux modernes.

3.3. EVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

Le sondage FP3 a permis de suivre une succession d'environnements soit, de bas en haut, un milieu littoral immergé (**Unités 1 et 2**), un chenal probablement actif au Bas-Empire (**Unité 3**) puis un colmatage alluvial au cours du Haut Moyen Age (**Unité 4**) et la période moderne, suivi d'un colmatage fluvio-lagunaire au cours de la période moderne (**Unité 5**) et enfin un remblaiement fluvial de la période moderne à nos jours (**Unité 6**).

La séquence sédimentaire I correspond à un milieu de prodelta aggradant et progradant (**Unité 1**) dont les dépôts sont recouverts par les dépôts progradants du front deltaïque (**Unité 2**). Les faciès du prodelta et du front deltaïque apparaissent analogues aux dépôts deltaïques immergés décrits dans les deltas du Tibre et du Nil (Bellotti & al., 1994 ; Stanley & Warne, 1998). Les faciès reflètent des conditions d'énergie variables probablement dépendantes des dynamiques hydro-sédimentaires marines et du régime fluvial du Rhône. Le dépôt du front deltaïque est recouvert par les accumulations fluviales détritiques de la charge de fond transitant dans le chenal de Peccaïs (**Unité 3**).

La charge de fond transitant dans le chenal actif est composée de galets et de graviers inscrits dans une matrice de sables grossiers (**Unité 3**). Ces dépôts pourraient exprimer soit une compétence très élevée du fleuve, soit un épiphénomène. La fine épaisseur de la charge de fond (50 cm) suggère la bonne circulation de la majorité des sables transitant sur le fond du chenal. En effet, la forme pointue du lobe de Peccaïs traduit l'existence de larges volumes sableux expulsés de l'embouchure. Les sables sont par la suite repris par les vagues et les courants côtiers qui les transportent sur les plages pour y édifier des cordons littoraux (Partie III – Chapitre 1). Deux datations faites sur la charge de fond montrent une légère inversion (les marges d'erreur se recouvrent tout de même) mais indiquent clairement l'âge de mise en place de ce dépôt autour de 600-685

ap. J.-C. (-530 cm ; GdA-457)) et 580-680 ap. J.-C. (-494 cm ; GdA-456)). Nous préférons utiliser la date 580-680 ap. J.-C. positionné sur le sommet de la charge de fond. Le Rhône de Peccaïs est alors actif vers le VI^e s. ap. J.-C. Cet âge est en accord avec l'âge d'un cordon d'embouchure construit par ce chenal entre 465 et 965 ap. J.-C. (L'Homer, 1987).

Le début du colmatage du chenal est effectué par des graviers et des cailloux inscrits dans une matrice limono-sableuse. Ce niveau suggère l'existence de turbulence sur le fond et de courants résiduels relativement actifs. Pourtant, le taux d'alluvionnement (<0,9mm/an) est très lent (Figure 74).

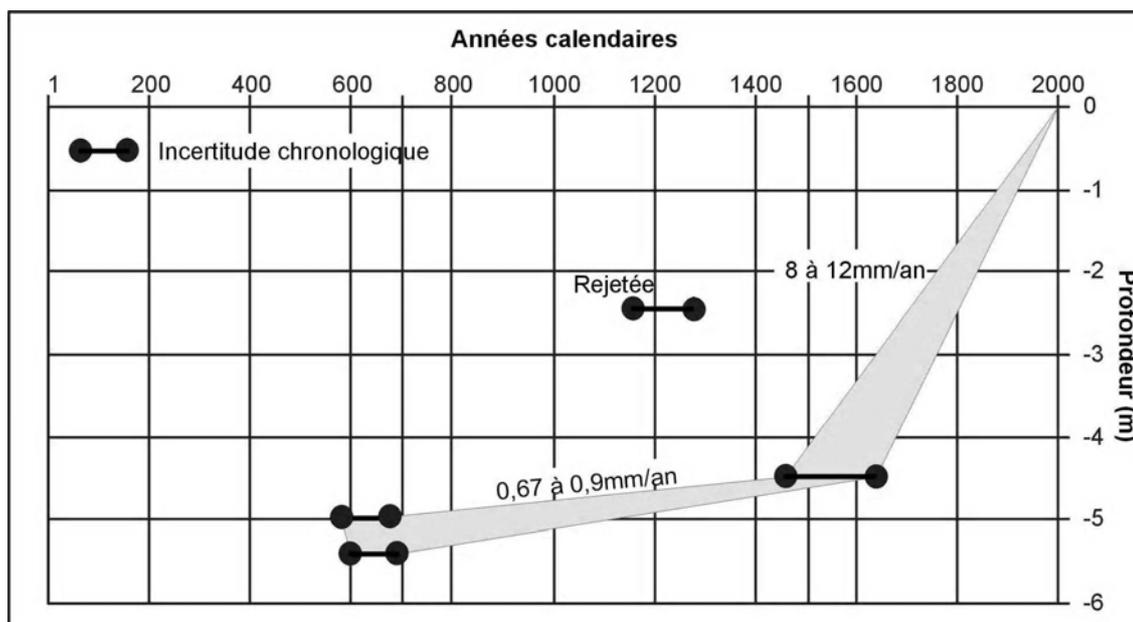


Figure 74. Taux de sédimentation en mm/an dans le paléochenal de Peccaïs (Rey, 2005).

Au cours du processus de comblement, des dépôts fluvio-lagunaires se mettent en place sur la formation précédente. Le dépôt vaseux et organique signe l'abandon du chenal de Peccaïs dès 1460 et 1640 ap. J.-C. (GdA-455). Les documents cartographiques de la seconde moitié du XVIII^e siècle confirment cet abandon (Figure 75). Kruit (1955) avait daté la défluviation du chenal de Peccaïs vers le Petit Rhône actuel en 1552.

Les eaux salées du bras mort fluvial transforment le milieu fluvial initial en un environnement laguno-marin dans lequel s'est développée une macrofaune composée de vers annelés tubicoles et de *Murex brandaris*. L'avulsion du chenal aurait réduit les apports en eau douce propice à la remontée du front salé suffisamment en amont dans le bras mort fluvial pour y développer un écosystème laguno-marin. Une seconde hypothèse envisage la fermeture du grau de Peccaïs. L'absence d'exutoire aurait conduit

le bras mort fluvial à fonctionner comme une lagune dépendante des dynamiques côtières (ouverture et fermeture des graus). La carte des « Environs d'Aigues-Mortes, de Peccaïs et de la Petite Camargue » indique clairement que le bras mort fluvial de Peccaïs ne disposait plus d'exutoire maritime dès le XVIII^e siècle (Figure 75). Le milieu fluvial initial s'est probablement modifié en un environnement aquatique confiné et plus salé analogue à une lagune ou un étang périllittoral.

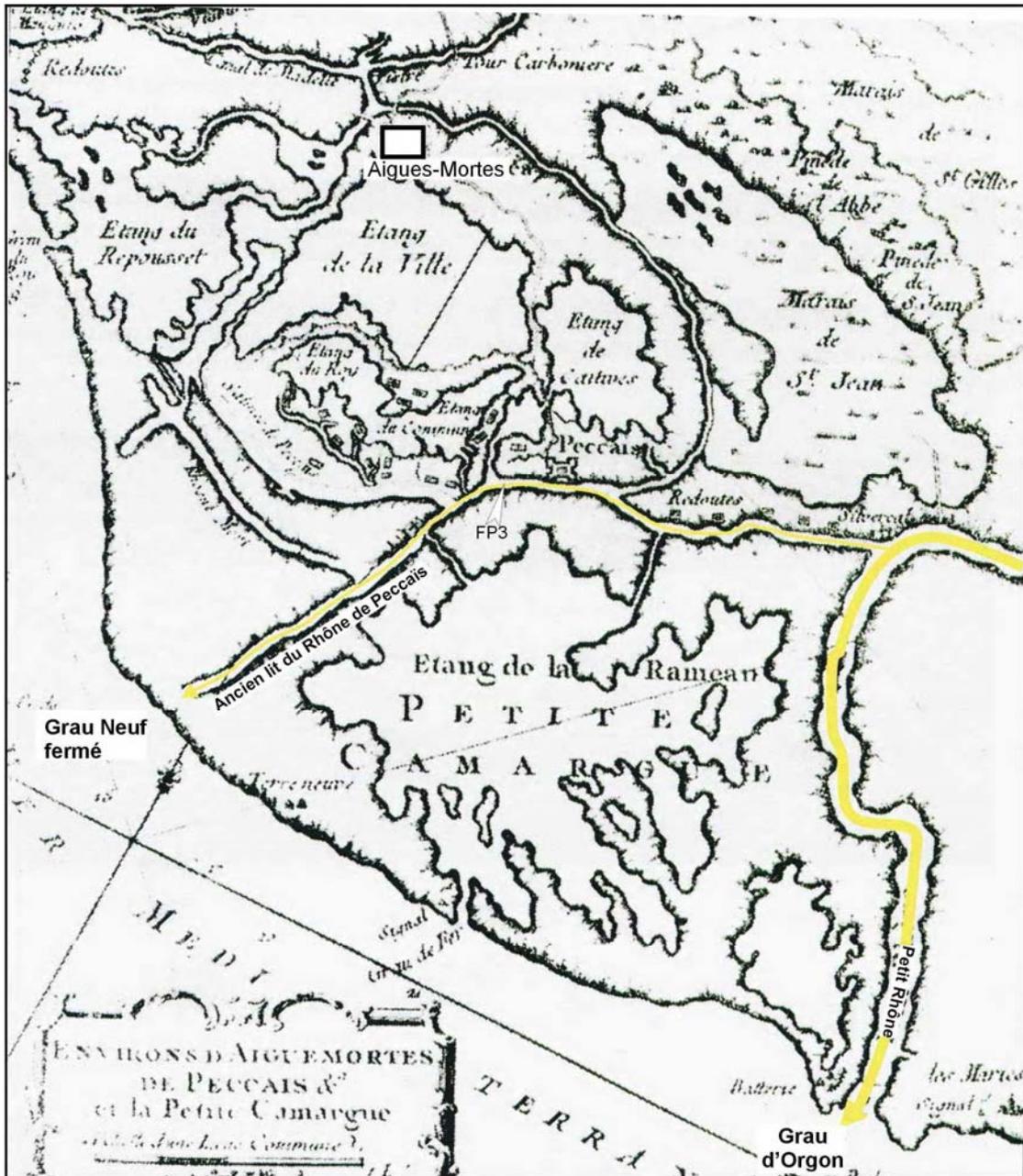


Figure 75. Environs d'Aigues-Mortes, de Peccaïs et de la Petite Camargue (Bellin, 1764)

La macrofaune est très intéressante : originaire d'Australie, le *Ficopomatus enigmaticus* est un ver annelé tubicole laguno-marin. L'animal vit dans des endroits confinés tels que les estuaires, les ports, les marais maritimes, les canaux, les lagunes. Il y trouve une eau turbide riche en matière organique (filtreur actif), de faibles courants propices à la construction du tube calcaire et un milieu semi-fermé permettant le maintien des larves au voisinage des colonies d'adultes. Dans ces milieux sélectifs à la salinité variée, le vers annelé tubicole subit peu de concurrences. Cet animal apparaît pour la première fois en France au début du XX^e siècle, pourtant ces vers, situés en position de vie à -4,45 m de profondeur dans un dépôt fluvio-lagunaire, ont été datés entre 1460 et 1640 ap. J.-C. (GdA-455). L'arrivée de cet animal sur les côtes languedociennes apparaît donc plus précoce par rapport aux données actuelles et surtout révèle leur disparition pendant au minimum trois siècles ! Le taux de sédimentation à l'intérieur du bras mort fluvial de Peccaïs (compris entre 8 et 12 mm/an entre 1460-1640 ap. J.-C. et l'actuel) a peut-être été trop rapide pour permettre à ces espèces laguno-marines de perdurer (Figure 74). L'absence d'analogue au sein du delta du Rhône nous impose d'être prudent sur l'interprétation de ces faunes. Les recherches pour comprendre la présence de ces faunes se poursuivent

Après le XV^e siècle, le colmatage redevient à dominante fluviale. L'alluvionnement semble temporairement important. Par la suite, le colmatage alluvial ralentit en dépit des ingressions d'eaux de crue d'intensité modérée à faible. Le taux de sédimentation atteint au minimum 8 mm/an entre le XV^e siècle et l'actuel (Figure 74). Les débris végétaux s'accumulent alors sous l'effet des faibles courants de transport. Leur décomposition provoque une hausse de la teneur en matière organique. La partie terminale du colmatage alluvial est datée 1160-1280 ap. J.-C. (GdA-453). Cette date n'est pas cohérente avec les autres dates ¹⁴C. La datation de matière organique diffuse est probablement à l'origine de cette inversion.

CONCLUSION CHAPITRE 3

De -20 à -10 mètres, un long faciès prodeltaïque se développe. Progressivement la granularité des dépôts s'accroît avec une alternance de sables très fins et de silts. Ces dépôts épais de 4,5 mètres correspondent au front deltaïque.

La fin de la séquence marine se traduit par la formation du chenal de Peccaïs. Le chenal fonctionne très probablement dès le Bas-Empire. Il amorce son colmatage au cours du Haut Moyen Age. Ce chenal se caractérise par une bonne circulation des matériaux sur le fond du chenal (faible épaisseur de la charge de fond). Les matériaux sont en majorité expulsés hors de l'embouchure et repris par la dynamique côtière pour accroître la taille du lobe (pointu) de Peccaïs. Le taux maximal de sédimentation est extrêmement lent, il est inférieur à 0,45 mm/an entre 680 et 1460 ap. J.-C. Le taux de colmatage alluvial avoisine 3,7 mm/an entre 680 ap. J.-C. et l'actuel, une vitesse sensiblement similaire à celle acquise dans le remplissage du Rhône de Saint-Ferréol dont le rythme varie de 2,4 à 3,1 mm/an entre 680-850 et 1500 ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 1998). Les caractéristiques sédimentaires et malacologiques du colmatage alluvial font apparaître la déconnexion du chenal de Peccaïs et son confinement. Bien qu'il reçoit des alluvions fluviales, l'environnement fluvial régnant dans le chenal abandonné disparaît temporairement au profit d'un milieu laguno-marin en place entre 1460 et 1640 ap. J.-C. La transformation du milieu est à relier à la remontée du front salé dans le bras mort fluvial et à l'influence des dynamiques littorales (la migration des graus). Par la suite, le bras mort fluvial fonctionne comme un bassin d'inondation assujetti à des récurrences de crue d'intensité modérée à faible. Le taux de sédimentation est élevé, il est de 12 mm/an de 1640 ap. J.-C. à nos jours. Enfin, le sommet du remplissage est scellé par des remblais probablement liés à l'activité salinière sur le site.

CHAPITRE 4

LES CHENAUX TERMINAUX

Nous avons fait le choix de regrouper les chenaux du Moyen Age Central (Rhône de La Ville) à ceux de l'époque moderne (Rhône de Saint-Roman et Rhône Vif) pour trois raisons (Figure 76). La première est d'ordre morphologique : les chenaux de La Ville et de Saint-Roman reflètent une morphologie analogue avec pour particularité une embouchure déviée par l'allongement des flèches littorales. Deuxièmement, leur évolution morphologique (l'allongement du tracé fluvial, la baisse du gradient hydraulique...) a semble t-il conditionné en partie leur abandon. La troisième raison concerne le chenal du Rhône Vif qui à l'inverse des deux précédents chenaux constitue l'une des premières tentatives de chenalisation en Petite Camargue. En dépit de sa courte période d'activité, il demeure que la séquence de remplissage sédimentaire à l'intérieur de ce bras mort fluvial comporte des similarités avec les deux précédents chenaux. La proximité avec le littoral pourrait être un premier élément de réponse.

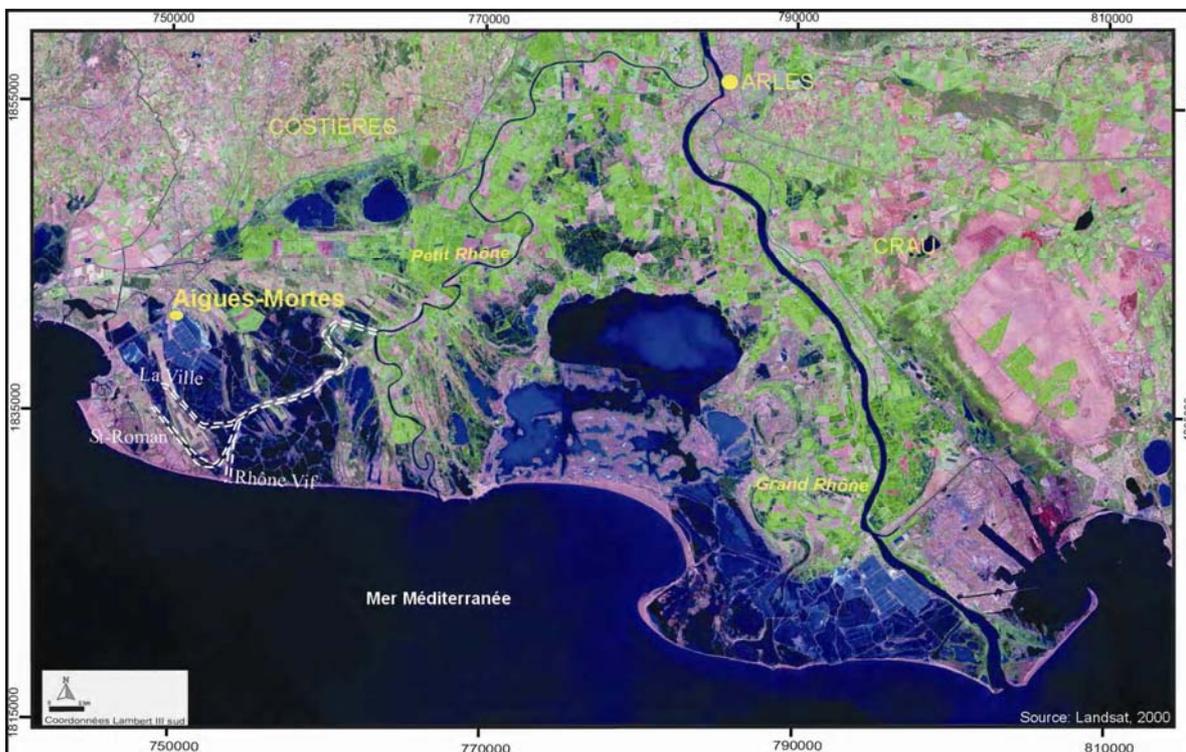


Figure 76. Cadre géographique des paléochenaux terminaux (source : Landsat 2000).

4.1. LE RHONE DE LA VILLE

4.1.1. Cadre géomorphologique

Le Rhône mort de La Ville constitue le prolongement du cours de Peccaïs. Il apparaît clairement dans le paysage : le lit fluvial demeure en eau, encadré par des cordons littoraux fossiles. Le tracé du chenal atteint un peu plus de cinq kilomètres. En amont, le paléochenal de La Ville mesure deux cents mètres de large. En aval, la largeur du lit rétrécit considérablement pour atteindre moins de cinquante mètres à proximité de sa dernière embouchure, le Grau de La Chèvre. A la fin de sa période d'activité, le chenal possédait un tracé fluvial rectiligne et quasi-parallèle au rivage (Figure 77). Le rivage est constitué par le cordon de Listel mis en place de part et d'autre de l'embouchure.

- En amont de l'embouchure, le cordon de Listel constituerait la rive gauche du chenal. Le cordon littoral a une morphologie étirée et rectiligne : la largeur maximale atteint 1,3 km et la longueur au minimum dix kilomètres (Figure 77). L'allongement des formations littorales a entraîné la migration de l'embouchure vers le Nord-ouest et dans un même temps a bloqué et canalisé l'écoulement du fleuve. Comme les flux liquide et solide sont déviés vers le Nord-ouest, les sédiments fluviaux ne parviennent pas sur la rive gauche. Son édification a probablement été impulsée par les apports marins et éoliens. En surface, la malacofaune observée est constituée de nombreux *Murex brandaris* et d'*Aporrhais pespelecani* qui constituent des faunes du milieu littoral sableux. Ce cordon a été nivelé lors de la plantation de vignes ; seules les dépressions interdunaires permettent de différencier les cordons littoraux fossiles.

- En aval de l'embouchure, le cordon de Listel constituerait la rive droite du Rhône de La Ville. Il est large (~ 1 à 1,7 km) et atteint une hauteur maximale de deux mètres. La longueur du cordon (~ 7 km) est approximative car en direction du Grand Travers le cordon se juxtapose à des formations littorales plus anciennes (Figure 77). Quelques dunes subsistent : elles sont végétalisées, larges et présentent une hauteur parfois supérieure à 2,5 mètres. La migration de l'embouchure a engendré la déviation des apports solides vers le Nord-Ouest. La rive droite serait alors composée d'alluvions fluviaux qui ont été remobilisées par les courants côtiers puis déposées sur le rivage.

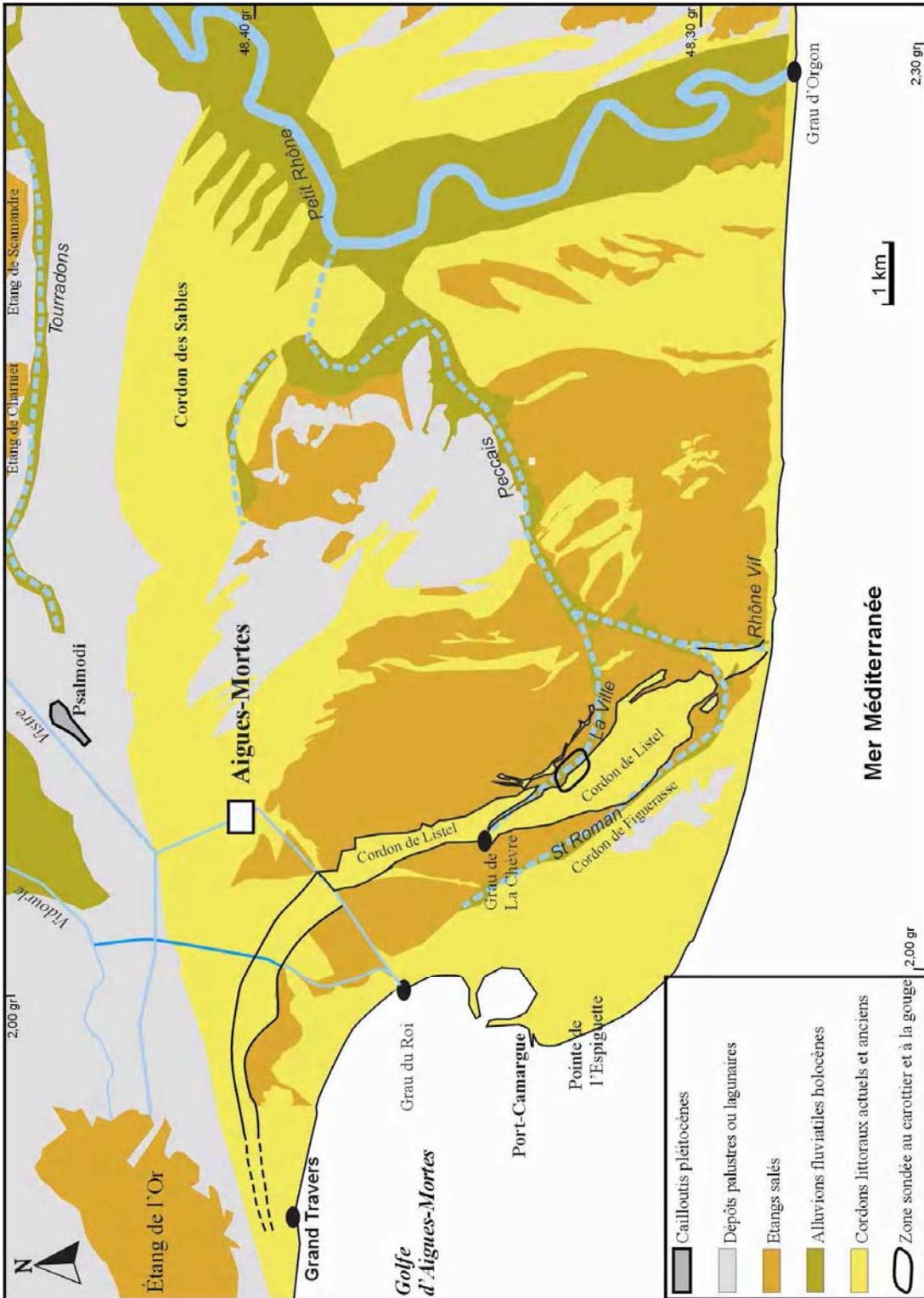


Figure 77. Localisation du Rhône mort de La Ville et du cordon de Listel (Rey, 2005)

La période d'activité du Rhône de La Ville repose sur des datations absolues réalisées sur le cordon d'embouchure de Fangassier édifié par le Rhône de Peccaïs et sur le cordon de Listel (L'Homer, 1993). La fin de l'activité du chenal est établie à partir de données historiques (Florençon, 1996).

Le Rhône Mort de La Ville n'est pas caractérisé sédimentologiquement, pas plus que ne sont définies sa géométrie et son origine. Afin d'étudier son remplissage, nous avons entrepris des sondages au carottier (BVIL.1 et 2) et à la gouge (BVIL.6, 7 et 8) dans l'axe du paléochenal et à proximité (Photographie 9). Les sondages présentés dans les figures 78 et 79 et dans l'annexe 6 permettent la réalisation d'un transect lithostratigraphique (Figure 80).



Photographie 9. Sondages réalisés dans le paléochenal de La Ville : BVIL.1, 2, 6, 7 et 8 (Cliché Rey, 2005).

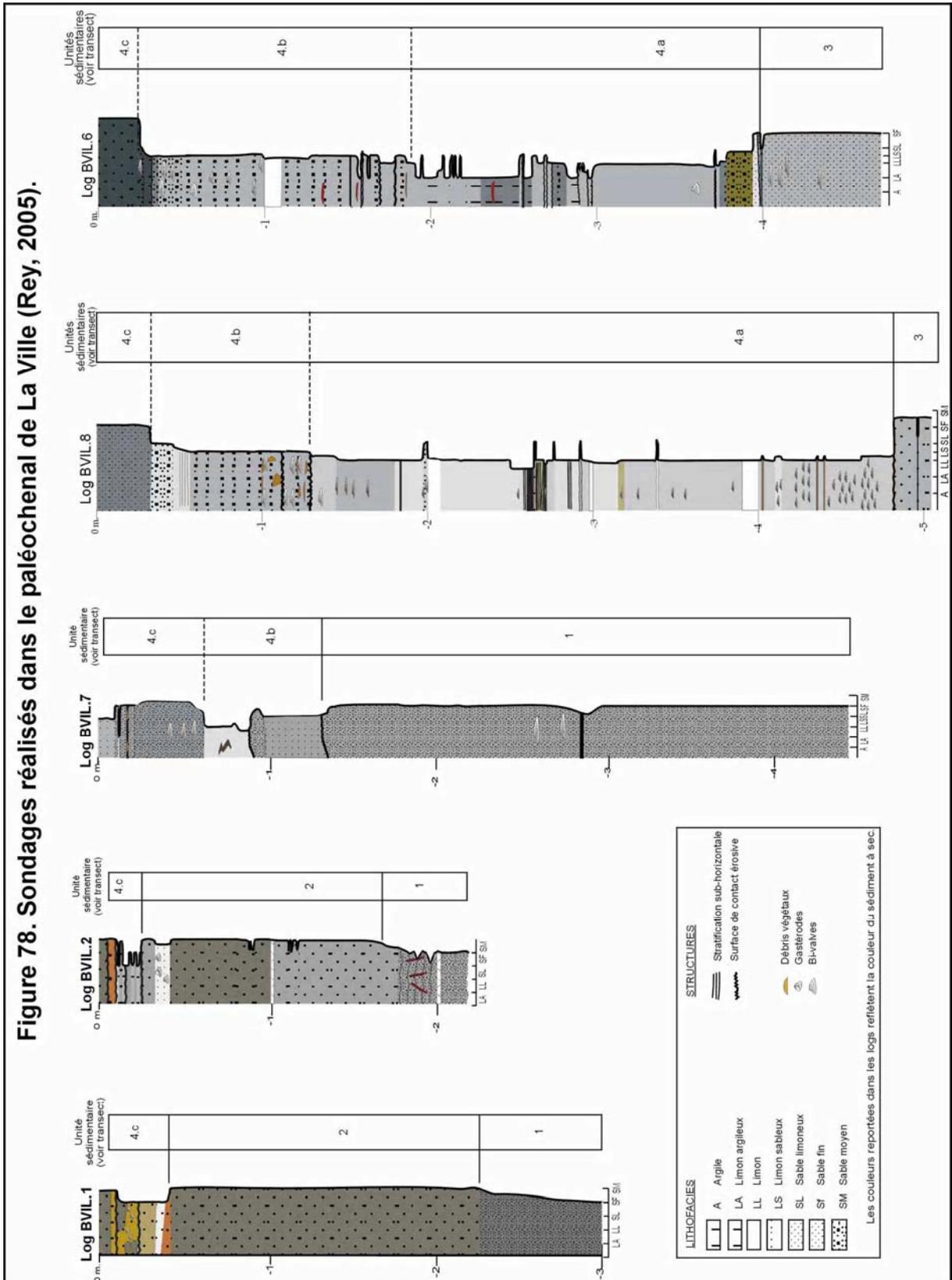
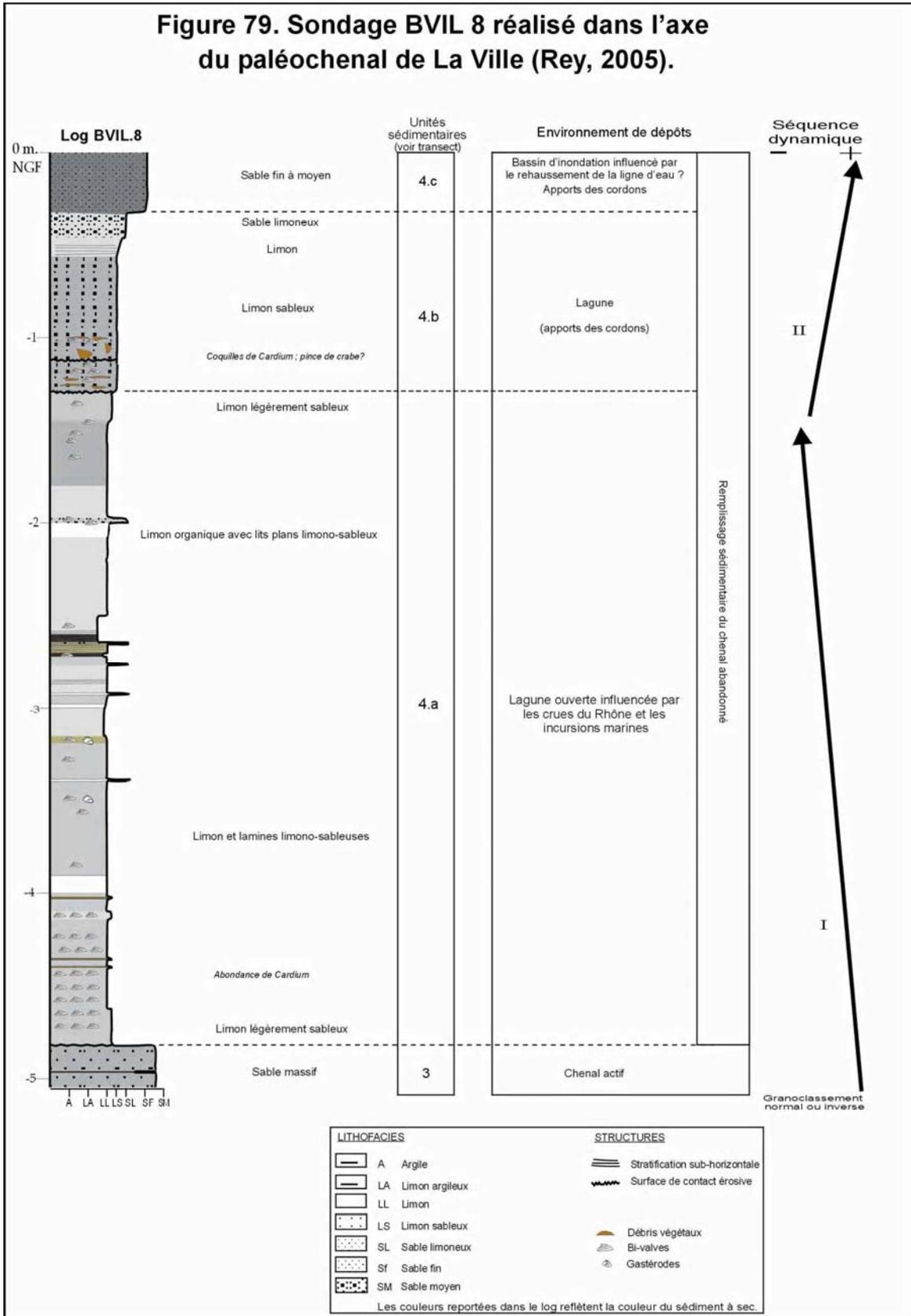


Figure 79. Sondage BVIL 8 réalisé dans l'axe du paléochenal de La Ville (Rey, 2005).



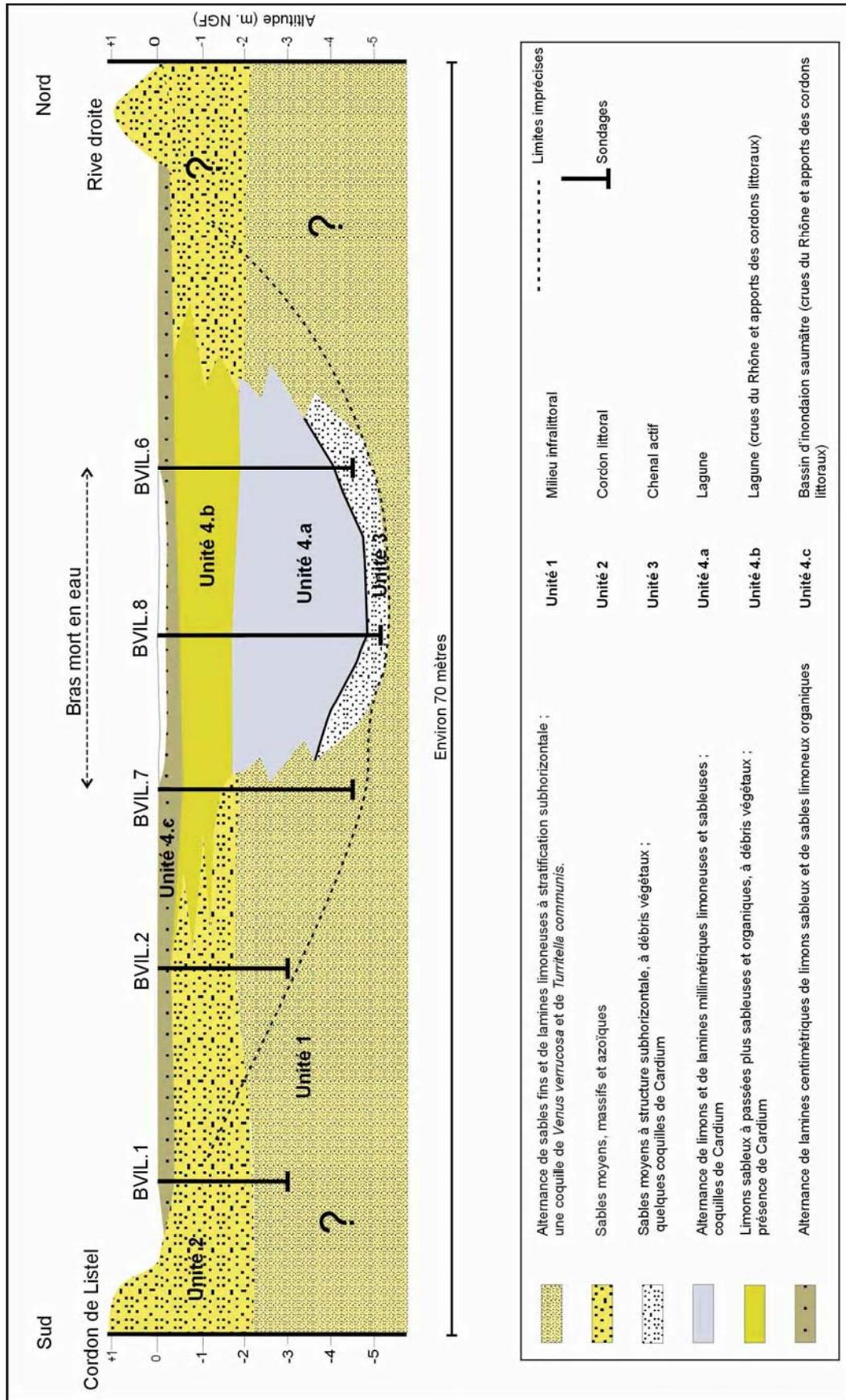


Figure 80. Stratigraphie du remplissage sédimentaire du paléochenal de La Ville (Rey, 2005).

4.1.2. Lithostratigraphie

Unité sédimentaire 1 - La formation est constituée de différentes couches sédimentaires, des sédiments fins (vases) et des sédiments plus grossiers (grain moyen : 135 μm à 150 μm). La structure présente une alternance de sables fins et de lamines limoneuses à stratification subhorizontale (Figure 78 – BVIL 1, 2 et 7). L'épaisseur du dépôt (trois mètres) n'est qu'une approximation, les carottes sédimentaires n'atteignant vraisemblablement pas sa base. Les coquilles de *Venus verrucosa* et *Turritella communis* et les débris coquilliers indiquent un caractère marin. D'après la nature lithologique et malacologique, l'unité pourrait correspondre à un milieu situé en dessous de la limite d'action de la houle.

Unité sédimentaire 2 – A -2 mètres NGF, les sables sont plus grossiers (grain moyen de 190 μm), massifs, azoïques et bien lavés (Figure 78 – BVIL 1 et 2). L'unité 2 présente alors des caractéristiques analogues au cordon de Listel situé à quelques mètres des sondages BVIL 1 et 2. Compte tenu de la proximité du cordon littoral de Listel, le dépôt pourrait correspondre à la partie basale du cordon. La mise en place de cette formation a été datée entre 1008 et 1521 ap. J.-C. (Ly 1764 - L'Homer, 1987).

Unité sédimentaire 3 – L'unité sédimentaire 3 est constituée de sables moyens massifs (grain moyen : 120 à 230 μm) à structure subhorizontale (Figure 78 – BVIL 6 et 8). On note comme pour le chenal de Daladel la présence de *Cerastoderma sp.* Les sables massifs constituent probablement la charge de fond transitant dans le chenal actif (Figure 79). Le faciès de la charge de fond se retrouve verticalement et latéralement à des altitudes sensiblement différentes. Dans la partie la plus interne du chenal, le sommet de la charge de fond est atteinte à -4,8 mètres NGF tandis que quelques mètres en retrait de l'axe, le sommet de cette dernière a été prélevée à partir de -4 mètres NGF (Figure 78). Ces éléments suggèrent une topographie irrégulière du fond du chenal avec probablement des formes de fond typique comme les dunes hydrauliques.

Unité sédimentaire 4 – L'unité 4 comprend trois sous-unités superposées appartenant au colmatage alluvial du chenal.

- Le dépôt de la **sous-unité 4.a** est composé de lamines limoneuses et limono-sableux (grain moyen compris entre 25 et 50 μm) avec quelques micro-lamines sableuses (Figure 78 – BVIL 6 et 8). La réduction de la granularité marque un changement brutal de faciès. Les niveaux limoneux montrent une dégradation du tri

dans les fractions plus grossières évoquant des dépôts de crue en mode calme dans un plan d'eau. La sous-unité contient surtout des coquilles de type *Cerastoderma glaucum*. Ces dernières, trouvées en abondance, expriment probablement la remontée du front salé. Une seule espèce d'eau douce a été trouvée, il s'agit de *Planorbis planirbis*.

Les dépôts marquent l'abandon du chenal et le début du colmatage (Figure 79). À l'intérieur de ce dernier, un milieu aquatique de type lagunaire se forme et enregistre des ingressions d'eaux de crue d'intensité modérée.

- **La sous-unité 4.b** (-1,7 à -0,4 mètres NGF) est composée de limon-sableux (Figure 78 – BVIL 7, 8 et 6). Le contenu malacologique (*Cerastoderma sp.*, *Bythynia tentaculata*) indique un milieu oligohalin à euryhalin. Cette sous-unité correspond à un milieu lagunaire développé dans un bras mort fluvial. Ce plan d'eau enregistre les apports fluviaux détritiques (dépôts de crue) et les apports sableux des cordons littoraux (Figure 79).

- **La sous-unité 4.c** (20 à 40 cm d'épaisseur) est constituée de vases et de sables très fins organiques (Figure 78). L'épaisseur, la texture et la fraction organique diminuent de l'axe du paléochenal vers les rives. Les dépôts pourraient correspondre à une plaine d'inondation influencée par les apports sableux des cordons littoraux fossiles. Par contre, l'axe du paléochenal est encore en eau, il canalise donc les flux résiduels. Mais l'absence d'exutoire assimile ce bras mort fluvial à un bassin d'inondation (Figure 79).

4.1.3. Evolution des environnements sédimentaires

Les sondages ont permis de suivre une succession d'environnements depuis un milieu littoral (**Unités 1 et 2**) puis un chenal actif (**Unité 3**) et enfin un colmatage fluvio-lagunaire (**Unité 4**). La multiplicité des sondages permet de proposer un transect stratigraphique de part et d'autre du paléochenal (Figure 80).

Une formation marine, peut-être infra-littorale, (**Unité 1**) précède une formation littorale (**Unité 2**). L'unité 2 constitue probablement la partie basale du cordon de Listel dont la mise en place est réalisée entre 1008 et 1521 ap. J.-C. (Ly 1764 - L'Homer, 1987).

La charge de fond (**Unité 3**) transitant dans le chenal actif du Rhône de La Ville a une texture moins grossière que les paléochenaux de Daladel (>200 µm) ou de Peccaïs

(sables, graviers et galets). Ces données granulométriques pourraient être induites par le faible gradient hydraulique inhérent à la proximité de l'embouchure. Les matériaux les plus grossiers pourraient être retenus plus en amont.

La période de fonctionnement du Rhône de La Ville repose sur l'âge des cordons de Fangassier et de Listel (Figure 81).

- Le cordon de Fangassier constitue l'un des derniers cordons d'embouchure appartenant au lobe deltaïque de Peccaïs ; il est daté entre 770 et 1050 ap. J.-C. (Gda-15750).

- Le cordon de Listel est un cordon d'embouchure édifié par le Rhône de La Ville et les apports marins. Il est daté entre 1008 et 1521 ap. J.C. (Baisse de Mandragon - Ly 1764 - L'Homer, 1993).

Compte tenu de ces éléments, le chenal de La Ville est probablement actif dès la fin du Haut Moyen Age.

L'abandon du Rhône de La Ville a généré une baisse du flux d'eau douce favorable à la remontée du front salé dans le bras mort fluvial. Dans ce dernier, une lagune euryhaline s'est formée (**Unité 4.a**). Au cours du colmatage, le plan d'eau lagunaire reçoit les débordements de crues du Rhône mais aussi les sables issus du sapement des berges (**Unité 4.b**). L'érosion des berges atteint une efficacité majeure lors des inondations. Corrélativement à la diminution de la tranche d'eau, le plan d'eau saumâtre se confine (**Unité 4.c**).

Le colmatage alluvial est rapide (8 mm/an) et puissant (cinq mètres de dépôt). La capacité de transport reste relativement importante durant toute la durée du colmatage fluvio-lagunaire. Les sédiments détritiques sont abondants auxquels s'ajoutent les apports des cordons littoraux. Les taux de sédimentation élevés pourraient être liés à un engorgement du chenal à proximité de son embouchure.

L'abandon du Rhône de La Ville est à relier au processus de formation du cordon de Listel. Le chenal a édifié ce cordon d'embouchure progradant (coalescence de flèches littorales) mais poussé par le courant de dérive littorale, le cordon de Listel a dévié l'écoulement fluvial vers l'Ouest (Figure 81). On suppose que les apports fluviaux ont été repris par les courants côtiers de façon à édifier un cordon d'embouchure en rive droite. Par contre, la formation du cordon de Listel en amont de l'embouchure s'est sûrement faite grâce aux apports marins et éoliens. À la fin de son fonctionnement, le Rhône de La Ville s'écoulait parallèlement au rivage. L'allongement du profil longitudinal du chenal causé par l'étirement du cordon de Listel (partie III,

chapitre 1) s'est sûrement accompagné d'une baisse du gradient hydraulique défavorable à l'expulsion des sédiments hors de l'embouchure. Que ce soit une fourniture détritique abondante ou une baisse de la puissance spécifique, le chenal s'est ensablé très rapidement. Il est devenu inadapté à l'évacuation des débits solides et liquides en période de crue. Cette situation conforte l'idée que le cours d'eau s'est engorgé au niveau de son embouchure.

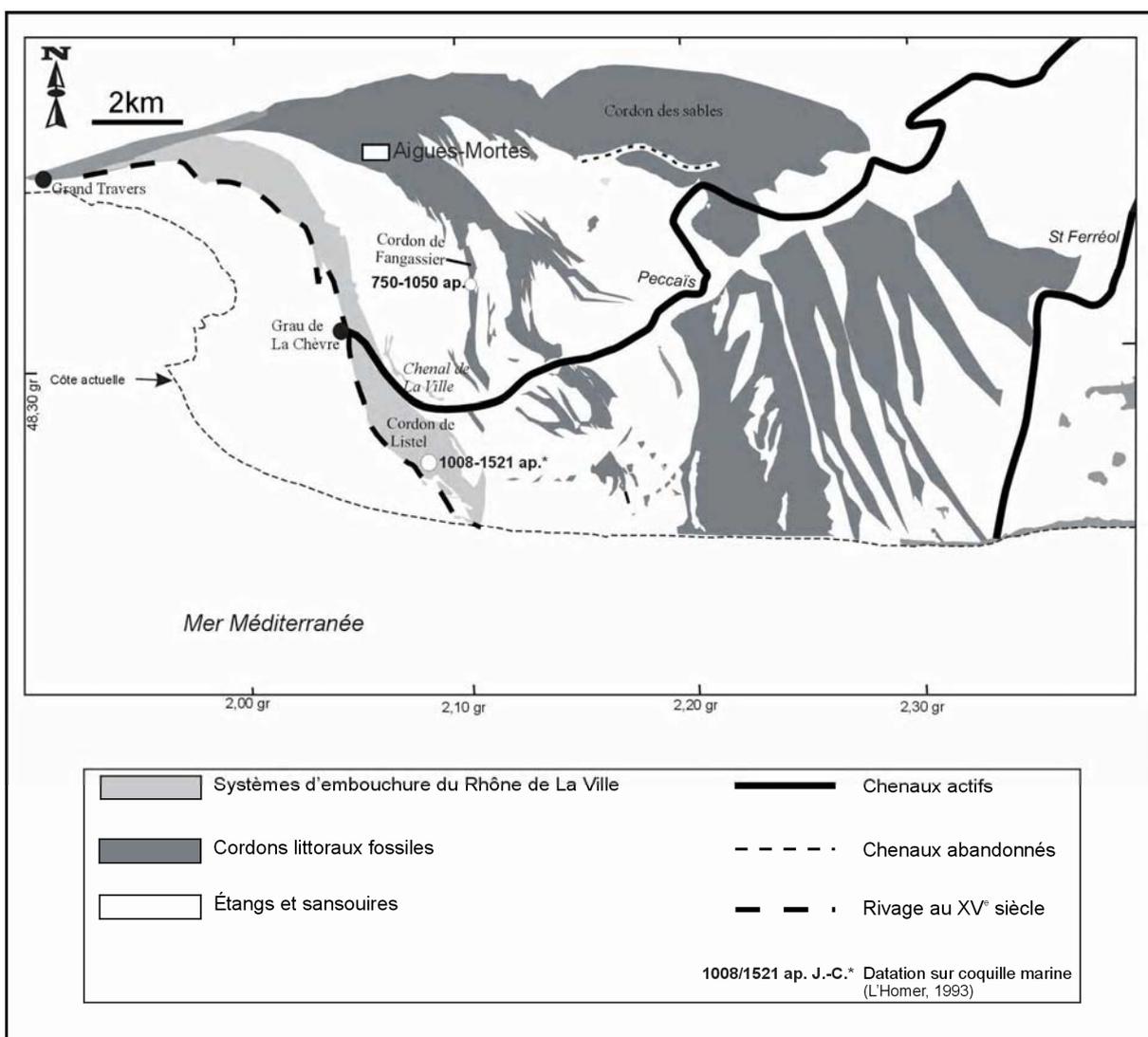


Figure 81. Rhône de La Ville et cordons d'embouchure associés (Rey, 2005)

Compte tenu de l'ensablement du chenal et ses répercussions sur la ligne d'eau, les éléments semblaient alors réunis pour qu'une crue perce le cordon de Listel (Figure 82 C). Cette dernière se serait produite entre 1357-1364, période à laquelle des textes historiques mentionnent une percée dans le cordon de Listel (Florençon, 1996). Cette défluviation des eaux a probablement provoqué la formation d'un chenal (Saint-

Roman ?) et donc l'abandon du chenal de La Ville (Figure 82 C). En 1408¹, l'embouchure (le Grau de La Chèvre) est fermée sans qu'il soit possible d'identifier la nature de cette obturation (L'Homer, 1987). L'abandon du cours de La Ville se produirait alors entre 1357 et 1408.

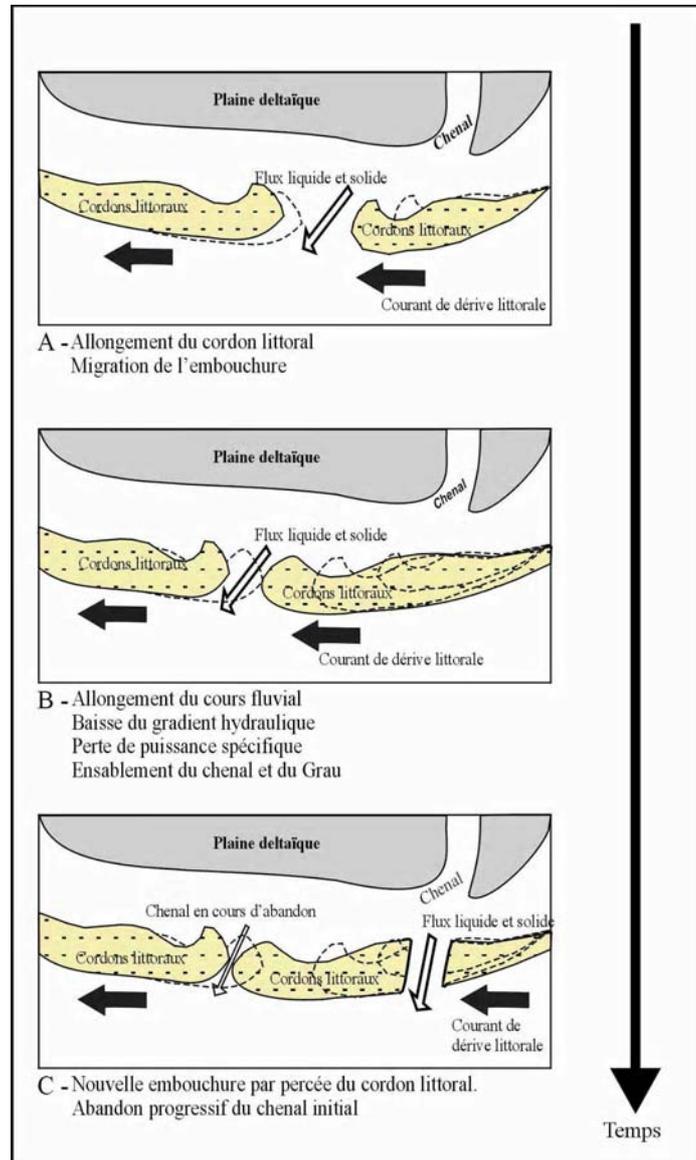


Figure 82. Évolution d'un grau dominé par un courant de dérive littorale unidirectionnel et relativement puissant (Rey, 2005). L'accrétion des cordons littoraux se fait dans le sens de la dérive littorale. Ils entraînent la migration progressive du Grau et la déviation du chenal dans le sens de leur formation. L'allongement du profil longitudinal entraîne une baisse de la puissance spécifique. À terme, le chenal et l'embouchure peuvent s'ensabler. L'ensablement est probablement accéléré par l'étirement du cordon littoral.

¹ Cet auteur n'indique pas de quelle manière il est arrivé à cette conclusion.

4.2. LE RHONE DE SAINT-ROMAN

4.2.1. Cadre géomorphologique

L’empreinte fluviale de Saint-Roman est encore nette dans le paysage. D’une part la majorité du paléotalweg demeure en eau, et d’autre part, l’ancien lit fluvial est délimité au nord par le cordon fossile de Listel et au sud par le cordon fossile de Figuerasse. Le chenal de Saint-Roman mesure plus de six kilomètres de long et la largeur varie entre 170 et 60 mètres d’amont en aval. Le tracé du chenal contourne le cordon de Listel sur environ deux kilomètres (Figure 83). Par la suite, le tracé est rectiligne de Terre Neuve jusqu’au Grau de Madame. La profondeur maximale est atteinte à 1,5 mètres ce qui montre que le chenal est quasi colmaté.

À la fin de son fonctionnement, le chenal de Saint-Roman avait un tracé fluvial quasi-parallèle au rivage. Son embouchure terminale, le Grau Madame, partageait le cordon de Figuerasse en deux parties (Figure 84). Celui-ci s’étire du Sud-est au Nord-ouest. Dans certains secteurs, le cordon littoral atteint plus de trois cents mètres de large.

L’allongement du cordon de Figuerasse a provoqué la migration de la passe et la déviation du flux hydrique vers le Nord-ouest. Compte tenu de cette configuration, il semble qu’une partie de ce cordon située en amont de l’embouchure terminale ait été alimentée par les courants côtiers et le vent. Cela se confirme par la présence de grandes dunes fossiles légèrement végétalisées à proximité de Terre Neuve (Figure 84).

La rive droite de ce chenal est moins perceptible. Elle semble se suivre du Grau Madame au Grand Travers en prenant appui sur le cordon de Listel (Figure 83).

Le Rhône de Saint-Roman n’est pas caractérisé sédimentologiquement, pas plus que sa géométrie ou son origine. Les dépôts de surface indiquent un remblaiement plus rapide dans l’axe du paléochenal (alluvions fines) tandis que l’érosion des berges sableuses engendre un processus de comblement latéral (Figure 84). Pour répondre aux interrogations, un carottage de 4,6 mètres de profondeur a été réalisé dans l’axe terminal du paléochenal occupé par de vastes îlots argileux (Photographie 10). Plusieurs sondages ont été réalisés dans l’eau au pied des berges des rives droite et gauche mais le matériau sableux ne nous a pas permis de sonder à plus d’un mètre de profondeur.

La période d’activité du Rhône de Saint-Roman repose sur des textes historiques (Ménard, 1753 ; L’Homer, 1987 ; Florençon, 1996).

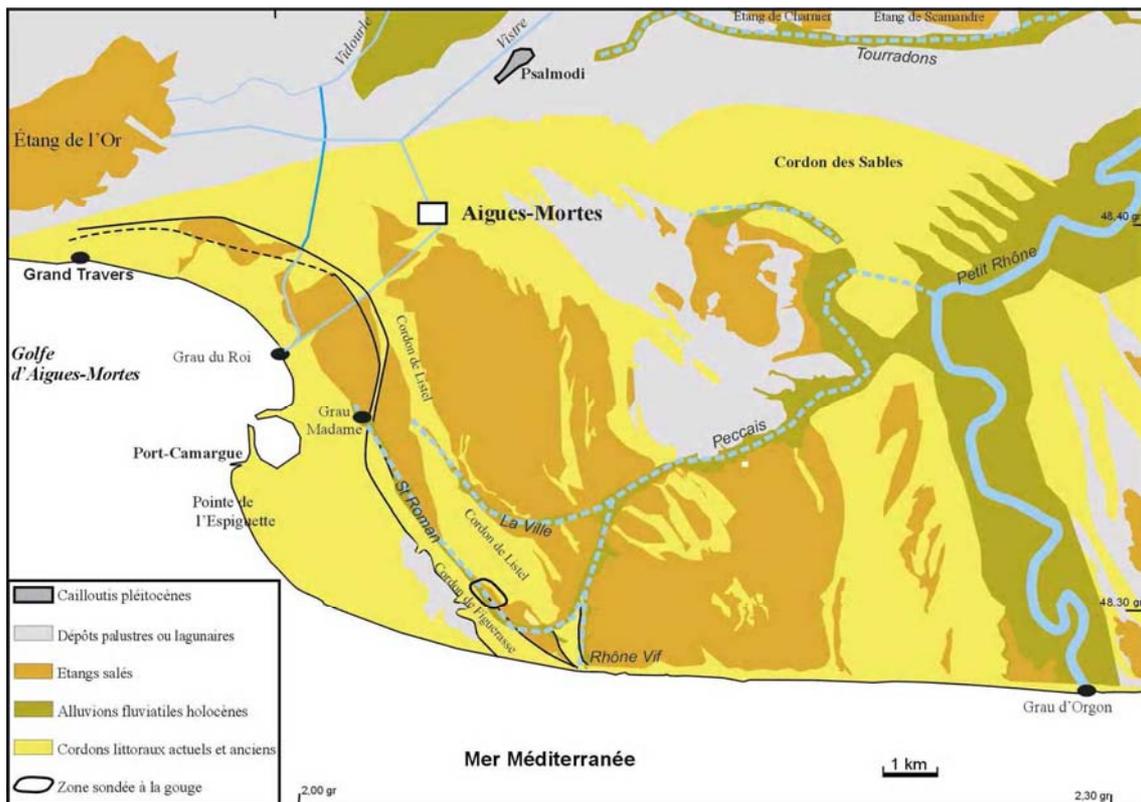


Figure 83. Localisation du Rhône mort de Saint-Roman et du cordon de Figuerasse (Rey, 2005)



Figure 84. Localisation du sondage ROM.1 (Rey, 2005)



Photographie 10. Localisation du sondage ROM.1 (Cliché Rey, 2005). Le paléochenal de Saint-Roman est encadré par deux anciens cordons littoraux. Le bras mort demeure en eau malgré la présence de plusieurs îlots qui colmatent son axe.

4.2.2. Lithostratigraphie du sondage ROM.1

Unité sédimentaire 1 – L'unité 1 est constituée de sables moyens à fins, massifs, légèrement coquillés et contenant entre 5 et 10 % de matière organique (Figure 85). Cette unité est caractérisée par un granoclassement normal : le grain moyen varie de 230 à 100 μm . L'indice d'asymétrie indique une forte asymétrie vers les grandes tailles. Les sables sont très mal triés ce qui est significatif de conditions d'énergie irrégulière. Les échantillons les plus grossiers sont placés au dessus du segment RS de l'image CM, ils sont mis en place par suspension graduée, tandis que les dépôts plus fins s'alignent parallèlement au segment RS (Figure 86). Ce type de dépôt mixte signifie que le chenal actif se caractérise par des courants d'intensité variable et décroissant. Les grains les plus grossiers proviennent de courants puissants mis en suspension par la turbulence du fond (ensemble sédimentaire 1), alors que les sables fins proviennent de courants moins puissants déposés en suspension uniforme en mode énergétique (ensemble sédimentaire 1). La teneur élevée en CaCO_3 proviendrait des débris de coquilles trouvés dans le sédiment. Cette formation contient quelques fragments de *Cerastoderma sp.* Leur présence a été observée dans la charge de fond des paléochenaux de Daladel et de La Ville (Figure 85).

On assimile ce dépôt massif à la charge de fond du chenal. À -3,3 mètres (alt. Absolue), le sommet de la charge de fond s'interrompt brusquement par le dépôt de sédiments

moins grossiers. Ce dépôt marque ainsi par une surface de contact franche l'abandon du chenal et le début du colmatage.

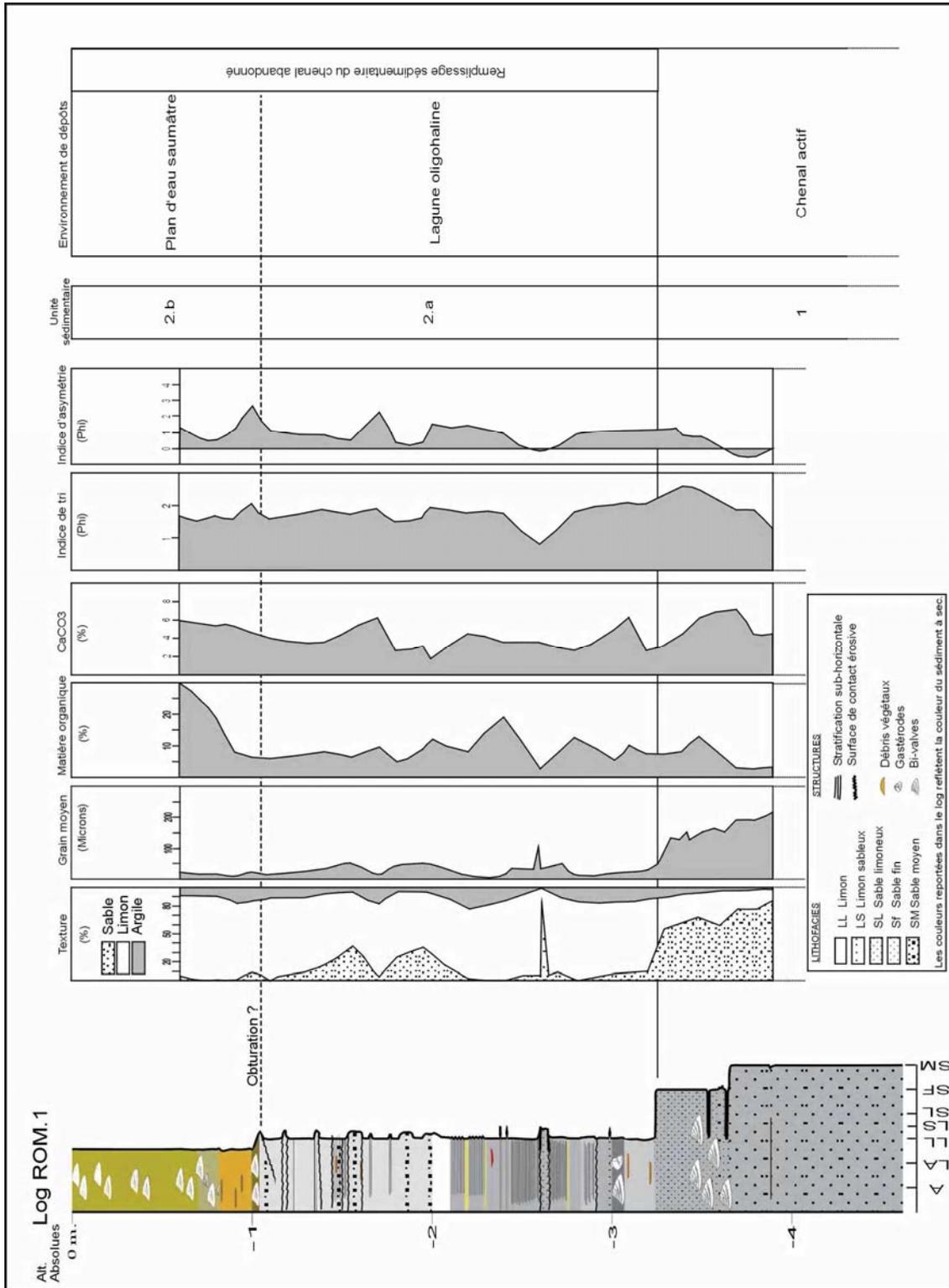


Figure 85. Sondage ROM.1. - lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005).

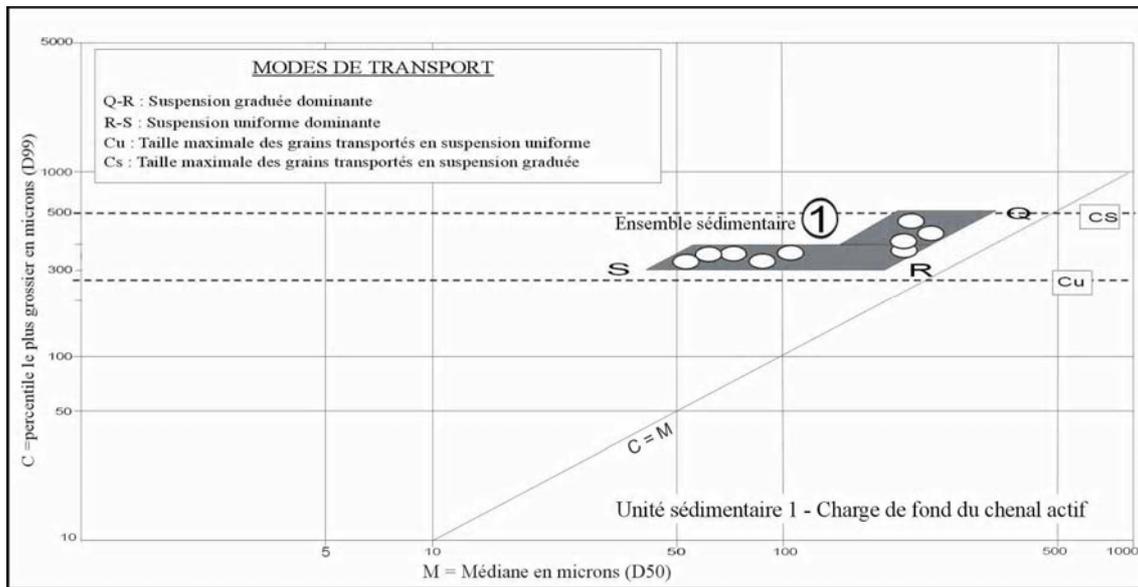


Figure 86. Image C/M de l'unité 1 - Paléochenal de Saint-Roman (Rey, 2005).

Unité sédimentaire 2 – L'unité 2 comprend deux sous-unités superposées appartenant au colmatage du chenal.

- La texture plus fine constitue un nouveau faciès par rapport à l'unité précédente. **La sous-unité 2.a** (alt. absolues : -3,3 à -1 m.) se caractérise par des lamines pluricentimétriques subhorizontales limoneuses et limono-sableuses à passées sableuses. Le grain moyen n'excède pas 50 μm hormis pour un lit sableux où le grain moyen s'élève à plus de 100 μm . Les sédiments sont mal triés, ils proviennent de dynamiques relativement faibles par suspension uniforme en mode énergétique (Figure 87 - ensemble sédimentaire 2). La fraction minérale paraît relativement élevée au regard de la fraction organique inférieure à 4%. Le contenu malacologique, *Cerastoderma sp.* et *Hydrobia acuta*, montre des espèces aquatiques oligohalines. Le milieu pourrait correspondre à une lagune oligohaline qui se met en place dans le bras mort fluvial (Figure 85). Le plan d'eau subit des ingressions d'eaux de crue d'intensité et de fréquence variables et des apports des cordons littoraux. Le dépôt suggère également l'existence de courants résiduels.

- **La sous-unité 2.b** est constituée de limons bioturbés. L'indice de tri, généralement mauvais, semble signifier la faiblesse des courants et la prépondérance de la décantation (Figure 88 - ensemble sédimentaire 3). La teneur en matière organique

s'élève de 10 à plus de 30% de même que le taux de CaCO_3 qui atteint plus de 6% du poids total de l'échantillon. Le biofaciès est dominé par *Cerastoderma glaucum*. Par ailleurs, cette espèce aquatique eurytherme et euryhaline vit actuellement sur les fonds vaso-sableux du paléochenal de Saint-Roman. La sous-unité évoque un plan d'eau saumâtre de basse énergie (Figure 85).

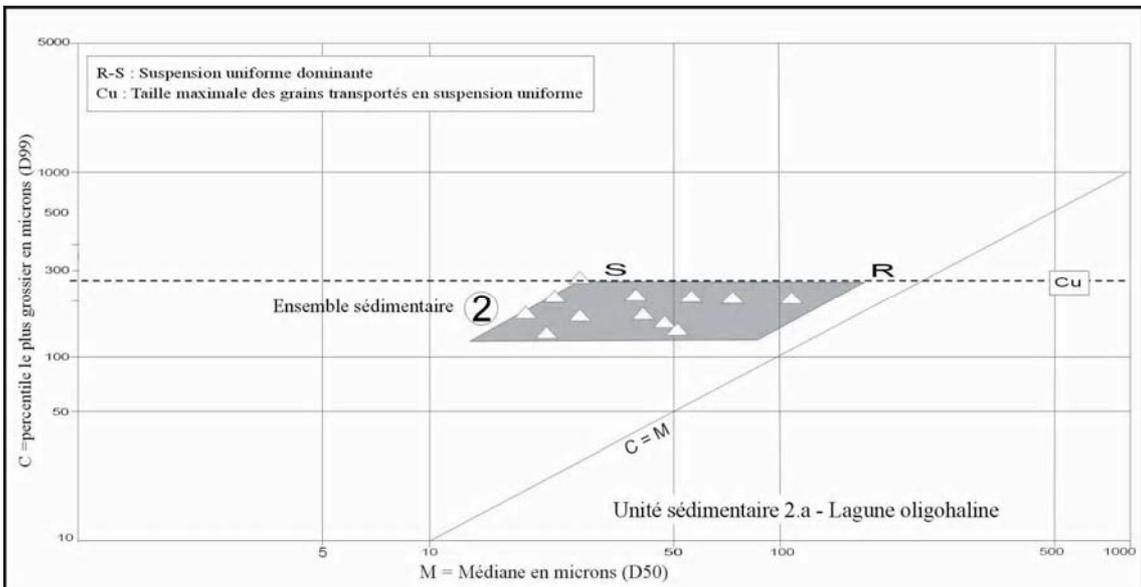


Figure 87. Image C/M de la sous-unité 2.a - Paléochenal de Saint-Roman (Rey, 2005).

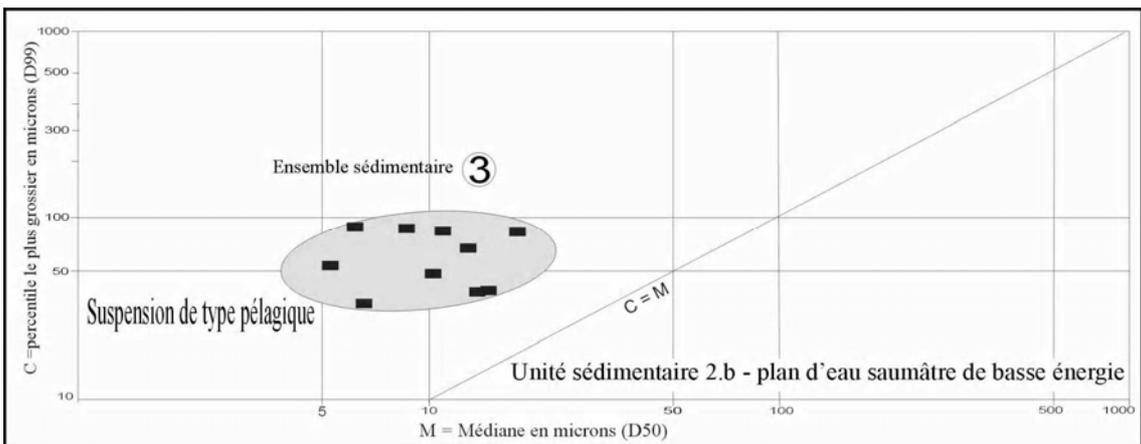


Figure 88. Image C/M de la sous-unité 2.b - Paléochenal de Saint-Roman (Rey, 2005).

4.2.3. Evolution des environnements sédimentaires

Le sondage ROM.1 a permis d'identifier une succession d'environnements typique de chenal alluvial et de son colmatage, de bas en haut, un chenal probablement actif au Moyen Age Central (**Unité 1**) puis un colmatage fluvio-lagunaire de la période moderne à nos jours (**Unité 2**).

Le dépôt de la charge de fond (**Unité 1**) transitant dans le chenal actif du Rhône de Saint-Roman est composé de sables massifs.

La chronologie du fonctionnement du chenal est basée sur des documents historiques et une datation absolue. Florençon (1996) signale qu'une percée dans le cordon de Listel vers 1357-1364 a généré la formation d'un chenal. Cet auteur ne nomme pas le chenal en question mais il s'agit très vraisemblablement du Rhône de Saint-Roman. En effet, la configuration actuelle de la plaine deltaïque de Petite Camargue indique clairement que le Rhône de Saint-Roman s'est mis en place après avoir percé le cordon de Listel. Par ailleurs, ce chenal est postérieur à la formation du cordon de listel daté entre 1008 et 1521 ap. J.-C. (L'Homer, 1993). Enfin, le grau de La Chèvre, situé sur le cordon de Listel, est fermé en 1408 (Denizot, 1959). Ces éléments indiquent donc que le chenal de Saint-Roman est actif dès la fin du XIV^e siècle ou depuis 1408.

Le colmatage fluvio-lagunaire est relativement puissant (trois mètres de dépôt) et rapide (~6 mm/an entre 1530 et nos jours). La sédimentation est surtout détritique. Les apports proviennent des courants modérés à faibles liés aux ingressions d'eaux de crue et des cordons littoraux de Listel et de Figuerasse (**Unité 2**). La diminution de la tranche d'eau s'accompagne d'une réduction de la granularité : les courants sont plus faibles et les dépôts sont issus de dynamiques de basse énergie. Les apports détritiques et la capacité de transport restent relativement élevés au cours du colmatage fluvio-lagunaire même si la vitesse de sédimentation semble diminuer dans la partie supérieure du remplissage. Les vastes îlots argileux situés au centre du paléotalweg pourraient indiquer une vitesse d'alluvionnement plus rapide sur cet axe.

Comme pour le cordon de Listel, l'accrétion du cordon de Figuerasse a provoqué la migration de l'embouchure du Rhône de Saint-Roman vers le Nord-ouest ainsi que l'allongement du profil en long du chenal (Figure 82 page 173). La capacité du cours à expulser les sédiments hors de l'embouchure s'en est retrouvée réduite. Progressivement, le distributaire s'est ensablé. Les dynamiques côtière et fluviale ont alors été propices à l'engorgement du chenal au niveau de l'embouchure.

En réponse à cet ensablement, la défluviation provoquée du chenal de Saint-Roman est réalisée en 1532 (Ménard, 1753 ; Combes, 1951). Les eaux sont détournées plus au Sud au moyen d'un batardeau (Ménard, 1753). La défluviation du Rhône de Saint-Roman a été faite alors que le chenal était encore actif. Cet élément est essentiel car il a influencé les modalités de remblaiement du chenal.

L'artificialisation du milieu, la configuration du site et les modalités de colmatage suggèrent que le chenal reste fonctionnel non plus comme un chenal actif mais un chenal secondaire ou un plan d'eau lagunaire.

En 1532, la déviation artificielle des eaux du Rhône de Saint-Roman a permis de former le Rhône Vif (Ménard, 1753).

4.3. LE RHONE VIF

4.3.1. Cadre géomorphologique

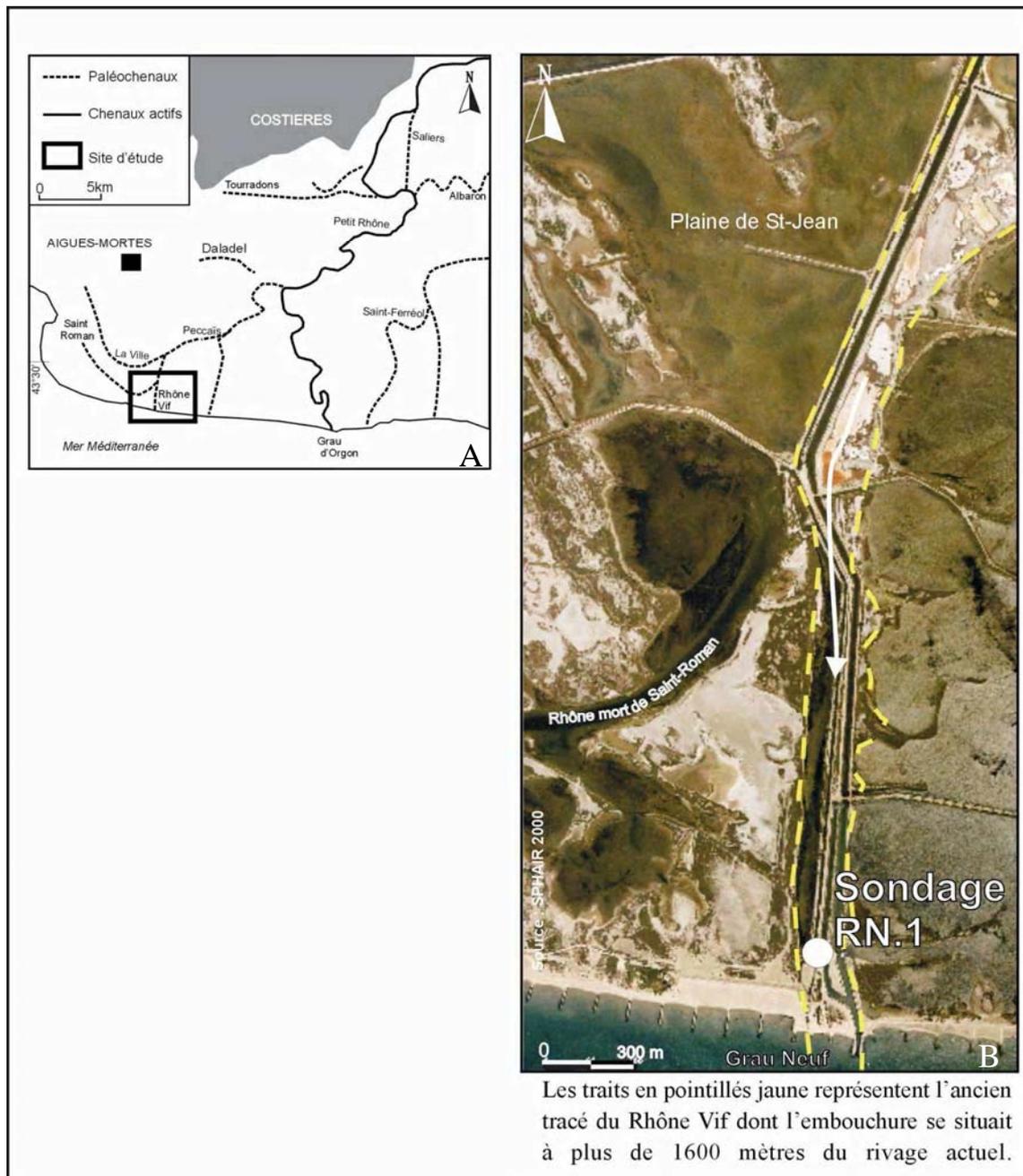
La photo-interprétation permet de délimiter les traces terminales du paléochenal du Rhône Vif jusqu'au Grau Neuf. Aujourd'hui, ce chenal mesure près de deux kilomètres de longueur. Mais cette donnée est tronquée par l'érosion littorale qui masque alors la véritable extension du chenal et de son embouchure. Sur ce secteur l'érosion littorale est très active, l'embouchure du chenal aurait reculé de 1700 mètres en moins de quatre siècles (Partie III, chapitre 1).

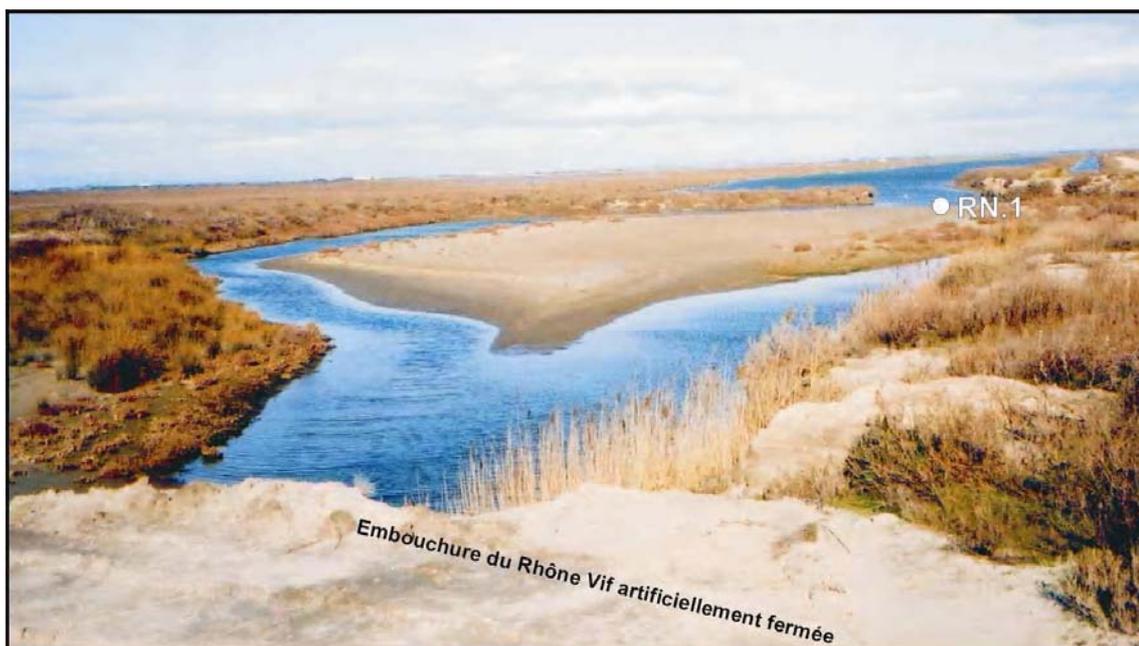
Le Rhône Vif est un chenal artificiel créé en 1532 (Ménard, 1753) pour remplacer le Rhône de Saint-Roman trop ensablé pour être navigable. L'installation de pieux sur les berges a permis de maintenir un tracé fluvial rectiligne jusqu'à l'embouchure (Figure 89). Jusqu'au XVIII^e siècle ce chenal s'est écoulé à travers le Grau Neuf obstrué aujourd'hui par un enrochement artificiel (Photographie 10).

Les témoignages historiques (textes et cartes anciennes) attestent de son activité au cours du XVI^e siècle. Mais ce chenal continue à fonctionner par intermittence jusqu'au XVIII^e siècle, au gré des ouvertures et des fermetures du Grau Neuf. Ce chenal semble donc soumis à une importante contrainte littorale.

La réalisation d'un sondage dans l'axe du paléochenal permet de caractériser sédimentologiquement le chenal et d'indiquer les modalités de colmatage (Figure 89).

Le sondage a été réalisé à moins de deux cent mètres du rivage actuel, sur un îlot situé au centre du bras mort fluvial (Photographie 10).





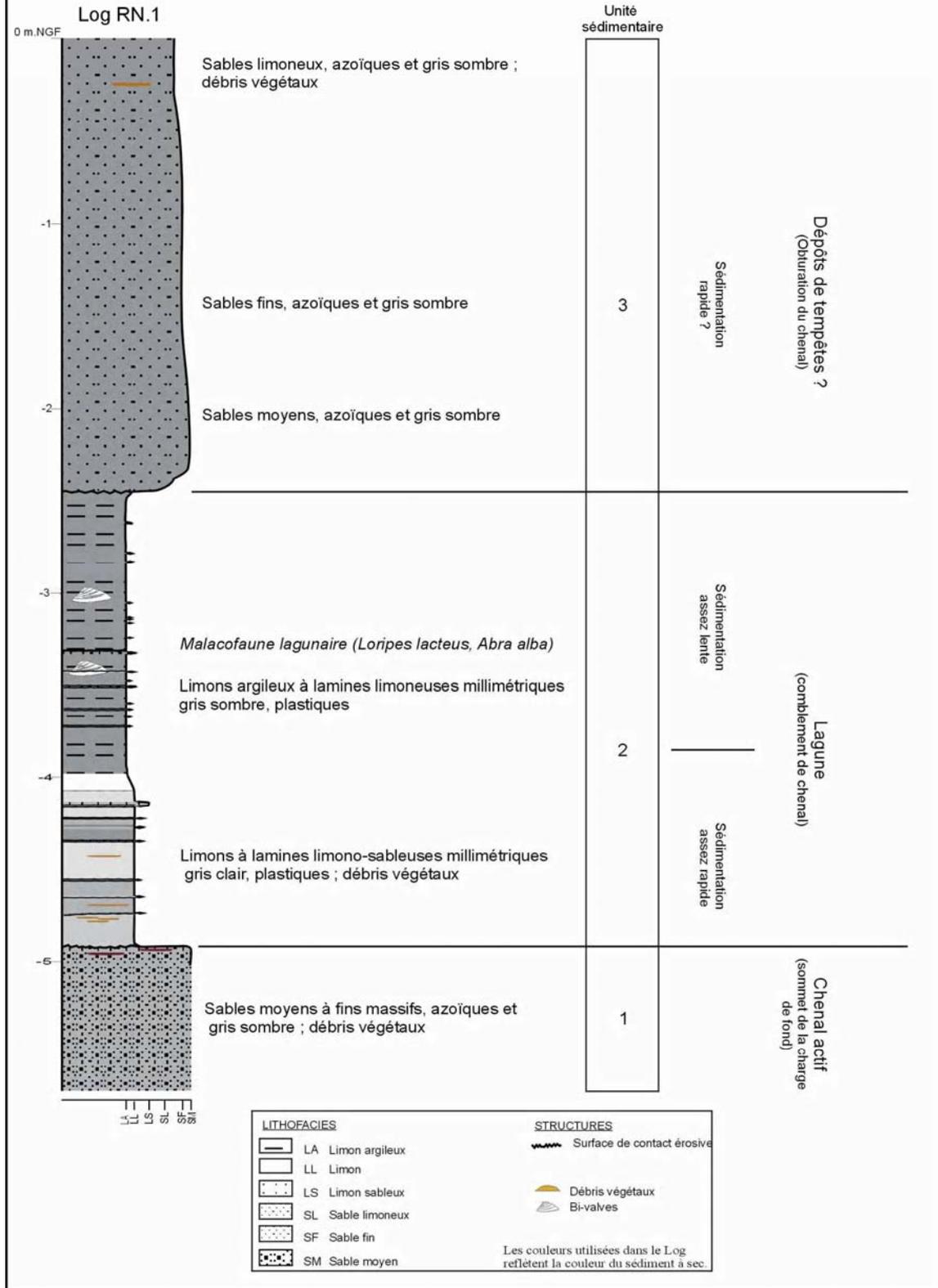
Photographie 11. Sondage RN.1 réalisé sur l'îlot sablo-vaseux situé à proximité de l'ancienne embouchure du Rhône Vif (Cliché Rey, 2005).

4.3.2. Lithostratigraphie du sondage RN.1

Le remblaiement alluvial du Rhône Vif s'organise en trois unités sédimentaires différentes. La superposition des formations permet de suivre une succession d'environnements mis en place depuis la seconde moitié du XVI^e siècle, soit de bas en haut, un chenal actif (**Unité 1**), un colmatage fluvio-lagunaire (**Unité 2**) puis littoral (**Unité 3**).

Unité sédimentaire 1 - L'accumulation constituant l'unité 1 est à dominante minérale. Elle est composée de sables moyens à fins (grain moyen : 196 à 160 μm), massifs, dans lesquels s'inscrivent quelques fibres végétales indéterminées. L'indice d'asymétrie indique une forte asymétrie vers les grandes tailles. Le très mauvais tri du dépôt est significatif de conditions d'énergie irrégulière. L'unité se caractérise par une décroissance granulométrique qui dénote une atténuation des dynamiques de transport. On interprète ce dépôt sableux massif comme la charge de fond transitant dans le chenal actif (Figure 90).

Figure 90. Sondage RN.1. lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)



Unité sédimentaire 2 – Cette unité marque une rupture sédimentaire franche par rapport au faciès précédent. Entre -5 et -4 mètres NGF, les dépôts issus des courants résiduels et des débordements de crue sont composés de limons organiques associés à des micro-lamines limono-sableuses. Cette accumulation suggère une sédimentation rapide. Les sédiments présentent une couleur gris fer caractéristique de dépôts minéraux riches en fer réduit.

La granularité de la formation décroît vers le sommet de l'unité. Entre -4 et -3,5 mètres NGF, les lamines plurimillimétriques limoneuses et limono-argileuses traduisent une succession de crues. Le contenu malacologique (*Loripes lacteus* et *Abra alba*) montre des espèces lagunaires franchement saumâtres.

Ce dépôt marque l'abandon du chenal et le début de son colmatage. À l'intérieur du bras mort fluvial, un milieu aquatique de type lagunaire se forme. Le colmatage fluvio-lagunaire est effectué par des sédiments provenant de faibles courants et des ingressions d'eaux de crue (Figure 90).

Unité sédimentaire 3 - La base de l'unité 3 érode la formation précédente. Épais de deux mètres, le dépôt est constitué de sables moyens azoïques, sans litage apparent. Dans la partie supérieure du remplissage sédimentaire, le dépôt, épais de trente centimètres, est composé de sables limoneux. L'unité sédimentaire 3 représente plus de 35% du colmatage total.

Cette unité pourrait correspondre à des dépôts littoraux émergés liés à des événements de submersion des cordons qui provoquent la constitution de dépôts de débordement vers l'intérieur du littoral (Figure 90). Une séquence sédimentaire d'une laisse de tempête a été décrite sur la plage de Napoléon (Delta du Rhône) après la tempête de janvier 1995 (Bruzzi & Provansal, 1996 ; Bruzzi, 1998). La structure sédimentaire montre une organisation sédimentaire séquentielle des dépôts traduisant la succession chronologique des plus fortes houles puis de la surcote.

4.3.3. Evolution des environnements sédimentaires

La charge de fond transitant dans le Rhône Vif est composée de sables moyens à fins (**unité 1**) ; leur mise en place est contemporaine à 1532, date de la défluviation provoquée des eaux du Rhône de Saint-Roman (Ménard, 1753).

Le Rhône Vif est donc un chenal artificiel. Sa mise en place a été immédiatement accompagnée de travaux hydrauliques décrits dans le devis extrait de la Chambre des Comptes de Paris (Ménard, 1753). Sur le chenal de Saint-Roman, un batardeau a été construit pour dévier les eaux vers le Sud (Figure 91). En aval du batardeau la largeur

du lit a été limitée à 60 mètres alors que la largeur de l'embouchure fut fixée à 40 mètres. À partir de l'exutoire, 596 mètres de pieux en bois ont été plantés dans les terres basses et sableuses (Ménard, 1753). Ces travaux avaient pour vocation de renforcer les levées de berge du chenal de façon à maintenir un tracé fluvial stable.

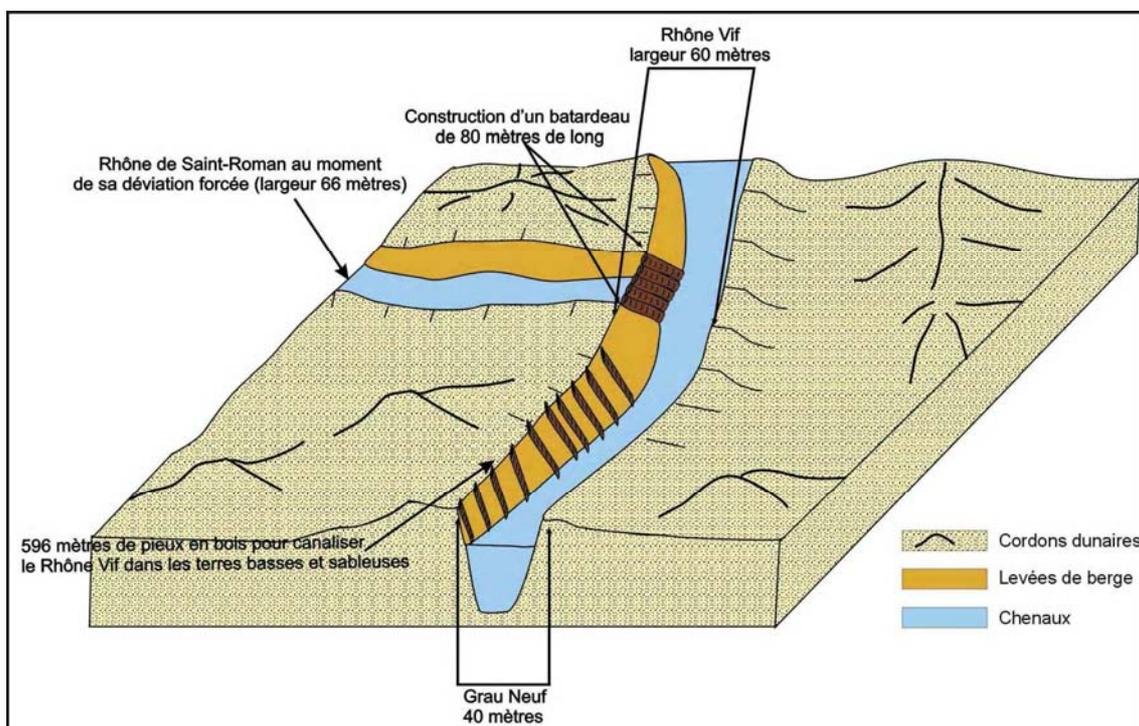


Figure 91. Aménagements « hydrauliques » réalisés en 1532 pour dévier les eaux du Rhône et stabiliser le gabarit du Rhône Vif et son embouchure (Rey, 2005).

Le colmatage du bras mort fluvial est très rapide (11 mm/an) et puissant (quatre mètres de dépôt). Il est effectué majoritairement par des dépôts minéraux. Les rares niveaux organiques (limons organiques) se situent préférentiellement dans les accumulations lagunaires. Les niveaux tourbeux sont absents de ce remblaiement alluvial.

- Une partie du colmatage est effectuée par des apports fluviaux détritiques et lagunaires (**Unité 2**). La vitesse de sédimentation apparaît assez rapide. Le bras mort fluvial s'apparente à un plan d'eau lagunaire qui subit des courants modérés à faibles et des ingressions d'eaux de crue.

Corrélativement à la diminution de la tranche d'eau, l'énergie des courants résiduels à l'intérieur du plan d'eau lagunaire s'affaiblit provoquant ainsi une sédimentation plus lente.

- La partie supérieure du colmatage alluvial serait effectuée par des dépôts littoraux émergés (**Unité 3**). Ils proviennent probablement d'événements de submersion des cordons qui ont provoqué la constitution de dépôts de débordement vers l'intérieur du littoral. Nous ne savons pas s'il s'agit d'un seul événement, néanmoins, en représentant plus de 35% du colmatage total, cette accumulation fossilisée dans le bras mort fluvial montre l'existence de connexions entre les chenaux deltaïques et la dynamique littorale.

Le processus de comblement alluvial s'accélère à l'abandon du Rhône Vif qui aurait lieu en 1552 (Kruit, 1955) lorsque les eaux du Rhône de Peccaïs/ Rhône Vif ont emprunté un nouveau tracé plus oriental. Les eaux entraînent ainsi la formation du Petit Rhône. Malgré la défluviation, une partie des eaux du Rhône Vif a continué à s'écouler vers la mer. L'abandon du chenal n'a donc pas été immédiat. L'écoulement a perduré au gré de l'ouverture et de la fermeture du Grau Neuf.

La taille actuelle du bras mort fluvial n'excède pas dix mètres de large alors que le devis de 1532 signale un lit mineur de soixante mètres de large. Le chenal aurait donc perdu plus de six dixième de sa largeur initiale en moins de cinq siècles. La vitesse de sédimentation horizontale serait consécutive au déplacement des levées de berge vers la partie interne du chenal (Kraus & Larson, 2002).

Les dimensions hydrauliques du Rhône Vif sont inférieures à celles des chenaux terminaux précédents (Rhône de La Ville et de Saint-Roman). Le gabarit devait répondre aux problèmes d'ensablement rencontrés dans les anciens chenaux de La Ville et de Saint-Roman (ainsi que leur grau), lesquels auraient manqué de puissance spécifique pour évacuer leur charge sédimentaire. Pour éviter l'ensablement du Rhône Vif, la contraction du lit fluvial a probablement favorisé l'autocurage et le transit des grains les plus grossiers. Enfin, le maintien d'un chenal et d'un grau suffisamment large et profond aurait amélioré les conditions de navigation.

La période d'activité du Rhône Vif s'échelonne entre 1532 et 1552. Immédiatement après sa formation, la côte a rapidement progradé. Les gains de terre sont estimés à plus de 970 mètres entre 1530 et 1650 (Partie III, Chapitre 1). Près d'un siècle après la défluviation, cette évolution s'est inversée. Depuis 1650, l'érosion littorale est très active face à l'embouchure du Rhône Vif malgré les apports sédimentaires provenant de l'embouchure du Petit Rhône (Partie III, Chapitre 1).

CONCLUSION CHAPITRE 4

Les chenaux terminaux représentent plus de six siècles de dynamiques fluviales qui ont permis d'accroître la plaine deltaïque de Petite Camargue. Ils ont été successivement abandonnés en raison de leur ensablement. Les modalités du remblaiement alluvial des paléochenaux indiquent l'existence de connexions entre les chenaux et la dynamique littorale : embouchure engorgée, mise en place d'un plan d'eau lagunaire après l'abandon du chenal... Les processus marins et éoliens ainsi que des apports sédimentaires abondants ont largement contribué à l'ensablement des chenaux et des graus : en effet, la dérive littorale a engendré la migration des cordons d'embouchure et l'allongement des profils longitudinaux. L'atténuation progressive de la pente hydraulique aurait diminué la puissance spécifique des chenaux de La Ville et de Saint-Roman à évacuer leur charge sédimentaire.

Très tôt (début du XVI^e siècle) la volonté d'améliorer la circulation dans le golfe d'Aigues-Mortes a nécessité des interventions humaines. Tout d'abord, l'ensablement des chenaux a conduit à des défluviations provoquées. Ensuite, pour faciliter l'autocurage du Rhône Vif, la partie terminale du lit fluvial a été calibrée et les berges ainsi que l'embouchure ont été stabilisées par des pieux. Les aménagements pourraient constituer une réponse à des conditions environnements « nouvelles » et plus difficiles.

Les formes d'embouchure associées aux chenaux de La Ville et de Saint-Roman n'ont pas d'analogue connu au sein du delta du Rhône. Par contre certains deltas modernes possèdent le même type de formation littorale. En conséquence, ces deltas peuvent servir de modèle pour tenter d'interpréter les processus qui ont prévalu à la formation des cordons d'embouchure des chenaux de La Ville et de Saint-Roman. Nous tenterons également de cerner dans la Partie III les facteurs sédimentaires, anthropiques et éventuellement climatiques susceptibles d'influencer les vitesses de progradation de la plaine deltaïque de petite Camargue.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

Synthèse sur le fonctionnement des chenaux installés dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes

L'évolution de la plaine deltaïque de Petite Camargue et la caractérisation sédimentologique et géométrique du Rhône des Tourradons ont été abordées dans le Chapitre 1 de la Partie II. Les résultats ont surtout mis en avant l'existence d'une importante crevasse fluviale datée entre 2920 – 2680 av. J.-C. Celle-ci repose sur les faciès lagunaires de la plaine deltaïque qui est restée longtemps isolée et circonscrite entre les Costières et le cordon des Sables. Cette synthèse est consacrée aux chenaux (chapitres 2, 3 et 4) qui se sont mis en place dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes. Tous postérieurs à la crevasse fluviale, ils ont activement participé à l'élargissement de la plaine deltaïque vers le sud.

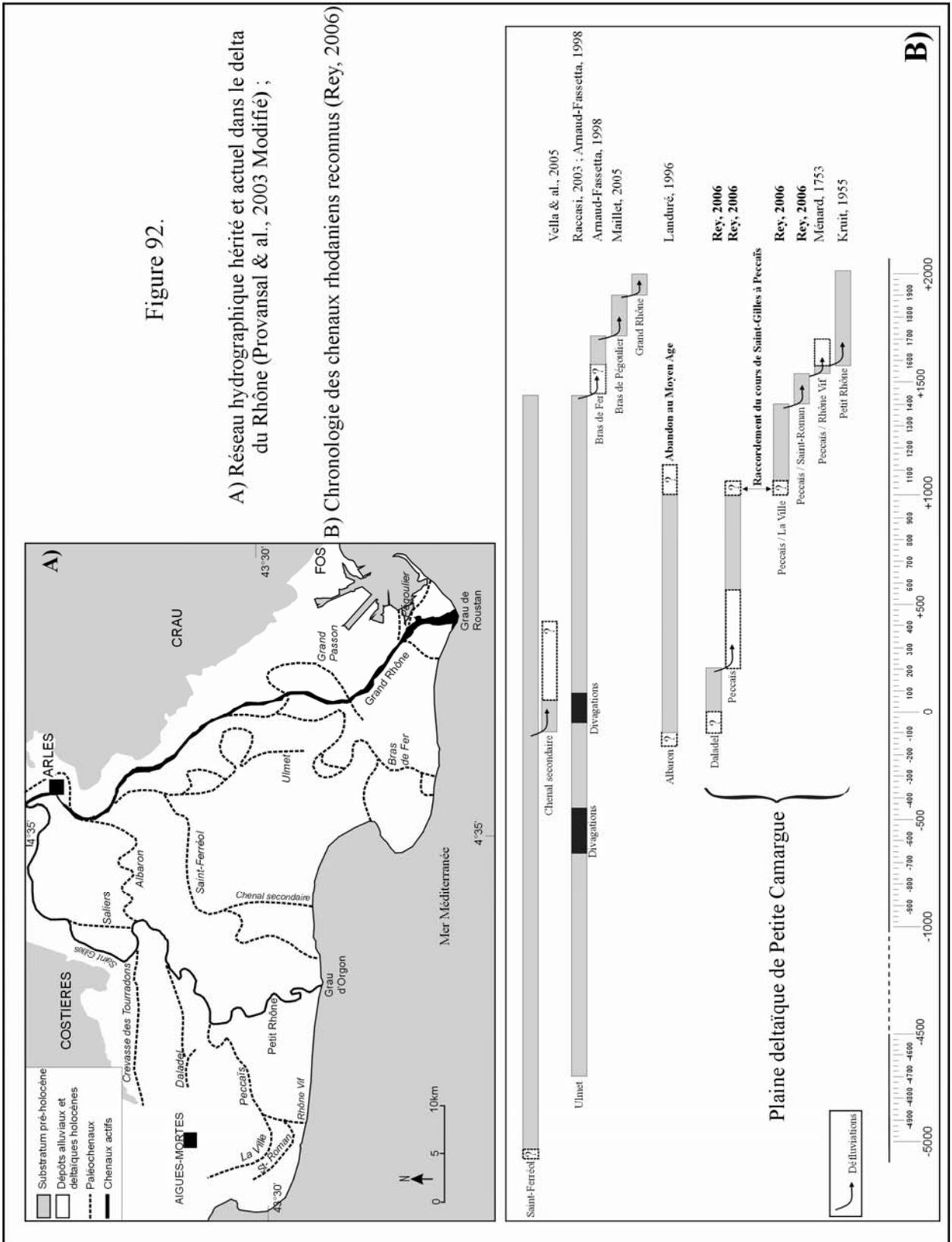
Chronologie

Les étapes de la formation de la plaine deltaïque de Petite Camargue sont reconstituées grâce à l'imbrication des sites et des paléochenaux étudiés.

Le colmatage du golfe d'Aigues-Mortes s'est accéléré à partir de l'antiquité grâce à l'arrivée des chenaux rhodaniens occidentaux (Figure 92). Le chenal de Daladel est abandonné entre le I^{er} et le III^e s. ap. J.-C. A quelques kilomètres au Sud, le chenal de Peccaïs est daté entre le VI^e s. et le VII^e s. ap. J.-C. Nous supposons que ce cours se met en place lors de la défluviation du Rhône de Daladel. Le fonctionnement du Rhône de La Ville est postérieur au VIII^e Siècle, il est actif au XI^e s. et il est définitivement abandonné au début du XV^e s. Entre 1357-1364 la défluviation du Rhône de La Ville permet la mise en place d'un nouveau bras fluvial (Florençon, 1996) constituant très probablement le Rhône de Saint-Roman. En 1532, les eaux du Rhône de Saint-Roman sont déviées vers le Sud à l'aide d'un batardeau. Il en résulte la formation du Rhône Vif. En 1552, ce chenal est partiellement abandonné à cause de la défluviation des eaux vers le Petit Rhône (Kruit, 1955).

Entre le XIV^e s. et le XIX^e s. de nombreuses défluviations naturelles ou provoquées se sont produites. Ces événements sont contemporains d'une progradation deltaïque très rapide dont les vitesses d'avancée sont à relier à une surcharge sédimentaire imputable aux effets du Petit Age Glaciaire (Provansal & al., 2003).

Figure 92.



L'expansion de la plaine deltaïque a engendré l'allongement des profils longitudinaux et probablement une baisse du gradient hydraulique favorisant ainsi les défluviations. Chaque défluviations a permis d'accroître la taille du delta, elle constitue donc des processus très importants dans la construction de la plaine deltaïque.

Hydraulicité des chenaux actifs

La puissance des flux hydriques est appréhendée grâce à l'étude granulométrique des dépôts de la charge de fond alluviale. Mais l'interprétation de ces données reste délicate car il est difficile à partir de la stratigraphie obtenue par carottages de déterminer avec certitude qu'il s'agit des dépôts de la charge de fond. La réalisation des sondages à proximité de l'embouchure terminale des paléochenaux a probablement généré des biais. La taille du grain moyen est nécessairement plus petite par rapport à l'amont du delta.

Le grain moyen des charges de fond transitant dans les paléochenaux inscrits dans la plaine deltaïque de Petite Camargue varie de 196 à 260 µm. Ces données excluent les matériaux les plus grossiers prélevés au sommet de la charge de fond du paléochenal de Peccaïs. Les galets et les graviers inscrits dans la matrice sableuse (grain moyen : 260 µm) constituent probablement un épiphénomène au regard du grain moyen des dépôts de la charge de fond (Figure 93) prélevés dans les paléochenaux de Daladel (230 µm), de La Ville (230 µm), de Saint-Roman (230 µm) et du Rhône Vif (196 µm). Cependant la présence de galets est cohérente avec la matrice sableuse de taille importante.

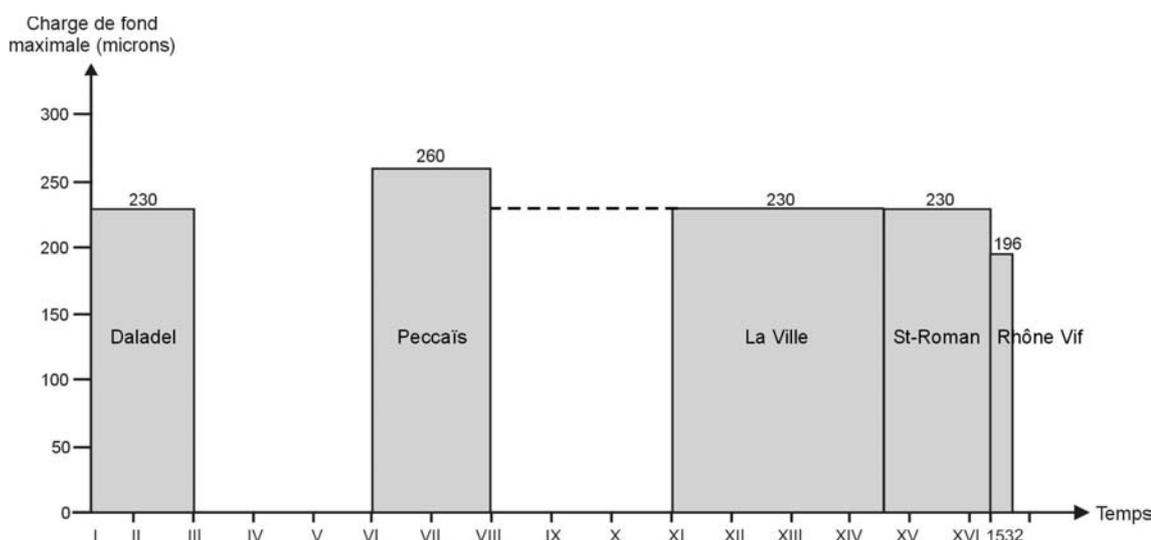


Figure 93. Grain moyen de la charge de fond des paléochenaux de Petite Camargue (Rey, 2005)

La variabilité du grain moyen acquis dans les charges de fond des paléochenaux rhodaniens (Tableau 4) peut être due à plusieurs causes interdépendantes : la période de fonctionnement des chenaux, la pente hydraulique, l'anthropisation du bassin versant, les changements climatiques et les variations du niveau marin.

En fonction de leur période d'activité les chenaux ne sont pas soumis aux mêmes dynamiques hydro-sédimentaires. L'anthropisation du bassin versant (défrichement ou re-végétalisation) les variations climatiques (crise hydrologique ou accalmie) se répercutent sur les débits liquides et solides des cours d'eau. L'ajustement des variables internes des chenaux est spatialement et temporellement différent. Par ailleurs, le delta ne constitue que le réceptacle des flux solides les plus fins, les matériaux plus grossiers sont probablement stockés en amont du delta. Les distributaires n'évacuent alors que les sédiments les plus fins masquant ainsi des « événements » sédimentaires reconnus plus en amont.

Chenal	Âge des dépôts	Grain moyen de la charge de fond (μm)	Compétence maximale (Cs)
Rhône d'Ulmet ¹	4720 / 4520 av.	321	~ 400
Rhône d'Ulmet ¹	560 / 660 av.	253	~ 500
Rhône d'Ulmet ¹	50 av. / 90 ap.	~ 200	~ 700
Rhône de Daladel	2 / 212 ap.	230	500
Rhône de Saint-Ferréol ²	150 / 310 ap.	65 à 310	~ 600
Rhône d'Ulmet ¹	410 / 540 ap.	240	~ 700
Rhône de Peccaïs	580 / 680 ap.	260	> 2000
Rhône de La Ville	VIII ? XI ap.	230	1000
Rhône de Saint-Roman	~ 1400	230	500
Rhône Vif	1532	196	800
Bras de Fer ²	1586	150 à 260	555
Pégoulie ³	XVIII	210	?
Petit Rhône ⁴	actuel	370	?
Grand Rhône à l'embouchure ³	actuel	200 à 425	?

Tableau 4. Comparaison des charges de fond des paléochenaux rhodaniens aux chenaux actuels du delta du Rhône (Rey, 2005). ¹Raccasi, 2003 ; ²Arnaud-Fassetta, 1998 ; ³Maillet & al., 2005 ; ⁴Quisserne, 2000.

Selon la configuration de la plaine deltaïque, qui est variable temporellement et spatialement, la dynamique hydro-sédimentaire des chenaux change. Dès l'époque romaine la partie centrale du delta est en grande partie formée grâce aux lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet. Leur stade de maturité atteint, l'efficacité hydraulique décroît ($500 < C_s > 700 \mu\text{m}$). À la même époque, la plaine occidentale du delta est probablement plus exiguë, circonscrite entre les Costières et le cordon des Sables (Partie II, chapitre 1). Effectivement, l'édification des lobes occidentaux dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes ne fait que débiter. Bien que ces chenaux inscrits en Petite Camargue aient une charge de fond comparable aux autres chenaux du delta, leur C_s plus élevé ($500 \mu\text{m} < C_s > 2000 \mu\text{m}$) pourrait signifier un gradient hydraulique plus important.

Utiliser le grain moyen comme seul critère granulométrique rend délicat la comparaison entre les chenaux de périodes différentes mais lorsqu'on y associe le C_s , les données permettent d'indiquer la variabilité du gradient hydraulique. La relative jeunesse des chenaux pourrait expliquer l'existence d'une pente plus forte (augmentation de l'efficacité hydraulique) dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes alors que les lobes orientaux ayant atteint leur stade de maturité se caractériseraient par une décroissance de l'efficacité hydraulique (Roberts, 1997).

La variabilité des flux hydriques est variable à très court terme et dépendante du site. Qu'il soit synchrone ou diachrone les chenaux ont une puissance du flux hydrique qui leur est propre. L'information hydro-sédimentaire est alors circonscrite et dépendante au site. Les rythmes de sédimentation et de progradation du littoral constituent des variables complémentaires qui permettent de dépasser l'échelle stationnelle et d'élargir les points de comparaison.

Le sédiment de la charge de fond transitant dans les distributaires actuels est caractérisé par des sables ayant un grain moyen compris entre 200 et 425 μm pour le Grand Rhône à l'embouchure (Quisserne, 2000 ; Maillet & al., 2005) et avoisinant 370 μm pour le Petit Rhône (Quisserne, 2000). La granularité de la charge de fond est supérieure à la majorité des paléochenaux rhodaniens (Tableau 4). Depuis la période Moderne, la réduction du nombre de chenaux actifs dans le delta a très vraisemblablement renforcé les flux dans les deux cours d'eau restants (Grand Rhône et Petit Rhône). Ces données granulométriques récentes sont influencées par la contraction artificielle des lits fluviaux visant à favoriser l'autocurage et donc le transit de grains plus gros.

Modalités de colmatage alluvial

Chaque colmatage apporte de riches informations sur l'évolution des paléoenvironnements. Mais leur fonctionnement demeure circonscrit au site et à la période de remblaiement du bras fluvial.

Dans la plaine deltaïque de Petite Camargue, les paléochenaux restent en eau longtemps après leur abandon. Leur colmatage présente une puissance de 5 à 6 mètres de dépôts analogue au bras mort de Pégoulie (Maillet & al., 2005). Les dépôts du colmatage alluvial reposent sur le sommet de la charge de fond avec parfois une discontinuité érosionnelle (Maillet & al., 2005). La charge de fond est préférentiellement composée de sables avec parfois des graviers et des galets associés (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Arnaud-Fassetta, 2004 ; Raccasi, 2003 ; Maillet, 2005). La séquence type du colmatage est caractérisée par un granoclassement normal du fond de chenal vers la partie supérieure du remplissage, témoin d'une perte d'énergie du courant fluvial.

Aucun des chenaux recoupés dans le delta du Rhône n'a révélé de niveaux tourbeux. L'abandon du chenal n'entraînerait jamais une sédimentation strictement autochtone (bras engorgé de matière organique) contrairement à d'autres chenaux de plaine alluviale (Carcaud & al., 2002 ; Cubizolle & al., 2002). L'absence d'un pôle organique (tourbe) après leur abandon laisse supposer que les chenaux inscrits dans la plaine deltaïque rhodanienne sont restés partiellement connectés aux chenaux principaux. Cela suppose donc la persistance d'un écoulement dans le bras mort fluvial.

Les chenaux étudiés furent surtout le siège d'une sédimentation biogénique allochtone. Tout au long du processus de comblement, ils ont canalisé les courants résiduels et enregistré les récurrences de crues. Les dépôts sont composés de limons ou de limons argileux parfois organiques, à la structure massive. Des lits sableux peuvent s'intercaler entre ces dépôts de débordement de crues. Ils traduisent probablement des crues d'intensité plus élevée et/ou le rapprochement d'un chenal actif. La partie supérieure du remplissage est composée de limons argileux (processus de décantation) riches en macro-restes végétaux et en malacofaunes.

Les bras morts fluviaux sont en cours d'atterrissement, certains d'entre eux évoluent vers un milieu de mares temporaires ou de bassin d'inondation.

Les chenaux abandonnés peuvent aussi évoluer en fonction des environnements locaux : dans le delta du Rhône, la remontée du front salé et/ou la dynamique des graus ont influencé les modalités de colmatage des bras morts fluviaux mais aussi le type d'écosystème à l'intérieur de ceux-ci.

- La baisse du flux d'eau douce provoque parfois la remontée du front salé en amont du bras mort fluvial.

- Les modalités du remblaiement alluvial sont aussi influencées par la dynamique littorale (ouverture et fermeture des graus). Le colmatage est alors caractérisé par des dépôts fluvio-lagunaires mais aussi laguno-marins. Au cours du colmatage, la tranche d'eau diminue. Les dépôts sont alors effectués dans un plan d'eau saumâtre (ou un bassin d'inondation) en mode calme par décantation.

L'augmentation du taux de salinité des eaux du chenal abandonné favorise alors la mise en place d'un milieu fluvio-lagunaire oligohalin à euryhalin ou marin.

Le colmatage sédimentaire des paléochenaux dépend du taux d'alluvionnement qui varie au cours du temps, sous le contrôle d'une variation des conditions environnementales d'origine naturelle ou anthropique.

La pente et l'efficacité hydraulique ainsi que les vitesses d'écoulement et les connexions possibles avec un chenal principal ou lors des crues influencent la vitesse de sédimentation à l'intérieur du bras mort fluvial. La fréquence de débordement n'est cependant pas un paramètre invariant, et peut soit diminuer, soit augmenter. La diminution des récurrences de crues conduit au processus de comblement qui modifie les conditions d'écoulement dans le bras mort fluvial et limite les connexions avec un chenal actif. À l'inverse, l'augmentation du nombre de crues peut générer l'exhaussement du fond alluvial. Les courants résiduels et éventuellement des phénomènes de submersion à partir des cordons littoraux (cf. supra 4.3) influencent aussi les vitesses de sédimentation. De même que l'existence d'un exutoire maritime ou éventuellement lacustre permet l'évacuation des débits liquides et solides et donc le ralentissement du processus de comblement.

Le comblement alluvial des chenaux de Peccaïs, de Daladel, La Ville, Saint-Roman et Rhône Vif a été rapide (Figure 94). Ces taux ne constituent qu'une approximation compte tenu du faible nombre de datations ^{14}C réalisées dans le remblaiement des chenaux. A terme, il faudra multiplier les datations pour obtenir une résolution temporelle suffisante. Par ailleurs, ces taux d'alluvionnement ne prennent pas en compte les effets induits par la topographie du fond alluvial (seuils et mouilles) et le style fluvial (rectiligne, méandrique, tressé) qui engendrent aussi des accumulations sédimentaires variables.

Les caractéristiques sédimentaires (faciès détritiques, micro et macro-lamines, faibles taux organiques) et les taux de sédimentation semblent indiquer que les bras morts restent « connectés » à la dynamique fluviale (débordement de crue et courants résiduels) et littorale (remontée du front salé, cônes de débordement de tempête) tout au

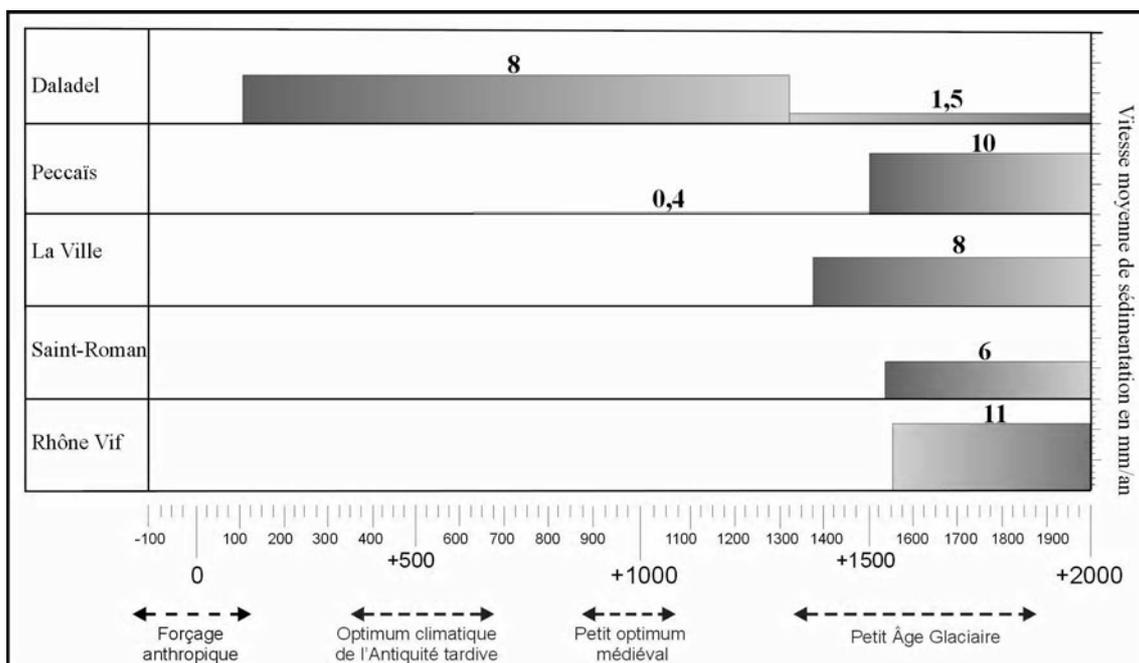


Figure 94. Évolution du taux d'alluvionnement (mm/an) dans le colmatage des paléochenaux (Rey, 2006).

long du processus de comblement. Cela conforte l'idée que les chenaux abandonnés continuent d'évacuer les flux hydriques jusqu'à l'atterrissement. Leur efficacité doit probablement être maximale lorsqu'ils disposent d'un exutoire maritime ou lagunaire. Les vitesses d'alluvionnement dans des bras morts fluviaux contemporains ne sont pas identiques. Cette situation confirme la variabilité des conditions hydro-sédimentaires à très court terme et les effets de site dans la dynamique du dépôt et la diversité des modes de comblement (Kraus & Larson, 2002 ; Wen, 2004).

PARTIE III

REEMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU PALEOGOLFE D' AIGUES- MORTES

PARTIE III. Remplissage sédimentaire du paléogolfe d'Aigues-Mortes

La partie précédente était consacrée au fonctionnement hydrologique des bras morts fluviaux du Rhône et à la datation de leur période d'activité. Les cordons d'embouchure édifiés par ces chenaux restent visibles à l'heure actuelle. Ils ont tous participé au remplissage sédimentaire du paléogolfe d'Aigues-Mortes.

Le premier chapitre porte sur l'étude de ces cordons littoraux fossiles. Leur morphologie distincte exprime des discontinuités sédimentaires intra-deltaïques. À partir de leur forme et par comparaison à un analogue de formations littorales modernes, nous tenterons d'appréhender les processus hydro-sédimentaires responsables de leur mise en place et de leur diversité morphologique. La datation par le radiocarbone 14 des paléochenaux (Partie II) et des cordons littoraux fossiles encadre chronologiquement cet espace.

Le deuxième chapitre concerne les paramètres responsables de l'avancée des lobes deltaïques, ainsi sont analysés le rôle des apports fluviaux, les forçages climato-anthropiques et leur limite en terme d'interprétation (allocyclicité et autocyclicité des lobes deltaïques), le contrôle de la paléotopographie pléistocène et de l'espace d'accommodation.

CHAPITRE 1

LES FORMATIONS DELTAÏQUES DU PALEOGOLFE D'AIGUES-MORTES

L'étude des lobes deltaïques fossiles mis en place dans le golfe d'Aigues-Mortes repose sur :

- la comparaison de cartes historiques et l'interprétation de photographies aériennes diachroniques.
- la morphologie des cordons littoraux fossiles.
- des prélèvements de surface, des sondages carottés et le relevé de coupes sédimentaires dans les cordons fossiles.
- un corpus de datations au radiocarbone acquis dans les paléochenaux et sur les anciennes formations littorales.
- un référentiel de deltas modernes
- la position des épaves antiques situées au large du lobe fossile de Saint-Ferréol (Long, 1997).

La morphologie des anciens systèmes d'embouchure résulte du degré de dominance des processus marins et fluviaux. Pour évaluer le fonctionnement hydrodynamique et sédimentaire des lobes fossiles, on s'appuie sur des classifications de deltas modernes plus ou moins bien élaborées (Reineck & Singh, 1986 ; Collela & Prior, 1990 ; Batthacharya & Walker, 1992 ; Orton & Reading, 1993 ; Suter, 1994 ; Reading & Collison, 1996 ; Hori & al., 2002). Batthacharya & Giosan (2003) ont décrit les différents systèmes d'embouchure, symétriques, asymétriques et déviés et les ont caractérisés grâce à un indice d'asymétrie A qui exprime la part de dominance du courant de dérive littorale sur le flux liquide du fleuve à l'embouchure (Figure 95).

Avant d'entreprendre la description des lobes deltaïques fossiles établis dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes, nous présentons les cordons littoraux édifiés entre 7500 et 2000 B.P. Ceux-ci retranscrivent ainsi l'aspect du littoral à l'époque Romaine.

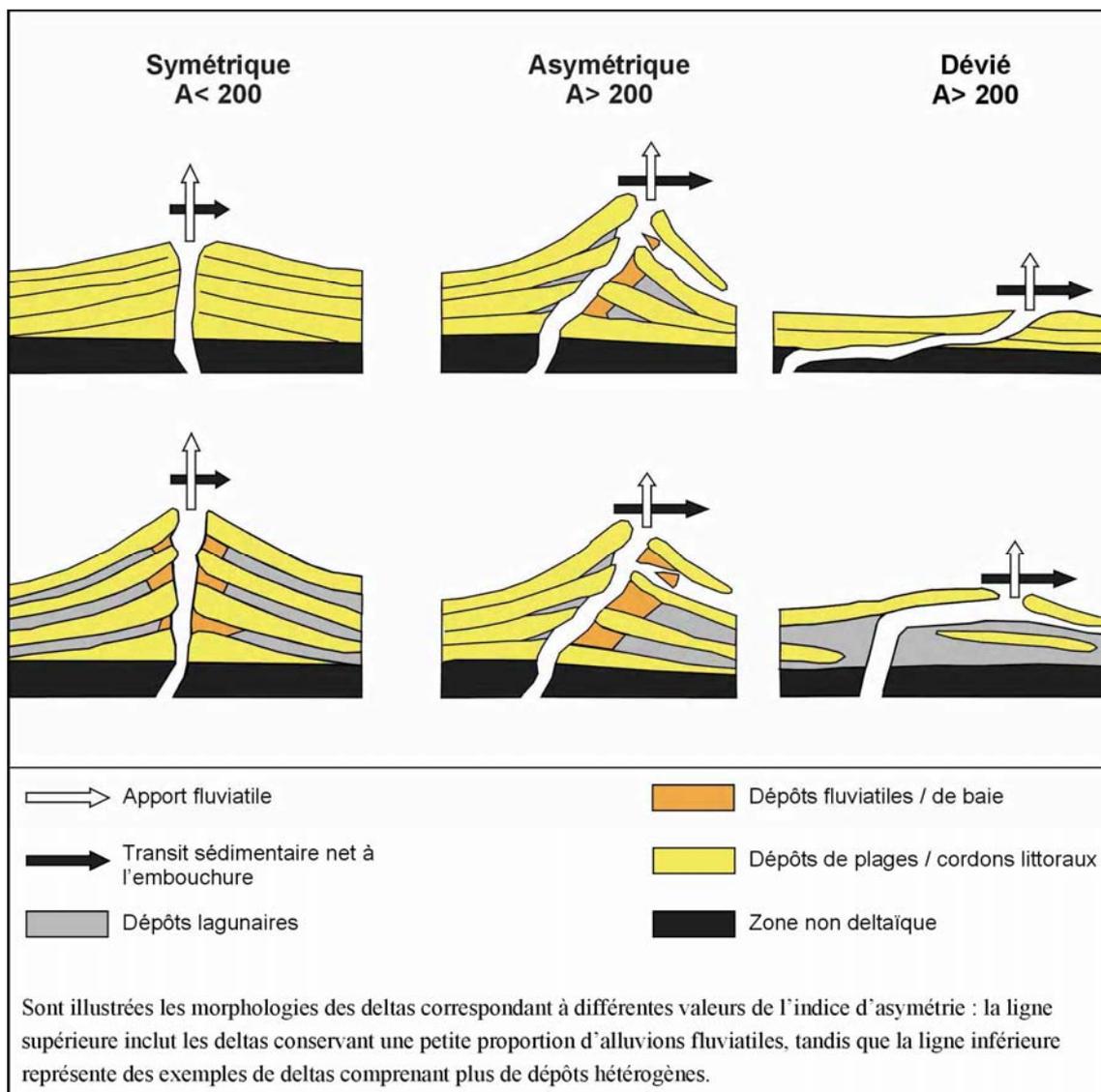


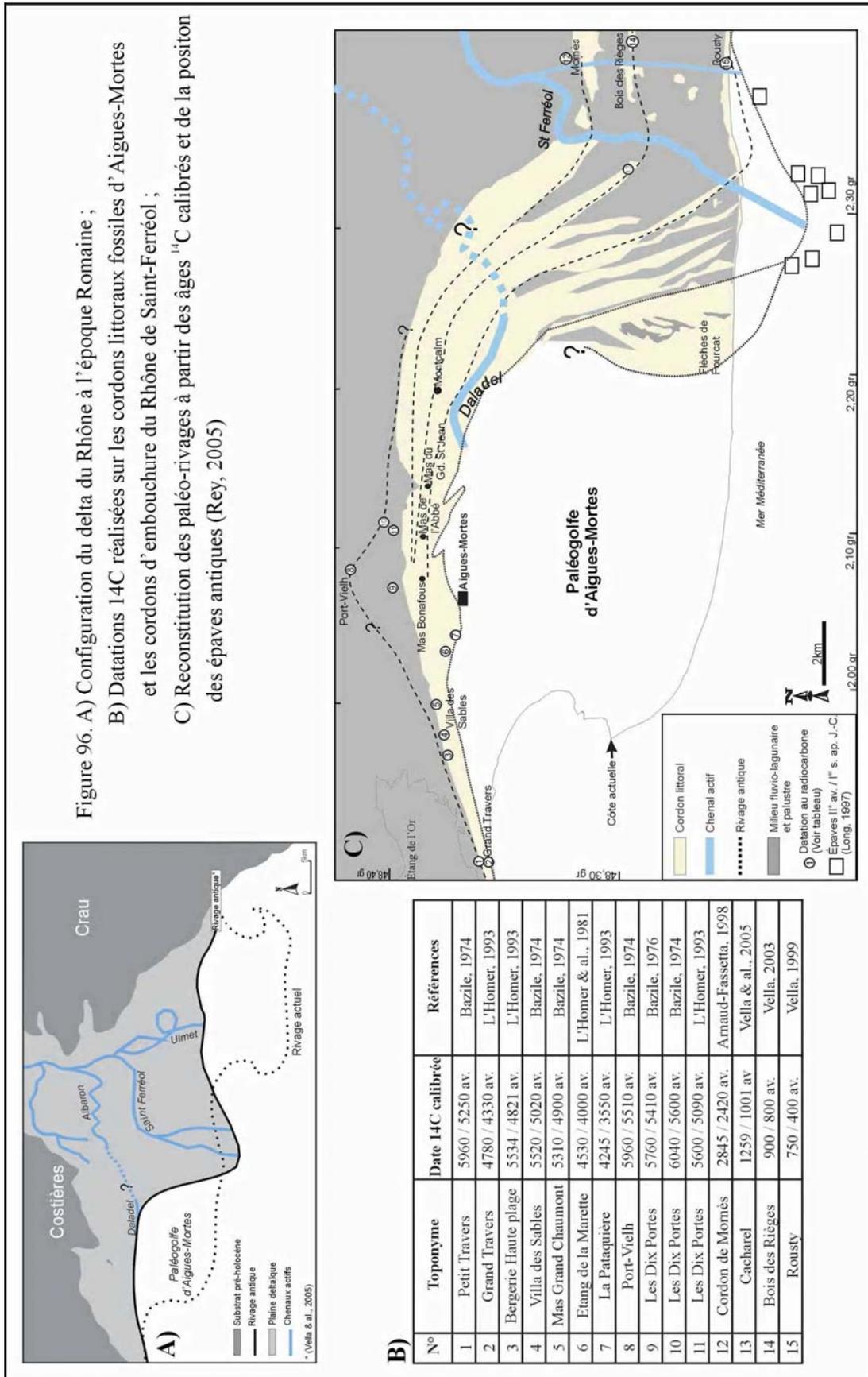
Figure 95. Diagramme des processus des deltas influencés par les vagues (D'après Bhattacharya & Giosan, 2003. Modifié).

1.1. LES CORDONS LITTORAUX ANCIENS (ENTRE 7500 ET 2000 B.P.)

Trois cordons fossiles composés de sables et de galets ont été repérés et datés au nord et à l'ouest de la commune d'Aigues-Mortes (Bertrand & al., 1974 ; Bazile, 1974 et 1976 ; L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1987 et 1993). L'étude paléoécologique des trois cordons littoraux fossiles indique la présence d'espèces littorales de fond de baie et de lagunes vivant à des profondeurs comprises entre zéro et trente mètres, sur un substrat sableux et plus rarement vaseux (Archambault-Guézou, 1982).

Le cordon le plus ancien est fossilisé sous les alluvions du Vistre à moins deux mètres sous la surface. Ce cordon, nommé cordon des Dix Portes, constitue le plus interne du système complexe du Golfe d'Aigues-Mortes. Il se suit de façon discontinue (Figure 96). Bazile (1974 et 1976) l'a daté vers 5960-5250 av. J.-C. au Grand Travers (Ly-1511), autour de 6040-5600 av. J.-C. à Port-Vielh (MC-1115) et entre 5760 et 5410 av. J.-C. aux Dix Portes (MC-916). A partir de ces éléments, le tracé du rivage se serait incurvé près de Port-Vielh.

Le second cordon littoral fossile s'observe en surface, à la Villa des Sables proche d'Aigues-Mortes jusqu'à Montcalm (Figure 96). De direction NE-SW, cette formation se compose de galets très émoussés, très évolués et de nombreuses coquilles roulées. Bazile (1974) a daté ce second cordon dunaire entre 5310 et 4900 av. J.-C. (MC-671) et entre 5520 et 5020 av. J.-C. (MC-813) à la Villa des Sables (cote +1,5 mètres NGF). Les galets retrouvés lors des prospections de terrain révèlent une abondance de porphyre, de quartzite, de schiste et à l'ouest d'Aigues-Mortes une majorité de variolite. Les galets arrondis présentent une longueur moyenne de quatre centimètres et un degré d'aplatissement relativement faible contrairement aux galets du cordon de La Pataquière. La surface du cordon se caractérise aussi par des morceaux de grès de plage perforés par des lithophages (*beach-rock*) et par une faune marine abondante caractérisée par une usure extrêmement prononcée des coquilles. Leur aspect roulé et lissé traduirait l'action répétée des vagues. Ce niveau de galets où abondent les variolites et les quelques fragments de grès pourraient très bien correspondre à un remaniement des cailloutis pléistocènes depuis le large (Photographie 12).





Photographie 12. Cordon littoral fossile – Villa des Sables (Cliché Rey, 2005).

La troisième formation littorale est nommée Cordon de la Pataquière en raison des petits galets blancs dont la forme arrondie ressemble à une ancienne monnaie provençale « *le Patac* ». Les galets mesurent entre deux et trois centimètres de long et présentent un aplatissement marin caractéristique. Les coquilles arrondies et lisses montrent une usure prononcée probablement sous l'effet de la houle. Le cordon de la Pataquière est daté entre 4530 et 4000 av. J.-C. (MC-1366, L'Homer & al., 1981) et entre 4245 et 3550 av. J.-C. (Ly-1514, L'Homer, 1993). Son orientation NE-SW est analogue au précédent cordon. Les récentes prospections archéologiques menées par Cl. Raynaud (2005) révèlent que l'affleurement des petits galets blancs (Photographie 13) se suit de façon discontinue entre le Mas Bonafous et le Mas de l'Abbé (Figure 96).



Photographie 13. Cordon littoral fossile de la Pataquière. (Cliché Rey, 2005).

Les trois premiers cordons littoraux fossiles présentés ci-dessus sont parallèles à la côte et discontinus. Entre le Grand Travers et la Villa des Sables, ils sont juxtaposés (Figure 96). Ils sont constitués de sables et de matériaux grossiers issus très probablement de l'érosion des dépôts pléistocènes. Ces cordons littoraux fossiles n'ont que peu de rapport avec les apports fluviaux provenant des embouchures rhodaniennes, ils sont plus anciens. Leur édification s'est effectuée par de faibles apports fluviaux. Il n'existe pas de lagunes ou de dépressions intercordons. Compte tenu de ces éléments, la vitesse de progradation apparaît lente. Depuis 7000 ans, l'avancée du trait de côte face au Grand Travers se « résumerait » à une progradation inférieure à sept cents mètres.

Par contre, le cordon des Sables situé près de Montcalm appartient au lobe progradant du Rhône de Saint-Ferréol qui est plus récent que les cordons littoraux situés autour d'Aigues-Mortes (Figure 96). A proximité de Montcalm, la largeur des cordons et leur degré de préservation sont probablement liés à l'éloignement de l'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol.

Jusqu'à l'époque Romaine, les lobes deltaïques de Saint-Ferréol et d'Ulmet ont respectivement construit un lobe progradant en direction de la mer (Vella, 1999). Les flux rhodaniens se « concentrent » essentiellement dans la Camargue actuelle tandis que la plaine deltaïque de Petite Camargue demeure partiellement isolée des grandes dynamiques fluviales. A l'époque Romaine, le lobe de Saint-Ferréol a produit deux golfes de part et d'autre de son embouchure (Figure 97) : le golfe d'Aigues-Mortes et le golfe de Fos.

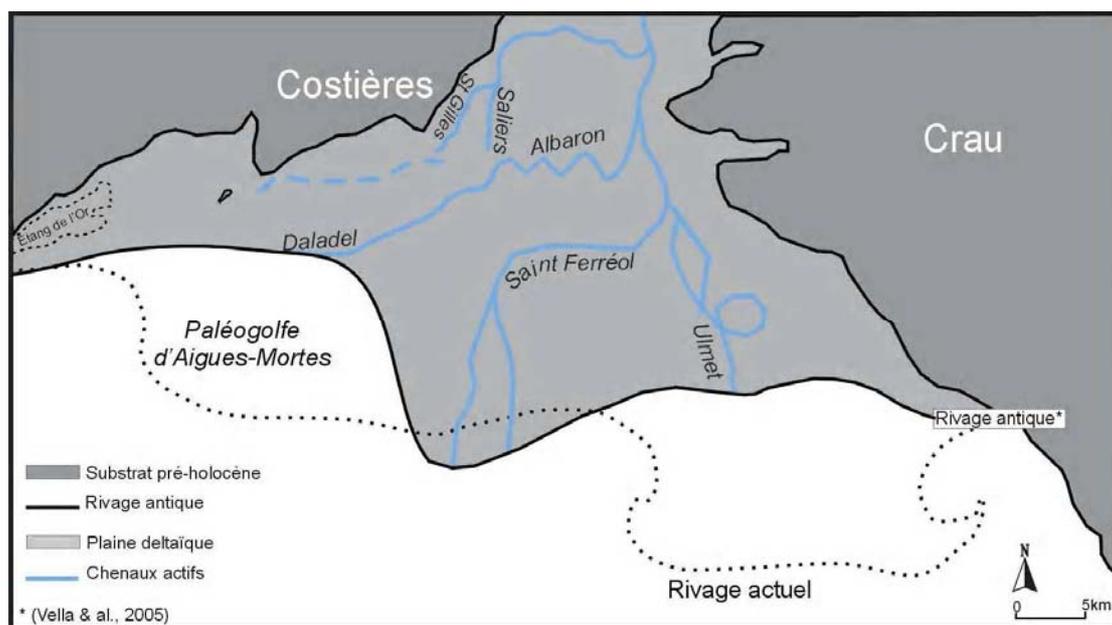


Figure 97. Configuration du delta du Rhône à l'Antiquité (Rey, 2005)

Le littoral de la Petite Camargue est constitué du vaste cordon des Sables mis en place par la coalescence de cordons littoraux. Ces cordons coalescents appartiennent au système deltaïque du Rhône de Saint-Ferréol installé entre 4000 et 2000 B.P. (Vella & al., 2005). En conséquence, les systèmes deltaïques qui se sont formés en avant du cordon des Sables sont post-antiques.

1.2. LE LOBE DE DALADEL

Les cordons d'embouchure fossiles formés par le Rhône de Daladel apparaissent à proximité d'Aigues-Mortes (L'Homer & al., 1981) sous la forme de cordons littoraux progradants, découpés, discontinus et recourbés (Figure 98). Si tous les lambeaux reconnus appartiennent au lobe de Daladel, celui-ci apparaît relativement pointu et symétrique. Un cordon littoral fossile est daté entre 30 et 600 ap. J.-C. (Ly-1264) au lieu dit le Canet (L'Homer, 1993). Il pourrait constituer le stade de progradation maximale du lobe de Daladel avant son abandon. Cette date est cohérente avec le fonctionnement du chenal de Daladel dont l'abandon se produit entre le I^{er} et le III^e s ap. J.-C. Compte tenu de ces éléments, le lobe de Daladel atteindrait sa maturité maximale entre 30 et 600 ap. J.-C. avant d'être abandonné au profit d'un nouveau lobe deltaïque édifié par le Rhône de Peccaïs.

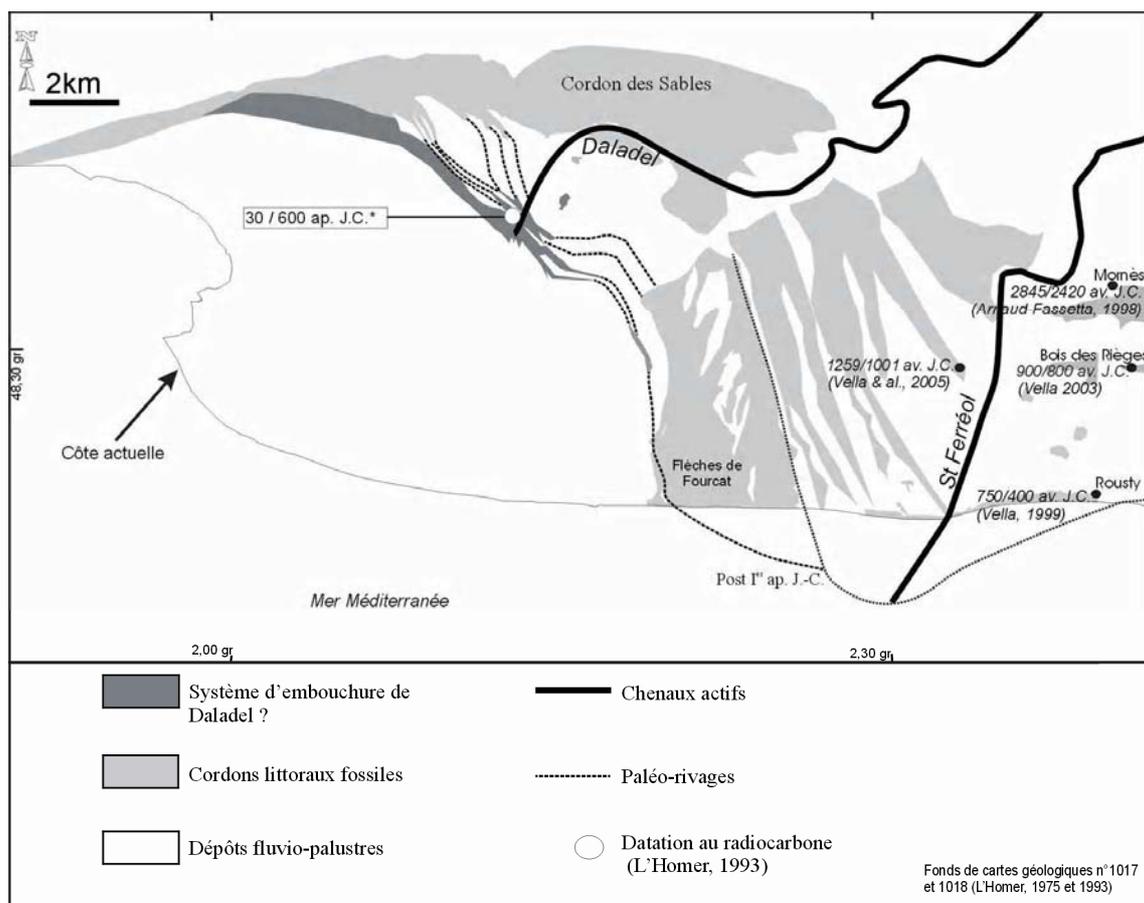


Figure 98: Le lobe de Daladel (Rey, 2005)

1.3. LE LOBE DE PECCAÏS

1.3.1. Géomorphologie du lobe deltaïque de Peccaïs

La cartographie des formations superficielles (Guy, 1973 ; L'Homer & al., 1981 ; L'Homer, 1993) permet de visualiser les cordons littoraux fossiles édifiés par le Rhône de Peccaïs. Au moins quatre cordons d'embouchure de morphologie relativement longs et étroits et convexo-concaves se succèdent. Par ordre d'édification, il s'agit des cordons littoraux de Mourgue, de Tasse, de Fangassier et de Gaujouze (Figure 99). Leur hauteur dépasse rarement un mètre de la surface. En arrière de chaque cordon, la présence d'anciennes lagunes exprimerait une rapide progradation.

Les cordons littoraux fossiles situés en rive gauche du Rhône de Peccaïs ont un degré de préservation moins élevé par rapport à ceux situés en rive droite. Leur érosion a été causée par les eaux du Rhône mort qui se sont déversées dans les étangs à partir de pri-

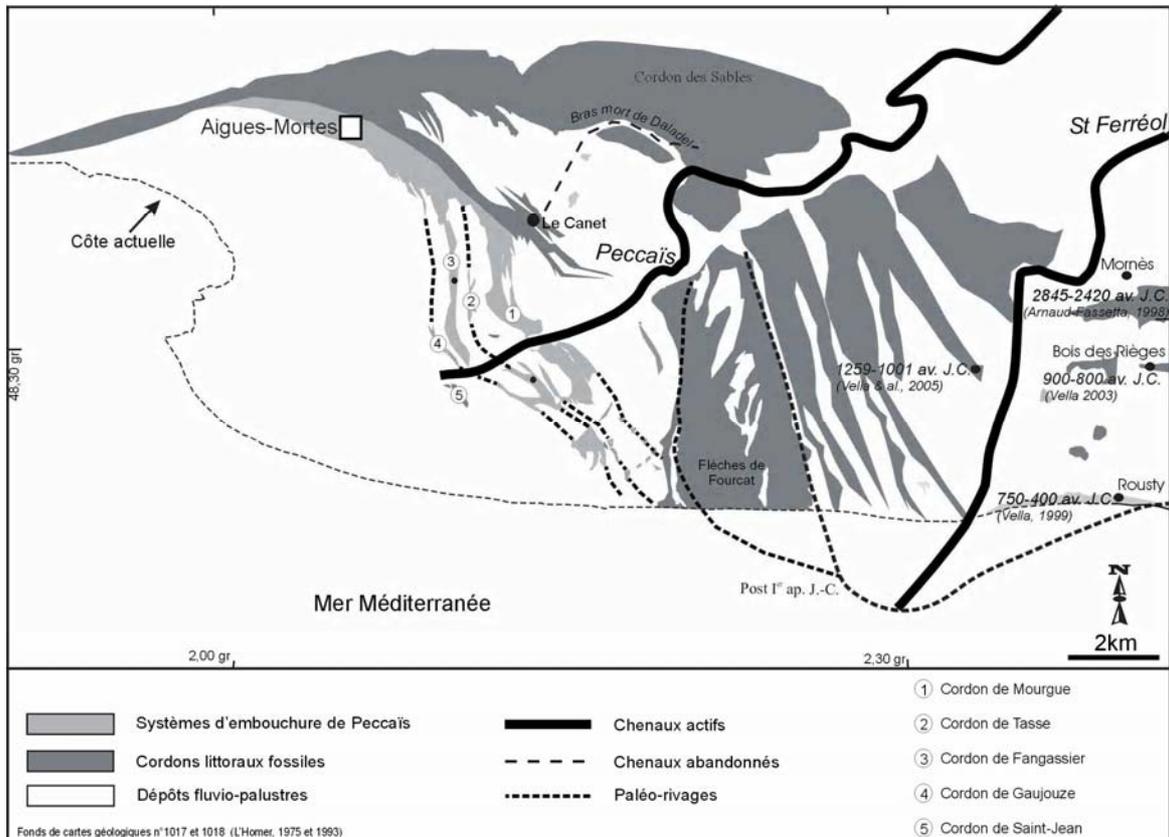


Figure 99. Formation des systèmes d'embouchure de Peccaïs (Rey, 2005)

-ses d'eau situées sur le bras mort fluvial de Peccaïs. Les eaux du Rhône mort se sont écoulées dans les étangs de l'Arameau, de Malégal qui par coalescence ont formé un écoulement continu jusqu'au Grau de Fer. Les cartes du XVII^e au XIX^e s. indiquent que cet axe fluvio-palustre et lagunaire a eu un fonctionnement intermittent dépendant de l'ouverture du Grau de Fer (Figures 100 et 101).

La formation littorale de Saint-Jean pose problème car elle ne ressemble pas aux précédents cordons littoraux. Ce cordon est positionné face à l'embouchure du Rhône de Peccaïs. Sa mise en place a vraisemblablement entraîné la déviation de l'écoulement fluvial vers l'ouest. Compte tenu de ces éléments, le cordon de Saint-Jean exprimerait une dynamique hydro-sédimentaire différente de celle responsable de la mise en place des quatre cordons littoraux édifiés par le Rhône de Peccaïs.

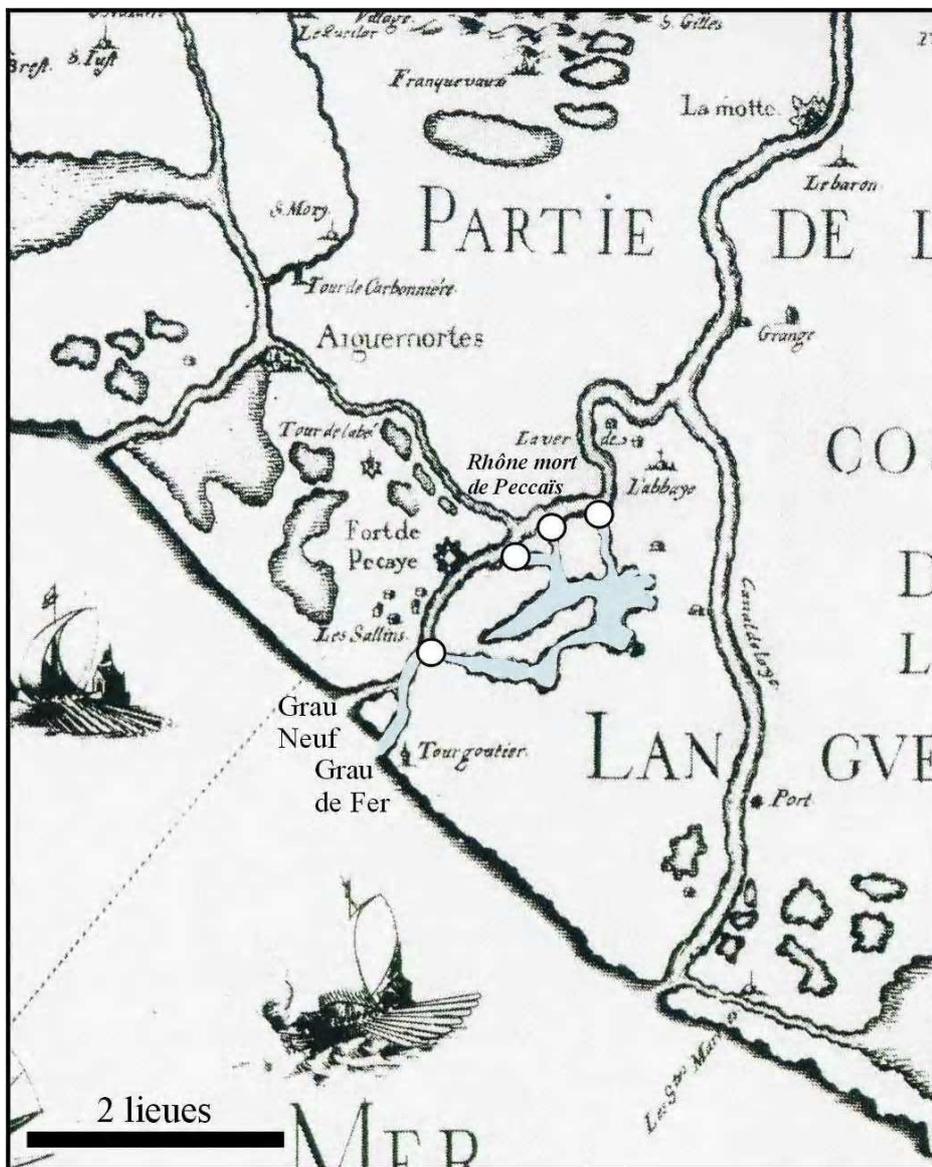


Figure 100. Carte générale de toutes les costes de France : partie de la coste de Languedoc (Tassin, 1634). Les ronds blancs indiquent les prises d'eau sur le Rhône Mort de Peccais.

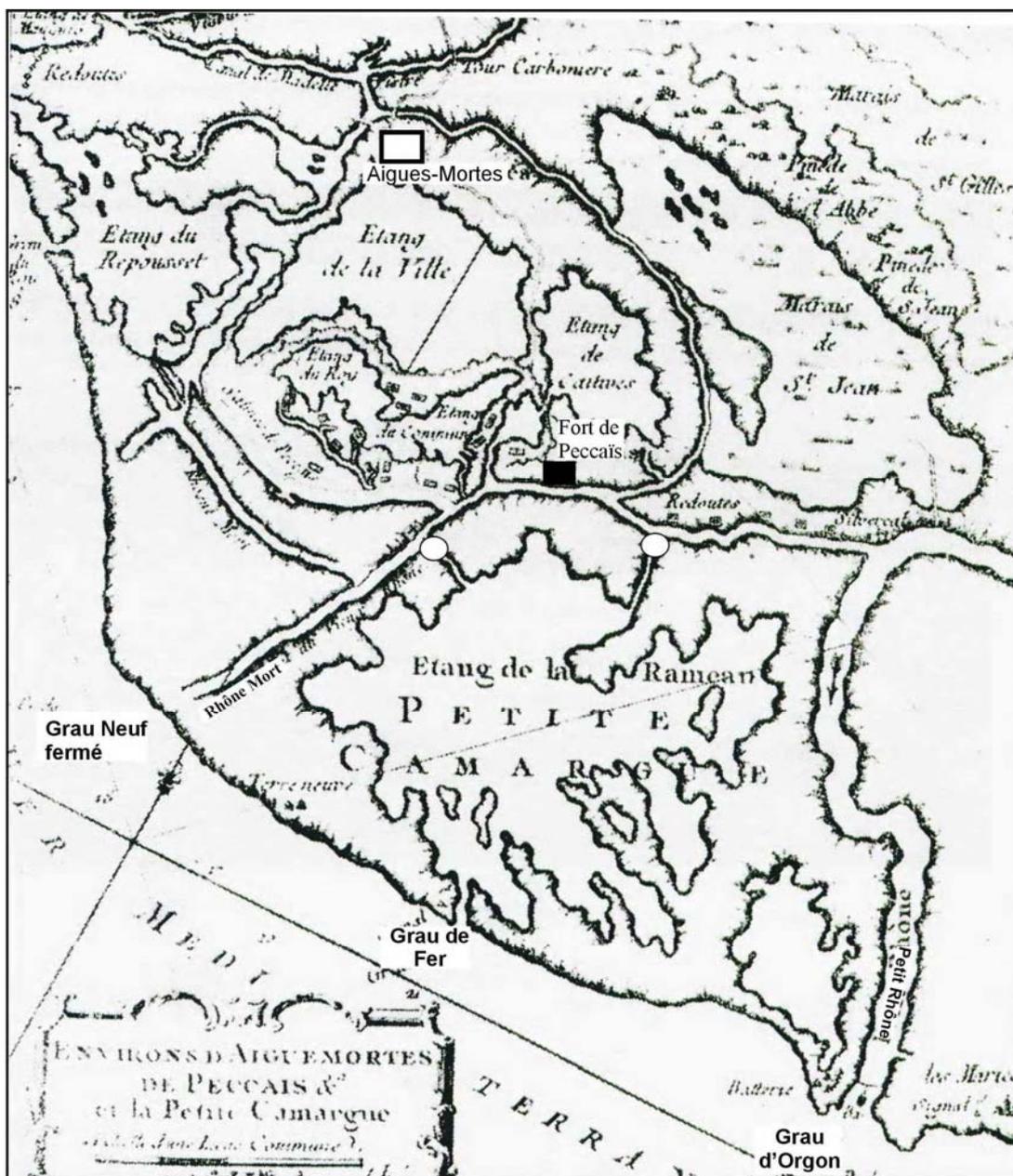


Figure 101. *Environs d'Aigues-Mortes, de Peccaïs & de la Petite Camargue* (Bellin, 1764). Les ronds blancs indiquent les prises d'eau sur le Rhône Mort de Peccaïs.

Le choix des cordons littoraux fossiles a été fonction de l'accessibilité aux sites et au gré des prospections de terrain. Les cordons de Mourgue et de Tasse ont alors été sondés au carottier russe et à percussion. Le cordon de Fangassier a fait l'objet de plusieurs relevés sédimentaires (Figure 102). Ce mode opératoire a permis d'acquérir des séquences de cordons progradants, parfois datées au ^{14}C . Le cordon de Gajouze fera l'objet d'une étude ultérieure.

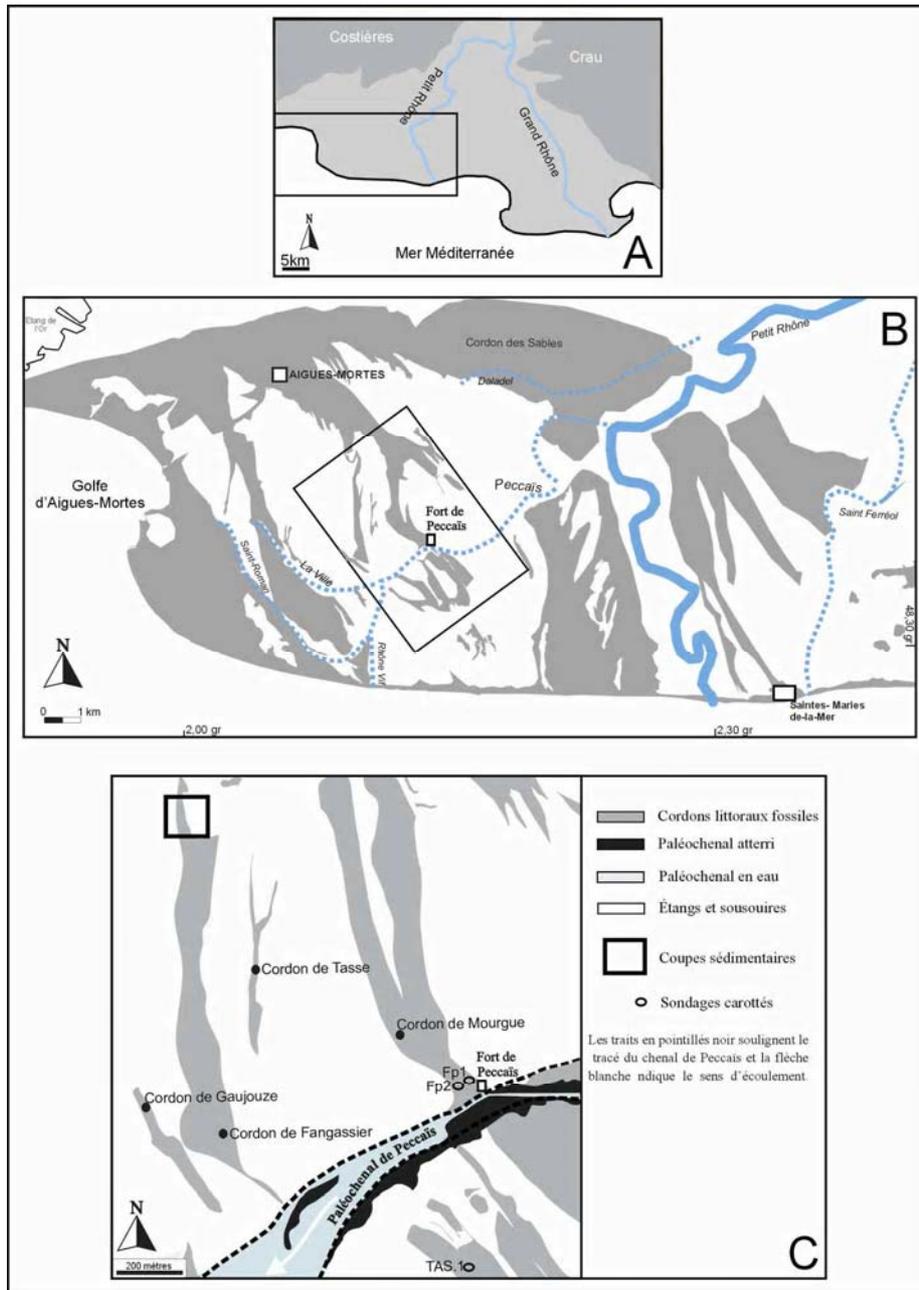


Figure 102. A) Delta du Rhône ; B) Paléogolfe d'Aigues-Mortes ; C) Localisation des sondages et des relevés de coupes sédimentaires réalisés sur les cordons d'embouchure fossiles édifiés par le Rhône de Peccaïs (Rey, 2005).

À proximité du Fort de Peccaïs, deux sondages distants de cinquante mètres ont été entrepris dans le cordon initial (cordon littoral de Mourgue) au système symétrique de Peccaïs (Figure 102). Nommés FP.1, et FP.2, ils ont respectivement atteint 7,2 et 9,2 mètres de profondeur. (Figure 103). Aucune datation n'a pu être réalisée soit à cause de l'absence de bois flottés ou de débris végétaux, soit à cause du mauvais état de conservation des coquilles. Les corrélations lithostratigraphiques permettent la réalisation d'un transect stratigraphique présenté dans la figure 104.

1.3.2. Unité morphosédimentaire du cordon d'embouchure de Mourgue

1.3.2.1. Les unités sédimentaires du transect FP.1 et FP.2

La succession des faciès 1 et 2 révèle une séquence de plage sableuse progradante formée pendant l'avancée du lobe deltaïque de Peccaïs.

L'unité 1 est composée de sables fins entrecoupés par un litage de sables micacés très fins à fins. Son épaisseur ne peut être définie, le sondage n'atteignant vraisemblablement pas sa base. La granularité du dépôt s'accroît de la base au sommet, le grain moyen varie entre 100 et 150 μm (Figure 103). Les critères granulométriques et malacologiques (morceau de *Mytilus sp.*) traduisent un milieu de sédimentation marin de type avant plage.

L'unité 2 se caractérise par un dépôt de sables fins, azoïques. Son épaisseur est de l'ordre de 80 à 110 cm. Le grain moyen varie entre 150 et 180 μm et le tri (0,2 à 0,4) révèle un sédiment très bien classé (Figure 103). Compte tenu de l'augmentation du grain moyen, de l'absence de faune et du très bon tri du sédiment nous pensons que la formation appartient à un domaine proche du domaine émergé ou sur l'arrière plage.

L'unité 3 est constituée de lits limono-argileux et sablo-limoneux. Le dépôt moins grossier (épais de 90 cm) marque une rupture brutale avec la formation précédente. Le tri est très mauvais et l'asymétrie est totale. Seule une coquille d'eau douce – *Trochoidea trochoides* - a été trouvée dans le sédiment. Plusieurs traces de racines perturbent le sédiment.

Le faciès lithologique indique un dépôt en milieu de plaine d'inondation (proximale ?) subissant des ingressions d'eaux de crue et éventuellement des apports d'origine éolienne (Figure 103).

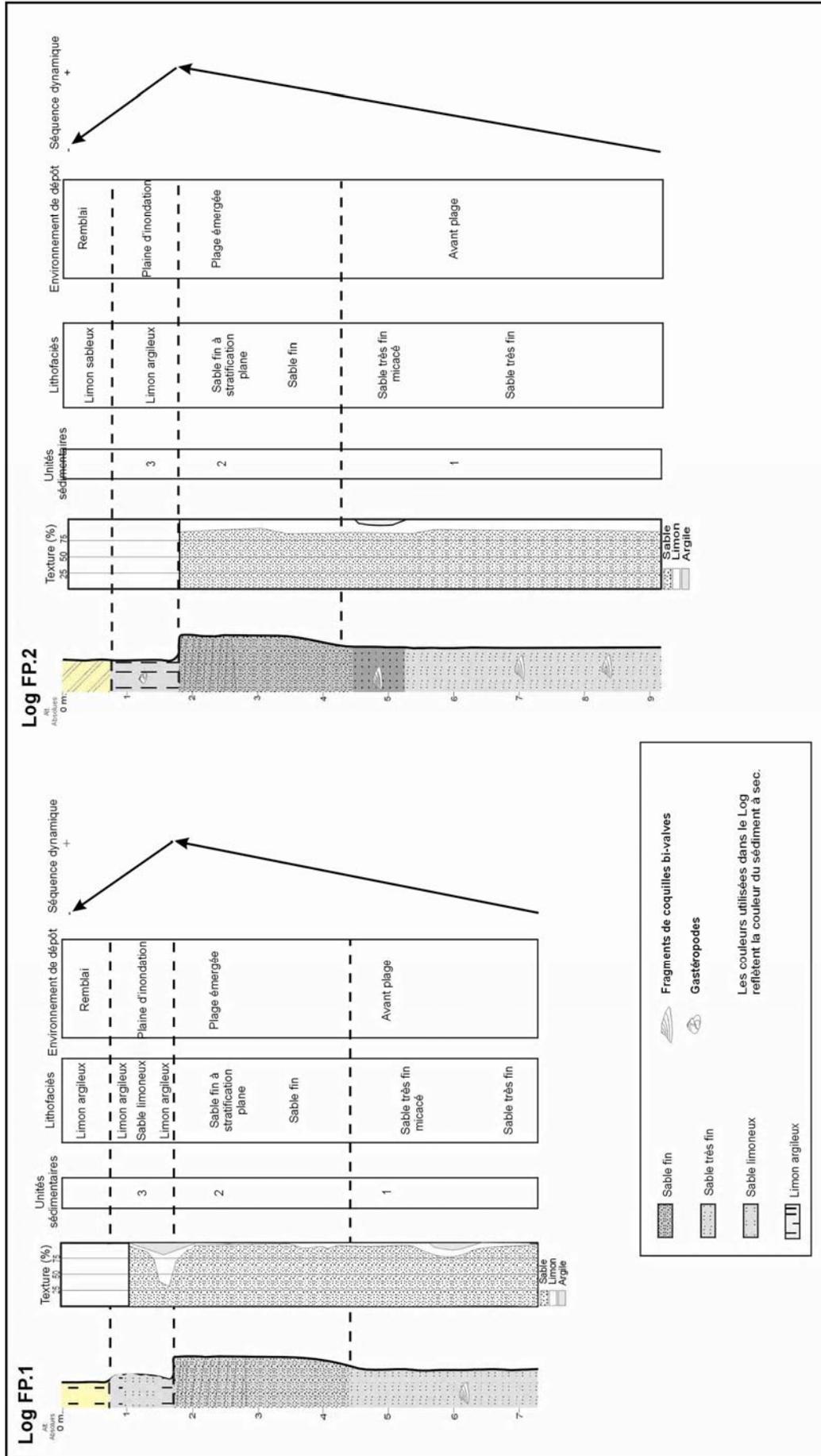


Figure 103. Sondages FP1 et Fp2 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

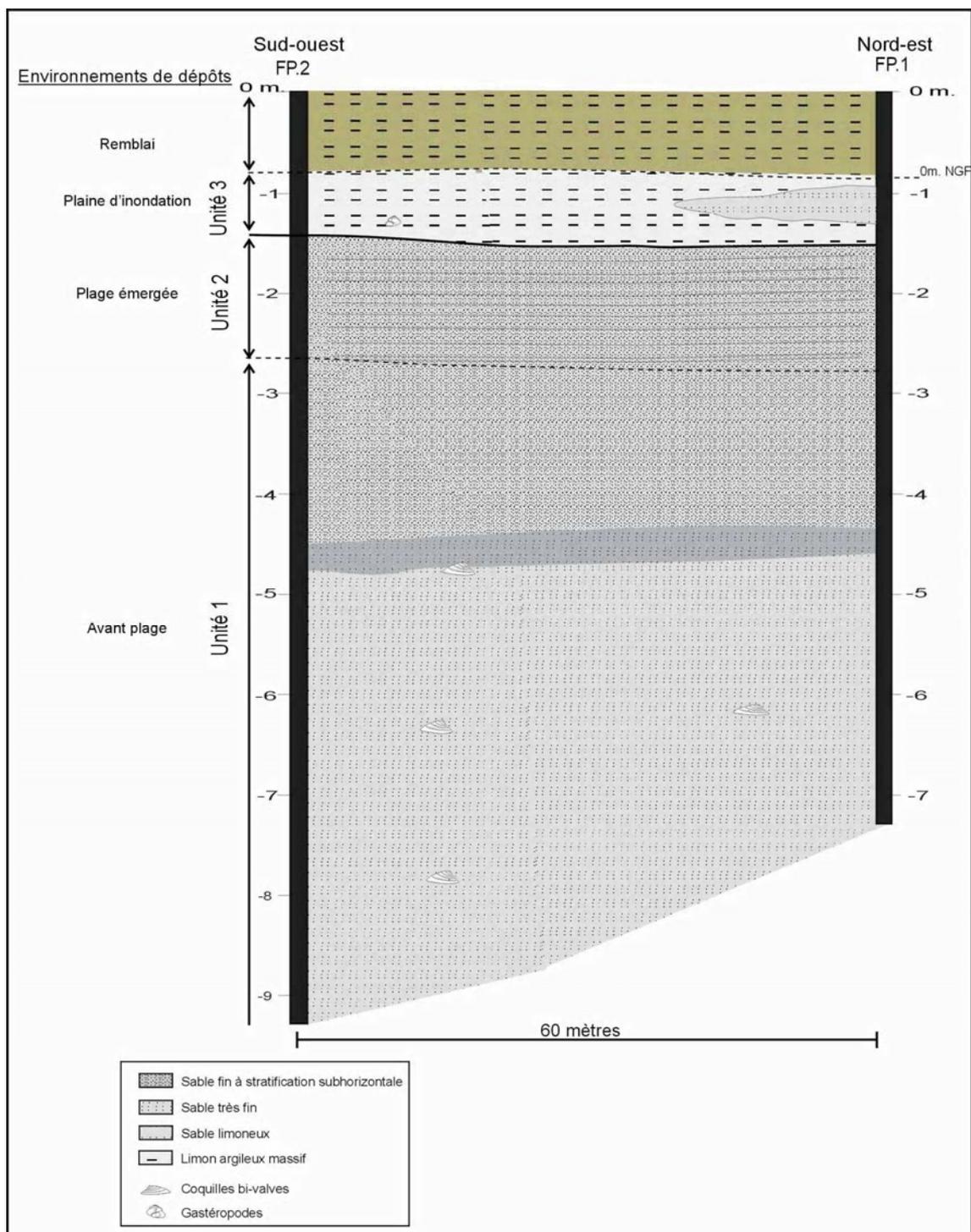


Figure 104. Transect stratigraphique du cordon littoral fossile de Mourgue (Rey, 2005)

1.3.2.2. Interprétation paléoenvironnementale

Les sondages FP.1 et FP.2 réalisés sur le cordon d'embouchure fossile de Mourgue permet de suivre une succession d'environnements sédimentaires superposés, soit de la base au sommet (Figure 104) : un faciès d'avant plage recouvert par des dépôts correspondant à un milieu proche de la plage émergée. Ces dépôts constituent une plage progradante. Celle-ci est enfouie sous les alluvions fluviales provenant très vraisemblablement des crues de débordement du Rhône de Peccaïs qui s'est écoulé à proximité du site carotté.

Le transect stratigraphique ne permet pas de visualiser le sommet du cordon littoral. La première éventualité consiste à penser que les sondages ont été réalisés sur la partie basse du cordon. L'autre possibilité est une érosion post-dépôt. Mais d'une manière générale, le cordon de Mourgue atteint rarement plus d'un mètre NGF. La faible altitude de ce cordon est peut-être à mettre en relation avec une rapide progradation.

Le cordon de Mourgue constitue l'un des premiers cordons littoraux édifiés par le Rhône de Peccaïs. Cette formation littorale est postérieure au stade de progradation maximale du lobe de Daladel daté entre 30 et 600 ap. J.-C. Compte tenu de sa position et de l'âge de la formation précédente, le cordon de Mourgue s'édifie après le Ier s. ap. J.-C.

À 1700 mètres au sud-ouest du cordon littoral fossile de Mourgue, un sondage au carottier à percussion (TAS.1) a été réalisé sur le cordon littoral fossile de Tasse. L'âge ^{14}C obtenu Mars 1963 / Juillet 1970 (GdA-483) est incohérent avec le cadre paléogéographique. La présence de lamines millimétriques argileuses dans le niveau daté a peut-être constitué une couche imperméable propice au dépôt de matière humique issu de l'infiltration des eaux de pluies.

1.3.3. Unité morphosédimentaire du cordon d'embouchure de Fangassier

Des travaux effectués dans les salins d'Aigues-Mortes ont permis de caractériser sédimentologiquement l'un des derniers cordons d'embouchure édifié par le Rhône de Peccaïs. Parmi la multitude des coupes sédimentaires relevées sur le cordon de Fangassier, nous présentons ici deux logs de référence (FAN.3 et FAN.4) distants d'une centaine de mètres (Figure 105). Une coupe de cinq mètres sur laquelle a été réalisé le log FAN.3 est aussi présentée (Figures 102 et 106). L'âge du cordon d'embouchure de Fangassier est obtenu par deux datations au radiocarbone.

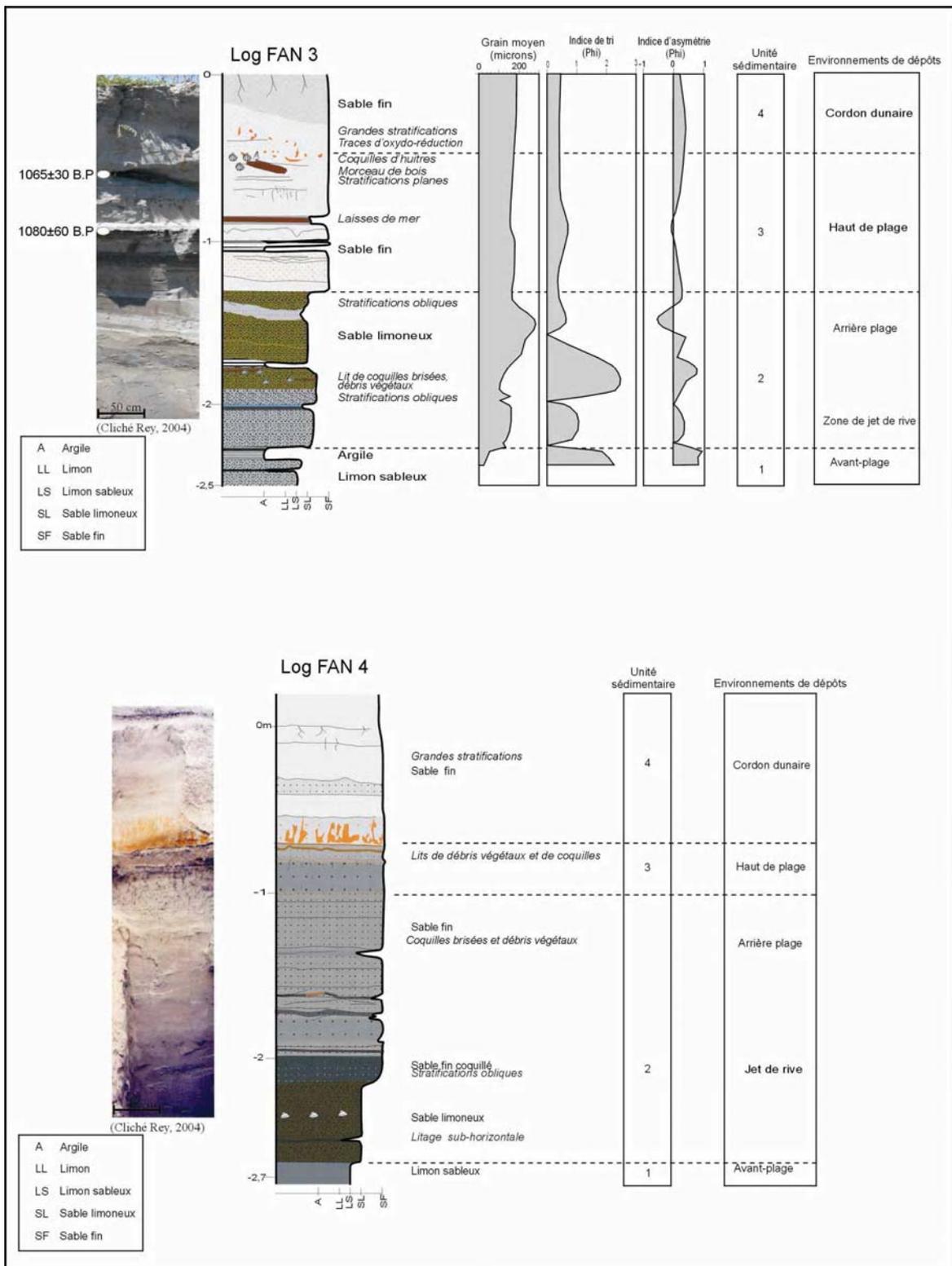


Figure 105. Cordon littoral de Fangassier - Séquence de cordon progradant (Rey, 2005).

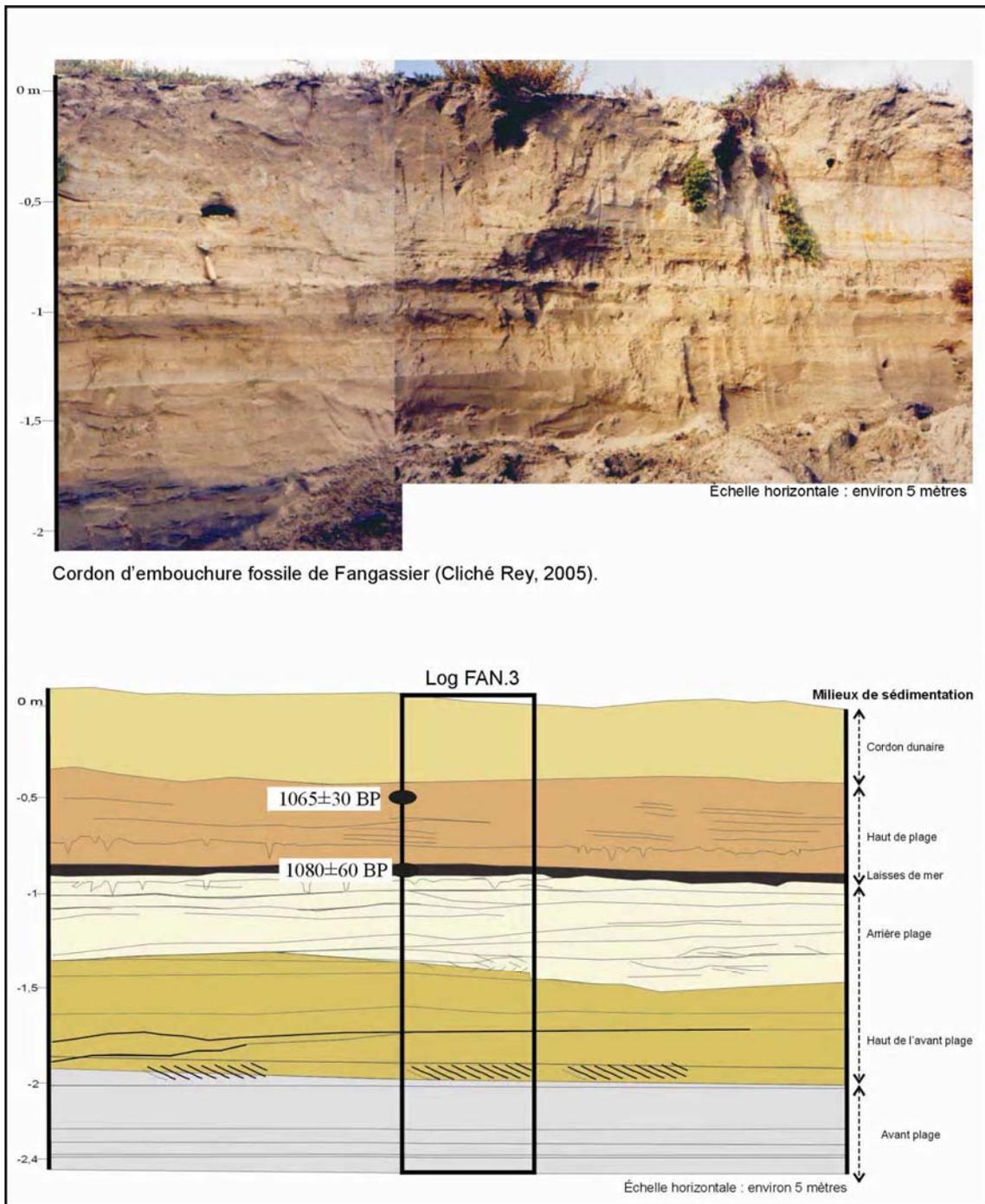


Figure 106. Coupe sédimentaire relevée sur le cordon d'embouchure fossile de Fangassier (Rey, 2005)

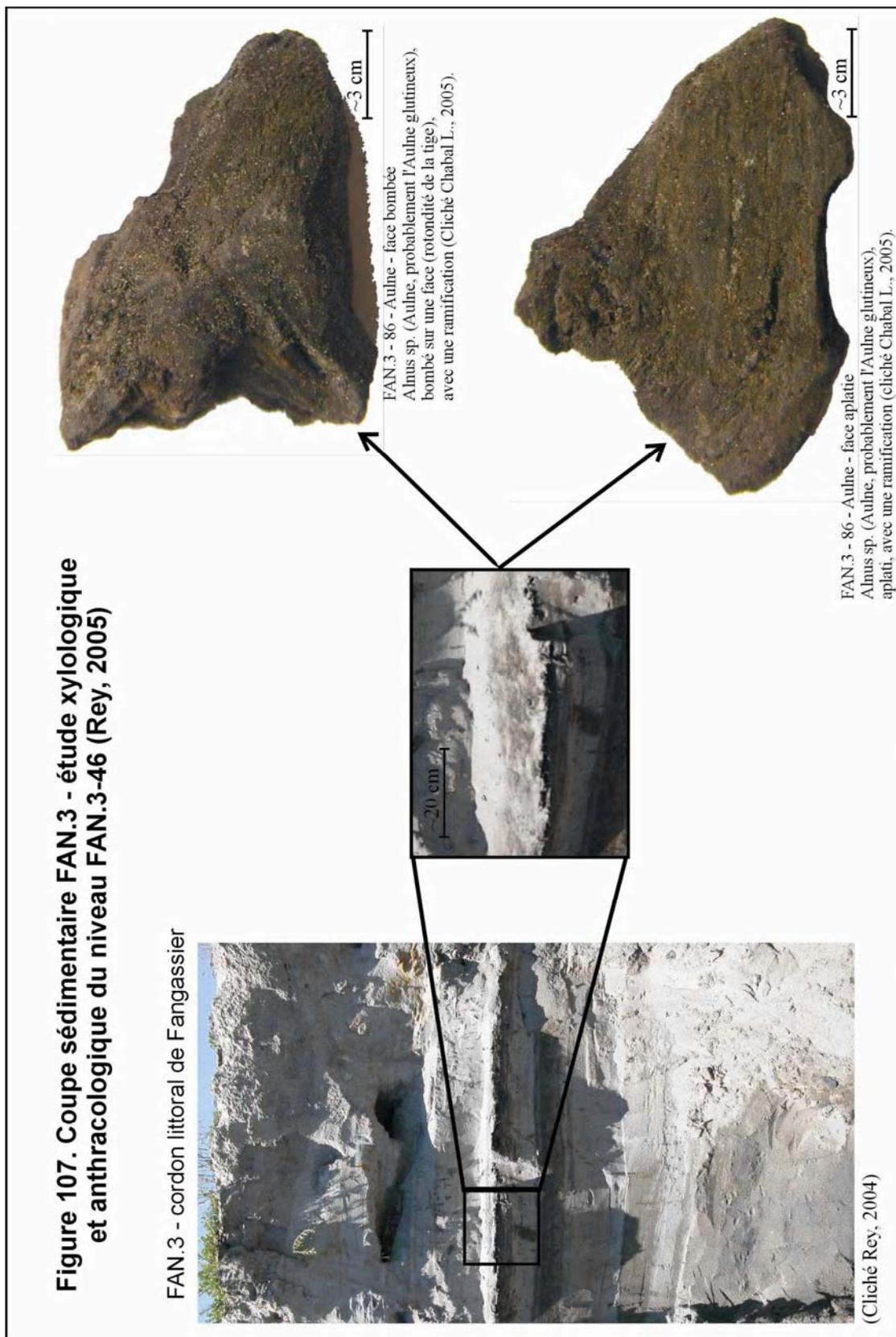
L'unité sédimentaire 1 est composée de limon-sableux entrecoupés par quelques lamines millimétriques argileuses (Figure 105). Le grain moyen ne dépasse pas 75 μ m, l'indice de tri (> 2) présente un mauvais classement et l'indice d'asymétrie (0,5) montre un enrichissement vers les petites tailles.

Ces données suggèrent un milieu de sédimentation marin de type avant plage.

L'unité sédimentaire 2 constitue une transition assez nette avec la formation précédente. La texture du sédiment est plus sableuse. La structure comporte quelques lits plans sub-horizontaux ainsi que des stratifications obliques. Le tri indique des énergies variables et soutenues et l'asymétrie un enrichissement vers les petites tailles. La granularité du dépôt s'accroît surtout dans le niveau des sables coquilliers qui est par ailleurs caractérisé par une stratification oblique. La thanatocénose est constituée de coquilles marines de l'étage infralittoral comme *Crepidula fungiformis*, *Spisula subtruncata*, *Venus verrucosa*, plutôt brisées et associées à des débris végétaux. Cette unité correspond à la zone de flux et de reflux des vagues sur le rivage. La lithologie de cette unité permet de suivre les dépôts du haut de l'avant plage à l'arrière plage (Figure 105).

L'unité sédimentaire 3 se caractérise par un dépôt de sables fins bien lavés qui présente une stratification plane. Le grain moyen avoisine 200 μ m. Le bon classement du sédiment révèle des conditions d'énergie régulières et soutenues. La formation présente aussi des dépôts de laisses de mer qui se suivent sans discontinuité sur plusieurs centaines de mètres (Figure 105). Ces accumulations organiques ont été soumises à une analyse xylogique et anthracologique effectuée par L. Chabal. Les résultats présentent des fibres de *Posidonia oceanica* (Posidonie), d'épais morceaux d'*Alnus* sp. (Aulne glutineux), des tiges de *Salix* (Saule) et de *Fagus* ainsi que des débris non identifiés. Les morceaux de bois sont gorgés d'eau et ont un aspect « roulé ». L'*Alnus* sp. apparaît bombé sur une face (rotundité de la tige), avec une ramification, et plat sur l'autre (Figure 107). Les morceaux d'aulne proviendraient d'un gros rondin, fendu naturellement ou non, puis écrasé contre les sédiments accentuant ainsi le caractère « plat » de la face fendue. Un morceau d'*Alnus* date le dépôt vers 1080 \pm 60 B.P. soit 770 / 1050 ap. J.-C. (Gda – 15750).

Quelques décimètres au dessus de ces dépôts organiques, un second niveau de laisses de mer est inscrit dans le sédiment sableux. Cette accumulation est composée de coquilles d'huîtres et de grands morceaux de bois. Ces derniers appartiennent à deux genres possibles, le *Sequoia sempervirens* ou le *Sequoia gigantea* (ou *Sequoiadendron giganteum*) et le *Taxodium distichum* (Cyprès chauve), de la famille des *Taxodiaceae*.



Ce niveau daté sur bois (*Taxodiaceae*) à 1065 ± 30 B.P. (920 / 1060 ap. J.-C. _ GdA-578) constitue un épiphénomène non observé ailleurs sur le cordon de Fangassier.

La présence de ce morceau de *Taxodiaceae* fossilisé dans le cordon littoral de Fangassier pose plusieurs interrogations car le Cyprès chauve a été introduit en Europe au XVI^e siècle et le Séquoia vers le XIX^e siècle. Les recherches se poursuivent donc pour comprendre les modalités de son introduction (élément de bateau, bois flotté, etc.) dans le golfe d'Aigues-Mortes entre le X^e et le XI^e siècle, en tenant compte du calibre et de l'absence de travail du bois.

L'unité sédimentaire 4 est constituée de sables fins (grain moyen $> 200 \mu\text{m}$) dont la granularité s'accroît vers le sommet. Compte tenu de la texture, du très bon tri du sédiment et des grandes stratifications, la lithologie du faciès indique un milieu dunaire.

1.3.3.1. Interprétation paléoenvironnementale

Les coupes sédimentaires et les logs relevés permettent de suivre une succession d'environnements sédimentaires.

On observe sur la coupe de référence quatre formations sédimentaires superposées correspondant à des environnements sédimentaires littoraux, soit de la base au sommet, un milieu d'avant plage, le haut de l'avant plage, l'arrière plage, le haut de plage et la dune (Figure 106).

Le haut de plage se distingue grâce à la présence de laisses de mer datées entre 770 et 1050 ap. J.-C. (GdA-15750). Les débris végétaux comme l'aulne glutineux indiquent la proximité d'un milieu doux. En effet, cet arbre peut se développer à une faible distance du littoral à condition qu'il soit situé proche d'un environnement doux. Enfin, l'aulne glutineux peut s'installer sur de petites éminences topographiques comme les berges alluviales.

La laisse de mer contient aussi du Hêtre. Sa présence n'apparaît pas étonnant. Jusqu'au Moyen Âge, le Hêtre a perduré à basse altitude, probablement dans des conditions à la fois un peu drainantes et à niveau phréatique proche. Ce n'est donc pas une espèce de milieu strictement doux sur ces cordons au même titre que l'Aulne, mais moyennant une topographie un peu différente de l'actuel, ils ont pu dans le passé se côtoyer sur les pentes et les bourrelets des berges alluviales. Ces dépôts organiques (aulne, hêtre, saule) reflètent des taxons provenant d'un environnement fluvial, expulsés vers la mer et remobilisés par les vagues et déposés sur le rivage pour constituer une laisse de mer.

Ce niveau a été soumis à une analyse palynologique menée par S. Müller. Les résultats n'ont révélé qu'un seul grain de pollen de Pin. Les autres particules correspondent à des débris de bois noirs très oxydés. La plus ou moins grande stérilité des cordons littoraux d'Aigues-Mortes avait été déjà remarquée par Planchais (1984).

Les milieux de sédimentation traduisent au final l'édification de la plage et du cordon d'embouchure fossile de Fangassier qui appartient au lobe progradant du Rhône de Peccaïs. La plage de Fangassier s'édifie entre 770 et 1050 ap. J.-C. (GdA-15750) quant au cordon il s'édifie entre 920 et 1060 ap. J.-C. (Gda-578).

1.3.4. Interprétation des formes d'embouchure et chronologie

Le lobe de Peccaïs comporte au minimum quatre cordons d'embouchure distincts qui constituent des rivages successifs. Les cordons d'embouchure se sont formés par l'accroissement et l'émergence de barres d'embouchure immergées (Fitzgerald, 1982). Cet auteur signale que leur mise en place nécessite des apports fluviaux élevés combinés à une relative faiblesse du courant de dérive littorale (Figure 108).

La série de quatre cordons d'embouchure indique une rapide progradation littorale à relier à des apports sédimentaires importants. La progradation du lobe de Peccaïs fut probablement continue obéissant à des phases d'impulsions sédimentaires imputables à des périodes de fortes activités hydrologiques. Entre le lieu dit *le Canet* et le cordon d'embouchure de Fangassier, la vitesse moyenne de progradation est estimée à 8 m/an. Cette avancée relativement rapide du lobe s'exprime par l'abandon d'espaces lagunaires ou marécageux en arrière des cordons d'embouchure et par la faible amplitude des cordons qui n'ont pas assez de temps pour s'accroître (Figure 109). Par ailleurs, cette rapide progradation est confortée par l'absence de préservation de sables dans la charge de fond transitant dans le chenal de Peccaïs. En effet, la majorité des sables a été expulsée hors de l'embouchure puis remobilisée vers les cordons d'embouchure. Ces éléments indiquent alors que la morphologie du lobe de Peccaïs est à relier à des apports fluviaux relativement importants.

Par analogie au fonctionnement hydro-sédimentaire des deltas symétriques modernes (Bhattacharya & Giosan, 2003 ; Hori & al., 2004), le Rhône de Peccaïs a construit un lobe proéminent et symétrique édifié grâce à des apports fluviaux importants et une dérive littorale bi-directionnelle ou unidirectionnelle de faible intensité.

Nous évoquons au début de ce chapitre que toutes les constructions fluvio-deltaïques édifiées en avant du cordon des Sables sont post-antiques. Le Rhône de

Peccaïs édifie son lobe à partir du I^{er} s. ap. J.-C. en s'appuyant sur l'érosion du système deltaïque du Saint-Ferréol (Vella & al., 2005). Deux datations radiocarbone permettent d'affiner l'âge du lobe de Peccaïs. Le cordon de Mourgue confirme l'édification du lobe dès le I^{er} s. ap. J.-C. tandis que le cordon de Fangassier date la fin d'édification du lobe symétrique de Peccaïs vers le XI^e s. ap. J.-C. La prochaine étape de nos recherches est la datation au radiocarbone du dernier cordon d'embouchure édifié par le Rhône de Peccaïs, le cordon de Gaujouze.

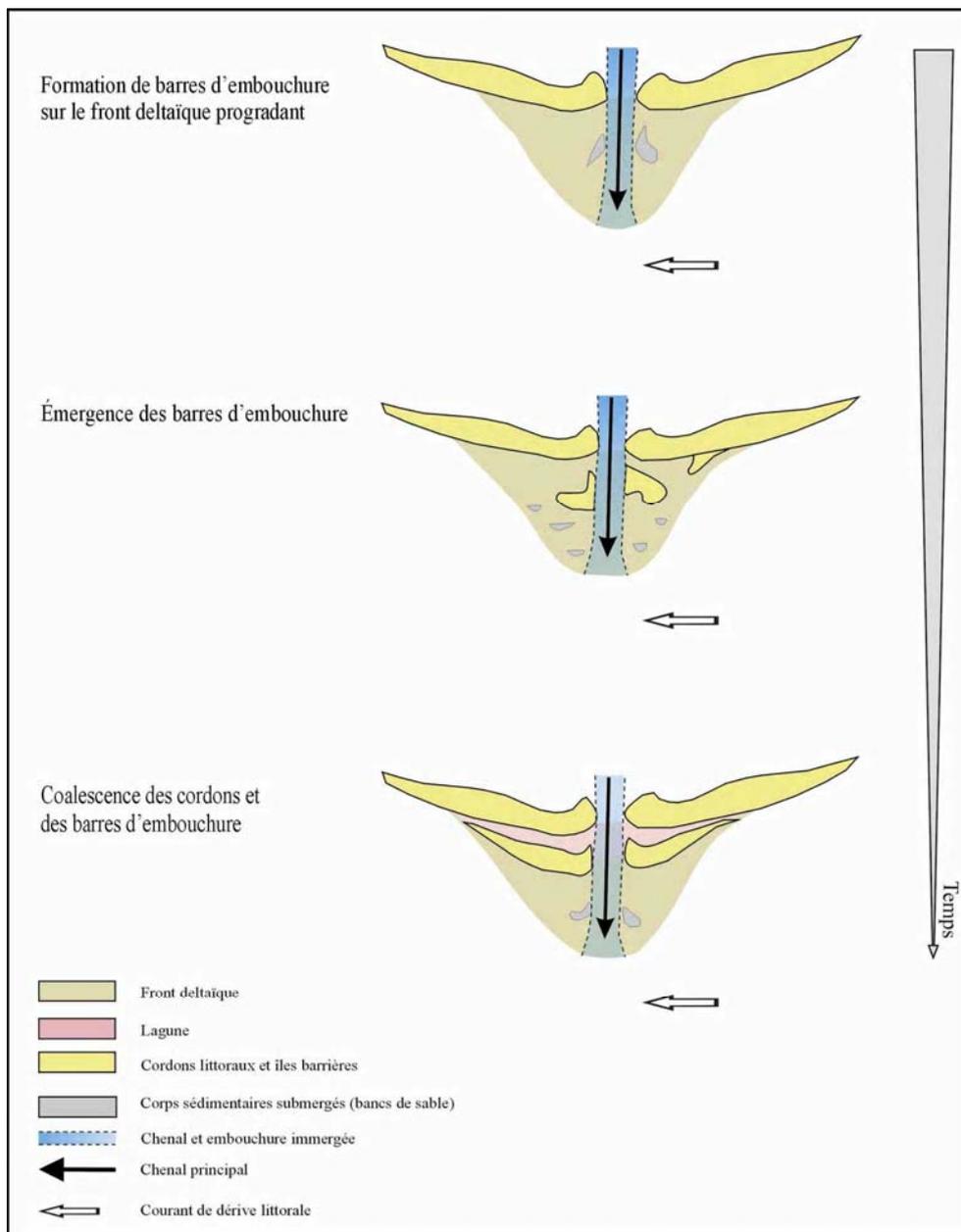


Figure 108. Évolution d'un lobe deltaïque dominé par l'influence fluviale. Essai d'interprétation des mécanismes de sédimentation à proximité des paléoembouchures rhodaniennes à l'Holocène (d'après Fitzgerald, 1982. Modifié). La prééminence du lobe est à relier aux apports fluviaux abondants et au courant de dérive littorale de faible intensité.

La croissance du lobe pointu et symétrique de Peccaïs a généré des cordons convexo-concaves. Leur morphologie a vraisemblablement modifié la réfraction des vagues à l'approche du rivage. Lorsque la crête des vagues dominantes est oblique au rivage et que le chenal (charge solide et liquide) a une influence secondaire, le courant de dérive littorale devient alors un facteur déterminant dans l'évolution du littoral (Pranzani, 2001 ; Bhattacharya & Giosan, 2003). L'embouchure est alors forcée de migrer sous l'action des vagues dominantes. La déviation s'avère d'autant plus efficace au cours d'une rapide progradation (Pranzani, 2001). Ce cas de figure a prévalu après le XI^e siècle lorsque l'embouchure du Rhône de Peccaïs a commencé à migrer vers l'ouest sous l'action d'un nouveau cordon littoral. La formation de ce cordon nommé de Gaujouze signe la fin du lobe pointu et symétrique du Rhône de Peccaïs.

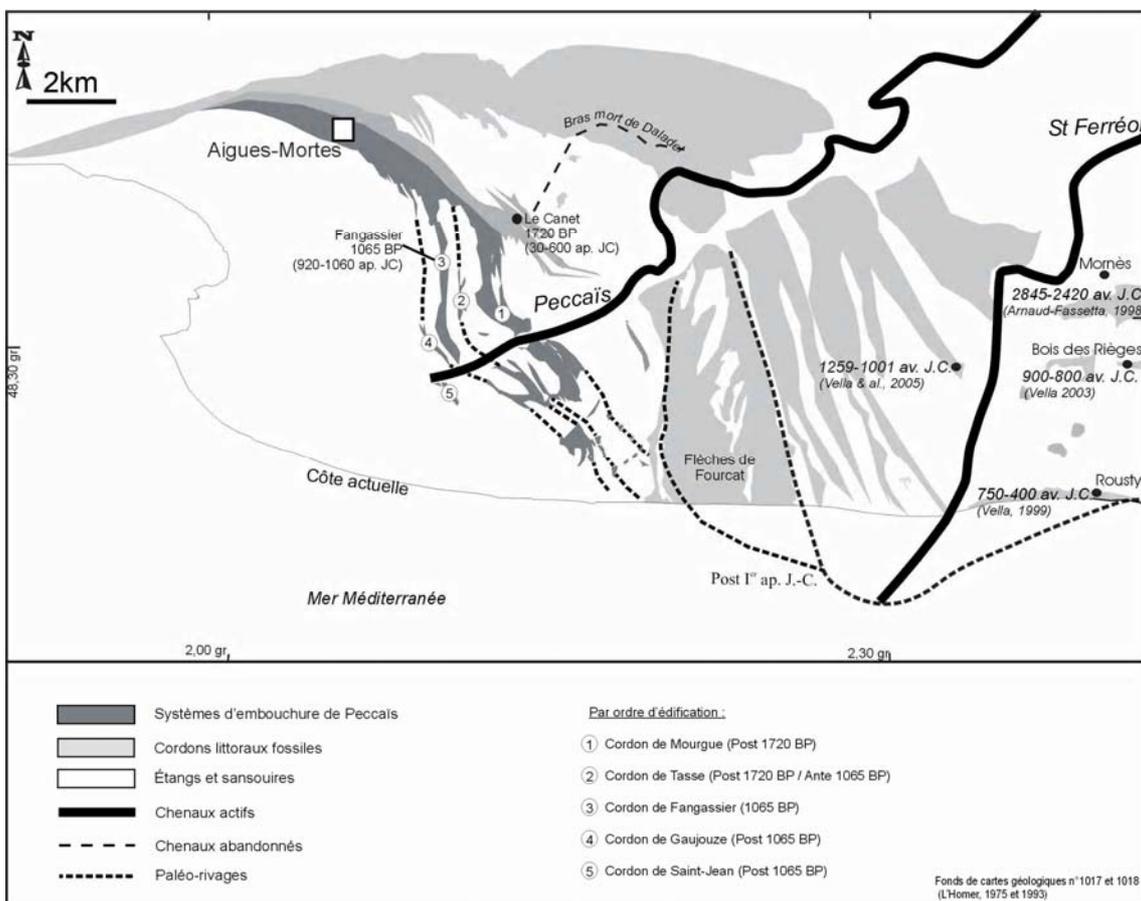


Figure 109. Etapes d'édification du lobe de Peccaïs (Rey, 2005)

La déviation s'est effectuée par l'émergence d'un cordon littoral (île barrière ?) nommé cordon de Saint-Jean face à l'embouchure du Rhône de Peccaïs. Le cordon de Saint-Jean est rectiligne et orienté S-E / N-O. Sa longueur avoisine un kilomètre quant à sa

largeur elle est comprise entre 100 et 150 mètres. La formation du cordon de Saint-Jean confirme la prépondérance du courant de dérive littorale dans la progradation deltaïque. Le cordon de Gaujouze, postérieur au XI^e siècle, marque alors la transition entre un lobe dominé par des apports fluviaux à un lobe de plus en plus dominé par la dérive littorale (Figure 110).

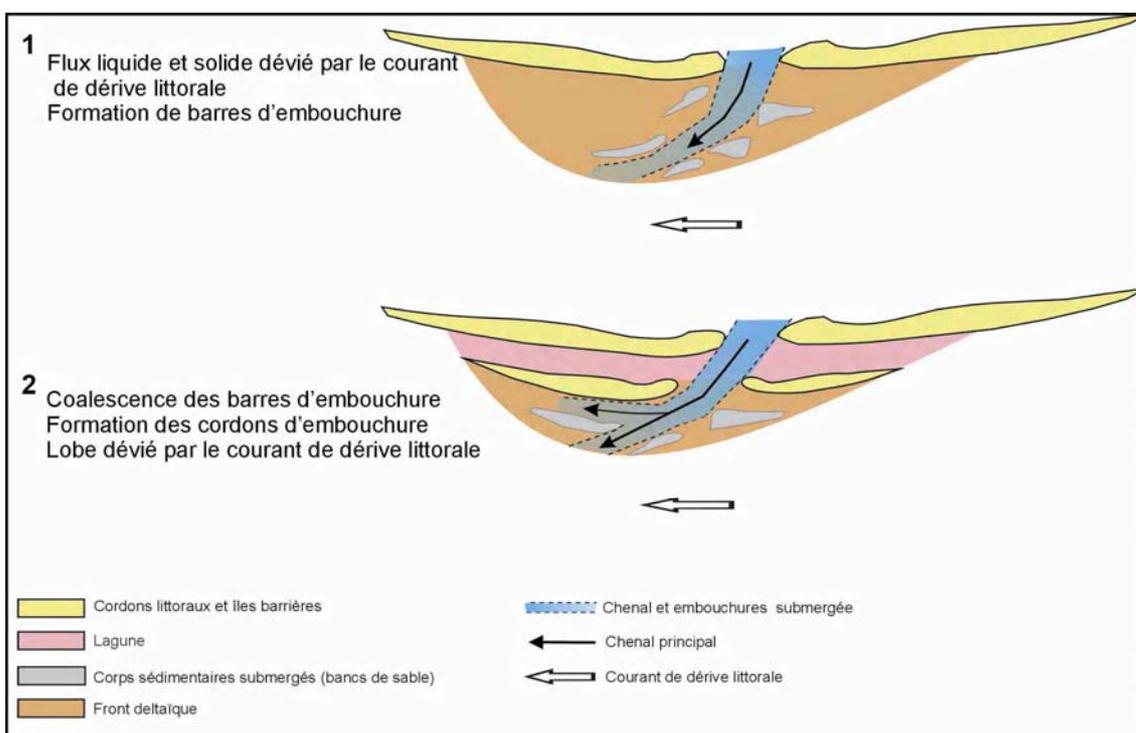


Figure 110. Evolution d'un lobe dominé par les influences fluviales et l'action des vagues (d'après Fitzgerald, 1982. Modifié)

1.4. LES CORDONS LITTORAUX DE LISTEL ET DE FIGUERASSE

1.4.1. Description morphosédimentaire du cordon de Listel

La morphologie du cordon fossile de Listel marque une véritable rupture par rapport au lobe deltaïque pointu et symétrique édifié par le Rhône de Peccaïs. Le cordon fossile de Listel est composé de sables. Il a une morphologie rectiligne et s'étire vers le NNW. Il possède une largeur maximale de 1,3 km et une longueur minimale de dix kilomètres.

Le cordon fossile de Listel constitue un vaste cordon d'embouchure progradant (Figure 111). Les sables expulsés de l'embouchure du Rhône de La Ville sont transportés par le courant côtier et déposés sur le cordon littoral. Le cordon dunaire

prograde par coalescence des cordons littoraux et s'étire dans le sens du transit sédimentaire dominant lequel est dirigé vers l'ouest. En direction d'Aigues-Mortes, le cordon de Listel se juxtapose aux anciens cordons littoraux (cf. supra 1.1). Seules les dépressions interdunaires (baisses de Mandragon et de Carre) permettent de différencier les cordons littoraux fossiles.

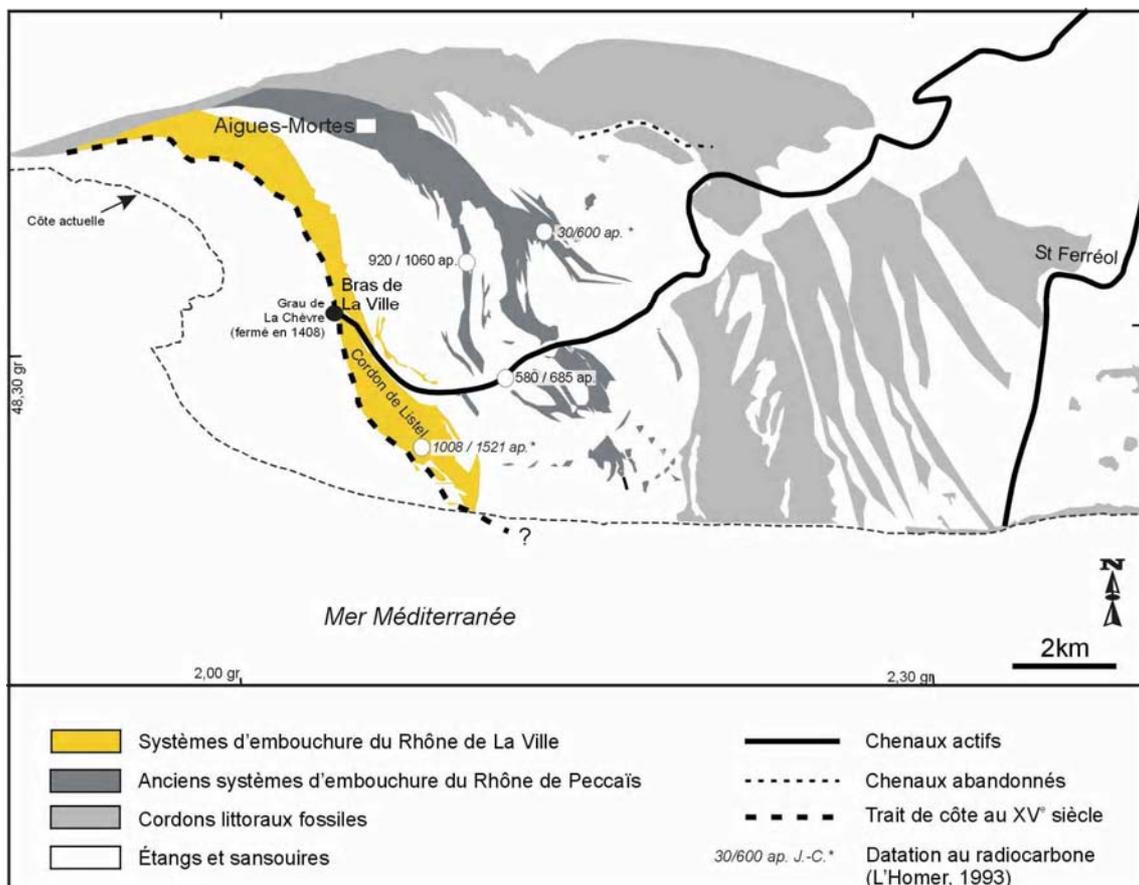


Figure 111. Formation du cordon de Listel entre le XI^e et XV^e s. (Rey, 2005)

L'allongement du cordon de Listel vers l'ouest a entraîné la déviation de l'embouchure du chenal de La Ville dans le même sens. Progressivement, le chenal s'est écoulé parallèlement au rivage, en même temps, le tracé fluvial s'est allongé (Figure 112). La morphologie du lobe confirme la prépondérance du courant de dérive littorale sur le débit liquide fluvial.

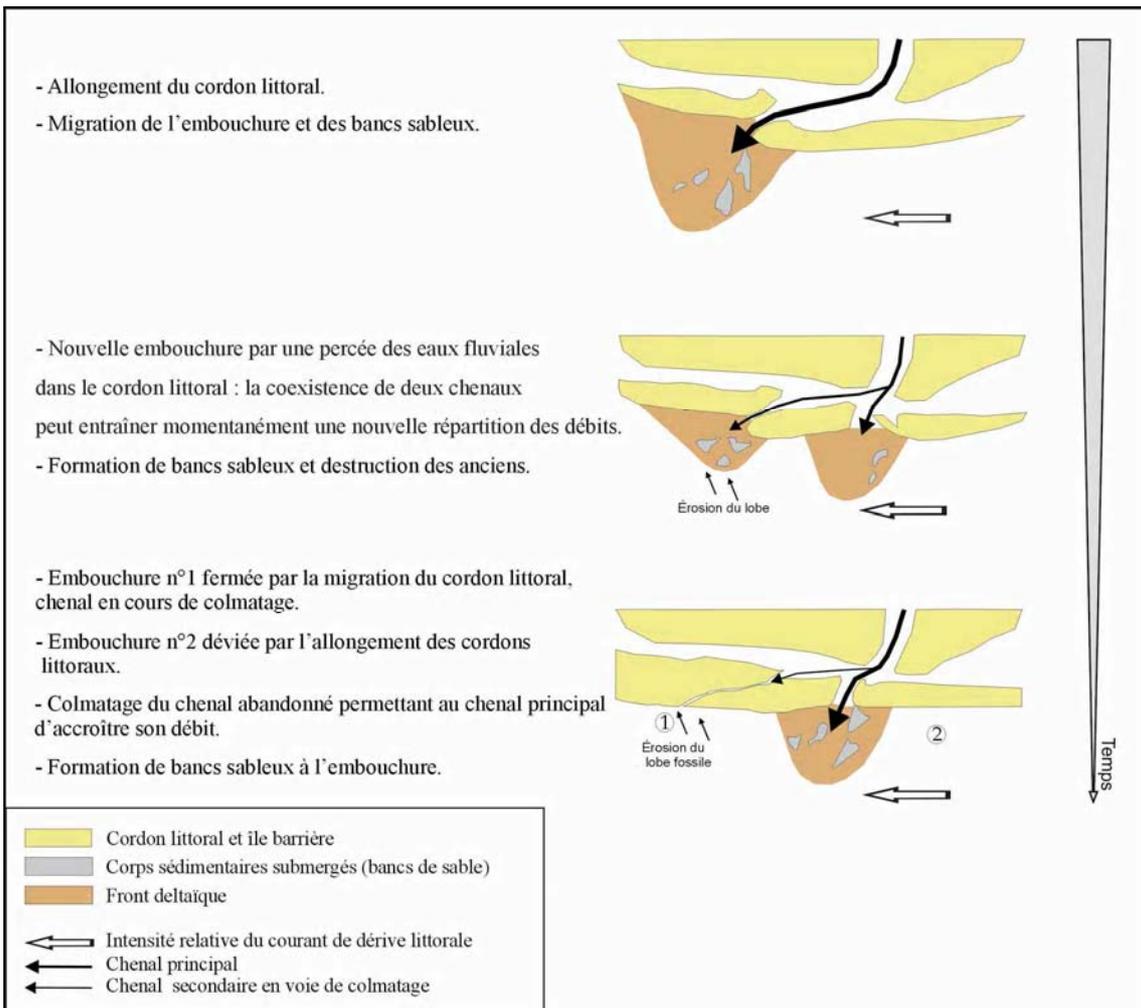


Figure 112. Essai d'interprétation des mécanismes de sédimentation à proximité des paléoembouchures rhodaniennes à l'Holocène (d'après Fitzgerald, 1982. Modifié).

1.4.2. Description morphosédimentaire du cordon littoral de Figuerasse

Le cordon fossile de Figuerasse constitue un vaste cordon d'embouchure progradant. Il est composé de sables fins (prélevés dans le sondage TN.1) ayant un grain moyen compris entre 180 et 220 μm (Figure 113). Sa morphologie rectiligne et étirée du Sud-est au Nord-ouest est analogue à celle du cordon de Listel. Sa largeur atteint plus de trois cents mètres. De grandes dunes fossiles dont la hauteur varie entre 15 et 17 mètres N.G.F., reposent sur le cordon de Figuerasse (Photographie 14). Elles sont pourvues d'une végétation discontinue néanmoins suffisante pour les stabiliser. Les sables dunaires sont fins, le grain moyen est compris entre 225 et 260 μm .

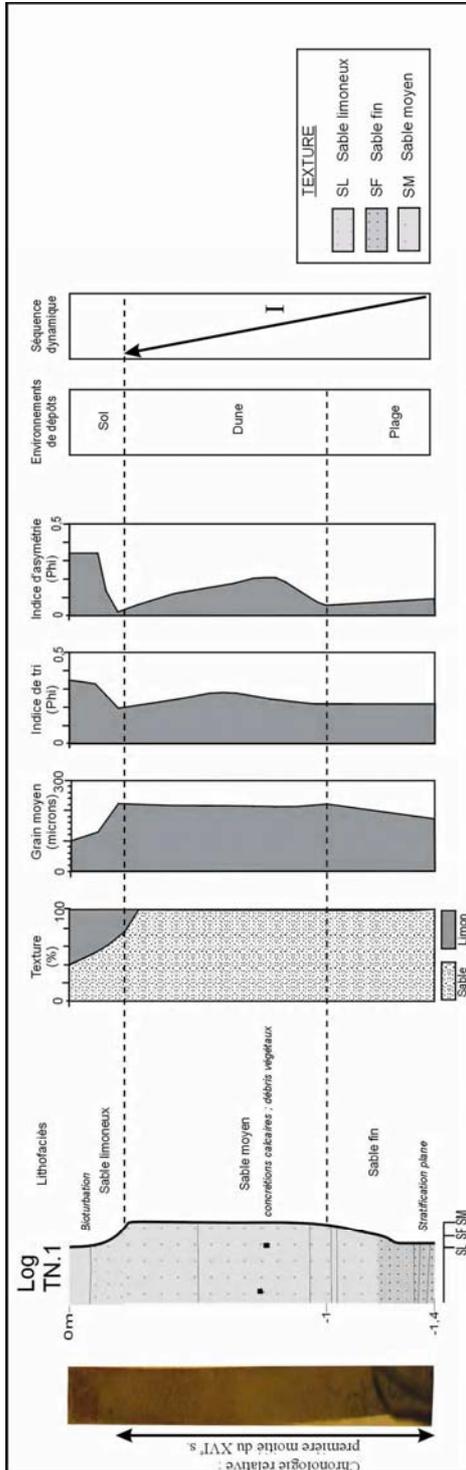
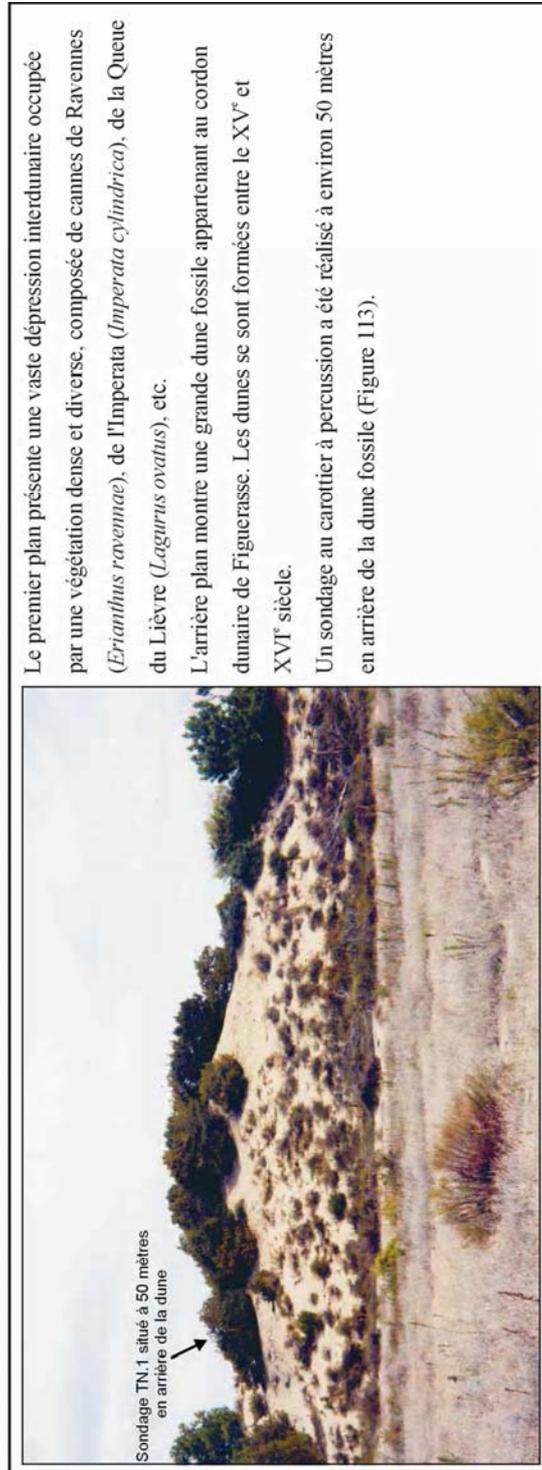


Figure 113. Sondage TN.1 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005).



Photographie 14. Cordon littoral fossile de Figuerasse - Côté mer (Cliché Rey, 2005).

La taille du cordon de Figuerasse et les grandes dunes associées traduisent des apports sédimentaires importants, l'existence d'un volume sédimentaire marin disponible et mobilisable ainsi que des vents suffisamment constants et puissants.

On note, comme pour le cordon de Listel, que l'allongement du cordon littoral de Figuerasse a entraîné la déviation de l'embouchure du chenal de Saint-Roman pendant toute la durée d'édification du lobe. À la fin de son fonctionnement, le chenal a longé la face interne du cordon et s'est écoulé parallèlement au rivage (Figure 114). La morphologie du lobe confirme également la prépondérance du courant de dérive littorale sur le débit liquide fluvial.

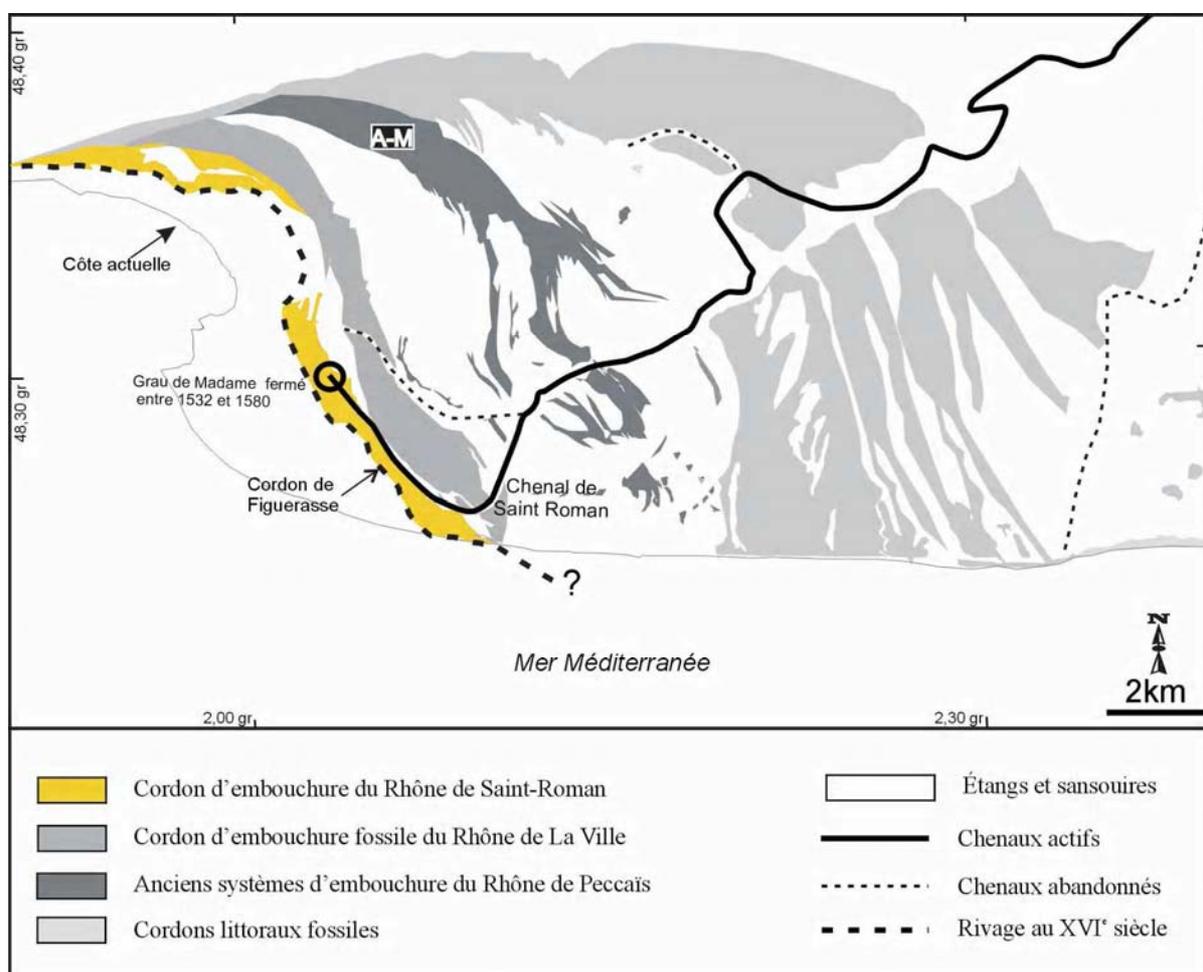


Figure 114. Édification du cordon de Figuerasse au cours du XVe et XVIe siècle (Rey, 2005).

1.4.3. Interprétation morpho-dynamique des cordons de Listel et de Figuerasse

Les cordons littoraux de Listel et de Figuerasse constituent des cordons d'embouchure progradants dominés par le courant de dérive littorale et secondairement

par le débit fluvial. Les sédiments fluviaux expulsés des embouchures des chenaux de La Ville et de Saint-Roman ont été repris par le courant de dérive littorale pour être remobilisés sur les cordons littoraux. Sous l'effet du transit sédimentaire principal, les cordons de Listel et de Figuerasse se sont allongés vers le Nord-ouest et leur progradation vers le large s'est probablement faite par la coalescence de cordons littoraux.

L'étirement des cordons littoraux de Listel et de Figuerasse a entraîné la migration et l'éloignement des embouchures ainsi que l'allongement du profil longitudinal des chenaux de La Ville et de Saint-Roman. Progressivement, l'embouchure des chenaux fut déviée par un puissant courant de dérive littorale unidirectionnel. Les chenaux ont été séparés de la mer par l'édification des cordons littoraux et se sont écoulés parallèlement à la côte jusqu'à l'abandon du lobe. L'allongement du profil en long des chenaux s'est accompagné d'une diminution du gradient hydraulique défavorable à l'expulsion des sédiments hors de l'embouchure. Les conditions étaient alors réunies pour que les chenaux s'ensablent.

Lorsqu'un cordon littoral bloque l'écoulement fluvial, le risque de percement est important (Wright, 1985). En période de crue, la percée se produit dans les espaces les plus fragiles qui se situent préférentiellement dans le coude du chenal où la force générée par la masse d'eau est la plus élevée (Fitzgerald, 1982). À cela s'ajoute l'exhaussement de la ligne d'eau du chenal consécutivement à l'ensablement progressif. Ces éléments étaient réunis pour qu'une percée dans le cordon de Listel se produise au cours de la seconde moitié du XVe s. (Florençon, 1996) et provoque la défluviation naturelle du Rhône de La Ville (Fitzgerald, 1982 ; Wright, 1985). Cette dynamique a également été la cause de la défluviation provoquée du Rhône de Saint-Roman sur lequel un batardeau a été construit pour dévier les eaux vers le sud (Ménard, 1753).

La progradation de ces deux lobes s'est effectuée lentement par l'allongement et l'élargissement des cordons littoraux. Ce mode d'évolution biaise les vitesses de progradation. Néanmoins, la morphologie étirée, la largeur des cordons et la présence de grandes dunes indiquent la mobilisation d'importants volumes sableux. L'engraissement rapide du cordon de Figuerasse et des dunes est lié à la mobilisation d'importants volumes sédimentaires provenant des alluvions du Rhône et peut-être de la destruction du sous-delta fossile du Rhône de Saint-Ferréol.

Les cordons fossiles de Listel et de Figuerasse ainsi que les paléochenaux de La Ville et de Saint-Roman appartiennent **au système d'embouchure déviée** décrit par Batthacharya & Giosan (2003). Cette morphologie deltaïque se retrouve dans plusieurs deltas modernes comme les deltas du Saloum et du Sénégal (Ausseil-Badie & al., 1991)

ou encore le Mahanadi et le Devi (Meijerink, 1982 ; Ray, 1988 ; Mohanti, 1993). L'embouchure de ces distributaires actuels est déviée par une flèche littorale qui s'allonge dans le sens du transit sédimentaire principal (Annexe 7). Ces chenaux allongent leur cours de façon synchrone à l'extension des flèches littorales. L'exemple du Saloum est assez significatif : depuis 1900, treize embouchures du fleuve se sont succédées sous l'action des tempêtes, des crues et de l'avancement de la flèche de Sangomar (Barusseau & al., 1995). Dans ces deltas déviés, le courant de dérive littorale est **unidirectionnel** et **relativement puissant** par rapport au débit liquide du chenal (Bathacharya & Giosan, 2003).

Par analogie aux embouchures déviées des deltas modernes, les cordons fossiles de Listel et de Figuerasse résulteraient de la coalescence de cordons dunaires établis sous la nette dominance du courant de dérive littorale. Ces cordons constituent alors des cordons littoraux progradants, aux embouchures déviées vers le nord-ouest.

Sous l'impulsion du Rhône de La Ville, le cordon d'embouchure de Listel s'édifie vers le XI^e s., en accord avec le cordon d'embouchure de Fangassier daté entre 920 et 1060 ap. J.-C. (GdA-578) et le cordon de Listel daté entre 1008 et 1521 ap. J.-C. (Ly 1764 -L'Homer, 1993). En considérant que le chenal et le cordon ont un fonctionnement synchrone, nous pouvons supposer que le cordon de Listel atteint sa configuration terminale en 1408 lorsque l'embouchure du chenal est fermée (Denizot, 1959).

L'âge du cordon littoral de Figuerasse repose essentiellement sur des données textuelles. Il s'édifierait vers 1357-1364 ou autour de 1408 lorsque se met en place le chenal de Saint-Roman. Compte tenu de l'avulsion provoquée du chenal de Saint-Roman en 1532 (Ménard, 1753) et de la position des cordons littoraux, le cordon de Figuerasse et les grandes dunes fossiles associées sont édifiés dès le XVII^e siècle (Figure 114).

1.5. L'EMBOUCHURE DU RHONE VIF

Depuis le XIII^e siècle, l'ensablement des chenaux et des graus a nécessité l'entretien des voies navigables (Denizot, 1959). Pour contrecarrer l'ensablement, la digue La Peyrade a été édifiée à la fin du XIII^e siècle (Morize, 1914). La seconde intervention humaine de conséquence pourrait être l'avulsion provoquée du chenal de Saint Roman. En 1532, les eaux du Rhône de Saint-Roman sont détournées au moyen d'un batardeau construit un peu plus en amont (Ménard, 1753) (Partie II – Chapitre 4).

Le nouveau tracé, plus direct vers la mer, a formé le chenal du Rhône Vif. Celui-ci débouche dans la mer Méditerranée par le Grau Neuf. L'interprétation des formes littorales édifiées par ce chenal est délicate à cause de sa courte période d'activité. Pourtant, malgré un fonctionnement bref (1532-1552), l'embouchure (symétrique ?) du Rhône Vif a rapidement progradé. La vitesse d'avancée du lobe deltaïque est estimée à plus de 970 mètres entre 1530 et 1650 soit un taux supérieur à 8 m/an (Figure 115). Nous supposons que le gabarit contrôlé du Rhône Vif a permis une expulsion efficace de la charge sédimentaire favorisant ainsi l'avancée du littoral. La progradation rapide du lobe a généré l'abandon d'une lagune qui demeure « isolée » entre le cordon de Figuerasse et les cordons du XVII^e siècle.

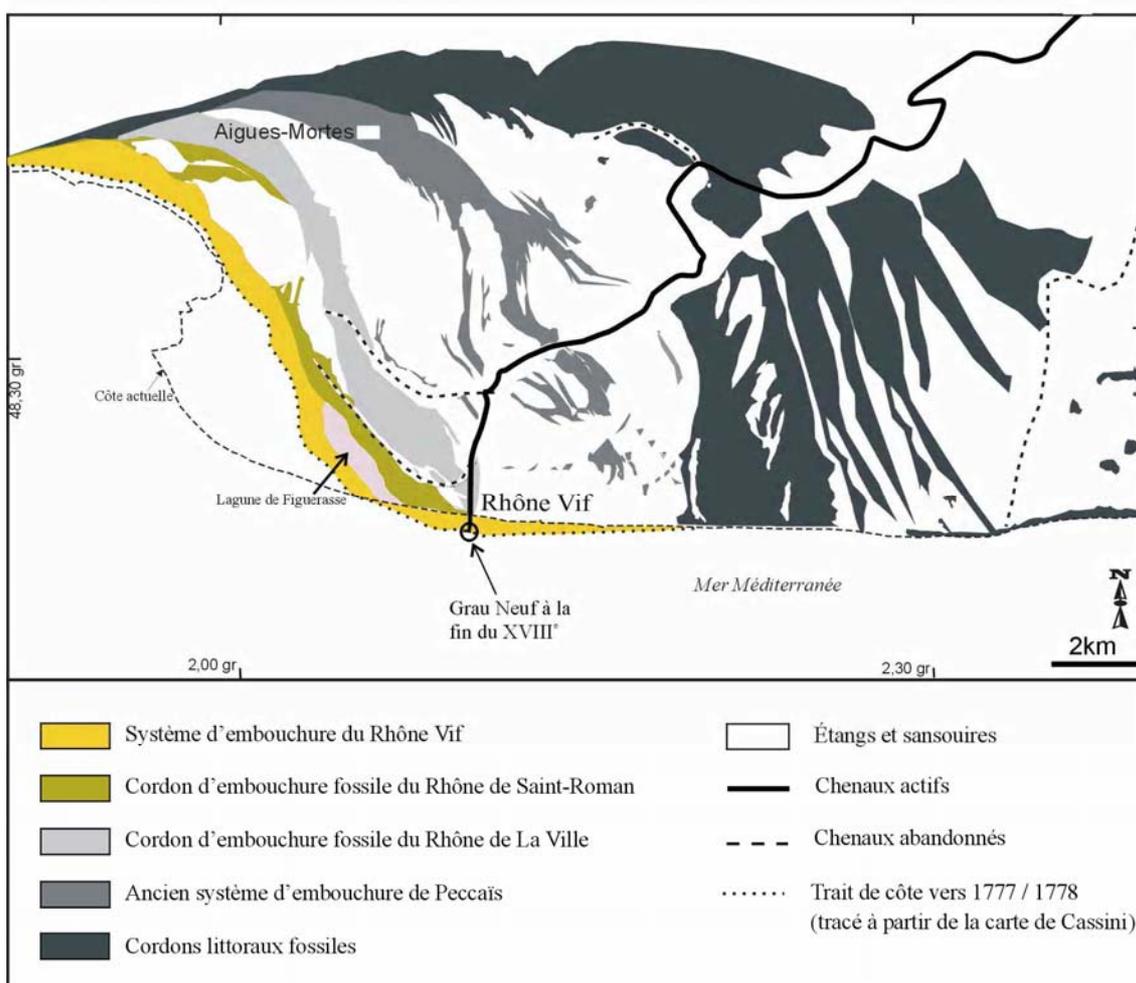


Figure 115. Formation du Rhône Vif et des formations littorales associées du XVI^e au XVIII^e s. (Rey, 2005)

Plusieurs années après la défluviation du Rhône Vif, l'embouchure de ce dernier (Grau Neuf) s'est mise à reculer. Entre 1650 et 1730, la côte a reculé de plus de 230

mètres face au Grau Neuf ce qui équivaut à un taux d'érosion proche de 3 m/an. Pour la période 1895 – 2000, des taux de recul similaires (-3 à -5 m/an) ont été calculés face au village des Saintes-Maries-de-la-Mer (Sabatier & Suanez, 2003). Depuis 1650, le bilan sédimentaire est nettement déficitaire dans ce secteur et cela en dépit des apports fluviaux à partir du Grau d'Orgon. La diminution des apports liquides (abandon du Rhône Vif) et la modification du tracé de côte après régularisation ont pu générer un renforcement des courants côtiers.

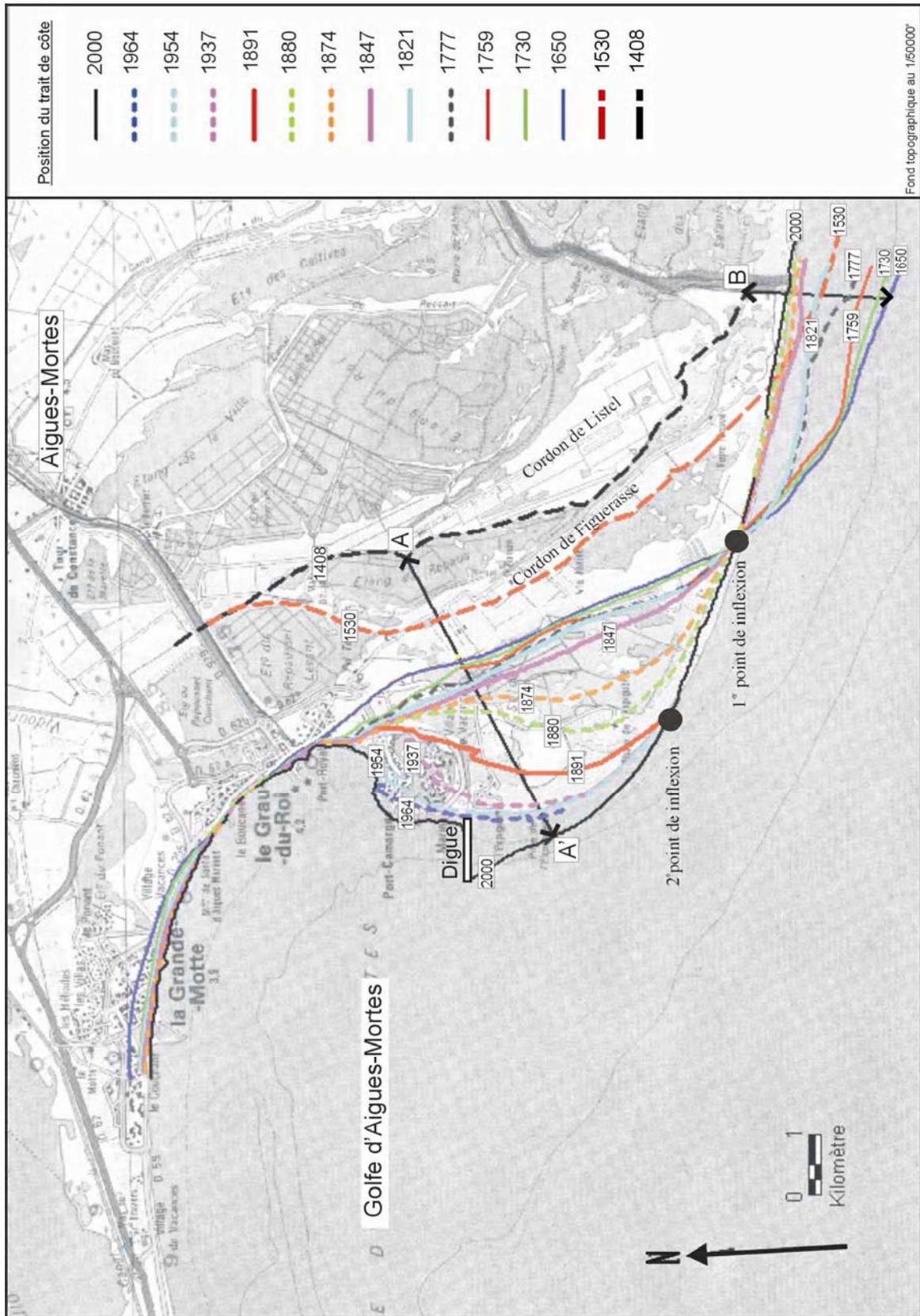
La cartographie des formes littorales progradantes mises en place depuis le XV^e s. montre des changements hydro-sédimentaires indéniables. Les deux premiers cordons d'embouchure (Listel et Figuerasse) constituent des lobes progradants dominés par la dérive littorale. Par la suite, l'avancée de l'embouchure du Rhône Vif a été influencée par les apports fluviaux.

1.6. LE LITTORAL DE LA PETITE CAMARGUE DU XV^e SIECLE A NOS JOURS

Depuis l'abandon du Rhône Vif au XVI^e s., le littoral de la Petite Camargue est soumis à l'action des vagues et des courants côtiers. Les cartes anciennes les plus précises jusqu'aux données topographiques actuelles sont intégrées dans un système d'information géographique. Après avoir géo-référencées toutes les cartes, il est possible d'estimer les taux d'avancée et de recul côtier du XV^e s. à nos jours (Figure 116). Le littoral se divise désormais en deux espaces distincts : l'est de la côte est en érosion depuis 1650 tandis que la partie occidentale prograde grâce à la formation de flèches littorales coalescentes. Entre 1530 et 1880, l'évolution du littoral s'effectue à partir d'un point d'inflexion situé sur la plage des Baronnets. Entre 1880 et 1891, ce point d'inflexion a migré. Depuis 1891, il se situe à environ trois kilomètres à l'ouest de la plage des Baronnets. À partir du dernier point d'inflexion, la dynamique côtière produit encore soit une érosion, soit un engraissement de la côte. Cette dissymétrie apparaît à l'ouest sous la forme d'un vaste prisme sableux d'une surface proche de 13 km² alors qu'à l'est, le rivage aujourd'hui rectiligne maintient difficilement sa position malgré les ouvrages de protection du littoral (Figure 117 A).

Deux transects permettent de suivre l'évolution du littoral de la Petite Camargue.

Le transect B-B' révèle deux grandes périodes caractérisées par une avancée du littoral de 1400 à 1650 et un recul de la côte de 1650 à 2000 (Figure 117 B) :



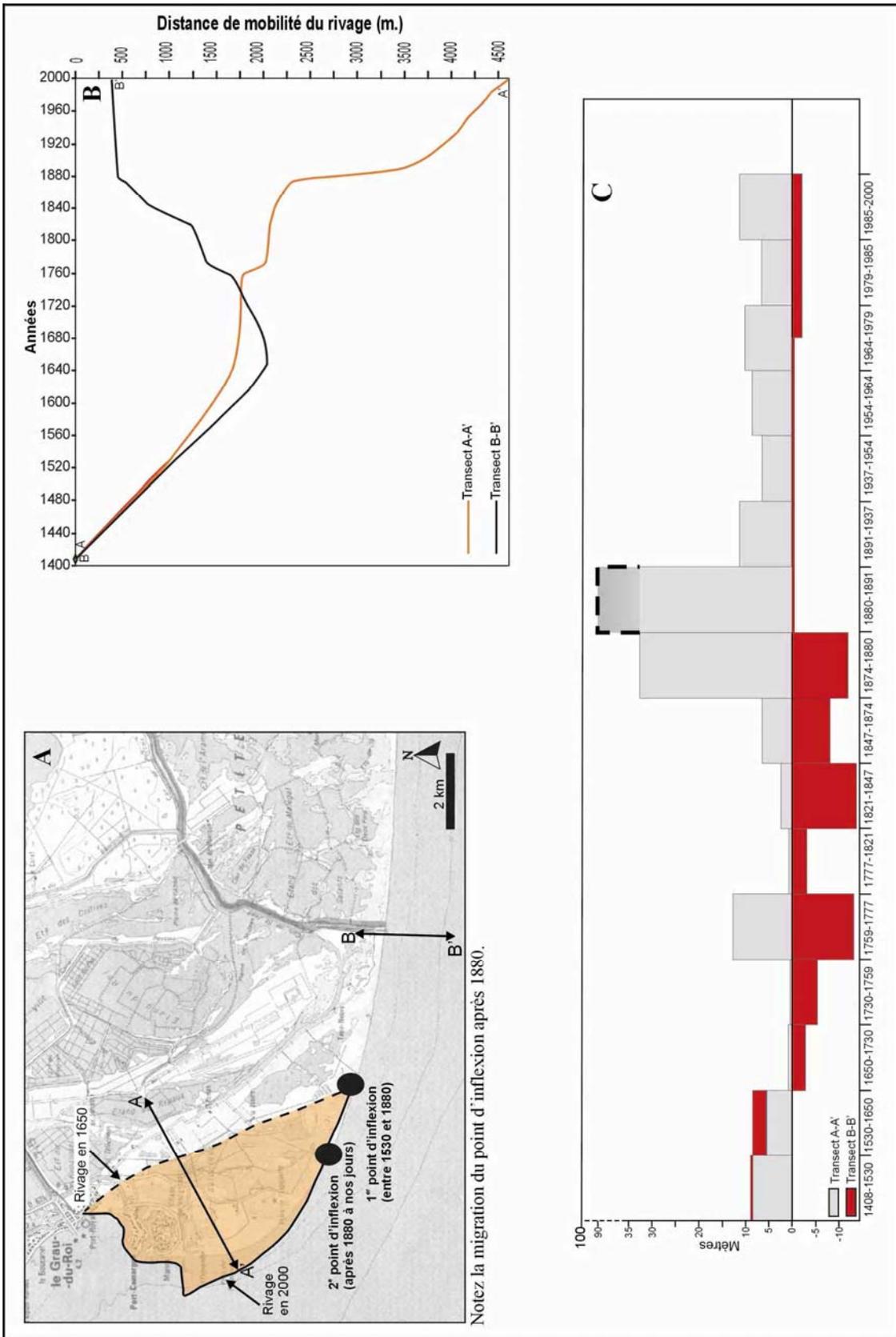


Figure 117. A) Surface progradante entre 1650 et 2000 ; B) Mobilité du rivage depuis le XV^e siècle ; C) Taux d'avancée et de recul acquis sur deux secteurs distincts du littoral de la Petite Camargue depuis le XV^e siècle (Rey, 2005).

- Entre 1400 et 1650, le trait de côte avance de 2030 mètres avec une progradation rapide estimée à 8 m/an entre 1530 et 1650. Cette rapide avancée serait en partie liée au lobe progradant du Rhône Vif (Figure 117 C).

- La deuxième période se caractérise par le recul du trait de côte estimé à 1695 mètres entre 1650 et 2000, dans laquelle des périodes d'accélération et de ralentissement demeurent discernables. Tout d'abord, la vitesse d'érosion est estimée à 2,9 m/an de 1650 à 1730. Cette période est en partie consécutive à l'abandon du Rhône Vif et à l'érosion de son embouchure. S'ensuit une érosion plus poussée de l'ordre de 9 m/an entre 1730 et 1880 soit un recul du rivage supérieur à 1300 mètres. Enfin, entre 1880 et 2000, la vitesse de recul ralentit de façon à atteindre 2 m/an.

Sur le transect A-A', le gain de terre sur la mer s'élève à 4600 mètres entre 1400 et 2000. Cette progradation, bien que continue, a été ponctuée d'accélération et de ralentissement (Figure 117 B) :

- Entre 1400 et 1650, la vitesse de progradation est soutenue avec en moyenne une avancée de 7 m/an. Par contre, entre 1650 et 1759, l'avancée du trait de côte avoisine moins de 1 m/an. Par la suite, entre 1759 et 1874, l'accélération est estimée à 6 m/an : ce taux apparaît légèrement biaisé par un ralentissement de l'ordre de 0,8 m/an entre 1777 et 1821 (Figure 117 C). Globalement, entre 1400 et 1874, le gain d'espace sur la mer représente plus de 2300 mètres.

- La période 1874-1891 s'avère surprenante. La progradation du trait de côte s'élève à plus de 1100 mètres en moins de 20 ans soit une avancée de 62 m/an. Cette moyenne masque un taux encore plus élevé, en effet, on enregistre une rapide progradation entre 1880 et 1891 de l'ordre de 90 m/an.

- Enfin, de 1891 à 2000, la progradation ralentit (> 9 m/an). L'avancée de la côte atteint alors plus de 1000 mètres en un peu plus d'un siècle.

La partie émergée du système d'embouchure du Rhône Vif a totalement disparu au début du XIX^e siècle. L'érosion qui a touché le lobe du Rhône Vif pendant plus de trois siècles a probablement alimenté les secteurs plus à l'ouest.

Entre 1650 et 1847, la progradation de la partie occidentale semble se faire par la coalescence de cordons littoraux très allongés. Leur morphologie étirée masque sans doute des taux de progradation plus élevés.

Depuis 1847, la progradation se réalise désormais sous la forme de flèches littorales. Leur formation ne semble plus du tout liée au démaigrissement du lobe du Rhône Vif mais elle serait à relier aux apports de sédiments fossiles issus des prodeltas du Petit Rhône et de Saint-Ferréol (Sabatier & al., 2005). Les apports fluviaux du Petit

Rhône ne semblent pas ou plus alimenter la pointe de l'Espiguette. D'une part, la morphologie du Petit Rhône apparaît peu propice aux écoulements (Maillet, 2005) et d'autre part, le débit du Petit Rhône décroît. Actuellement, il ne représente que 10% du débit liquide du Rhône (Ibanez & al., 1997). Alors qu'à la fin de la seconde moitié du XX^e s., l'embouchure du Petit Rhône s'avancait sur la mer, avec face à l'exutoire la présence d'une imposante île barrière appelée Odur, Odor ou Ogor (Cassini, 1777 ; Lentheric, 1876). De nos jours, l'avancée deltaïque du Petit Rhône (ainsi que l'île barrière) a disparu sous l'effet de l'érosion littorale.

Les vingt-cinq kilomètres qui séparent l'embouchure du Petit Rhône au Grau du Roi paraissent sous l'influence d'une cellule sédimentaire aux limites perméables. À l'intérieur de cette cellule, un courant de transport sédimentaire dirigé vers l'ouest domine, il est responsable de la distribution des sédiments le long de la côte qui par ailleurs, s'avère disparate d'un secteur à un autre.

- Le long de la côte rectiligne, la majeure partie des plages disparaît sous l'action de la dynamique côtière, ne laissant ainsi qu'une bande sableuse de quelques mètres. Le cordon dunaire présente une hauteur relativement faible mais en accroissement grâce à l'installation de fascines et de brises vents. Pour stabiliser la côte et pour faire face au recul du rivage, des épis sont depuis les années 1980 (1981 à 1986) installés en batterie à partir des Saintes-Maries-de-la-Mer jusqu'à la plage des Baronnets. Ces épis génèrent également des courants de retour vers le large qui exportent les sables (Sabatier, 2001). À l'heure actuelle, ils ralentissent le recul de la côte tout en subissant les assauts des vagues. Enfin, « la multiplication des courants d'arrachement le long de chaque structure se traduit par des phénomènes d'affouillement aux pieds des ouvrages frontaux » (Sabatier & Provansal, 2000).

- La côte incurvée vers le nord-ouest (zone de l'Espiguette) s'engraisse en partie grâce à l'érosion plus en amont. Les accumulations sableuses génèrent la formation des flèches littorales qui se juxtaposent et se succèdent. Depuis les années 1970, la flèche de l'Espiguette s'accroît plus rapidement en raison d'une digue placée en bout de la flèche littorale. Cet ouvrage lourd, installé pour éviter des problèmes d'ensablement du bassin de Port-Camargue, bloque le transit sédimentaire (Suanez & Sabatier, 1999).

CONCLUSION CHAPITRE 1

À l'époque Romaine, le delta du Rhône dessine deux golfes séparés par le lobe pointu de Saint-Ferréol lequel atteindrait sa position maximale autour du II^e s. ap. J.-C (Vella, 1999).

Le colmatage du golfe d'Aigues-Mortes débute donc à l'époque Romaine.

Des interrogations résident sur l'appareil deltaïque du Rhône de Daladel. Plusieurs lambeaux de cordons pourraient appartenir à ce chenal. Compte tenu du cadre géomorphologique et des données ¹⁴C, le lobe semble plutôt pointu (symétrique ?) et serait abandonné entre 30 et 600 ap. J.-C.

Entre le I^{er} s. ap. J.-C. et le XI^e s., le Rhône de Peccaïs édifie un lobe symétrique. La morphologie du lobe dénote l'influence majeure des apports fluviaux sur la dynamique côtière.

Après le XI^e s., les processus fluviaux sont supplantés par le courant de dérive littorale. Le cordon de Saint-Jean marque cette phase de transition. Les formes deltaïques se modifient : des cordons d'embouchure progradants (Listel et Figuerasse) s'édifient sous la nette dominance du courant de dérive littorale. Les chenaux et leur embouchure sont déviés par les cordons littoraux qui s'allongent en direction d'Aigues-Mortes. Le mode de formation de ces lobes déviés favorise l'ensablement des chenaux et des graus entre les XI^e et XV^e siècles.

Au cours du XVI^e s., les eaux fluviales sont contrôlées et dirigées de façon à former un nouveau chenal. Ce dernier (Rhône Vif) a construit un lobe de faible ampleur. Mais il est délicat d'interpréter les processus qui ont prévalu à sa formation car d'une part, le chenal a été artificialisé et d'autre part, ce cours a eu un fonctionnement très bref. Nous supposons que le gabarit contrôlé du Rhône Vif a permis une évacuation efficace des débits liquides et solides (autocurage) contribuant ainsi à l'avancée rapide du rivage.

Depuis la défluviation du Rhône Vif en 1552, les apports fluviaux se font par le Petit Rhône situé plus à l'Est. Les apports fluviaux de ce dernier ne semblent pas contrecarrer l'érosion des anciens cordons d'embouchure du Rhône Vif. Plus à l'ouest, la progradation du littoral a bénéficié de l'érosion du lobe du Rhône Vif mais depuis le XIX^e s., les apports proviennent essentiellement de l'érosion des prodeltas fossiles du Petit Rhône et de Saint-Ferréol.

Nous envisageons l'existence d'une vaste cellule hydro-dynamique et sédimentaire aux limites perméables, axée sur le golfe d'Aigues-Mortes. Plusieurs éléments le sous-entendent.

1) À l'époque Romaine, le golfe d'Aigues-Mortes est partiellement protégé des houles des secteurs S et SE grâce au lobe pointu du Rhône de Saint-Ferréol

2) De l'Antiquité jusqu'à l'époque Moderne, les lobes progradants vont participer au remplissage sédimentaire du golfe d'Aigues-Mortes. Les processus hydro-sédimentaires sont variables et responsables de morphologies distinctes. Les lobes sont soit dominés par des apports fluviaux, soit dominés par le courant de dérive littorale. Dans cette cellule, les sédiments fossiles des prodeltas orientaux ont également influencé les modalités de colmatage.

CHAPITRE 2

INFLUENCE DES PARAMETRES HYDRO-SEDIMENTAIRES DANS LE COLMATAGE DU PALEOGOLFE D'AIGUES-MORTES

À l'époque Romaine, le lobe de Saint-Ferréol divisait le rivage du delta du Rhône en deux golfes : à l'est, le golfe de Fos et à l'ouest, le golfe d'Aigues-Mortes (Vella, 2004 ; Vella & al., 2005). Le colmatage du golfe d'Aigues-Mortes a débuté après le I^{er} s. ap. J.-C. Il s'exprime par des lobes progradants dont la morphologie traduit des processus hydro-sédimentaires variables. Le colmatage sédimentaire du golfe d'Aigues-Mortes est mis en corrélation avec les impulsions climato-anthropiques reconnues dans le bassin versant rhodanien.

2.1. ROLE DES APPORTS SEDIMENTAIRES DANS LA CONSTRUCTION DES LOBES DELTAÏQUES

2.1.1. Du I^{er} au III^e s. ap. J.-C.

Le chenal de Daladel est abandonné entre le I^{er} et III^e s. ap. J.-C. Au cours de son fonctionnement, ce chenal a formé un lobe pointu dont le stade maximal est atteint entre le I^{er} et le VII^e s. ap. J.-C. Compte tenu de la période de défluviation, la progradation maximale du lobe serait atteinte entre le I^{er} et III^e s. ap. J.-C., la vitesse d'avancée atteindrait en moyenne 10 m/an (Figure 118). La progradation du lobe coïncide avec la décélération de la montée du niveau marin (Vella, 1999). Cette dernière permet une avancée rapide du lobe du Rhône de Saint Ferréol (15 m/an entre 2950 BP et le I^{er} s. ap. J.-C.), qui expulse sa charge sédimentaire sans trop de contrainte (Provansal & al., 2003). La vitesse d'avancée et la taille du lobe de Daladel sont nettement inférieures aux données acquises sur le lobe de Saint-Ferréol. Cette situation pourrait être liée à la

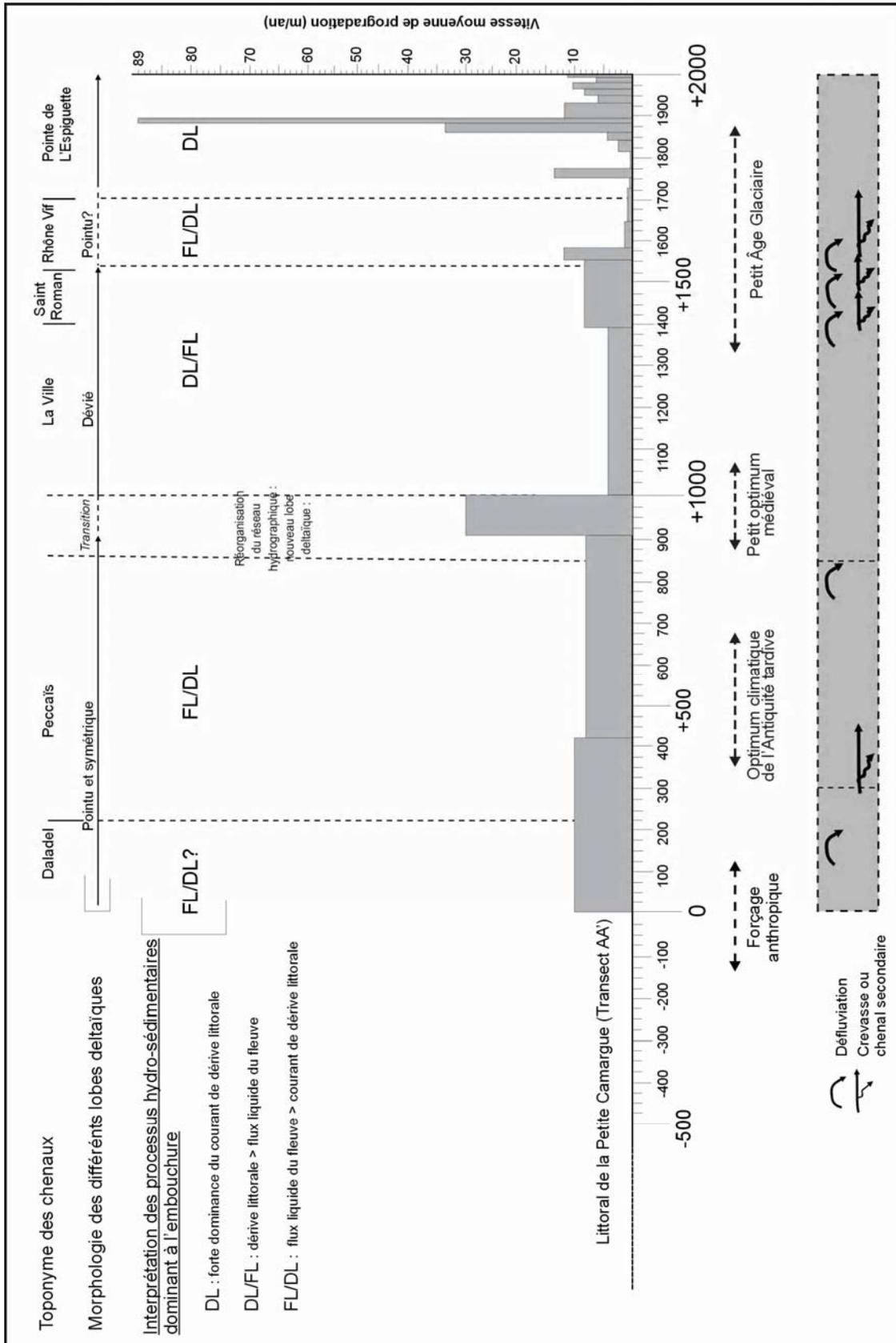


Figure 118. Mise en corrélation des formes d'embouchure deltaïques avec les rythmes de progradation littorale, les défluviations ainsi que les grandes tendances climatiques et les forçages anthropiques depuis l'Antiquité romaine (Rey, 2005).

répartition des débits liquides au sein du delta, lesquels sont préférentiellement drainés par le chenal majeur de Saint-Ferréol. Il n'en demeure pas moins que la morphologie du lobe de Daladel traduit la nette prédominance des apports fluviaux sur le courant de dérive littorale à l'embouchure.

La formation du lobe de Daladel et la défluviation du chenal (I^{er} / III^e ap. J.-C.) recourent des périodes hydro-sédimentaires actives et des périodes d'accalmies.

- Entre le I^{er} s. av. et le I^{er} s. ap. J.-C., le delta se caractérise par une crise détritique (crues élevées et plus fréquentes). Cette phase est reconnue dans les faciès lagunaires de la plaine d'Arles (Bruneton & al., 2001) ainsi que dans les paléochenaux rhodaniens (Arnaud-Fassetta, 2002) et dans la mobilité du trait de côte (Provansal & al., 2002). Cette dégradation est aussi reconnue dans le Languedoc oriental (Berger & al., 2002). Elle serait à relier aux activités humaines avec en particulier une période de déforestation au profit d'une agriculture extensive (Berger & al., 2003 ; Van der Leeuw, 2005). La pression exercée par les activités des romains sur l'environnement a également été perçue sur les côtes italiennes (Mastronuzzi & Sanso, 2002). Selon ces auteurs, la dégradation des sols a augmenté la charge solide des rivières impulsant alors la progradation des plages de l'Italie du sud.

- Du I^{er} au V^e s. ap. J.-C., le forçage anthropique accentue la dynamique hydro-sédimentaire des chenaux (Bruneton & al., 2001 ; Arnaud-Fassetta, 1998 et 2004) mais les taux de sédimentation restent faibles (0,8 à 1,2 mm/an) dans tout le delta (Leveau & al., 1999). Cette tendance hydro-sédimentaire (Figure 119) est observée dans le Languedoc oriental (Berger & al., 2004) ainsi que dans la Haute et Moyenne vallée du Rhône (Salvador & al., 1993 ; Bravard & al., 1997).

Le lobe de Daladel se forme donc au cours d'une période hydro-sédimentaire active qui n'est pas reconnue sur l'ensemble du bassin versant. En effet, la Moyenne vallée du Rhône n'enregistre pas de recrudescence des crues débordantes entre le I^{er} s. av. J.-C. et la fin du I^{er} s. ap. J.-C., mais au contraire, cette portion du Rhône exprime un « calme » hydrologique antérieur à 30 av. J.-C. ainsi qu'entre le II^e et le III^e s. ap. J.-C. (Salvador & al., 1993). Enfin, le Rhône de Daladel bénéficierait aussi de la perte de puissance du Rhône de Saint-Ferréol. En effet, le lobe de Daladel continue à prograder alors que le chenal de Saint-Ferréol a amorcé son déclin vers le II^e s. ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 2000).

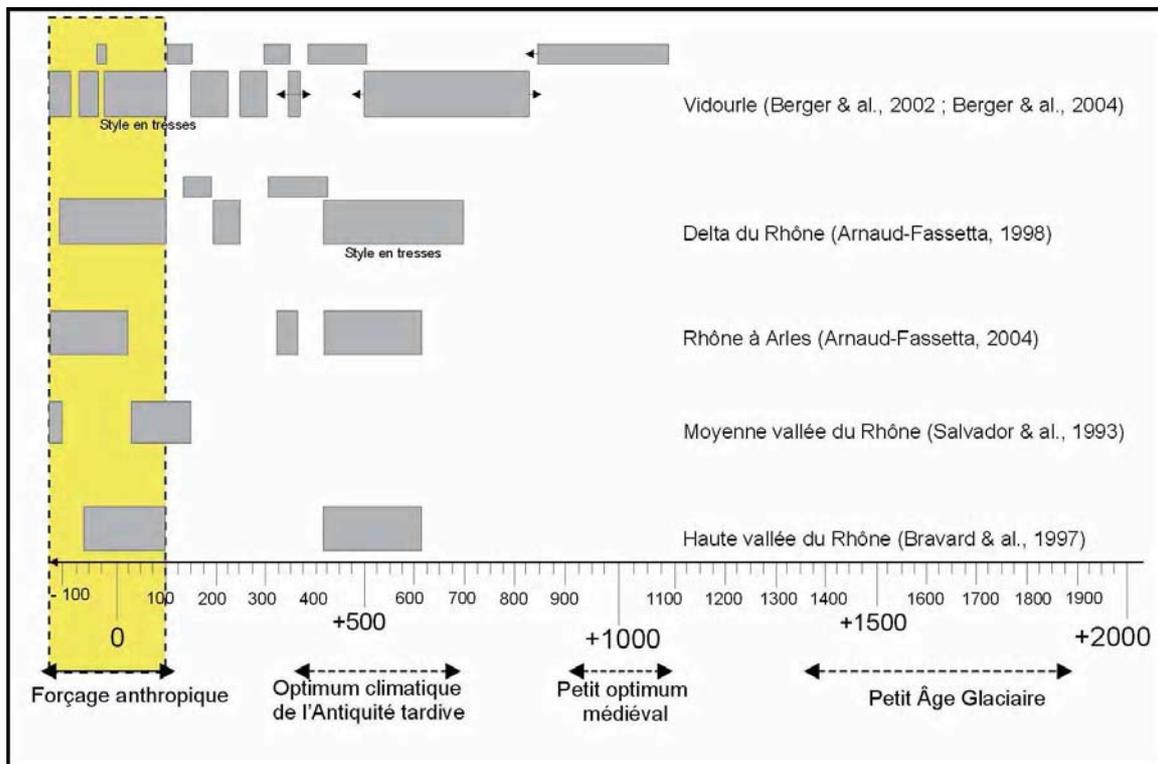


Figure 119. Mise en corrélation des tendances hydro-sédimentaires perçues dans les milieux fluviaux du sud de la France (d'après Berger & al., 2002. Modifié)

2.1.2. Du III^e au XI^e s. ap. J.-C.

Le chenal de Peccaïs se met en place au cours d'une nouvelle phase d'élévation rapide du niveau marin. Cette élévation, enregistrée sur la marge orientale du delta, commencerait vers 2260 BP et se terminerait autour de 1200 BP (Vella & al., 2005). La vitesse d'élévation est supérieure à celles obtenues sur substrat rocheux (Morhange, 1994). Vella & Provansal (2000) relie ce décalage à des mouvements négatifs locaux du sol, probablement d'origine tectonique, lesquels seraient postérieurs à la période antique (Vella, 2004). Malgré la vitesse d'élévation du niveau marin (0,19cm/an), l'abondance sédimentaire du chenal de Peccaïs engendre l'extension rapide de la plaine deltaïque.

Le Rhône de Peccaïs a formé un lobe comportant au moins quatre cordons d'embouchure symétriques. La vitesse moyenne est estimée à 8 m/an entre le Canet et le cordon de Fangassier (Figure 118). Par comparaison, l'avancée du lobe de Saint-Ferréol avoisine 15 m/an entre 2950 BP et le I^{er} s. ap. J.-C., celle du Bras de Fer est estimée à 160 m/an entre 1668 et 1688 et l'avancée du lobe de Pégoulie atteint 70 m/an dans les

années 1860 (Provansal & al., 2003). L'avancée du lobe de Peccaïs a généré des cordons faiblement espacés à partir de l'embouchure et séparés par des dépressions occupées par des lagunes ou des sansouïres. Cette configuration du lobe témoignerait d'une progradation littorale rapide.

Le lobe de Peccaïs se forme au cours d'une période caractérisée par le renforcement des flux liquides et solides. Cette période, datée entre le V^e et le VIII^e s. ap. J.-C., est reconnue dans le delta et sur l'ensemble du bassin versant (Salvador, 1991 ; Bravard, 1995 ; Berger, 1996 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Provansal & al., 1999 ; Vella, 1999). De la fin du V^e s. à la fin du VII^e s. ap. J.-C., les taux de sédimentation dans le delta (1,3 à 4 mm/an) sont plus élevés par rapport à la période précédente (II^e – V^e s. ap. J.-C.), ils témoignent du renforcement des débits (Leveau & al., 1999). Ces auteurs suggèrent que cette dynamique hydro-sédimentaire active est à l'origine de l'abandon des cours d'Ulm et de Saint-Ferréol. En effet, entre le II^e s. et VI^e s. ap. J.-C., le chenal de Saint-Ferréol est en cours de colmatage (Arnaud-Fassetta, 2000).

La fin du fonctionnement du Rhône de Saint-Ferréol et la crise détritique de l'Antiquité tardive ont probablement influencé la charge sédimentaire du Rhône de Peccaïs et en conséquence, la morphologie symétrique et proéminente du lobe. La morphologie du lobe confirme la nette dominance des apports fluviaux et la relative faiblesse de l'action marine. L'essentiel des matériaux transitant dans la charge de fond du chenal a été expulsé hors de l'embouchure. Les sables ont ensuite été remobilisés par les vagues de façon à accroître la taille du lobe.

Après le XI^e s. la morphologie des systèmes d'embouchure change. Des cordons littoraux édifiés par la nette dominance du courant de dérive littorale succèdent aux cordons d'embouchure symétriques formés grâce aux apports fluviaux.

Plusieurs hypothèses pouvant être interdépendantes sont proposées :

1) Le cours Albaron/Peccaïs est abandonné au bénéfice de la branche Saint-Gilles/Peccaïs/La Ville dès la seconde moitié du IX^e s. (L'Homer, 1987). Le raccordement est peut-être artificiel, il concerne le bras de Saint-Gilles situé au nord et une partie du cours de Peccaïs (Figure 120). Des récits datant du XII^e s. mentionnent une navigation sur le Rhône à partir du Grau de La Chèvre jusqu'au port de Saint-Gilles (L'Homer, 1987). Si l'on considère que la navigation s'est effectuée sur un seul chenal, le raccordement, réalisé entre la Fosse et la Motte, est donc déjà établi au XII^e s. Le grau de La Chèvre, mentionné au cours du XII^e s., constitue très probablement le même grau fermé en 1408 (L'Homer, 1987). Ce grau qui est situé sur le cordon de Listel constitue

l'embouchure du Rhône de La Ville. Le cordon de Listel, le chenal de la Ville et le Grau de la Chèvre seraient alors déjà établis au XII^e s.

Nous supposons que le changement hydrographique a eu des répercussions sur la distribution des flux liquides et solides au sein du delta à partir de la seconde moitié de IX^e s. Au cours de cette période, la morphologie des lobes change. Le cordon de Fangassier, formé entre le X^e et XI^e s., constituerait l'avant dernier cordon édifié sous la nette dominance des apports fluviaux. Il apparaît probable que la modification du réseau hydrographique a diminué la part de dominance des apports fluviaux au bénéfice des processus marins.

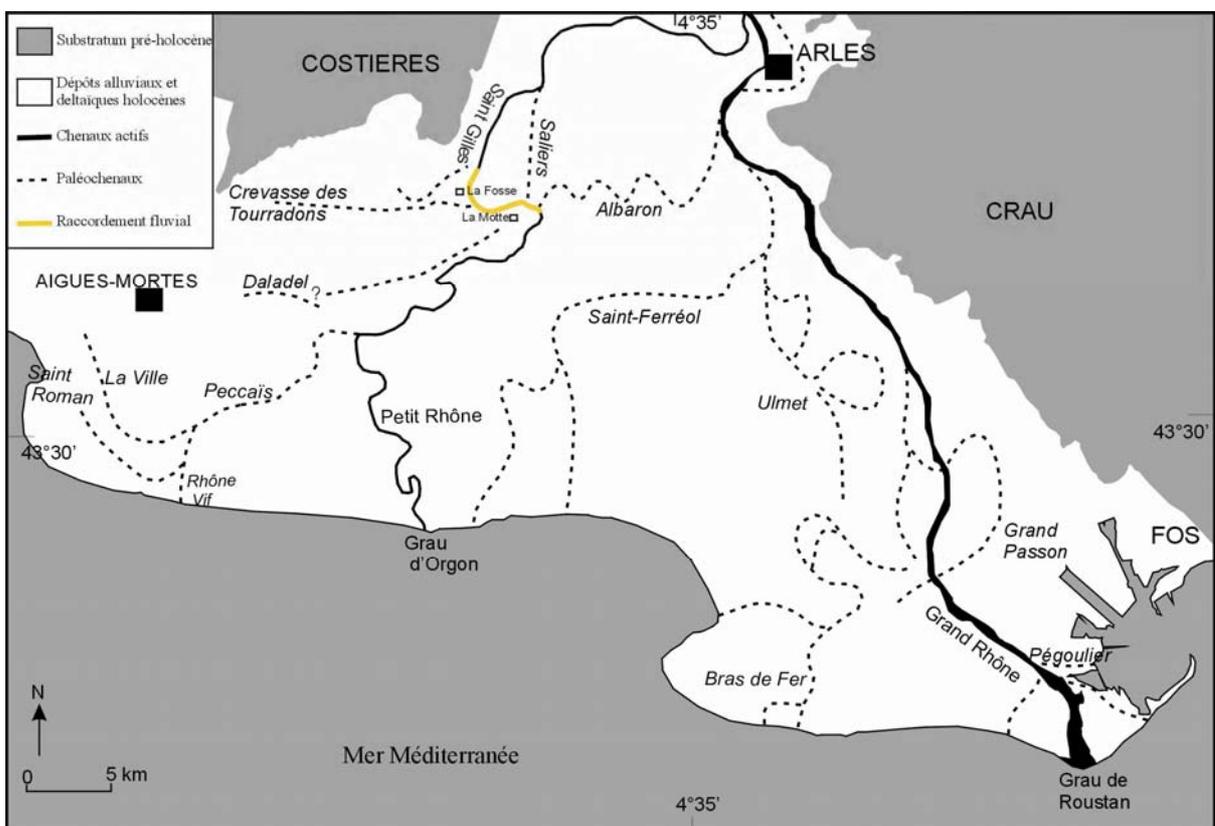


Figure 120. Organisation du réseau hydrographique antérieur au raccordement du bras fluvial de Saint-Gilles vers le cours de Peccaïs (Rey, 2005). Suite au raccordement, figuré par un trait en pointillés de couleur orange, les chenaux d'Albaron et probablement de Saliers sont abandonnés. Progressivement se forme le chenal de La Ville prolongement de la nouvelle branche Saint-Gilles--Peccaïs.

2) La disparition du lobe de Saint-Ferréol qui auparavant protégeait le golfe d'Aigues-Mortes a peut-être accentué la puissance du courant de dérive littorale et du transit sédimentaire.

3) L'érosion du lobe de Saint-Ferréol a constitué un stock sédimentaire disponible mobilisable qui a permis l'édification d'une partie des lobes occidentaux (Rhône de la Ville et de Saint-Roman).

À partir du XI^e siècle, des cordons d'embouchures progradants s'édifient grâce à une baisse des apports fluviaux et/ou un renforcement de la puissance du courant de dérive littorale et/ou une augmentation du transit sédimentaire. Ces changements induisent une accélération de la vitesse de progradation qui atteindrait en moyenne 30 m/an entre le IX^e s. et le XI^e s.

L'augmentation de la dominance du courant de dérive littorale entraîne une déviation des embouchures et des chenaux dès le XI^e s.

2.1.3. Du XI^e à la fin du XVII^e s.

Les données acquises sur la plaine deltaïque de Petite Camargue permettent de couvrir l'Optimum Médiéval (XI – XIV) et une partie du Petit Âge Glaciaire (1430 - 1890). Ces termes généraux ne doivent pas masquer la complexité des variations climatiques. En effet, les indicateurs paléoclimatiques actuellement disponibles pour l'Optimum Médiéval ne permettent pas de mettre en avant l'existence d'une période chaude globalement synchrone et continue dans le temps, ni même de prouver que la température moyenne ait pu être plus chaude que celle qui a prévalu durant le XX^e siècle (Houghton & al., 2001 ; Bertrand, 2004). De même, alors que le terme « Petit Âge Glaciaire » est utilisé pour décrire une période froide, des études plus récentes signalent que des périodes tant chaudes que froides ont primé au cours de cette période (Jones & Bradley, 1992 ; Bertrand, 2004).

Concernant l'Optimum Médiéval, nous ne possédons que les vitesses de progradation du cordon de Listel. Quant au Petit Âge Glaciaire, il est mieux documenté d'un point de vue géomorphologique et sédimentologique ainsi que textuel et cartographique.

Entre l'an 1000 et 1400, la vitesse moyenne d'avancée atteint 4 m/an (Figure 118). Ce taux est probablement sous-estimé en raison du mode de formation du cordon de Listel. En effet, la vitesse du lobe est calculée à partir d'une progradation orientée vers le sud car l'évaluation de la vitesse d'avancée vers le nord-ouest apparaît trop délicate. Néanmoins la morphologie très allongée du cordon littoral de Listel masque donc le taux d'avancée par contre elle révèle la mobilisation d'importants volumes sableux. La

progradation deltaïque est continue mais les données qualitatives et quantitatives ne permettent pas d'affirmer ou non le ralentissement.

Entre 1400 et 1530, la vitesse d'avancée du littoral atteint 8 m/an (Figure 118). Comme pour le cordon de Listel, ce taux est sous-évalué en raison du mode de formation du cordon de Figuerasse (morphologie allongée de la formation). Cette idée est confortée par la présence des grandes dunes fossiles situées sur le cordon de Figuerasse, lesquelles confirment des apports sédimentaires abondants.

Entre 1532 et 1650, le Rhône Vif édifie un petit lobe pointu. La vitesse de progradation est estimée à 8 m/an entre 1530 et 1650 (Partie III, chapitre 1). Les travaux de chenalisation auraient donc permis au chenal d'expulser efficacement sa charge solide. Mais l'avancée du Rhône Vif s'est arrêtée quelques années après son abandon. Depuis 1650, la tendance s'est inversée, le lobe du Rhône Vif a été entièrement érodé. L'interprétation hydro-sédimentaire de ce petit système fluvio-deltaïque est biaisée à cause de la brève durée de fonctionnement du cours et de son caractère anthropique.

Les sources textuelles et cartographiques confirment la lecture sédimentologique des colmatages des chenaux terminaux (Partie II, chapitre 4) et l'interprétation géomorphologique des lobes déviés.

Au cours du XIV^e siècle, des plaintes et des devis pour les réparations causés par l'ensablement des graus et des chenaux (Combes, 1951) reflètent des conditions environnementales difficiles. Dès 1320 et 1321, il est question de désensabler les embouchures (Combes, 1951). Mais le manque d'entretien cause le plus souvent l'abandon du chenal et de son embouchure : le Rhône de La Ville et le Grau de la Chèvre sont fermés au début du XV^e s. (L'Homer, 1987 ; Florençon, 1996) et le Rhône de Saint-Roman et le Grau de Madame sont abandonnés et détournés au début du XVI^e s. (Ménard, 1753). Les ouvertures et les abandons de graus se multiplient donc jusqu'à l'époque Moderne (Ambert, 1992). Pour limiter la migration des graus, leur ouverture est maintenue grâce à la stabilisation des berges par des pieux en bois comme cela a été le cas pour le Grau Neuf. Quant aux eaux fluviales, elles s'écoulent dans des chenaux aux dimensions hydrauliques contrôlées visant à l'autocurage (cf Rhône Vif). Une situation analogue a prévalu dans les Pyrénées orientales. Entre le XIV^e et XV^e s., les témoignages font état de crues fréquentes et catastrophiques, stimulant le développement de moyens de protection ainsi que des travaux hydrauliques pour laisser libre l'écoulement du fleuve (Calvet & al., 2002).

Les apports sédimentaires dans le golfe d'Aigues-Mortes proviendraient d'un courant de dérive littorale plus puissant et suralimenté par l'érosion du lobe de Saint-Ferréol ainsi que par les chenaux occidentaux. Mais la vitesse de progradation et la mobilisation des importants volumes sédimentaires pourraient aussi refléter le forçage hydro-climatique du Petit Age Glaciaire. Celui-ci s'exprime par des vitesses de progradation encore plus rapides dans la partie centrale et occidentale du delta mais les périodes (XVII^e au XIX^e s.) d'activité du Bras de Fer et de Pégoulie (Provansal & al., 2003) ne recouvrent pas exactement les périodes enregistrées sur le bras de La Ville, de Saint-Roman et du Rhône Vif (de VIII-XI^e au XVI^e s). Il demeure que d'importants volumes sableux ont été mobilisés en direction du golfe d'Aigues-Mortes même si la morphologie des lobes déviés (La Ville et Saint-Roman) masquent le taux réel de progradation littorale contrairement aux lobes pointus formés plus à l'est. L'ensablement de ces chenaux et de leur embouchure constitue aussi un signal hydro-sédimentaire, tout comme la nécessité de les calibrer (Calvet & al., 2002). Bellotti & al. (2004) indiquent que les trois quarts des volumes déposés sur la plaine deltaïque de l'Ombrone se sont effectués entre le XIII^e s. et l'actuel, avec des pics majeurs centrés sur les XVI^e, XVIII^e et XIX^e siècles. La majeure partie des deltas de l'Arno et de l'Ombrone se forme entre le XVI et XVIII^e siècle (Pranzani, 2001).

Le Petit Age Glaciaire constitue un événement climatique global ayant très probablement une signature hydrologique et littorale régionale variable.

2.1.4. Du XVIII^e au milieu du XIX^e s.

Alors que les apports fluviaux directs prennent fin dans le golfe d'Aigues-Mortes au XVI^e siècle, la dynamique rhodanienne est dorénavant impulsée par le Petit Rhône. À la fin du XVIII^e s. l'embouchure du Petit Rhône est encombrée par des theys dont la vaste île barrière d'Orgon (Figure 121). Cette situation est consécutive à une surcharge sédimentaire peut-être imputable aux effets du Petit Age Glaciaire. Cette tendance s'est inversée au XIX^e s.

Du XVIII^e s. jusqu'au début du XIX^e s. les vitesses de progradation littorale ont ralenti. Les vitesses d'avancée atteignent moins de 5 m/an avec un pic de 15 m/an entre 1759 et 1777 (Figure 118). La progradation se fait essentiellement par la coalescence de cordons littoraux très allongés en direction d'Aigues-Mortes. L'allongement des cordons signale la mobilisation d'importants volumes sableux par le courant de dérive littorale mais que le taux de progradation ne reflète pas particulièrement. L'accroissement des cordons bénéficie de l'érosion de l'appareil d'embouchure fossile du Rhône Vif.

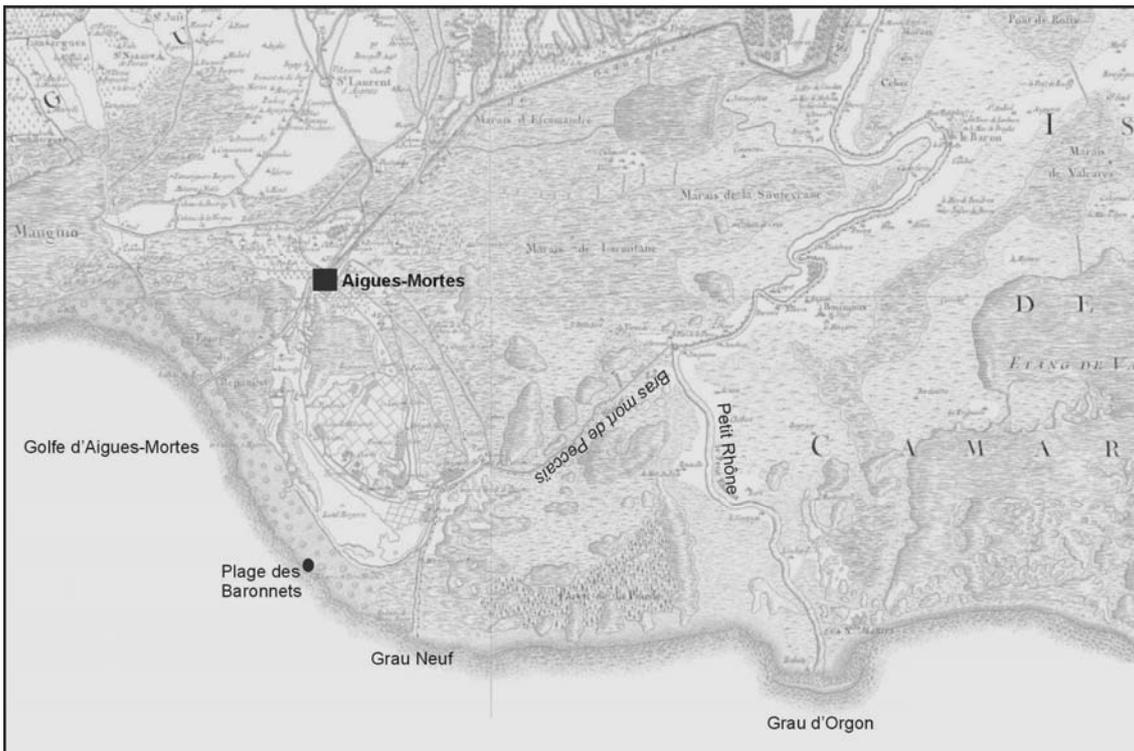


Figure 121. Carte de Cassini, 1777/1778. Notez la présence de l'île barrière face au grau d'Orgon. Plus à l'ouest, le Grau Neuf est en cours de colmatage depuis l'avulsion du Rhône Vif vers le Petit Rhône en 1552.

2.1.5. Du XIX^e s. à nos jours

De la fin du XIX^e s. à nos jours, la vitesse de progradation maximale avoisine 10 m/an. Les taux d'avancée du littoral atteignent des valeurs maximales de 30 à 90 m/an entre 1874 et 1891 (Figure 118). À partir de la seconde moitié du XIX^e siècle, la progradation du littoral s'effectue non plus par des cordons littoraux étirés en direction d'Aigues-Mortes mais par la coalescence de flèches littorales. Ce mode de formation littorale pourrait expliquer l'accélération de la progradation. Les flèches se forment comme pour la pointe de Beauduc (Maillet & al., soumis) par la convergence de deux dérives littorales de sens opposé. La progradation s'effectue essentiellement par l'érosion des plages entre le Grau d'Orgon et la plage des Baronnets et des prodeltas fossiles du Petit Rhône et de Saint-Ferréol (Sabatier & al., 2005). Le ralentissement des rythmes de progradation au XX^e s. est lié à l'épuisement des stocks fossiles (Maillet & al., soumis). Au cours du XX^e siècle, l'évolution du littoral est surtout influencée par les ouvrages de protection côtière que par la baisse des apports fluviaux provoquée par l'artificialisation du Rhône (Sabatier, 2001).

2.2. LE CONCEPT D'AUTOCYCLICITE

Le colmatage du golfe d'Aigues-Mortes s'est produit à partir des chenaux qui ont formé et abandonné des lobes. Roberts (1997) a signalé que chaque lobe deltaïque serait donc « programmé » pour être abandonné selon un pas de temps compris entre 1000 et 2000 ans. Dans le golfe d'Aigues-Mortes, l'âge des lobes est biaisé par l'artificialisation de la plaine deltaïque. En effet, les défluviations ne sont pas toutes naturelles. Par exemple, l'âge maximal du lobe de Peccaïs, 1000 ans, ne constitue qu'une estimation car nous avons démontré que la modification du réseau hydrographique vers la seconde moitié du IX^e s. a généré une nouvelle branche (Saint-Gilles/Peccaïs/La Ville) et donc un nouveau lobe deltaïque. L'âge des lobes apparaît sous-estimé, les chenaux n'ayant jamais eu le temps de faire un cycle deltaïque complet. Roberts (1997) présente les différentes phases du cycle deltaïque (Figure 122) : 1) la formation du chenal associée à une rapide progradation puis 2) diminution de la compétence des courants jusqu'à l'abandon du chenal et du lobe et finalement 3) l'érosion des lobes immergés et émergés par l'action marine éventuellement accentuée par la subsidence (élévation relative du niveau marin local). En Camargue, le lobe du Rhône de Saint-Ferréol s'est édifié en 2000 ans (Vella & al., 2005).

Dans la majorité des cas étudiés, les défluviations ne résultent pas d'une activité hydro-sédimentaire active mais se produisent soit naturellement pour ré-initier le processus d'évolution du delta (lobe dévié du Rhône de La Ville), soit artificiellement pour pallier l'ensablement des chenaux et des graus.

Les forçages allocycliques ou autocycliques ont influencé les modalités de colmatage sédimentaire du paléogolfe d'Aigues-Mortes. Si l'on considère que les lobes pointus sont préférentiellement formés par des apports fluviaux abondants, on suppose donc que les lobes de Daladel et surtout de Peccaïs ont été influencés par des forçages allocycliques. Par contre, les lobes déviés du Rhône de La Ville et de Saint-Roman seraient influencés par des forçages autocycliques. Le facteur marin influence le mode de formation du cordon littoral, l'embouchure et indirectement la morphologie du chenal, le gradient hydraulique, le profil longitudinal...

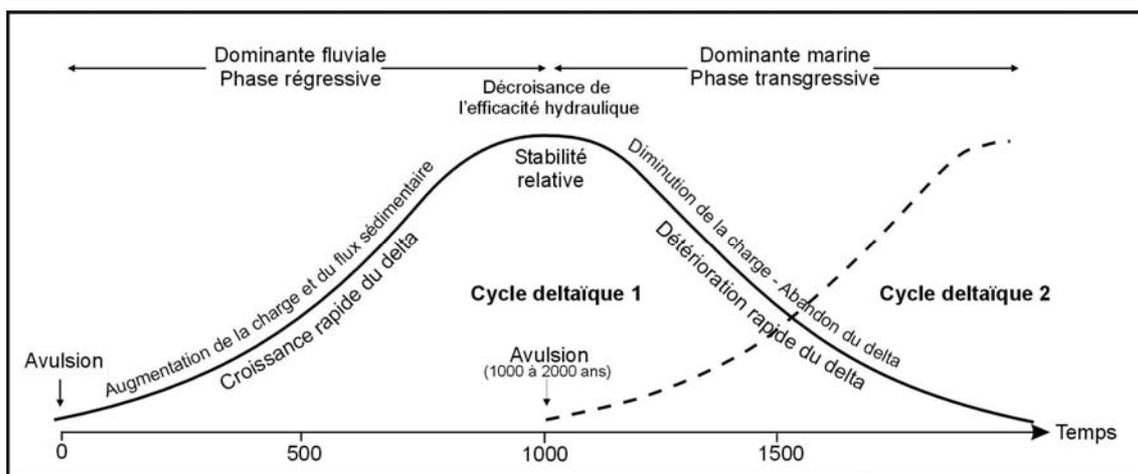


Figure 122. Représentation graphique des changements systématiques associés à la croissance et à l'abandon du delta (D'après Roberts, 1997. Modifié)

2.3. CONTROLE DE L'ESPACE D'ACCOMMODATION

2.3.1. Les dépôts post-glaciaires

Du cordon des Sables jusqu'au rivage de la Petite Camargue, nous avons entrepris la réalisation d'une coupe stratigraphique en y intégrant les forages du B.R.G.M. et nos propres sondages carottés. Le calibrage des données est issu des diagraphies Gamma Ray réalisées par Oomkens (1970) et des travaux de Galloway & Hobday (1983). Les données sont surtout interprétées en fonction des faciès sédimentaires car pour certains sondages de référence nous ne disposons pas de diagraphie en Gamma Ray mais en polarisation spontanée et en résistivité.

Le fait marquant dans cette représentation graphique des environnements de dépôts (Figure 123) est l'imposant prisme sablo-argileux entre 0 et 43 mètres de profondeur (obtenu par le sondage du BRGM). À trois kilomètres à l'ouest de ce sondage, un autre forage du BRGM révèle plus de précisions sur la succession des dépôts : entre -34,5 et -21 mètres des argiles grises se déposent, elles sont recouvertes par des sables micacés très fins et coquilliers dont le sommet situé à -7 mètres est surmonté par des sables jaunâtres appartenant au cordon littoral fossile des Sables. Ce prisme correspondrait à une séquence transgressive aux faciès fluviaux et de plaine littorale formés durant la rapide remontée du niveau marin (Vail & al., 1977). Cette séquence, appelée intervalle transgressif, est caractérisée par une rétrogradation et un dispositif en *onlaps* vers le continent (Vail & al., 1977). Le sommet de l'intervalle transgressif correspondrait à la surface d'inondation maximale si bien que la coupe stratigraphique révélerait alors la limite d'extension maximale du niveau marin qui par

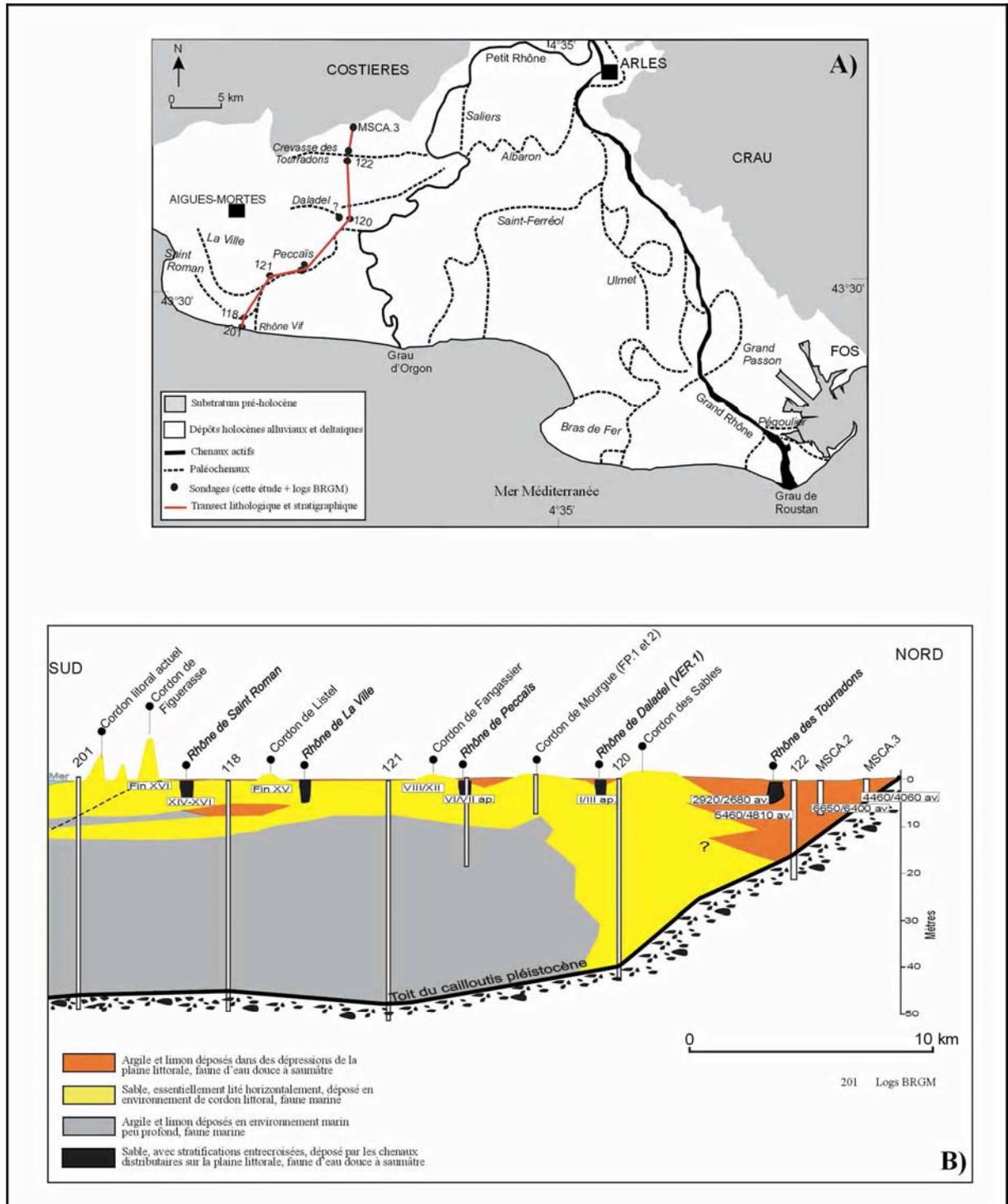


Figure 123. A) Localisation des sondages carottés et des principaux types de sable dans le delta à l'Holocène récent ; B) Transect stratigraphique nord-sud de quatre lithofaciès majeurs du complexe deltaïque postglaciaire rhodanien (Rey, 2005).

conséquent n'aurait jamais dépassé l'actuel cordon des Sables. En arrière de l'intervalle transgressif, un vaste bassin est caractérisé par des faciès fluvio-lagunaires. Ce bassin aurait fonctionné comme une lagune tant que celle-ci fut connectée à la mer. La fin de la remontée du niveau marin et la progradation du delta vont progressivement isoler la lagune. Dans cet espace, les sondages (RT1 / RT2 et MSCA1 / MSCA2) ont mis en évidence l'existence d'un système de crevasse fluviale reposant sur un milieu lagunaire dominé par une faune aquatique saumâtre (Partie II - Chapitre 1). Sur la surface d'inondation maximale, le prisme de haut niveau se développe largement sur la plateforme sous l'aspect de cortèges aggradants, aux faciès argileux et de silts marins, et surtout progradants, aux faciès de sables de plage et d'embouchure.

En avant du cordon des Sables, on remarque clairement la progradation des lobes deltaïques sous l'impulsion des chenaux rhodaniens (Daladel, Peccaïs, La Ville, Saint-Roman, Rhône Vif). Les dépôts progradants se mettent en place pendant les phases de ralentissement et de stabilisation du niveau marin (Boyer & al., 2005).

2.3.2. Le toit des cailloutis pléistocènes

Sous la plaine deltaïque rhodanienne, les sédiments sommitaux du Pléistocène consistent en un conglomérat de cailloux et de limons (Collectif Camargue, 1970 ; L'Homer, 1975, 1987 et 1993 ; Aloisi, 1986). Ces dépôts comportent des galets et des cailloutis au dessus desquels reposent les sédiments limono-sableux de la transgression post-glaciaire (Lagaaij & Kopstein, 1964 ; Oomkens, 1967 et 1970 ; Collectif Camargue, 1970 ; L'Homer & al., 1981). Les dépôts pléistocènes sont incisés par des paléocanyons rhodaniens à relier aux variations eustatiques (Gensous & Tesson, M., 1997 ; Droz & al., 2001 ; Gensous & Tesson, 2003).

En Petite Camargue, la cartographie des isopaques du toit des dépôts pléistocènes à partir des cartes géologiques ainsi que des sondages du B.R.G.M. ont permis de créer un modèle numérique de terrain (Figure 124). D'une manière générale, la paléotopographie du toit des cailloutis est accidentée et variable de sorte que se succèdent des paléotalwegs et des replats topographiques. Globalement, la pente des sédiments sommitaux du Pléistocène plonge vers le Sud et le Sud-ouest suivant une inclinaison moyenne de 1% (Figure 124). La présence de sillons pléistocènes a également influencé les vitesses de progradation deltaïque en modulant les volumes de l'espace disponible à sédimenter (Provansal & al., 2003). Dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes, la paléotopographie du toit des cailloutis pléistocènes n'a pas influencé la vitesse d'avancée des lobes deltaïques. En effet, dans le golfe d'Aigues-Mortes, les

corps sédimentaires sont progradants. L'espace d'accommodation est donc déjà colmaté par l'aggradation.

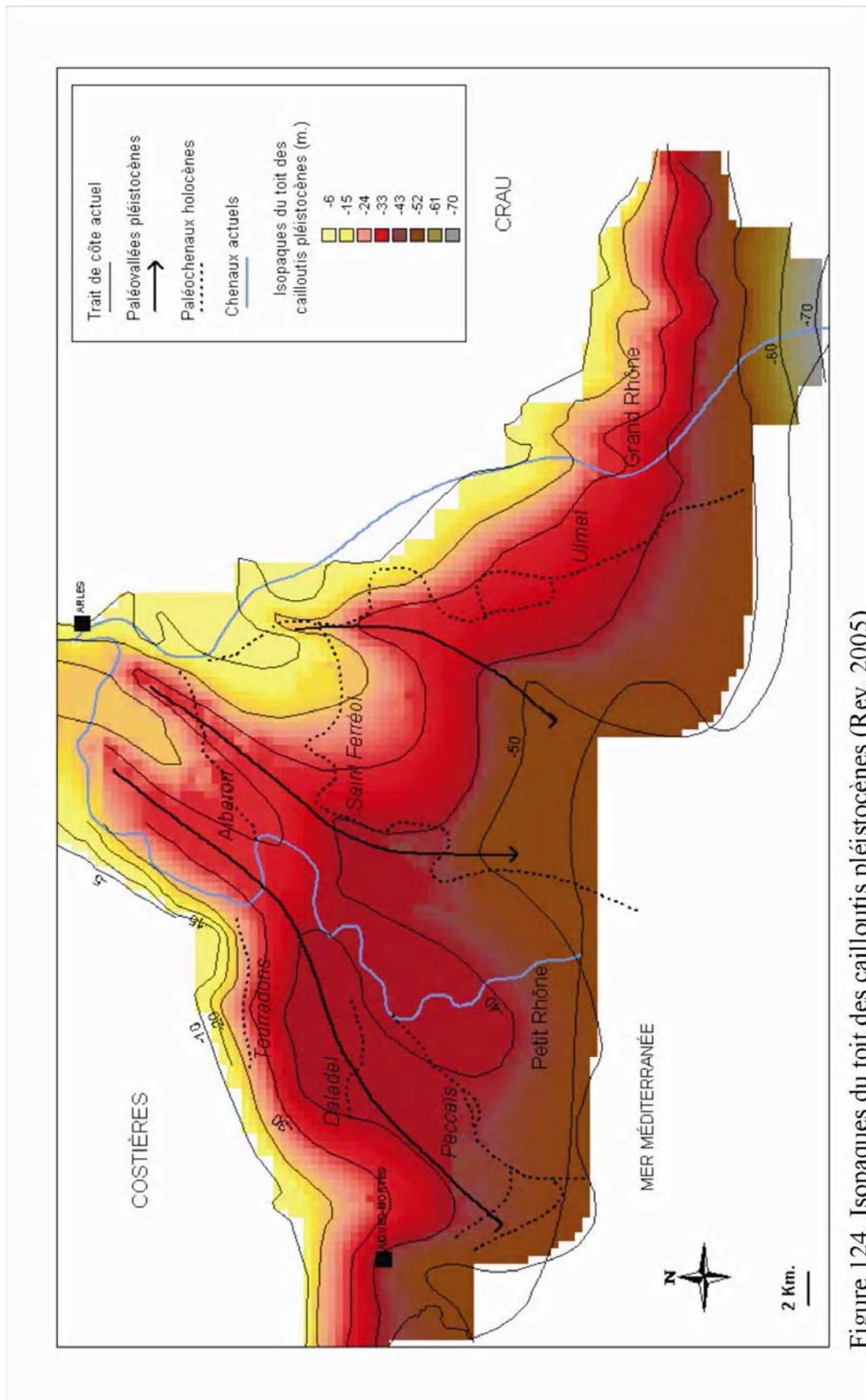


Figure 124. Isopaques du toit des cailloutis pléistocènes (Rey, 2005)

CONCLUSION CHAPITRE 2

La morphologie et la vitesse d'avancée des lobes sont influencées par les débits liquides, les processus côtiers, la configuration du littoral (le lobe de Saint-Ferréol) et l'anthropisation du bassin versant. Nos données montrent l'existence de synchronismes événementiels comme la crise de l'Antiquité tardive et le Petit Age Glaciaire mais la cyclicité des lobes deltaïques permet aussi de limiter une lecture trop climatique des tendances hydro-sédimentaires.

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE

Jusqu'à l'Antiquité, la plaine deltaïque de Petite Camargue était isolée en arrière du cordon des Sables. La dynamique hydro-sédimentaire entre le Petit Rhône et le Vidourle est alors circonscrite dans un espace exigu ce qui par analogie au delta du Danube, pourrait constituer le Stade Bloqué de la partie occidentale du delta rhodanien. Par la suite, l'édification des lobes deltaïques dans le golfe d'Aigues-Mortes a commencé lorsque le Rhône de Daladel a réussi à percer le cordon des Sables (Figure 125). Les facteurs allocycliques et autocyclus ont influencé la taille et la morphologie des lobes ainsi que leur abandon.

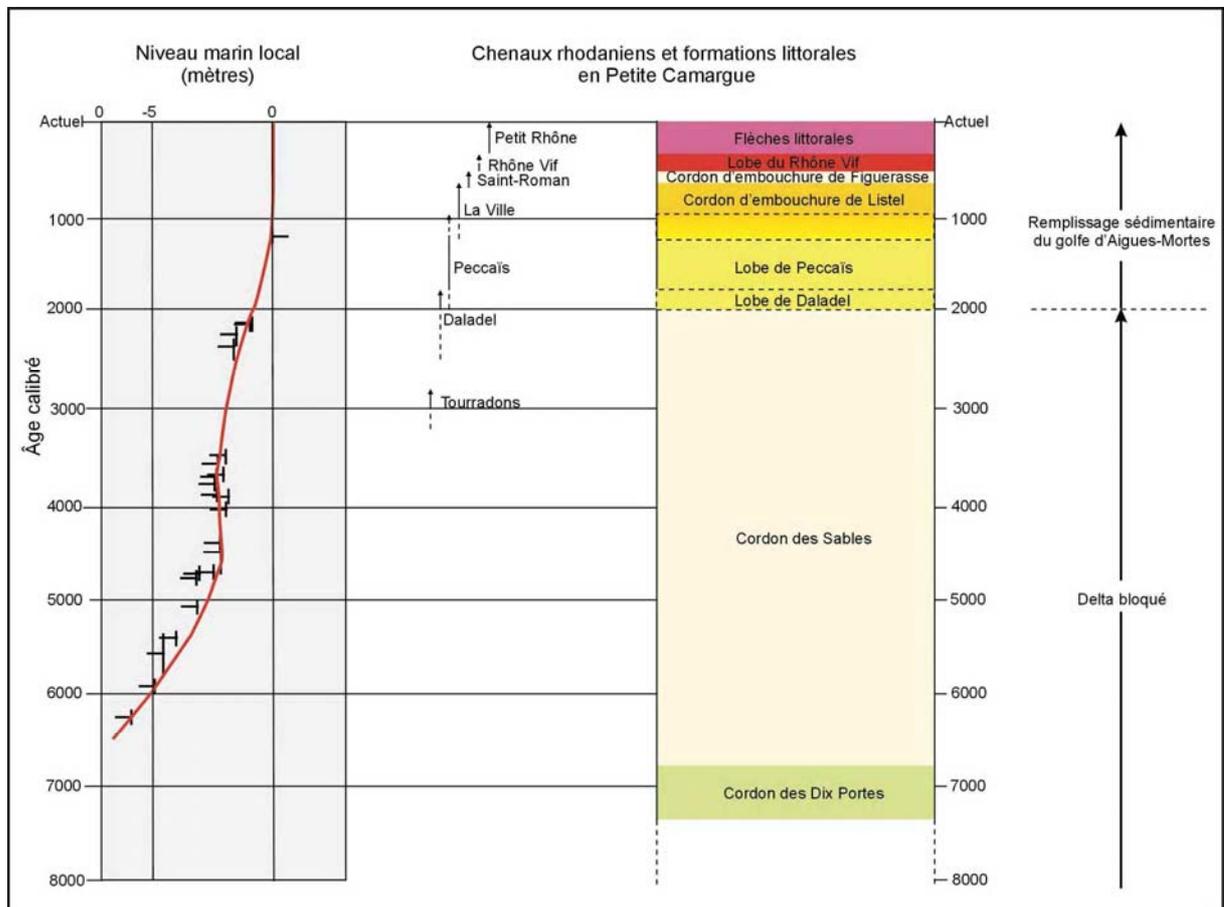


Figure 125. Mise en corrélation des variations eustatiques (Vella, 1999) avec la formation des chenaux et des cordons d'embouchure associés (Rey, 2005). Jusqu'à l'époque Romaine la plaine deltaïque de Petite Camargue est isolée entre les Costières et le cordon des Sables. Le colmatage du paléogolfe d'Aigues-Mortes s'amorce vers le I^{er} s ap. J.-C. sous l'impulsion des chenaux rhodaniens qui édifient des lobes deltaïques.

La recherche de synchronismes et/ou d'asynchronismes événementiels reconnus dans les lacs jurassiens, en plusieurs points de la vallée du Rhône ainsi que dans le Languedoc oriental a révélé plusieurs problèmes :

Les enregistrements sédimentaires acquis sur site peuvent, dans certains cas, être rattachés à des tendances hydro-sédimentaires perçues à l'échelle du bassin versant. Mais quelque soit les précautions prises, les corrélations entre des sites disjoints conduisent souvent à privilégier les tendances hydro-sédimentaires et climatiques reconnues à plus grande échelle. L'information sédimentaire peut être transposée d'un site à un autre, mais on perd l'information des événements locaux sous contrôle anthropique.

De plus, l'absence d'une plus haute résolution de l'information et la régulation cyclique des lobes masquent des tendances hydro-sédimentaires reconnues. Seule une résolution plus fine avec une comparaison multi-sites permettront d'affiner la lecture climatique des sources textuelles et des données sédimentaires et géomorphologiques.

La comparaison de tendances hydro-sédimentaires au sein du delta du Rhône est donc compliquée et délicate surtout lorsque plusieurs cellules hydro-sédimentaires existent le long du littoral. Cela semble avoir été le cas de part et d'autre du lobe fossile du Rhône de Saint-Ferréol. L'existence d'une cellule hydro-sédimentaire au sein du golfe d'Aigues-Mortes a probablement masqué des tendances hydro-sédimentaires reconnues plus à l'est.

L'étude de la paléotopographie pléistocène et de l'architecture stratigraphique du golfe d'Aigues-Mortes suppose que la vitesse d'avancée des lobes deltaïques n'a pas été contrariée par ces paramètres.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail sur l'étude des paléoenvironnements holocènes de la partie occidentale du delta rhodanien se devait d'atteindre plusieurs objectifs majeurs.

- (1) affirmer ou discréditer la présence d'un ancien axe fluvial holocène entre les Costières et le cordon des Sables, identifier la période d'activité principale des paléochenaux holocènes développés dans le golfe d'Aigues-Mortes ainsi que leur modalité d'évolution hydro-sédimentaire,
- (2) mettre en relation l'activité hydrologique des chenaux et les morphologies d'embouchure, caractériser et dater les formes littorales et à l'aide de modèles actuels approcher les conditions hydro-dynamiques fluviales et marines qui ont prévalu à leur édification, et enfin, discuter de la présence d'une cellule hydro-sédimentaire au sein du golfe d'Aigues-Mortes,
- (3) cerner et discuter de l'influence des contrôles internes et externes dans la construction de la plaine deltaïque occidentale,
- (4) mettre en relation les témoins archéologiques et les nouvelles données paléoenvironnementales.

(1) L'étude de l'évolution des paléoenvironnements fluviaux s'est révélée extrêmement enrichissante du fait de la multidisciplinarité des témoins étudiés et des techniques d'analyses utilisées. Les sites ont été choisis en fonction de leur richesse en témoins paléoenvironnementaux et archéologiques. Chacun de ces sites nous a permis d'identifier des paléochenaux et de cerner le cadre géomorphologique dans lequel ces systèmes fluviaux se sont installés.

La plaine deltaïque de Petite Camargue est restée longtemps isolée des axes fluviaux majeurs. Circonscrite entre les Costières et le cordon des Sables, la formation de la plaine deltaïque s'est réalisée vers l'intérieur des terres. Le cordon des Sables aurait empêché les chenaux de rejoindre la Mer Méditerranée. Jusqu'à l'époque Romaine, cet espace a donc été bloqué par le cordon des Sables ce qui a créé, côté terre, un espace fluvio-lagunaire et palustre colmaté par les alluvions des fleuves côtiers ainsi que par les crevasses fluviales qui faute d'exutoire se perdaient dans cet espace.

L'étude de leur remplissage sédimentaire a permis de mieux cerner les interactions existantes entre l'abandon du chenal, l'existence de courants résiduels et l'influence des dynamiques côtières (position du rivage, évolution des passes...) sur le milieu de sédimentation et les écosystèmes à l'intérieur du bras mort fluvial. Enfin, la datation par le radiocarbone des chenaux actifs ou de leur avulsion a permis d'affiner le cadre paléogéographique de la Petite Camargue.

(2) Les systèmes d'embouchures construits par les chenaux rhodaniens révèlent une série de discontinuités sédimentaires inscrites dans le remplissage du golfe d'Aigues-Mortes (Figure 126). Les lobes pointus et symétriques du Rhône de Daladel et de Peccaïs sont imputables à des facteurs allocycliques (forçages anthropo-climatiques ?) et à la dynamique fluvio-deltaïque du Rhône de Saint-Ferreol (abandon du chenal, érosion du lobe...). Le lobe de Peccaïs atteint sa position maximale avant le XI^e s. A cette période, le réseau hydrographique change et le lobe de Saint-Ferreol est en érosion. Les processus fluviaux sont supplantés par la nette dominance du courant de dérive littorale.

Après la formation du lobe de Peccaïs, trois chenaux et trois lobes progradants vont se former successivement dans le paléogolfe d'Aigues-Mortes.

La dynamique littorale produit deux lobes déviés. Les embouchures sont progressivement déviées par le courant de dérive littorale provoquant alors l'allongement du profil en long des chenaux. À terme, la capacité à expulser le sédiments hors de l'embouchure a diminué (baisse du gradient hydraulique) ce qui a provoqué l'ensablement progressif des chenaux et un engorgement à l'embouchure. L'ensablement est probablement favorisé par un transit sédimentaire élevé en raison de l'érosion du lobe de Saint-Ferreol. On peut également évoquer le forçage du Petit Age Glaciaire qui accentue les effets de la dynamique côtière (vitesse de progradation plus rapide entre le XIV^e et le XVII^e s., ensablement des graus et des chenaux, formation de grandes dunes...). On suppose que des facteurs autocycliques ont influencé la formation des lobes déviés.

L'interprétation du lobe du Rhône Vif n'est pas discuté en terme de processus hydro-sédimentaire car il s'agit du chenal artificiel formé lors de l'avulsion provoquée du Rhône de Saint-Roman en 1532.

Depuis la fin des dynamiques fluviales dans le golfe d'Aigues-Mortes, le littoral s'est scindé en deux espaces. Face à l'embouchure abandonnée du Rhône Vif, l'érosion domine depuis 1650. Plus à l'ouest, le littoral a progradé grâce à la coalescence de cordons littoraux très allongés. Depuis la seconde moitié du XIX^e siècle, l'avancée de ce secteur s'effectue par une série de flèches littorales coalescentes qui se forment par

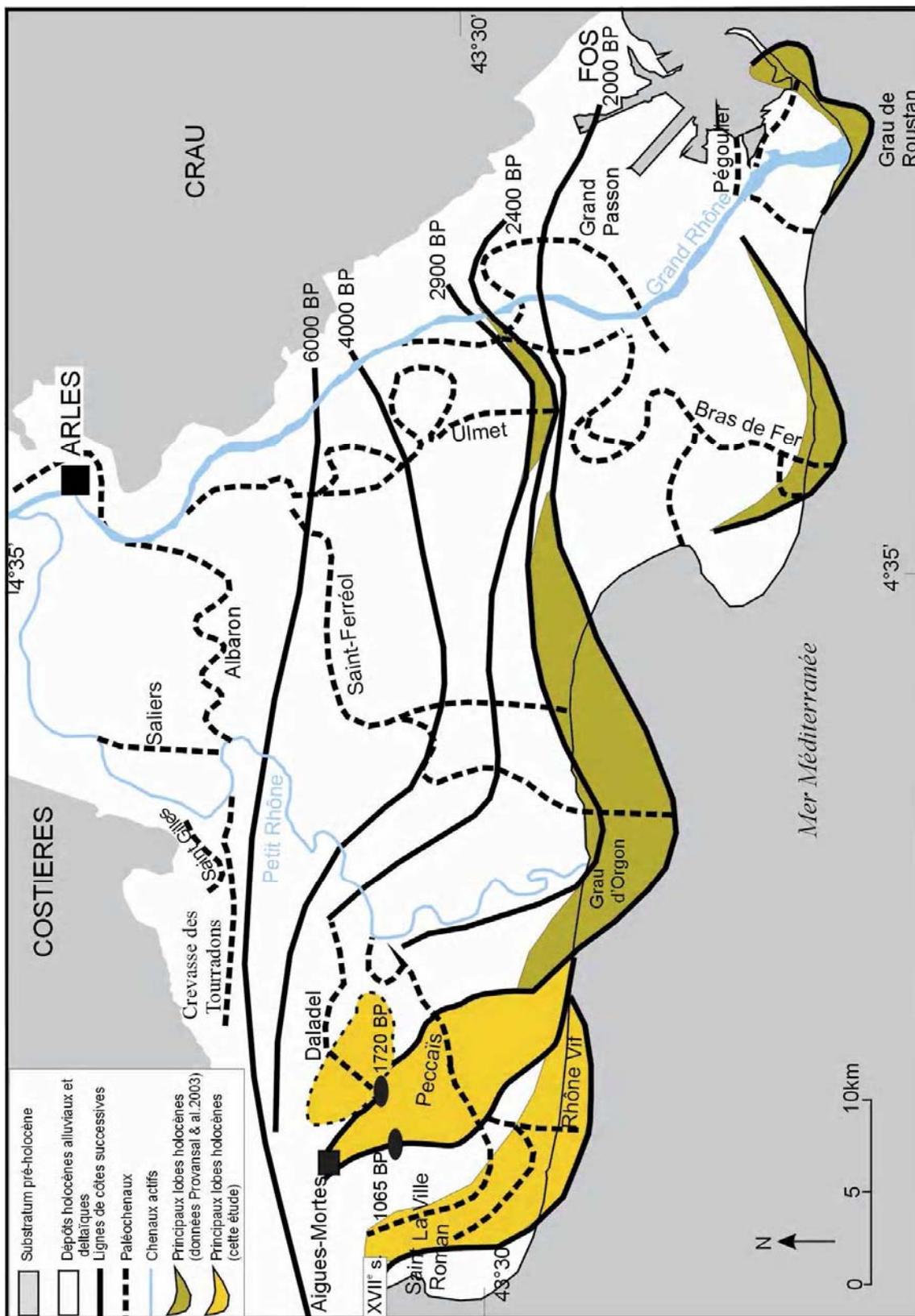


Figure 126. Principaux lobes progradients depuis 6000 ans (Rey, 2005).

m

l'érosion des plages situées en amont et bénéficient aussi de l'érosion des prodeltas fossiles du Petit Rhône et de Saint-Ferréol (Sabatier & al., 2005).

La variabilité des formes littorales et des tracés fluviaux permet de supposer qu'une cellule hydro-sédimentaire a existé à l'intérieur du paléogolfe d'Aigues-Mortes.

(3) Depuis le néolithique ancien à l'époque romaine, l'élévation du niveau marin et ses effets (recul des embouchures, baisse du gradient hydraulique...) ont conduit les chenaux rhodaniens à réajuster leur variable interne pour maintenir une compétence suffisamment élevée pour évacuer les débits. La montée du niveau de la mer aurait indirectement favorisée la création de brèches et de crevasses fluviales. En Petite Camargue, la présence des cordons littoraux fossiles a permis de maintenir un bassin fluvio-lagunaire à « l'abri » de la remontée du niveau marin. Par contre, cette élévation a probablement provoqué des ingressions lagunaires. Celles-ci ont été limitées par les apports fluviaux notamment entre les Costières et l'étang de l'Or où le prisme alluvial du Vidourle et du Vistre a progradé sur ces faciès lagunaires.

Dès l'époque romaine, les paramètres eustatiques ne semblent plus influencer la vitesse d'avancée des lobes deltaïques dans le golfe d'Aigues-Mortes. Tout comme la paléotopographie du toit des cailloutis pléistocènes, l'architecture stratigraphique du golfe d'Aigues-Mortes ne semble pas contrarier la vitesse de progradation des lobes deltaïques. Certaines crises détritiques reconnues dans le bassin versant rhodanien sont synchrones avec nos données. Mais nos résultats souffrent des effets de site, d'une résolution insuffisamment haute, et d'autre part, le milieu étudié est en partie conditionné par la cyclicité des lobes deltaïques qui contribue à masquer les contrôles externes.

(4) L'importance de la prise en compte des témoins archéologiques, voire historiques dans la reconstitution des paléoenvironnements holocènes a été démontrée. À chaque fois que cela a été possible, ces témoins ont permis de valider des scénarii paléogéographiques :

- Au cours de la protohistoire (VI^e-I^{er} s. av. J.-C.), une crevasse fluviale (des Tourradons) demeurait en eau en contre bas des Costières. Plusieurs fois réactivées par les crues du Rhône, la crevasse abandonnée a peut-être été utilisée par des allèges à fond plat qui circulaient sur le littoral intérieur pour rejoindre les ports marchands d'Espeyran et du Cailar. La présence d'un bassin fluvio-lagunaire entre l'étang de l'Or et Espeyran reste tout à fait probable étant donné la configuration du littoral à cette période.

- Avant le I^{er} s. ap. J.-C., aucun lobe deltaïque ne semble s'être développé dans le golfe d'Aigues-Mortes. En effet, les formations littorales de Daladel, de Peccais, de Listel et

de Figuerasse, apparaissent trop récentes pour avoir reçu des établissements antiques. Mais il faut aussi signaler l'instabilité des flèches d'embouchure qui progradent rapidement depuis l'époque Romaine. Par contre, la stabilité du cordon des Sables apparaît suffisamment favorable à une occupation du sol.

Les interrogations demeurent nombreuses : pourquoi l'occupation du cordon des Sables fut-elle aussi tardive et brève ? Quelles sont les causes d'une désertion de l'espace littoral de l'Antiquité tardive jusqu'à l'édification de la cité médiévale d'Aigues-Mortes ? Outre les facteurs environnementaux, il ne fait nul doute que les évolutions socio-politiques et culturelles ont eu un impact considérable sur la répartition géographique des populations.

Ces résultats ne constituent qu'une première étape des reconstitutions paléoenvironnementales que nous pouvons proposer. Dans chacun des sites étudiés, de nouvelles investigations devraient nous permettre d'affiner la chronologie des événements et préciser la part des contrôles internes et externes dans la formation des lobes deltaïques :

- Les corrélations stratigraphiques réalisées sur l'évolution de la plaine deltaïque entre les Costières et le cordon des Sables reposent sur neuf sondages. Il apparaît essentiel de multiplier les sondages carottés pour améliorer la résolution, tout comme pour obtenir des transitions plus fines entre les faciès lagunaires et fluviales ainsi qu'une délimitation géométrique plus fine des sections transversales des anciens lits fluviaux.
- Les modalités de remplissage sédimentaire des chenaux reposent sur un corpus de données qui demandent plus de points de sondages pour mieux appréhender l'évolution des milieux de sédimentation à l'intérieur du chenal et les interactions existantes avec la dynamique côtière.
- Les anciens cordons littoraux constituent une source indéniable d'information sur les processus hydro-sédimentaires qui ont pu prévaloir lors de leur mise en place. Elaborer une nouvelle approche méthodologique par l'exoscopie des grains de quartz pourrait constituer une prochaine étape de recherche passionnante pour cerner les dynamiques de transport et de dépôt des sables. La différenciation des cordons par cette méthode pourra peut-être contribuer à faire la part des processus et éventuellement des forçages ?

Ce travail a tenté de reconstituer l'évolution des paléoenvironnements fluvio-deltaïques holocènes en Petite Camargue et de cerner l'origine de ces changements. La vision synthétique de l'évolution de la plaine deltaïque et les conclusions auxquelles nous sommes parvenus se situent dans le prolongement des travaux réalisés en

Camargue et une première approche des relations entre les changements paléoenvironnementaux, l'occupation humaine et les forçages internes et externes à l'Holocène. Elles nous conduisent à de nouvelles interrogations et nous montrent l'ampleur du travail de recherche qu'il reste encore à accomplir dans ce domaine.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER T., 1985, Storm depositional systems. *Earth Science*, vol. 3, pp. 1-174.
- ALBARIC A., 1973. *Aigues-Mortes*, éd. Du Vent Large, 81 p.
- ALBARIC A., 1995. *Aigues-Mortes*, éd. Du Vent Large, 63 p.
- ALEXIS S., AMOROS C., CHIROUZE J.P., GUILHAUDIN P. & ROUX A.L., 2001. *Le Rhône : histoire d'une évolution, du développement industriel au "réaménagement durable"*. Actes du Colloque Lyon Fleuves 2001 "Scientifiques et décideurs. Agir ensemble pour une gestion durable des systèmes fluviaux", Agence de l'Eau RMC, Lyon, Juin 2001.
- ALLEN G.P. & MERCIER F., 1987. Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, pp. 1247-1269.
- ALOISI J.C., MONACO A., THOMMERET J. & THOMMERET Y., 1974. Interprétation paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le quaternaire récent. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 16, 5.
- ALOISI J.C., MONACO A., THOMMERET J. & THOMMERET Y., 1978. The Holocene transgression in the golfe of Lion (southwestern France) : paleogeographic and paleobotanic evolution, *Geogr. Phys. et Quat.*, 32, n°2, pp. 145-162.
- ALOISI J.C., 1986. *Sur un modèle de sédimentation deltaïque, contribution à la connaissance des marges passives*. Thèse d'Etat, Université de Perpignan, 162 p.
- ALOISI J.C., 2001. Sea-level variations on the French Mediterranean margin during the Holocene. *Palaeoclimate Research*, n°21, pp. 99-121.
- AMBERT M., BOMPAIRE M. & LANDES Ch., 1986. *Les étangs à l'époque médiévale d'Aigues-Mortes à Maguelone*, Musée Archéologique de Lattes, 172 p.
- AMBERT M., 1992. L'évolution récente de la ligne de rivage de Sète à la Petite Camargue. In : *Le Languedoc, le Roussillon et la mer*. Actes du colloque de Sète, juin 1990. Paris ; Ed. L'Harmattan, pp. 36-55.

- AMBERT P., 1994. *L'évolution géomorphologique du Languedoc Central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux-Piémont languedocien)*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France, 210 pp.
- ANTONELLI C. 2002. *Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval*. Thèse Université Aix-Marseille I, 274 p.
- ANTONELLI C. & PROVANSAL M., 2002. Characterisation and assessment of sand fluxes in the lower Rhone River, France. Colloque "River Flow 2002", 4-6 septembre, Louvain-la-Neuve, Belgique.
- ANTONELLI C., PROVANSAL M. & VELLA C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône river, France. *Geomorphology*, 57, pp. 385-402.
- ARCHAMBAULT-GUEZOU J., BAZILE F. & L'HOMER A., 1980. Revue des datations ¹⁴C obtenues sur les cordons de la région d'Aigues-Mortes. Apport des études de tests de Lamellibranches par microscopie analytique à l'interprétation des mesures radiocarbone. 8^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Marseille, *Soc. Géol. Fr*; Ed. Paris, 12 p.
- ARCHAMBAULT-GUEZOU J., 1982. Apports de l'analyse paléoécologique à l'interprétation historique des cordons littoraux holocènes de la région d'Aigues-Mortes (Gard, France). *Géologie méditerranéenne*, T.IX, n°2, pp. 69-88.
- ARNAL J., ARNAL H. & PRADES H., 1975. L'implantation de Terramares ou ports lagunaires sur la rive nord de l'étang de Mauguio, Hérault. In : Laville H., et Renault-Miskovsky J., (Dir.), *Approche écologique de l'homme fossile*, Colloque de Montpellier 1975, Supplément au Bulletin AFEQ, 1977, n°47, p. 337-382. 2 fig.
- ARNAL H., 1984. Carte pédologique de la France à 1/100 000. Feuille de Montpellier. INRA).
- ARNAUD-FASSETTA G., 1998. *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse nouveau régime de Géographie Physique, Aix-Marseille I, 329 p.
- ARNAUD-FASSETTA G. & PROVANSAL M., 1999: High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (AD 1586–1725) in the Rhône Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin. In: Garnier, J. and Mouchel, J.-M. (ed.): *Man and River Systems. The Functioning of River Systems at the Basin Scale*. Developments in Hydrobiology 146. Reprinted from *Hydrobiologia*, 410, pp. 241–250.

- 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., 2002. Geomorphological records of a « flood-dominated regime » in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the 2nd century AD. What correlations with the catchment palaeohydrology ?, *Geodinamica Acta*, 15, pp. 79-92.
- ARNAUD-FASSETTA G., 2003. River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age : geomorphological adjustment to hydrodynamic change and natural resource management, *Catena* 51, pp. 141-172.
- ARNAUD-FASSETTA G., QUISSERNE D. & ANTONELLI C., 2003. Downstream grain-size distribution of superficial bed material and its hydro-geomorphological significance in a large and regulated river : The Rhône River in its delta area (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, pp. 33-50.
- ARNAUD-FASSETTA G., 2004. The upper Rhône delta sedimentary record in the Arles-Piton core : analysis of delta-plain subenvironments, avulsion frequency, aggradation rate and origin of sediment field. *Geografiska Annaler*, 86 A (4), pp. 367-383.
- ARNAUD-FASSETTA G., BRUNETON H., BERGER J.F., BEAUDOIN C., BOES X. & PROVANSAL M., 2005. A 8000 yr record of paleohydrology and environmental change in fluvial sediments from Arles-Piton core, upper Rhône Delta, France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49/4, pp. 455-484.
- ARNOUX-CHIAVASSA S., REY V. & FRAUNIE P., 2003. Modelling 3-D Rhône River plume using a higher order advection scheme. *Oceanol. Acta*, 26, pp. 299-309.
- ARTHAUD F., OGIER M. & SEGURET M., 1980. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. du B.R.G.M.*, 1, 3, pp. 175-193.
- ASTRADE L. & BRAVARD J.P., 1999. Energy gradient and geomorphological processes along a river influenced by neotectonics (the Saône river, France), *Geodinamica Acta*, 12, 1, pp. 1-10.
- AUSSEIL-BADIE J., BARUSSEAU J.P., DESCAMPS C., DIOP E.H.S., GIRESSE P. & PAZDUR M.F., 1991. Holocene deltaic sequence in the Saloum Estuary, Senegal. *Quaternary Research*, 36, pp. 178-194.
- BARD E., ARNOLD M., FAIRBANKS R.G. & HARMELIN B., 1993. ²³⁶Th ²³⁴U ¹⁴C ages obtained from mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, 35, pp. 191-199.

- BARRUOL G. & PY M., 1978. Recherches récentes sur la ville antique d'Espeyran, à Saint Gilles du Gard. *Revue archéologique de la Narbonnaise*, 11, pp. 19-100.
- BARRUOL G. & RAYNAUD C., 2002. Magalona (Maguelone), in *Les agglomérations gallo-romaines en Languedoc-Roussillon*, J.-L. Fiches dir., vol. 1, pp. 506-518.
- BARUSSEAU J.P., BÄ M., DESCAMPS C., DIOP E.H.S., GIRESSSE P. & SAOS J.-L., 1995. Coastal evolution in Senegal and Mauritania at 10^3 , 10^2 and 10-year scales ; natural and human records. *Quatern. Int.*, 29-30, pp. 61-75.
- BARUSSEAU J.P., AKOUANGO E., BÄ M., DESCAMPS C & GOLF A., 1996. Evidence for short term retreat of the barrier shorelines, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15, pp. 763-771.
- BATS M., 1992. Marseille, les colonies massaliètes et les relais indigènes dans le trafic le long du littoral méditerranéen gaulois (VI^e-I^{er} s. J.-C.), *Marseille grecque et la Gaule*, Etudes Massaliètes, pp. 263-278.
- BAZILE F. & ROBERT-BAZILE E., 1974. Premier point de datation absolue sur les formations littorales récentes du golfe d'Aigues-Mortes. *Bull. soc. Ét. Sci. Nat. Nîmes*, 54, pp. 67-69.
- BAZILE F., 1974. Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux récents du golfe d'Aigues-Mortes. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, fascicule 3-4, t. 8, pp. 199-206.
- BAZILE F., 1976. Sur la présence d'un niveau littoral Würm récent (Würm III) dans la région d'Aigues-Mortes (Gard). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 282, série D, pp. 1149-1150.
- BEAUDOIN C., SUC J.-P., CMABON G., TOUZANI A., GIRESSSE P., PONT D., ALOISI J.-C., MARSEET T., COCHONAT P., DUZER D. & FERRIER J., 2005. Present-day deposition in the Grand Rhone prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 21 (2), pp. 292-306.
- BECK U., 1995. *Ecological politics in an Age of Risk*. Cambridge : Polity Press.
- BELLOTTI P., CHIOCCI F.L., MILLI S., TORTORA P. & VALERI P., 1994. Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber Delta : integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data. *J. Sediment. Res.* B64, pp. 416-432.

- BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTA S., GARZANTI E., PUGLIESE F. & VALERI P., 2004. Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany), *Geomorphology*, 61, pp. 71-90.
- BERENDSEN H.J.A. & STOUTHAMER E., 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, pp. 311-335.
- BERGER J.-F. & JUNG C., 1996. Fonction, évolution et « taphonomie » des parcelles en moyenne vallée du Rhône. Un exemple d'approche intégrée en archéomorphologie et en géoarchéologie dans *Archéologie des parcelles*. Colloque organisé par AGER et Archea, Orléans, mars 1996. Actes des journées du programme Populus, pp. 95-112.
- BERGER J.-F., FICHES J.L. & GAZENBEEK M., 2002. Origin of fluvial fluctuations of the river Vidourle and their effect on the organization and evolution of the site of Ambrussum (Hérault, France) between the Iron Age and late Antiquity, In : E. Fouache (Ed.), International Conference, *The Mediterranean World Environment and History*, Université Paris-1, Panthéon-Sorbonne, 24-26 avril 2002, Working Group on Geoarchaeology, Elsevier, pp. 77-108.
- BERGER J.-F., FAVORY F., MUXART T., TOURNEUX F.-P. & VAN DER LEEUW S., 2003. Identifier, analyser et évaluer les dynamiques d'interactions entre les sociétés et leurs environnements, In : C. Lévêque, S.E. Van der Leeuw (Eds.), *Quelles natures voulons-nous ? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement*, Elsevier, Paris, 2003, pp. 146-184.
- BERGER J.-F., FICHES J.L. & GAZENBEEK M., 2004. La gestion du risque fluvial à Ambrussum durant l'Antiquité par les riverains du Vidourle. In : *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture*, pp. 419-435.
- BERGER J.-F. & BROCHIER J.-L., sous presse. Les apports de la géoarchéologie à la connaissance des paysages et des climats de l'époque médiévale en moyenne vallée du Rhône. In: O. Maufras (Ed.), *Habitats, nécropoles et paysages dans la moyenne et basse vallée du Rhône (VIIe-XVe s.) : contributions des travaux archéologiques sur le tracé du TGV Méditerranée à l'étude des sociétés rurales médiévales*, *Documents d'Archéologie française*, 49 p., 12 fig., 4 tabl.
- BERNE S., LERICOLAIS G., MARSSET T., BOURILLET J.F. & DE BATIST M., 1998. Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces : examples from tide and wave dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (4), pp. 540-555.

- BERNE S., CARRE D., LOUBRIEU B., MAZE J.P. & NORMAND A., 2002. *Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion*. IFREMER (4 bathymetric maps at the 1/100000 scale). Vol. 1, 48 p.
- BERTRAND C., 2004. Les derniers 1000 ans, *C. R. Geoscience*, 336, pp. 741–750.
- BERTRAND J.P. & L'HOMER A., 1974. Complexité de la sédimentation récente et actuelle du delta du Rhône et de la côte méditerranéenne française (projet galion), Frascati, pp. 121-133.
- BETHEMONT J., 1972. *Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Saint-Étienne, 642 p.
- BHATTACHARYA J.-P. & WALKER R.G. 1992. Deltas. In: *Facies Models: Response to Sea-Level Change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 157–177. Geological Association of Canada, St Johns.
- BHATTACHARYA J.-P. & GIOSAN L., 2003. Wave-influenced deltas : geomorphological implications for facies reconstruction, *Sedimentology*, 50, pp.187-210.
- BLANC J.J., 1977. *Recherches de sédimentologie appliquée au littoral rocheux de Provence. Aménagement et protection*. Centre national pour l'Exploitation des Océans édit.: pp. 1-164 + 32 pl. h.t.
- BLANCHEMANCHE P., 2002. Dynamique naturelle et maîtrise des eaux d'un territoire lagunaire : l'exemple de la plaine de Lattes (Hérault) au cours du Petit Age Glaciaire, Colloque « *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest* », Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000, Richard H. et Vignot A. (Dir.). Besançon : Presses Universitaires Franc-Comtoises, pp. 305-313.
- BLANCHEMANCHE P., BERGER J.F., CHABAL L., JORDA C., JUNG C. & RAYNAUD C., 2003a. Le littoral languedocien durant l'Holocène : milieu et peuplement entre Lez et Vidourle (Hérault, Gard), in : F-D. Vivien J., Burnouf B. Villalba et Muxart T. (dir.). *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*, Bilan du Programme PEVS/SEDD, Elsevier, Coll. Environnement. pp. 79-92.
- BLANCHEMANCHE P., CHABAL L., JORDA C. & JUNG C., 2003b. Le delta du Lez dans tous ses états : quels langages pour quel dialogue ? In : Burnouf J., Leveau P. (Dir.). *Les fleuves aussi ont une histoire (2) : pratiques sociales et hydrosystèmes fluviaux, lacustres et palustres des sociétés pré-industrielles*, Colloque PEVS-SEDD du CNRS, 8-10 avril 2002. Aix-en-Provence, Ed. Errance, Paris.

- BLATT H., MIDDLETON G.V. & MURRAY R., 1980. *Origin of sedimentary rocks* (Second edition). Prentice-Hall, New Jersey, 782 p.
- BLUM M.D & TORNQUIST T.E, 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward, *Sedimentology*, 47 (suppl. 1), pp. 2-48.
- BOOTHROYD J.C., FRIEDRICH N.E. & MC GINN S.R., 1985. Geology of microtidal coastal lagoons : Rhode Island. *Marine Geology*, 63, pp. 35-76.
- BOURIN-DERRUAU M., LE BLEVEC D., RAYNAUD CL. & SCHNEIDER L., 2001. Le littoral languedocien au Moyen Âge. In : *Castrum 7, Zones côtières et plaines littorales dans le monde méditerranéen au Moyen Âge: défense, peuplement, mise en valeur*. Rome, 23-26 octobre, Ecole Française de Rome, Casa de Velazquez, Rome-Madrid, pp. 345-423.
- BOUTEYRE M., TONI C., CHANTE R. & GREBOUVAL G., 1970. Rapport Camargue : Étude hydrogéologique , pédologique et de salinité. D.D.A et C.N.A du Bas-Rhône et du Languedoc-Arles. 4 volumes, 262 p. D.D.A et C.N.A du Bas-Rhône et du Languedoc-Arles. Rapport en plusieurs volumes.
- BOUTEYRE G. & DUCLOS G., 1994. Carte pédologique de la France à 1/100 000. Feuille de Arles. INRA).
- BOYER J., DUVAIL C. & LE STRAT P., 2003. *Le delta du Rhône : géodynamique postglaciaire*. Rapport BRGM/RP-52179-FR, 99 p.
- BOYER J., DUVAIL C., LE STRAT P., GENSOUS B. & TESSON M., 2005. High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during postglacial time from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, pp. 267-298.
- BRAVARD J.-P, 1983. Les sédiments fins de la plaine d'inondation de la vallée du Haut Rhône ? *Revue de Géographie Alpine*, Vol. 71, 4, pp. 363-379.
- BRAVARD J.-P., AMOROS C. & JACQUET C., 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, pp. 43-55.
- BRAVARD J.-P., 1987. *Le Rhône du Léman à Lyon*. La Manufacture (ed.), Lyon, 451 p.
- BRAVARD J.-P., 1989. La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Age et à l'époque Moderne. *Revue de Géographie de Liège*, 25, pp. 145-157.

- BRAVARD J.-P., 1994. L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. *Revue de géographie de Lyon*, 69, 1, pp. 5-10.
- BRAVARD J.-P., 1995. Géoarchéologie des vallées du Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire. In : Bravard J.-P. & Prestreau M. (éd.) : *Dynamique du Paysage - Entretiens de Géoarchéologie*. Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes. Lyon, 15, pp. 129–150.
- BRAVARD J.-P. & PETIT F., 1997. *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*. Ed. Armand Colin, Paris, 215 p.
- BRAVARD J.-P., VEROT-BOURRELY A., FRANC O. & ARLAUD C., 1997. Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le Tardiglaciaire. In: Bravard, J.-P. and Prestreau, D. (ed.): *Dynamique du Paysage-Entretiens de Géoarchéologie*. Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes. Lyon. pp. 177–201.
- BRAVARD J.-P. & SALVADOR P.-G., 1999. Géomorphologie et sédimentologie des plaines alluviales. In : J.-P. Bravard, C. Cammas, P. Nehlig, P. Poupet, P.-G. Salvador & J. Wattez (eds) : *La géologie, les sciences de la terre*. Paris, pp. 57-92.
- BRAVARD J.-P. & PEIRY J.-L., 1999. The CM pattern as a tool for the classific action of alluvial units and floodplains along the river continuum In : MARRIOTS S., ALEXANDER J. & HEYR (Eds) : *Floodplains : interdisciplinary Approaches*, Geological Society, London, Special Publications, 163, pp. 259-268.
- BRISTOW C.S., SKELLY R.L. & ETHRIDGE F.G., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska : effect of base-level rise. *Sedimentology*, 46, pp. 1029-1047.
- BRUNETON H., 1999. *Évolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique : les plaines d'Arles à l'interface entre le massif des Alpilles et le Rhône*. Thèse nouveau régime de Géographie Physique, Aix-Marseille I, 363 p.
- BRUNETON H., MIRAMONT C. & ANDRIEU-PONEL V., 2000. Deux enregistrements morphosédimentaires des rythmes climatiques en domaine méditerranéen du Tardiglaciaire à l'Atlantique (bassin du Saignon, Alpes du Sud, Marais des Baux, Basse Provence). *Quaternaire*, vol. 12, n°1-2, pp. 109-125.
- BRUNETON H., ARNAUD-FASSETTA G., PROVANSAL M. & SISTACH D., 2001. Geomorphological evidences for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena*, 45 : pp. 287–312.

- BRUNETON H., PROVANSAL M., DEVILLERS B., JORDA Vh., OLLIVIER V., MIRAMONT C., BLANCHEMANCHE Ph., BERGER J.F., LEVEAU Ph., 2002. Relations entre paléohydrologie et morphogénèse holocènes des petits et moyens bassins-versants en basses Provence et Languedoc oriental. In : J.-P. BRAVARD et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp 259-268.
- BRUZZI C., & PROVANSAL M. 1996. Impacts morphosédimentaires des tempêtes sur les côtes de Provence. *Quaternaire*, Vol. 7, n°2-3, pp. 129-137.
- BRUZZI C., 1998. *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône*, Thèse de doctorat en Géographie Physique, Université de Provence, Aix-en-Provence, 325 p.
- BRUZZI C., 1999. Tempêtes morphogènes et ouvrages de défense côtière : le cas du littoral oriental du delta du Rhône, *Revue de Géographie de Lyon*, Vol. 74, n°1, pp. 27-33.
- BRYANT E., 1982. Behavior of grain size changes on reflective and dissipative foreshores, Broken Bay, Australia. *J. Sed. Petrol.*, 52, pp. 431-450.
- BUROT V, 1998. *Dynamique fluviale et occupation humaine en Camargue*, Mémoire de DESS Université de Bourgogne, 59 p.
- CABOT J., 1991. *Anciens ports et moulins de Petite Camargue « Aspects d'une civilisation de l'eau »*. Les Presses du Languedoc, 123 p.
- CALVET M., SERRAT P., LEMARTINEL B. & MARICHAL R., 2002. Les cours d'eau des Pyrénées orientales depuis 15000 ans. Etat des connaissances et perspectives de recherche. In : J.-P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp. 279-295.
- CAMBON G., SUC J.-P., ALOISI J.-C., GIRESSE P., MONACO A., TOUZANI A., DUZER D. & FERRIER J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana*, 36, pp. 105-113.
- CAMPY M. & MACAIRE J.-J., 2003. *Géologie de la surface – érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, Dunod.
- CAMUFFO D., & ENZI S., 1994. Cambiamenti climatici negli ultimi 2000 anni. *Il Quaternario*, 7, pp. 257-286.

- CARCAUD N., GARCIN M., VISET 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 : J.-P. BRAVARD et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp 71-84.
- CARITEY C., 1995. *L'évolution de l'embouchure du Rhône du milieu du XII^e à la fin du XIX^e s. Relations avec le régime du fleuve*. Maîtrise Université d'Aix-Marseille I, 100 p.
- CARRIO, 1998. *Contribution à l'étude dynamo-sédimentaire du delta rhodanien et du processus d'émergence de la plaine deltaïque associée (exemple de la Palissade, Camargue, France)*, Thèse de l'Université Aix-Marseille I, 359 p.
- CASSINI, 1777-1778. *Carte générale de la France, dite de Cassini*, au 1/86400, 1778, planche n°92, dite de Montpellier.
- CAVALIER J., 1648. Carte du diocèse de Montpellier.
- CAVERO J., 2005. *Géographie de l'occupation pré et protohistorique des gisements lagunaires de l'étang de Mauguio*. Master II, Université Paul Valéry Montpellier III, 60 p.
- CLIFTON H.E., 1976. Wave-formed sedimentary structures – a conceptual model. In : *Beach and nearshore sedimentation* (Ed. by R.A. Davis Jr and R.M. Ethington), pp. 126-148. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 24, Tulsa.
- COJAN I. & RENARD M., 1997. *Sédimentologie*, Masson, 418 p.
- COLEMAN J.M. & GAGLIANO S.M., 1964. Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 14, pp. 67-80.
- COLEMAN J.M & WRIGHT L.D., 1975. Modern river deltas : variability of processes and sand bodies. In M.L. Broussard (ed.), *Deltas*, pp. 99-150. Houston Geol. Soc.
- COLLECTIF CAMARGUE., 1970. Étude hydrogéologique, pédologique et de salinité. D.D.A. et C.N.A. du Bas-Rhône et du Languedoc-Arles. Rapport en quatre volumes.
- COLLELA A. & PRIOR D.B. (Eds), 1990. *Coarse grained deltas*. Int. Asso. Sedimentol. Spec. Publ., 10, 357 p.
- COMBES J., 1951. Les donations à la réparation du port d'Aigues-Mortes, *Mélanges L. Halphen*, Paris, P.U.F., pp. 125-129.

- CONGXIAN L. & PING W., 1991. Stratigraphy of the late quaternary barrier-lagoon depositional systems along the coast of China. *Sedimentary Geology*, 72(3-4): pp. 189-200.
- COOPER J.A.G., 2001. Geomorphological variability among microtidal estuaries from wave-dominated South Africa coasts. *Geomorphology*, 40, pp. 99-122.
- CUBIZOLLE H & GEORGES V. avec la collaboration de ARGANT J. & PETIT F. , 2002. Evolutions morphosédimentaires des plaines alluviales de la Loire et de ses affluents dans le bassin du Forez (Massif central français) depuis la fin du Würm. In : J.-P. BRAVARD et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp 63-70.
- CURRAY J.R. & TANNER W.F., 1996. Origin of beach ridges ; discussion and reply. *Marine Geology*, 136, pp. 121-130.
- DAHL S.O., 2003. The « Little Ice Age » – only temperature ? *The Holocene*, 13, pp. 171–177.
- DAVIS R.A., JR. 1994. Barrier island systems- a geologic overview. pp. 1-46. In : Davis, R.A. (eds.), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York.
- DE LISLE G., 1715. Carte de Provence et des terres adjacentes.
- DEMARCO H. & WALD L., 1984. La dynamique superficielle du panache du Rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire, *Oceanologica Acta*, 72, pp. 159-162.
- DENIZOT G., 1959. Le rivage de Provence et Languedoc au temps des Ligures. *Revue d'Études Ligures*, n°1-2, pp. 23-86.
- DESCROIX L. & GAUTIER E., 2002. Water erosion in the southern French Alps : climatic and human mechanisms. *Catena* 50 (1), pp. 53-80.
- DOE T.W. & DOTT R.H.JR., 1980. Genetic significance of deformed cross-bedding – with examples from Weber and Navajo Sand-stones of Utah. *J. sedim. Petrol.*, 50, pp. 793-812.
- DOE T.W. & DOTT R.H.JR., 1982. Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 93, pp. 663-680.

- DOUGHERTY A.J., FITZGERALD D.M. & BUYNEVICH I.V., 2004. Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Mar. Geol.*, 210, pp. 123–134.
- DROZ L., KERGOAT R., COCHONAT P. & BERNÉ S., 2001. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, 176, pp. 23-37.
- DUBAR M. & ANTHONY E.J., 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, 43, pp. 329-343.
- DUBOUL-RAZAVET C., 1956. *Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône*. Thèse Sc. Nat. Paris, éd. Mémoire de la société géologique de France, n°76, 234 p.
- DUMAS E. 1875. Statistique géologique, minéralogique et paléontologique du département du Gard. Paris : Bertrant édit., vol. 1 : 1875, 284 p. ; vol.2 : 735 p., 46 fig., 9 pl. ; vol. 3 : 1877, 518 p., 32 fig., 5 cartes h.t.
- DURAND-DASTÈS F., FAVORY F., FICHES J.-L., MATHIAN H., PUMAIN D., RAYNAUD CL., SANDER L. & VAN DER LEEW S. – ARCHEOMEDES. 1998. *Des oppida aux métropoles. Archéologues et géographes en vallée du Rhône*. Coll. Villes, Paris : Anthropos.
- EL HMAIDI A., 1993. *Unités sédimentaires et paléoenvironnements du Quaternaire terminal sur la marge rhodanienne (Golfe du Lion, France)*. Thèse, Université de Perpignan.
- EVIN J. & OBERLIN C., 2001. Les développements récents en datation par le radiocarbone pour l'archéologie dans *Datation*, XXIe Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes sous la direction de J-N. Barrandon, P. Guilbert, V. Michel, Ed; APDCA, Antibes, pp. 93-111.
- FAIRBANKS R.G., 1989. A 17000 year glacio-eustatic sea-level record : influence of glacial melting rates on the younger Dryas even deep-ocean circulation. *Nature*, 342, pp. 637-642.
- FARELL F.M., 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan, *Sedimentary Geology*, 139, 93-150.
- FISHER W.L., BROWN L.F., SCOTT A.J. & MCGOWEN J.H., 1969. *Delta systems in the exploration for oil and gas* : Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin, 78 p.

- FITZGERALD D.M., 1982. Sediment by-passing at mixed. energy tidal inlets. Proceedings 18th Coastal. Engineering Conference, ASCE, pp. 1094-1118.
- FITZGERALD D.M. & PENDLETON E., 2002. Inlet Formation and Evolution of the Sediment Bypassing System: New Inlet, Cape Cod, Massachusetts, *Journal of Coastal Research*, 36, pp. 290-299.
- FLORENÇON P., 1983. *Occupation du sol et églises rurales entre Rhône et Vidourle pendant l'Antiquité tardive*, Maîtrise Université Montpellier III.
- FLORENÇON P., 1996. *Aigues-Mortes et la Méditerranée, recherches sur le port et choix de documents*. Caisse nationale des monuments historiques, 2 volumes.
- FOLK R.L. & WARD W.C., 1957. Brazos river bar : a study of significance of grain size parameters. *Journ. Sedim. Petrol.*, 27, pp. 3-26.
- FRAZIER D.E. & OSANIK A., 1969. Recent peat deposits – Louisiana coastal plain. In Dapples and Hopkins (Eds), *Environments of Coal Deposition*, Geological Society of America Special paper, 114, pp. 63-86.
- FRUGET J.F., 1992. Ecology of the Lower Rhône following 200 years of human influence : a review. *Regulated Rivers* 7 (3), pp. 233-246.
- FRUGET J.F. & MICHELOT J.L., 1997. Dérives écologiques et gestion du milieu fluvial rhodanien. *Revue de Géographie de Lyon*, 72 (1), 35-48.
- FRUGET J.F., 2003. Changements environnementaux, dérives écologiques et perspectives de restauration du Rhône français : bilan de 200 ans d'influences anthropiques. *VertigO – La revue en sciences de l'environnement*, vol. 4, n°3, pp. 1-17.
- GALLET DE SANTERRE H., 1961. Recherches et trouvailles fortuites sous-marines faites le long du rivage languedocien et roussillonnais, *Actes du IIe Congrès International d'archéologie sous-marine*, Bordighera, pp. 199-218.
- GALLOWAY W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed. M.L. Broussard), pp. 87–98. Houston Geological Society.
- GALLOWAY W.E. & HOBDAK D.K., 1983. *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer-Verlag, Berlin, 423 p.
- GAUTIER H., 1697. Carte des chemins royaux des Cévennes et du Vivarais.

- GENSOUS B., TESSON M. & ARNOLD M., 1993. Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (France) : confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, pp. 803-810.
- GENSOUS B. & TESSON M., 1997. Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne : organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 325, pp. 695-701.
- GENSOUS B. & TESSON M., 2003. L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion) ; *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 174, n°4, pp. 401-419.
- GLENN J. L. & DAHL A. R., 1959. Characteristics and distribution of some Missouri River deposits. *Prov. Iowa Acad. Sci.*, 66, pp. 302-311.
- GOGGIN D.J., CHANDLER M.A., KOCUREK G. & LAKE L.W., 1992. Permeability transects of eolian sands and their use in generating random permeability fields. *SPE Formation Eval* 7, pp. 7-16.
- GOLDSMITH V., 1985. Coastal Dunes. In: (R.A. Davis, Jr. Ed.) *Coastal Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag.
- GRESLOU M., 1984. *Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côte de la Méditerranée de la frontière espagnole à la frontière italienne. Partie B : de Sète à Marseille*. Collection Direction des études et Recherches d'EDF, Eyrolles, pp. 106-187.
- GRILLAS P., GAUTHIER P., YAVERCOVSKI N. & PERENNOU C., 2004. *Les mares temporaires méditerranéennes*, 2 vol., Station biologique de la Tour du Valat, 119 + 128 p.
- GROVE J.M., 1988. *The Little Ice Age*, Methuen, London, 498 p.
- GUELORGET O. & PERTHUISOT J.P., 1983. *Le domaine paraliq. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement*. Travaux du Laboratoire de Géologie, n°16. Presse de l'Ecole Normale Supérieure, Paris, 137 p.
- GUILCHER A., 1981. Lacs de plaines littorales et particulièrement de deltas, leurs origines et l'évolution de leurs contours. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, Tome 15 - Fascicule 1-2- Montpellier, pp. 11-17.
- GUTHERZ X. & PY M., 1976. Note sur l'habitat protohistorique de Port-Vielh à Aigues-Mortes (Gard). *Revue Archéologique de Narbonnaise*, 9, 1976, pp. 191-201.

- GUTHERZ X., 1985. Les Gisements lagunaires au Néolithique. In : *L'occupation des rivages de l'étang de Mauquo (Hérault) au Bronze final et au Premier Age du Fer*. ARALO, Cahier n°13, Caveirac, pp. 85-98.
- GUY M., 1973. La complexité de la sédimentation holocène dans le delta du Rhône. *Revue de photo interprétation*, 73-1, 6-7-8, pp. 35-47.
- HAMILTON N.T.M. & COLLINS L.B., 1998. Placer formation in a Holocene barrier system, southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 14, pp. 240–255.
- HART B.S. & LONG B.F., 1992. A river mouth submarine channel and failure complex, Fraser Delta, Canada, *Sedimentary Geol.*, 81, 1-2, pp. 73-87.
- HAYES M.O. & MILES O., 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier islands : from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, pp. 1 – 28.
- HAYES M.O., 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, 26, pp. 139-156.
- HERON Jr, DUNCAN S., MOSLOW T.F., BERELSON W.M., HERBERT J.R., STEELE III G.A & SUSMAN K.R., 1984. Holocene sedimentation of a wave-dominated barrier-island shoreline : Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology*, 60, pp. 77-93.
- HOMEWOOD P.W., MAURIAUD P. & LAFONT T F., 1999. *Best practices in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers* [Vade-mecum de Stratigraphie Séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir]. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mem. 25, 81 p.
- HORI K., SAITO Y., ZHAO Q.H. & WANG P.X., 2002. Evolution of the coastal depositional systems of the Changjian (Yangtze) River in response to late pleistocene-holocene sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6), pp. 884-897.
- HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D.J., NOGUER M., VAN DER LINDEN P.J., DAI X., MASKELL K. & JOHNSON C.A. (Eds.), IPCC, 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 881 p.
- HOWARD J. D., FREY R. W. & REINECK H. E., 1972a. Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A. : Sedimentology and Biology, Introduction. *Senckenbergiana Maritima*, 4, pp. 3-14.

- HOWARD J. D. & REINECK H. E., 1972b. Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: Sedimentology and Biology. IV Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. *Senckenbergiana Maritima*, 4, pp. 81-123.
- HOYT J.H., 1967. Barrier island formation. *Geological Society of America Bulletin*, 78, pp. 1125–1136.
- HUGHES M.K. & DIAZ H.F., 1994. Was there a “medieval warm period” and, if so, where and when ? *Clim. Change*, 26, pp. 109–142.
- IBANEZ C., PONT D. & PRAT N., 1997. Characterization of the Ebre and Rhône estuaries : a basis for defining and classifying salt-wedge estuaries *Limnol. Oceanogr.*, 42 (1), pp. 89-101.
- ILLOUZE A., 1988. *Epaves de Camargue d’Aigues-Mortes à Fos sur Mer, du XVe au XIXe s.* Nîmes, éd. Notre Dame.
- INSTITUT RHONE SAONE (I.R.S.), 2000. *Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide. 1^{ère} étape, rapport de synthèse.* Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône, Valence, France, 5 volumes, 469 p.
- JELGERSMA S., 1966. Sea-level changes during the last 10000 years. *Proc. Int. Symp. Roy. Met. Soc.*, pp. 54-71.
- JELGERSMA S., 1994. Examples of geological past : evolution of coastal sedimentation sequences during holocene sea level rise. In : *Impacts of climate change on ecosystems and species : Marine and Coastal ecosystems.* J. Permetta, R. Leemans, D. Elder & S. Humphrey Ed., pp. 45-57.
- JEOLAS R., 1979. *A propos d’un gisement de poteries gallo-romaines dans les marais de la Fosse*, Commune de Saint-Gilles du Gard, Association d’Histoire, d’Archéologie et de Sauvegarde, Rapport 11 p.
- JON B.C., FRIEDRICH N.E. & SR. MCGINN S.R., 1985. Geology of microtidal coastal lagoons : Rhode Island. *Marine Geology*, 63, pp. 35-76.
- JONES P.D. & BRADLEY R.S., 1992. Climatic variations over the last 500 years, in: R.S. Bradley, P.D. Jones (Eds.), *Climate Since AD 1500*, Routledge, London, 1992, pp. 649–665.
- JORDA M. & PROVANSAL M., 1996. Impacts du climat et de l’anthropisation sur le détritisme en France du Sud-est (Provence et Alpes du Sud). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 197, 1, pp. 159-168.

- JORDA C., 2000. Morphogenèse alluviale et aménagements dans la plaine deltaïque du Lez depuis 6000 ans : la fouille archéologique de sauvetage de Port-Ariane (Lattes, Hérault). *Méditerranée*, 94/1.2 : pp. 25-32.
- JORDA C. & JUNG C., 2000. Ruptures et mutations dans la basse plaine du Lez depuis le Chasséen. Une approche interdisciplinaire entre Morphogenèse et Peuplement. La fouille archéologique de Port-Ariane (Lattes, Hérault, France). Actes du colloque « *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20000 ans en Europe de l'ouest* », Besançon, septembre 2000.
- KING C.A.M., 1972. *Beaches and coasts*. Second edition.
- KLINGEMAN C., BRAVARD J.P. & GIULIANI Y., 1994. Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation : le Rhône en Chautagne (France). *Revue de Géographie de Lyon 1*, pp. 73-87.
- KLINGEMAN P.C., BRAVARD J.P., GIULIANI Y., OLIVIER J.M. & PAUTOU G., 1998. Hydropower reach by-passing and dewatering impacts in gravel-bed rivers. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar & J.B. Bradley (Eds.), *Gravel-bed rivers in the environment*, Water Resources Publications, LLC, USA, pp. 313-344.
- KNIGHTON A.D., 1984. The meander problem, *Geography*, 275, pp. 106-111.
- KONDOLF G.M., PIÉGAY H. & LANDON N., 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change : contrasts between two catchments, *Geomorphology* 45, (1-2), pp. 35 -51.
- KONDRACHOFF V., ESTOURNEL C., MARSALEIX P., VEHL R & ZBINDEN R.M., 1994. Detection of the Rhône river plume using NOAA-AVHRR data. Comparison with hydrodynamic modelling results. In: Johannessen J.A., Guymmer, T.H. (Eds.) *Oceanic remote sensing and sea ice monitoring*, International Society for Optical Engineering (SPIE), Bellingham. WA. pp.73-84.
- KRAUS M.J. & GWINN B., 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sediment. Geol.* 114, pp. 33-54.
- KRAUS N. & LARSON M., 2002. *Analytical model of navigation channel infilling by cross channel transport*. Proceeding 28th Coastal Engineering Conference. World Scientific Press, 13 p.
- KRIELE M.J., DE VRIES M. & WANG Z.B., 1998. Morphological interaction between the Yellow river and its estuary. In : Dronkers J., Scheffers, M.B.A.M. (Eds.), *Physics of Estuaries and Coastal Seas*. Balkema, Rotterdam.

- KRUIT C., 1955. Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna. *Verhandeling van het Koninklijk Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische serie deel 15*, pp. 357-555.
- L'HOMER A., 1975. Notice explicative, Carte géologique. France (1/50000), feuille Saintes-Maries-de-la-Mer (1018).Orléans : BRGM, 35 p.
- L'HOMER A., BAZILE F., THOMMERET J. & THOMMERET Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7, 4, pp. 327-487.
- L'HOMER A., 1987. Notice explicative, Carte géologique. France (1/50000), feuille Arles (992).Orléans : BRGM, 72 p.
- L'HOMER A., 1993. Notice explicative, Carte géologique. France (1/50000), feuille Grau du Roi (1017).Orléans : BRGM, 93 p.
- LABEYRIE J., LALOU C., MONACO A. & THOMMERET J., 1976. Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de – 33 000 ans BP à nos jours. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 282, n°4, pp. 349-352.
- LABOREL J., MORHANGE C., LAFONT R., LE CAMPION J., LABOREL-DEGUEN F. & SARTORETTON S., 1994. Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coast of continental southwestern France Corsica, *Marine Geology*, 120, pp. 203-223.
- LABOREL J., ARNOLD M., LABOREL-DEGUEN F., MORHANGE C. & TISNERAT-LABORDE N., 1998. Confirmation de l'âge Pléistocène de l'encoche marine du cap Romarin (Port la Nouvelle, Languedoc, France). *Géomorphologie*, 2, pp. 125-130.
- LAGAAIJ R.& KOPSTEIN F.P., 1964. Typical features of fluviomarine offlap sequences. *Deltaic and shallow marine deposits*. Van Staten (ed.), IXth Internat. Sedim. Congress, 1963, Proc. Amsterdam. Elsevier Publishing, pp. 216-226.
- LAMB H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1, pp. 13–37.
- LAMB H.H., 1977. *Climate : Present, Past and Future 2*, Climatic History and the Future, Methuen, London.
- LAMB H.H., 1984. Climate in the last thousand years : natural climatic fluctuations and change. In : Flomhn H., Fantechi R. (Eds.), *The climate of Europe : Past, Present and Future*. D. Reidell, Dordrecht, The Netherlands, pp. 25-64.

- LAMBECK K. & BARD E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, pp. 203-222.
- LANDON N. & PIÉGAY H., 1994. L'incision de deux affluents subméditerranéens du Rhône : la Drome et l'Ardèche. *Revue de Géographie de Lyon*, n°1, pp 63-72.
- LANDURE C., 1996. Évolution de l'occupation du sol en Camargue du V^e s. av. J.-C au X^e s. ap. J.-C. Delta du Rhône, programme de recherche 1996-1998. *Rapport intermédiaire du Service Régional de l'Archéologie*, 1, pp. 43-57.
- LANDURE C. & PASQUALINI M., dirs., 2004. *Delta du Rhône : Camargue antique et médiévale*. Supplément au Bulletin Archéologique de Provence, Aix-en-Provence, 333 p.
- LANSARD J.B., 2004. *Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université de la Méditerranée – Aix-Marseille II, 180 pp.
- LARONNE J.B. & CARSON M.A., 1976. Interrelationship between bed morphology and bed material transport for a small gravel-bed channel, *Sedimentology*, 23, pp. 67-85.
- LENTHERIC Ch., 1876. *Les villes mortes du Golfe du Lyon*, Plon, Paris, 528 p.
- LEOPOLD L.B. & WOLMAN M.G., 1957. River channel patterns-braided, meandering and straight and floodplains, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282B, pp. 39-85.
- LEVEAU Ph., 2004a. Revisiter l'espace et le temps dans le delta du Rhône : archéologie et histoire des zones humides et des milieux deltaïques. In : Landuré C. et Pasqualini M., *Delta du Rhône. Camargue antique et médiévale*, BAP, supplément 2. Éditions de l'APA, pp. 13-43.
- LEVEAU Ph., 2004b. La cité romaine d'Arles et le Rhône : la romanisation d'un espace deltaïque. *American Journal of Archaeology*, 108, pp. 349-375.
- LIEBAULT F. & PIEGAY H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, pp. 425-444.
- LONG L., 1997. Inventaire des épaves de Camargue de l'Espiguette au Grand Rhône, dans Actes du colloque d'Arles 18/19 novembre 1995, pp. 59-115.

- LONG L., 2002. Carte archéologique au large de la Camargue, Bull., *Bilan scientifique du DRASSM*, département des recherches sous aquatiques et sous marines, pp. 53-57.
- LONG L. & ILLOUZE M., 2004. Nouvelles épaves de Camargue, In : C. Landuré & M. Pasqualini (Dir.), *Delta du Rhône : Camargue antique et médiévale*, pp. 291-330.
- MAGNY M., 1993. Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric, ^{14}C record, *Quaternary Research*, 40, pp. 1-9.
- MAGNY M., 1995. *Une histoire du climat des derniers mammoths au siècle de l'automobile*, Errance, Paris, 176 p.
- MAGNY M., 1997. Eléments pour une histoire du climat entre 13000 et 6000 BP, *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, Tome 94, n°2, pp. 161-171.
- MAGNY M., 2001. Les variations des lacs du Jura et des Alpes du Nord et leur signification pour une histoire du climat aux IV^e et V^e siècles de notre ère. In : *Actes du colloque AGER IV*, Montpellier, France, avril 1998, APDCA, Antibes, pp. 357-368.
- MAILLET G., 2005. *Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône*, Thèse de Doctorat, Université de Provence – Aix-Marseille I, 297 p.
- MAILLET G., VELLA C., BERNE S., FRIEND P. AMOSC C., FLEURY J. & NORMAND A., soumis. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France), *Marine Geology*.
- MAILLET G., VELLA C., SABATIER F. POIZOT E. & MEAR Y., soumis. Evolution sédimentologique en période de crue dans une embouchure microtidale. Application à l'embouchure du Grand Rhône, France. *Ocean Dynamics*.
- MAILLET G., PROVANSAL M. & VELLA C., soumis. Connexions entre le Rhône et son delta : évolution du Rhône depuis le début du 18^e siècle. *Géomorphologie, Reliefs, Processus, Environnement*.
- MAILLET G., SABATIER F., ROUSSEAU D., PROVANSAL M., VELLA C. & FLEURY J., soumis. Connexions entre le Rhône et son delta : évolution du trait de côte du Delta du Rhône depuis le milieu du 19^e siècle. *Géomorphologie, Reliefs, Processus, Environnement*.
- MAILLET G, RIZZO E., REVIL A. & VELLA C., sous presse. High resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a transition zone environment.

- Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. *Marine Geophysical Researches* : “Subsurface imaging and sediment characterisation in shallow water environments”. Deltech special volume.
- MAKASKE B., 1998. *Anastoming rivers – Forms, processes and sediments*. Ph.D.thesis, Utrecht : KNAG/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen Universiteit Utrecht, Netherlands Geographical Studies 249, 287 p.
- MARS P., 1966. *Recherches sur quelques étangs du littoral méditerranéen français et sur leurs faunes malacologiques*. Masson, 359 p.
- MARSSET T. & BELLEC V., 2002. Late Pleistocene-Holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies, *Sedimentology*, 49, pp. 255-276.
- MARTIN CHARLES F., 1874 - *Le littoral méditerranéen près d'Aigues-Mortes*, Paris.
- MARTIN L., 1995. Le carrelet en Camargue, bassins de salaison et occupation de l'Antiquité tardive. Actes du Colloques *Crau, Alpilles et Camargue. Histoire et Archéologie*, Arles, Novembre 1995.
- MASTRONUZZI G. & SANZO P., 2002. Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary geology* 150, pp. 139-152.
- MAZAURIC F., 1910. *Les musées archéologiques de Nîmes*. Recherches et acquisitions, Mémoires de l'Académie de Nîmes, 7e série, 33 p.
- MC KEE ED., 1957. Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. *J. Sediment. Petrol.* 27, pp. 129-134.
- MEIJERINK A.M.J., 1982. Dynamic geomorphology of the Mahanadi Delta. *ITC Journal*, Special Verstappen Volume, pp. 243-250.
- MENARD M., 1753. 1532 : devis d'un canal de dérivation du Petit Rhône pour le rétablissement du port d'Aigues-Mortes (original, Chambre des Comptes de Paris) publié dans *Histoire civile, ecclésiastique et littéraire de la ville de Nîmes*, Paris, Chaubert-Hérissan, T.4, Preuves de l'Histoire, LXVI, pp. 120-125.
- MIALL A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment, *Earth Science Review*, 13, pp. 1-62.

- MIALL A.D., 1985. Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth Science Review*, 22, pp. 261-308.
- MICHEL P., 1968. Genèse et évolution de la vallée du Sénégal, de Bakel à l'embouchure (Afrique occidentale). *Zeitschr. Für Geomorph.*, T. 12, pp. 318-349.
- MILLIMAN J.D. & MEADE R.H., 1983. World-wide delivery of sediment to the oceans, *J. Geol.*, 91, pp. 29-45.
- MOHANTI M., 1993. Coastal processes and management of the Mahanadi River deltaic complex, east coast of India. In : *Deltas of the World* (Ed.R.Kay), pp. 122-136. Am.Soc.Civ.Eng., New York.
- MONACO A., COURP T., HEUSSNER S., CARBONNE J., FOWLER S.W. & DENIAUX B., 1990. Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE-I, western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, 10 (9-10), pp. 959-988.
- MONACO A., THOMMERET J. & THOMMERET Y., 1972. L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). *C.R. Acad. Sci. Paris*, série D, t. 274, pp. 2280-2283.
- MORHANGE C., LABOREL J., LABOREL-DEGUEN F., LOUNNAS V. & VERRECCHIA E., 1993. Indicateur biologique et variations relatives du niveau de la mer sur les côtes rocheuses de Provence depuis 4500 ans. *Géologie Méditerranéenne*, t. XX, n°2, pp. 89-100.
- MORHANGE C., 1994. *La mobilité récente des littoraux provençaux : éléments d'analyse géomorphologique*. Thèse de Doctorat en Géographie physique, Institut de Géographie, Université de Provence, Centre d'Aix, 269 p. plus annexes.
- MORHANGE C., LABOREL J. & HESNARD A. & PRONE A., 1996. Variation of relative sea level during the last 4000 years on the northern shores of Lacydon, the ancient harbor of Marseilles. *J. Coast. Res.* 12, pp. 841-849.
- MORHANGE C., LABOREL J. & HESNARD A., 2001. Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166, pp. 319-329.
- MORIZE J., 1914. Aigues-Mortes au XIIIe siècle. *Ann. Midi*, pp. 313-348
- NAIZOT T., ALLARD P., AUDA Y. & DERVIEUX A., 2001. Évolution du delta du Rhône depuis le 19^e siècle. Étude comparée d'une carte du 19^e siècle et d'une carte du 20^e siècle. CTHS Ed., *Actes du 124^e congrès national des sociétés historiques et scientifiques*, Avril 1999, Nantes, pp. 41-66.

- NANSON G.C. & KNIGHTON A.D., 1996. Anabranching rivers : their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 21, pp. 217-239.
- OBERLIN C., MORHANGE V., PELC V., DELQUE-KOLIC E., 2001. Influence de l'âge apparent local de l'eau de mer sur les datations des sites côtiers. In : FLORSCH N., (éd.), *Archéologie et archéométrie littorales et sous-marines, actes du colloque d'archéométrie*, La Rochelle, pp. 93-111
- OERTEL, G.F., 1985. The barrier island system. *Marine Geology*, 63, pp. 1-18.
- OERTEL G.F. & OVERMAN K., 2004. Sequence morphodynamics at an emergent barrier-island, middle Atlantic coast of North America. *Geomorphology*, 58, pp. 67-83.
- OOMKENS E., 1967. Depositional sequences and distribution in a deltaic complex : a sedimentological investigation of the post-Glacial Rhône delta complex. *Geologie Mijnbouw*, 46^e Jaargang, pp. 265-278.
- OOMKENS E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In: Morgan, J.P. (Ed.), *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*, pp. 198-211.
- ORTON G.J.& READING H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 10, pp. 475-512.
- OURIACHI M.-J., FAVORY F. & RAYNAUD Cl., 1992. *Carte archéologique des vallées du Vistre et du Rhône ("Litoraria")*, Luxeuil-Besançon.
- PANIN N., 1997. On the geomorphologic and geologic evolution on the River Danube-Black Sea interaction zone. *Geo-Eco-Marina*, 2, pp. 31-40, Bucuresti.
- PANIN N., 2003. The Danube Delta geomorphology and Holocene evolution : a synthesis. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°4, pp. 247-262.
- PARDE M., 1925. *Le régime du Rhône. Étude hydrogéologique. Étude et travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble*, Lyon. Thèse Université de Grenoble, 2 vol., 1323 p.
- PASKOFF R., 1994. *Les littoraux. Impacts des aménagements sur leur évolution*. Masson (2^e édition), Paris, 180 p.

- PASKOFF R., 1998. La mer envahit la Petite Camargue, pourquoi ne pas la laisser faire ? *Pour la Science*, 247, 16 p.
- PASSEGA R., 1957. Texture as characteristics of clastic deposition. *American Association Petrol. Geol. Bull.*, 41, 9, pp 1952-1964.
- PAULUS M., 1949. *Malacologie marine et saumâtre de la Camargue*, 162 p.
- PEIRY J.L., 1988. *Approche géographique de l'approche spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intramontagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute Savoie)*. Thèse Université Lyon III, 378 p.
- PEIRY J.L., SALVADOR P.G. & NOUGUIER F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question. *Revue de Géographie de Lyon*, 69, 1, pp. 47-56.
- PELC V., 1995. *Approche méthodologique de la chronométrie ¹⁴C de l'holocène marin en Méditerranée à partir des tests calcaires. Amélioration de la précision des datations*. D.E.A., Paléontologie dynamique sédimentaire et chronologie, Lyon I, 47 p.
- PENLAND S., SUTER J., MCBRIDE R.A., WILLIAMS S.J., KINDINGER J.L. & BOYD R., 1989. Holocene sand shoals offshore of the Mississippi River delta plain. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 39: pp. 417-480.
- PHLEGER F.B., 1969. Some general features of coastal lagoons. *International Symposium on Coastal Lagoons: Origin, Dynamics and Productivity*. Eds. A. A. Castanares, and F. B. Phleger, pp. 5-26. Mexico City, D. F.: Mexico Universidad Nacional Autonoma.
- PICHARD G., 1995. Les crues sur le Bas-Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, 3-4, pp. 105-116.
- PIRAZZOLI P.A., 1976. *Les variations du niveau marin depuis 2000 ans*, Mémoire de l'EPHE, 1976, 421 p.
- PIRAZZOLI P., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*, Elsevier Oceanography Series, vol. 58. Elsevier, Amsterdam. 300 pp.
- PLANCHAIS N., 1982. Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique. *Pollen et Spores*, XXIV, pp. 93-118.
- PLANCHAIS N., 1984. Palynologie lagunaire : l'exemple du Languedoc-Roussillon. *Annales de Géographie*, 516, pp. 268-275.

- POINSART D., 1992. *Effets des aménagements fluviaux sur les débits liquides et solides. L'exemple du Rhône dans les plaines de Miribel-Jonage et de Donzère-Mondragon*. Thèse Université Lyon III, 501 p.
- PONS A., TONI C.L. & TRIAT H., 1979. Édification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. *Terre et vie*, Revue d'écologie, suppl. 2, pp. 13-30.
- PONT D., 1992. *Caractérisation de la charge en suspension du Rhône au niveau du palier d'Arles lors d'une crue importante*. Rapport final du groupe de travail « Apports à la Méditerranée », Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse. Laboratoire de biologie animale et d'écologie, Écologie des systèmes fluviaux, 25 p.
- PONT D. & BOMBLED B., 1995. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994-1995, *7e rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement*, PACA, 24-30 octobre 1995, Digne-les-Bains, pp. 282-292.
- PONT D. & BARDIN, 1996. *Liquid and solid input from the Rhône into the Ile de Camargue and its hydrological functioning*. Contribution de l'ESA CNRS 2023 au programme MEDDELTA, 19 p.
- PONT D., SIMONNET J.P. & WALTER A.V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, pp. 1-18.
- POPE J., 2000. "Where and why channels shoal: A conceptual geomorphic framework," ERDC/CHL CHETN-IV-12, *U.S. Army Engineer Research and Development Center*, Vicksburg, MS., pp. 1-10.
- PRANZANI E., 2001. Updrift river mouth migration on cusped deltas : two examples from the coast of Tuscany (Italy), *Geomorphology*, 38, pp. 125-132.
- PROVANSAL M., BERGER J.F., BRAVARD J.P., SALVADOR P.G., ARNAUD-FASSETTA G., BRUNETON H. & VEROT-BOURRELY A., 1999. Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age. *Gallia*, 56, pp. 1-175.
- PROVANSAL M., BRUNETON H., VELLA C., ARNAUD-FASSETTA G. BALLAIS J.L. & LEVEAU P., 2002. Paléohydrologie holocène dans la basse vallée du Rhône, d'Orange à la mer. In : J.-P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp. 251-258.
- PROVANSAL M., VELLA C., ARNAUD-FASSETTA G., SABATIER F. & MAILLET G., 2003. Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône

- delta coast (France). *Géomorphologie : relief; processus, environnement*, n°4, pp. 271-282.
- PROVANSAL M., MAILLET G. & ANTONELLI C., 2005. La géomorphologie entre nature et société : retour sur un vieux débat à propos de l'histoire récente du delta du Rhône, *Dossier d'Archéologie Méridionale*. (Sous presse).
- PROVOST, 1999. *Carte archéologique de la Gaule*, 30/3. Le Gard, Paris.
- PUERTAS O., 1998. *Palynologie dans le delta du Lez. Contribution à l'histoire du paysage de Lattes*. Mélanges d'histoire et d'archéologie de Lattes, Lattara 11, p. 181.
- PY M., 1985. Les gisements lagunaires au Premier Age du Fer. In : *L'occupation des rivages de l'étang de Mauguio, Hérault, au Bronze final et au 1^{er} Age du Fer*, synthèses et annexes, ARALO, cahier n°13, pp. 47-84.
- PY M., 1999. *Recherches sur le quatrième siècle avant notre ère à Lattes*, Lattara 12, 680 p.
- PY M. et ROURE R., 2002. Le Cailar (Gard) : un nouveau comptoir lagunaire protohistorique au confluent du Rhône et du Vistre. *Documents d'Archéologie Méridionale*, 25, pp. 171-214.
- QUISSERNE D., 2000. *Caractérisation de la charge de fond du Rhône dans sa plaine deltaïque – Hydrologie – Sédimentologie – Ecologie*. Maîtrise Université de Paris VII, 143 p.
- RACCASI G., 2003. *Evolution diachronique et réalisation d'un modèle de reconnaissance de la morphologie des chenaux de delta – Rhône d'Ulmet, Tour du Valat – (delta du Rhône)*. Maîtrise Université Aix-Marseille I, 107 p.
- RADAKOVITCH O., CHARMASSON S., ARNAUD M. & BOUISSET P., 1999. ²¹⁰Pb and caesium accumulation in the Rhone Delta sediments. *Estuarine, Coastal and shelf Science*, 48, pp. 77-92.
- RADAKOVITCH O., SANCHEZ-CABEZA J.A., ABASSI A., MASQUE P. & HEUSSNER S., 2003. Meso- and small-scale variations of ²¹⁰Pb fluxes on the Northwestern Mediterranean continental margins. *Cont. Shelf Res.* 23, pp.693-715.
- RAY S.B., 1988. *Sedimentological and geochemical studies on the Mahanadi river estuary, east coast of India*. Diss. Univ. Utkal Univ. 204 p.
- RAYNAUD Cl., 2003. De l'archéologie à la géographie historique : le système de peuplement de l'Age du Fer au Moyen Age dans Peuples et territoires en Gaule

- méditerranéenne en Hommage à Guy Barruol, *Revue Archéologique de Narbonnaise*, supplément 35, pp. 323-354.
- RAYNAUD Cl., 2005. Communes d'Aigues-Mortes, Saint-Laurent-d'Aigouze et Vauvert, Rapport de prospection –inventaire, *Service Régional de l'Archéologie*, 32 p.
- READING H.G., 1986. *Sedimentary environments and Facies* (2^e ed.), Blackwell Sci. Pub., Oxford, 614 p.
- READING H.G. & COLLISON J.D., 1996. Clastic coast. In : *Sedimentary Environment : Processes, Facies and Stratigraphy*. Reading (Ed.), Blackwell Science, Oxford, pp. 154-231.
- REGNAULD H., PIRAZZOLI P.A., MORVAN G. & RUZ M.-H., 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Mar. Geol.* 210, pp. 325–337.
- REINECK H.E. & SINGH I.B., 1975. *Depositional sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 439 p.
- REINECK H.E. & SINGH I.B., 1986. *Depositional sedimentary environments*, 2^e ed. Springer-Verlag, Berlin, 615 p.
- REINSON G.E., 1979. Barrier-island systems. In : R.G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada, pp. 57-74.
- REINSON G.E., 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. In: WALKER, R.G. (editor), *Facies Models*. Second Edition, Geoscience Canada, pp. 119-140.
- REY T., 2003. *Le Cailar dans son système fluvio-lagunaire*, Rapport Programme Concerté de Recherche Comptoirs littoraux protohistoriques du Languedoc oriental, 3p.
- REY T., LEFEVRE D., ANDRE J. & MÜLLER S., 2005a. - *Dynamiques fluvio-palustres en Petite Camargue à l'Holocène ; premiers résultats sur la crevasse des Tourradons*. Table Ronde en l'honneur de R. Neboit-Guilhot « L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement », Clermont-Ferrand.
- REY T., LEFEVRE D. & VELLA C., 2005b. Données nouvelles sur les lobes deltaïques du paléogolfe d'Aigues-Mortes à l'Holocène (Petite Camargue, France), Colloque Q4 AFEQ/CNF-INQUA : « Continuité et discontinuité dans les enregistrements quaternaires », Strasbourg. *Quaternaire*, 16, 4, pp. 329-338.

- RICHER A., 1994. Une nécropole de l'Antiquité tardive. Les Saintes-Maries-de-la-Mer, Cabassolle. Programme de recherche Delta du Rhône. *Rapport intermédiaire du Service Régional de l'Archéologie*. Rapport de Fouille, 34 p.
- RICHER A., 1996. Le site de Cabassolle Delta du Rhône : programme de recherche 1996-1998. *Rapport intermédiaire du Service Régional de l'Archéologie*. 1, pp. 57-92.
- ROBERTS H.H., 1997. Dynamics changes of Holocene Mississippi river delta plain : the delta cycle. *J. Coast. Res.* 13 (3), pp. 605– 627.
- RODITIS J.C & PONT, D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, *Méditerranée*, 3, 4, pp 5-18.
- ROSSIAUD J., 1994. *Réalités et imaginaire d'un fleuve. Recherches sur le Rhône médiéval*, Thèse d'Université Paris I. Panthéon-Sorbonne, 3 volumes.
- ROSSIAUD J., 2002. *Dictionnaire du Rhône médiéval. Identités et langages, savoirs et techniques des hommes du fleuve (1300-1550)*, Tome 1, Ed. Documents d'Ethnologie Régionale – Vol. 23, 225 p.
- ROY P.S., COWELL,P.J., FERLAND M.A. & THOM B.G., 1994. Wave-dominated coasts. In: R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe (Editors), *Coastal evolution*. Cambridge University Press, pp. 121-186.
- RUSSEL R.J., 1942. Geomorphology of the Rhone delta. *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, 32 (2), pp. 149-254.
- SABATIER F., 2001. *Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 272 p.
- SABATIER F. & RAIVARD L., 2002. Évolution bathymétrique de la pointe de l'Espiguette (delta du Rhône, mer Méditerranée) : résultats préliminaires. *Actes du colloque « Espaces littoraux en mutation »*, Commission Nationale de Géographie de la Mer, Dunkerque, 3-5 juin 2000, pp. 101-105.
- SABATIER F. & SUANEZ S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief; processus, environnement*, n°4, pp. 283-300.
- SABATIER F., MAILLET G., FLEURY J., ANTONELLI C., SUANEZ S., PROVANSAL M. & VELLA C. 2005. Long term relationship between river sediment input and littoral bathymetric change in a microtidal deltaic system (Rhône delta shoreline, Mediterranean sea, SE France). *Marine Geology*.

- SALVADOR P.-G., 1991. *Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère – Bassin de Malville et ombilic de Moirans – Bas Dauphiné*. Thèse Université Jean Moulin-Lyon III, 498 p.
- SALVADOR P.-G., BRAVARD J.-P., VITAL J. & VORUZ J.-L., 1993. Archaeological evidence for Holocene floodplain Development in the Rhone Valley, France, *Geomorphology and Geoecology, Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*. Vol. 88, pp. 81-95.
- SALVADOR P.-G., VÉROT-BOURRÉLY A., BRAVARD J.-P., FRANC O. & MACÉ S., 2002. Les crues du Rhône à l'époque gallo-romaine dans la région lyonnaise. In : *J.-P. Bravard et M. Magny Dir., Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp 215-221.
- SANCHEZ-ARCILLA A., JIMENEZ J.A. & HERMINIA I., 1998. The Ebro Delta : Morphodynamics and Vulnerability Valdemoro. *Journal of Coastal Research*, vol. 14, n°3, pp. 754-772.
- SANSON N., 1641. Carte « Gallia antiquae ».
- SANSON N., 1652. Carte “ Le Comté et Gouvernement de Provence”.
- SCHUMM S.A., 1968. Speculations concerning palaeohydrological control of terrestrial sedimentation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 79, pp. 1573-1588.
- SCHUMM S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, 31, pp. 19-29.
- SCHUMM S.A., 1993. River response to base-level change : Implications for Sequence Stratigraphy. *The journal of geology*, vol. 101, pp. 279-294.
- SESTINI G., 1989. Nile Delta : a review of depositional environments and geological history From Whateley M.K.G. & Pickering K.T. (eds), 1989, *Deltas : Sites and Traps for Fossil Fuels*, Geological Society Special Publication N°. 41, pp. 99-127.
- SHEPARD F.P. & YOUNG R., 1971. Distinguish between beach and dune sands. *J. Sedim. Petrol.*, 31, pp. 196-214.
- SHEPARD F.P. & MILLIMAN J. D., 1978. Sea-floor currents on the foreset slope of the Fraser River Delta, British Columbia (Canada), *Mar. Geol.*, 28, 3-4, pp. 245-251.

- SIVAN D., WADOWINSKI S., LAMBECK K., GALILI E. & RABAN A., 2001. Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel based on archeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 167, pp. 101-117.
- SMITH N.D., CROSS T.A., DUFFICY J.P. & CLOUGH S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36, pp. 1-23.
- SMITH A.W.S., 1990. Slope of the wash zone of an ocean beach. *Shore and Beach* 58, n°4, pp. 24-29.
- SOGREAH, 1999. *Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigations supplémentaires. RMC8. Impacts sur les sédiments du Rhône*. Rapport 55 0470 / JLR / R3 VA, 82 p.
- SOMOZA L., BARNOLAS A., ARASA A., MAESTRO A., REES J.G. & HERNANDEZ-MOLINA F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene High-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes, *Sedimentary Geology*, 117, 11-32.
- STANLEY D.J., 1995. A global sea-level curve for late quaternary : the impossible dream ? *Marine Geology*, 125, pp. 1-6.
- STANLEY D.J. & WARNE A.G., 1998. Nile Delta in its Destruction Phase, *Journal of Coastal Research*, Vol. 14, n°3, pp. 794-825.
- STAPOR F.W., 1974. The « cell » concept in coastal geology. In : Tanner (Ed.) : *Sediment transport in the nearshore zone*. Florida State University, pp. 1-11.
- STOUFF, L., 1993. La lutte contre les eaux dans les pays du bas Rhône XII^e-XV^e siècles. L'exemple de pays d'Arles. *Méditerranée*, n°3-4, pp. 57-68.
- STOUTHAMER E. & BERENDSEN H.J.A., 2000. Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research*, 70 (5), pp. 1051-1064.
- STOUTHAMER E., 2001. Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands, *Sedimentary Geology*, 145, pp. 73-92.
- STRAFFIN E. & BLUM M., 2002. Late and post-glacial fluvial dynamics of the Loire river, Burgundy, France. In : J-P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp. 89-99.
- STUIVER M., REIMER P.J. & BRAZIUNAS T.F., 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples, *Radiocarbon*, 40, pp. 1127-1151.

- STUTZ M.L. & PILKEY O.H., 2002. Global distribution and morphology of deltaic barrier island systems. *Journal of Coastal Research*, 36, pp. 694-707.
- SUANEZ S., 1997. *Dynamiques actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône*. Thèse, Université Aix-Marseille I, pp. 282.
- SUANEZ S. & PROVANSAL M., 1998. Large scale evolution of the littoral of the Rhône delta (Southeast France). *Journal of coastal research*, 14, 2, pp. 493-501.
- SUANEZ S. & SABATIER F., 1999. Éléments de réflexion pour une gestion cohérente du littoral du delta du Rhône, *Revue de Géographie de Lyon*, 4, pp. 8-22.
- SURELL A., 1847. *Mémoire sur le barrage du Petit Rhône pour servir à l'irrigation et au dessèchement d'une partie du delta*. Nîmes, Imprimerie Ballivet et Fabre, 67 p.
- SUTER J.R., 1994. Deltaic coast. In : *Coastal evolution ; Late quaternary Shoreline Morphodynamics*, Carter et Woodroffe (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 87-120.
- TASSIN C., 1634. Carte générale de toutes les costes de France.
- TERRIER M., 1989. *Déformations tectoniques würmiennes aux abords de l'accident de Salon-Cavaillon*. BRGM Rep. 89, 24 p.
- TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G.P. & RAVENNE C., 1990. Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Mar. Geol.*, 91, pp. 325-332.
- TESSON M. & ALLEN G., 1995. Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricardique. Exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, T.320, série II a, pp. 39-46.
- THILL A., MOUSTIER S., GARNIER J.M., ESTOURNEL C., NAUDIN J.J. & BOTTERO J.Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone : influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, pp. 2127-2140.
- TOUZANI A. & GIRESSE P., 2002. The Rhône River Prodelta : Short-term (100-103 year) sedimentation patterns and human impact. *Journal of Coastal Research* : Vol. 18, N°1, pp. 102-117.
- TRIAT-LAVAL H., 1978. *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*, Thèse d'état ès sciences, Aix-Marseille III, 343 p.

- TRICART J, 1977. Types de lits fluviaux en Amazonie brésilienne. *Annales de Géographie*, 473, pp. 1-54.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. JR., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLEID W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: Payton C.E. (ed): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 26, pp. 49-62.
- VAIL P.R., COLIN J-P., DU CHENE R.J. KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris, *Bull ; Soc. Géol. France*, t. III, n°7, pp. 1301-1321.
- VAIL P.R., AUDEMART F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C., 1991. The stratigraphic signature of tectonics, eustatic and sedimentology, an overview. In : Einsele G. *et al.* éd., *Cycles and events in stratigraphy*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 617-659.
- VALLADAS H., TISNERAT N. & OBERLIN C., 2001. Datation carbone 14 en spectrométrie de masse par accélérateur et Archéologie. In : J.-N. Barrandon, P. Guibert, V. Michel (dir.), *Datation*, actes des XXI^e rencontres d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, 19-21 octobre 2000, Antibes, APDCA, pp. 81-91.
- VAN ANDEL T.H. & CURRAY, 1960. Regional aspects of modern sedimentation in northern Gulf of Mexico and similar basins and paleogeographic significance. In : *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico* (Ed. by F.P. Shepard, F.B. Phleger & T.H. Van Anandel), pp. 345-364. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa.
- VAN ANDEL T.H., 1955: Sediments of the Rhone delta; sources and deposition of heavy minerals. *Verhandelingen van het Koninklijk Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische serie deel*, 15: pp. 502–555.
- VAN DER LEEUW S.E. & THE ARCHAEOMEDES RESEARCH TEAM, 2005. Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhône Valley during the Roman period, *C.R. Geoscience*, 337, pp. 9-27.
- VELLA C. & BOURCIER M., 1998. Stades ultimes de la montée holocène du niveau marin et subsidence tectonique dans le Golfe de Fos (Provence, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2, pp. 141-154.
- VELLA C., 1999. *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*. Thèse nouveau régime de Géographie Physique, Aix-Marseille I, 225 p.

- VELLA C. & PROVANSAL M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern Rhone delta, France. *Marine Geology*, 170, pp. 27-39.
- VELLA C., 2002. Évolution paléogéographique du littoral de Fos et du delta du Rhône : implications archéologiques. In : Rivet L. et Scaliano M., éd., *Vivre, produire et échanger : reflets méditerranéens*. Mélanges offerts à Bernard Liou, Montagnac, éd. Monique Mergoil, pp. 103-114.
- VELLA C., 2004. Le rôle de la mer : position du niveau marin et du trait de côte depuis 6000 ans. *Delta du Rhône, Camargue antique et médiévale*. BAP. Supplément 2, Ed. APA, pp. 79-90.
- VELLA C., FLEURY T.-J., RACCASI G., PROVANSAL M., SABATIER F. & BOURCIER M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene, *Marine Geology*, pp. 235-265.
- VERNIER E., 1976. *Recherche sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Fos*, Thèse de doctorat de 3^e cycle d'océanographie, Université d'Aix-Marseille I, 68 p.
- VOUVET J., MALAURENT PH. & BRUNET J., 1996. Caractérisation physique et environnementale d'un sanctuaire préhistorique sous-marin, semi-noyé et orné préalablement à l'élaboration d'une démarche conservatoire. Cas de la grotte de Cosquer, France. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 322, II A, pp. 935-942.
- WALKER R.G., 1984. *Facies models*. Geoscience Canada Reprint Series 1, 317 p.
- WARNER R.F., 2000. Gross channel change along the Durance River, southern France, over the last 100 years using cartographic data. *Regulated Rivers : Research & Management*, 16, pp. 141-157.
- WEN R., 2004. 3D Modeling of stratigraphic heterogeneity in channelized reservoirs : methods and applications in seismic attribute facies classification, *CSE recorder*, pp. 38-45.
- WHATELEY M.K.G. & PICKERING K.T. (eds) 1989. *Deltas: sites and traps for fossil fuels*. Geological Society of London, Special Publication, 41, 360 p.
- WRIGHT L.D. & SHORT A.D., 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: KOMAR, P.D. (ed.), *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Boca Raton: CRC Press, pp. 35-64.
- WRIGHT, L. D. 1985. River deltas. *Coastal Sedimentary Environments*. Ed. Richard A. Davis Jr., 1-76. New York: Springer-Verlag.

YOUNG B.K. & CARTER-YOUNG K., 1988. Psalmodi, un site paléochrétien sur le littoral de Septimanie, *Les derniers romains en Septimanie*, C. Landes édit., Lattes, pp. 151-156.

ZAGWIJN W.H., 1989. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary : a case history of coastal evolution. *Geologie en Mijnbouw*, 68, pp. 107-120.

ZUO Z., EISMA D. & BERGER G.W., 1997. Determination of sediment accommodation and mixing rates in the Gulf of Lions, Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 14, pp. 253– 262.

LISTE DES FIGURES, PHOTOGRAPHIES ET TABLEAUX

Liste des Figures

Figure 1. A- Bassin versant rhodanien ; B – Hydrographie du bassin versant ; C- le delta du Rhône : localisation de la zone d'étude	15
Figure 2. Principales composantes morphologiques d'un delta (d'après Suter, 1994).....	23
Figure 3. Caractéristiques et géométries des corps sableux de six deltas basiques placés dans la classification triangulaire des deltas de Galloway (1975) en fonction de l'intensité relative des mécanismes marins et fluviaux (d'après Bhattacharya & Giosan, 2003).....	24
Figure 4. Diagramme des processus des deltas influencés par les vagues (d'après Bhattacharya et Giosan, 2003).....	25
Figure 5. Structure et position des corps sédimentaires en fonction de l'espace disponible (Homewood & al., 1999).....	26
Figure 6. Localisation des aménagements le long du cours du Rhône (Alexis & al., 2001).....	27
Figure 7. Le delta du Rhône.....	33
Figure 8. Direction de la houle (Greslou, 1984).....	35
Figure 9. Direction et force des vent.....	37
Figure 10. Organisation des cellules littorales le long du delta du Rhône (Sabatier & Suanez, 2003).....	38
Figure 11. Remplissage sédimentaire de chenaux abandonnés (Wen, 2004).....	42
Figure 12. Section aval du Petit Rhône	44
Figure 13. Crue exceptionnelle du Petit Rhône en 2003.....	45
Figure 14. Remplissage sédimentaire de la crevasse Zuid-Stuivenberg (d'après Stouthamer, 2001).....	47
Figure 15. Composantes morphologiques principales d'un système de cordon littoral.....	49
Figure 16. Localisation de la plage de l'Espiguette.....	50
Figure 17. Cas de la plage de l'Espiguette.....	53
Figure 18. Lagune semi-fermée de Figuerasse.....	55
Figure 19. Cartographie du toit des cailloutis pléistocènes à partir de L'Homer, 1975, 1987, 1993 et des données de la BSS.....	60
Figure 20. Corrélations lithologiques, selon une coupe nord-sud, à travers le complexe deltaïque postglaciaire du Rhône (d'après Oomkens, 1970).....	61
Figure 21. Bras morts fluviaux et avulsions depuis 6000 ans (Provansal & al., 2003).....	63
Figure 22. Principaux lobes progradants depuis 6000 ans (d'après Provansal & al., 2003).....	64

Figure 23. Courbe des variations du niveau marin dans le delta du Rhône (Vella, 1999).....	71
Figure 24. Localisation des gisements chasséens sur les rives de l'étang de l'Or (Cavero, 2005).....	74
Figure 25. Localisation des comptoirs protohistoriques (Lattes, Le Cailar, Espeyran) et des îlots de Maguelone et de Psalmodi ainsi que de Saint-Gilles.....	75
Figure 26. Milieux et occupation du sol dans la plaine deltaïque de Petite Camargue du Ier s. au VIIe s. ap. J.-C.....	78
Figure 27. Position des graus sur le littoral de la Petite Camargue depuis le XVe siècle.....	81
Figure 28. Cadre géomorphologique de la plaine deltaïque de Petite Camargue.....	86
Figure 29. Image C/M des milieux fluviaux du Petit Rhône.....	91
Figure 30. Répartition géographique des datations réalisées par Bazile (1974, 1976) et L'Homer (1981, 1987, 1993) en Petite Camargue.....	98
Figure 31. Utilisation des cartes anciennes pour reconstituer l'évolution historique du delta du Rhône.....	100
Figure 32. Plaine deltaïque de Petite Camargue.....	105
Figure 33. Transect stratigraphique synthétique des Costières au cordon des Sables.....	106
Figure 34. Sondage RT.1 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	107
Figure 35. Sondage Msca.1 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	108
Figure 36. Sondage Msca.3 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	109
Figure 37. Transect lithologique entre les sondages RT.1 et RT.2.....	110
Figure 38. Transect lithologique entre les sondages MSCA.1 et MSCA.2.....	110
Figure 39. Transect stratigraphique des Costières au cordon des Sables.....	110
Figure 40. Image CM de l'unité sédimentaire 1.a.....	111
Figure 41. Image CM de l'unité sédimentaire 1.b et 1.c.....	112
Figure 42. Image C/M des dépôts de la crevasse fluviale des Tourradons.....	114
Figure 43. Données palynologiques des carottes RT.1 – Site de Tourradons.....	116
Figure 44. La crevasse fluviale de Zuid-Stuivenberg dans le delta du Rhin-Meuse (d'après Stouthamer, 2001).....	120
Figure 45. Rythmes de sédimentation (en mm/an) dans le colmatage de la crevasse fluviale des Tourradons.....	122

Figure 46. Carte du golfe de Lion (De Lisle, 1715).....	123
Figure 47. Paléotopographie autour de 6000-5500 av. J.-C. et 4800 av. J.-C.....	125
Figure 48. Paléotopographie autour de 4770 et 4060 av. J.-C.....	126
Figure 49. Configuration de la plaine deltaïque de Petite Camargue du Néolithique au Bronze moyen.....	127
Figure 50. Paléotopographie autour de 3000 av. J.-C.....	128
Figure 51. Configuration du delta du Rhône lors de la mise en place et de l'abandon de la crevasse fluviale des Tourradons.....	129
Figure 52. Évolution du delta du Danube pendant l'Holocène et modifications correspondantes du trait de côte (D'après Panin, 2003).....	131
Figure 53. Configuration du littoral du delta du Rhône à l'époque Romaine.....	132
Figures 54. A- Plaine deltaïque de Petite Camargue ; B- Tracé terminal du Rhône de Daladel et localisation du sondage VER.1.....	133
Figure 55. Inondation de la plaine deltaïque de Petite Camargue le 7 décembre 2003.....	134
Figure 56. Sondage VER.1 - lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	136
Figure 57. Image C/M des dépôts du paléochenal de Daladel.....	137
Figure 58. Sondage VER.1- Unité sédimentaire 4.....	139
Figure 59. Sondage VER.1- Unité sédimentaire 5.....	140
Figure 60. Taux de sédimentation en mm/an dans le colmatage alluvial du paléochenal de Daladel.....	142
Figure 61. Configuration du delta du Rhône à l'époque Romaine.....	143
Figure 62. Cadre paléogéographique du littoral de la Petite Camargue à l'époque Romaine.....	144
Figure 63. Chenal de Peccaïs et localisation du sondage FP.3.....	147
Figure 64. A) Cadre géomorphologique du sondage FP.3. ; B) Carottier à piston stationnaire installé dans le paléochenal de Peccaïs.....	148
Figure 65. Prodelta et front deltaïque du paléochenal de Peccaïs.....	150
Figure 66. Sondage FP.3 - Carotte -5 à -6 mètres. Sommet des dépôts marins.....	151
Figure 67. Les faciès deltaïques immergés du Nil (Stanley & Warne, 1998) et du Tibre (Bellotti & al., 1993).....	152
Figure 68. Sondage FP.3 - lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	154
Figure 69. Sondage FP.3 - Carotte -4 à -5 mètres.....	155
Figure 70. Image C/M des dépôts du paléochenal de Peccaïs.....	153
Figure 71. Image C/M des dépôts du paléochenal de Peccaïs.....	156

Figure 72. Image C/M des dépôts du paléochenal de Peccaïs.....	158
Figure 73. Sondage FP.3 - Carotte 0 à -1 mètre.....	159
Figure 74. Taux de sédimentation en mm/an dans le paléochenal de Peccaïs.....	161
Figure 75. Environs d'Aigues-Mortes, de Peccaïs et de la Petite Camargue (Bellin, 1764).....	162
Figure 76. Cadre géographique des paléochenaux terminaux	165
Figure 77. Localisation du Rhône mort de La Ville et du cordon de Listel.....	167
Figure 78. Sondages réalisés dans le paléochenal de La Ville.....	169
Figure 79. Sondage BVIL.8 réalisé dans l'axe du paléochenal de La Ville.....	170
Figure 80. Stratigraphie du remplissage sédimentaire du paléochenal de La Ville.....	171
Figure 81. Rhône de La Ville et cordons d'embouchure associés.....	175
Figure 82. Evolution d'un grau dominé par un courant de dérive littorale unidirectionnel et relativement puissant.....	176
Figure 83. Localisation du Rhône mort de Saint-Roman et du cordon de Figuerasse.....	178
Figure 84. Localisation du sondage ROM.1.....	178
Figure 85. Sondage ROM.1 - lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	180
Figure 86. Image C/M de l'unité 1 - Paléochenal de Saint-Roman.....	181
Figure 87. Image C/M de la sous-unité 2.a - Paléochenal de Saint-Roman.....	182
Figure 88. Image C/M de la sous-unité 2.b - Paléochenal de Saint-Roman.....	182
Figure 89. A) Partie occidentale du delta du Rhône ; B) Chenal du Rhône Vif et localisation du sondage RN.1.....	185
Figure 90. Sondage RN.1 - lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	187
Figure 91. Aménagements « hydrauliques » réalisés en 1532 pour dévier les eaux du Rhône et stabiliser le gabarit du Rhône Vif et son embouchure.....	189
Figure 92. Réseau hydrographique hérité et actuel (Provansal & al., 2003) ; B) Chronologie des chenaux rhodaniens reconnus.....	193
Figure 93. Grain moyen de la charge de fond des paléochenaux de Petite Camargue.....	194
Figure 94. Évolution du taux d'alluvionnement (mm/an) dans le colmatage des paléochenaux.....	199
Figure 95. Diagramme des processus des deltas influencés par les vagues (d'après Bhattacharya & Giosan, 2003).....	203
Figure 96. A) Configuration du delta du Rhône à l'époque Romaine ; B) Datations ¹⁴ C réalisées sur les cordons littoraux fossiles d'Aigues-Mortes et les cordons	

d'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol ; C) Reconstitution des paléo-rivages à partir des âges ¹⁴ C calibrés et de la position des épaves antiques.....	205
Figure 97. Configuration du delta du Rhône à l'Antiquité.....	208
Figure 98: Le lobe de Daladel.....	209
Figure 99. Formation des systèmes d'embouchure de Peccaïs.....	210
Figure 100. Carte générale de toutes les costes de France : partie de la coste de Languedoc (Tassin, 1634).....	211
Figure 101. Environs d'Aigues-Mortes, de Peccaïs & de la Petite Camargue (Bellin, 1764).....	212
Figure 102. A) Delta du Rhône ; B) Paléogolfe d'Aigues-Mortes ; C) Localisation des sondages et des relevés de coupes réalisés sur les cordons d'embouchure fossiles édifiés par Rhône de Peccaïs.....	213
Figure 103. Sondages FP1 et FP2 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	215
Figure 104. Transect stratigraphique du cordon littoral fossile de Mourgue.....	216
Figure 105. Cordon littoral de Fangassier - Séquence de cordon progradant.....	218
Figure 106. Coupe sédimentaire relevée sur le cordon d'embouchure fossile de Fangassier édifié par le Rhône de Peccaïs.....	219
Figure 107. Coupe sédimentaire FAN.3 - étude xylogique et anthracologique du niveau FAN.3-46.....	221
Figure 108. Évolution d'un lobe deltaïque dominé par l'influence fluviale. Essai d'interprétation des mécanismes de sédimentation à proximité des paléoembouchures rhodaniennes à l'Holocène (d'après Fitzgerald, 1982).....	224
Figure 109. Etapes d'édification du lobe de Peccaïs.....	225
Figure 110. Évolution d'un lobe dominé par les influences fluviales et l'action des vagues (d'après Fitzgerald, 1982).....	226
Figure 111. Formation du cordon de Listel entre le XIe et XVe s.....	227
Figure 112. Essai d'interprétation des mécanismes de sédimentation à proximité des paléoembouchures rhodaniennes à l'Holocène (d'après Fitzgerald, 1982).....	228
Figure 113. Sondage TN.1 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires.....	229
Figure 114. Édification du cordon de Figuerasse au cours du XVe et XVIe siècle.....	230
Figure 115. Formation du Rhône Vif et des formations littorales associées du XVIe au XVIIIe s.....	233
Figure 116. Evolution pluriséculaire du rivage de la Petite Camargue.....	235

Figure 117. A) Surface progradante entre 1650 et 2000 ; B) Mobilité du rivage depuis le XV ^e siècle ; C) Taux d'avancée et de recul acquis sur deux secteurs distincts du littoral de la Petite Camargue depuis le XV ^e siècle.....	236
Figure 118. Mise en corrélation des formes d'embouchure deltaïques avec les rythmes de progradation littorale, les défluviations ainsi que les grandes tendances climatiques et les forçages anthropiques depuis l'Antiquité romaine.....	242
Figure 119. Mise en corrélation des tendances hydro-sédimentaires perçues dans les milieux fluviaux du sud de la France (d'après Berger & al., 2002).....	244
Figure 120. Organisation du réseau hydrographique antérieur au raccordement du bras fluvial de Saint-Gilles vers le cours de Peccaïs.....	246
Figure 121. Carte de Cassini, 1777/1778. Notez la présence de l'île barrière face au grau d'Orgon.....	250
Figure 122. Représentation graphique des changements systématiques associés à la croissance et à l'abandon du delta (d'après Roberts, 1997).....	252
Figure 123. A) Localisation des sondages carottés et des principaux types de sable dans le delta à l'Holocène récent ; B) Transect stratigraphique nord-sud de quatre lithofaciès majeurs du complexe deltaïque postglaciaire rhodanien.....	253
Figure 124. Isopaques du toit des cailloutis pléistocènes.....	255
Figure 125. Mise en corrélation des variations eustatiques avec la formation des chenaux et des cordons d'embouchure associés.....	257
Figure 126. Principaux lobes progradants depuis 6000 ans.....	262

Liste des photographies

Photographie 1. Haut de plage de l'Espiguette.....	51
Photographie 2. Plage de l'Espiguette.....	52
Photographie 3. Coupe sédimentaire sur le haut de l'avant-plage de l'Espiguette. Stratification plane et pendage vers la mer légèrement perceptible.....	54
Photographie 4. Les remparts et la Tour Constance de la cité fortifiée d'Aigues-Mortes.....	80
Photographie 5. Rhône mort de Peccaïs en eau.....	84
Photographies 6. Présentation des outils utilisés lors des campagnes de carottages.....	87
Photographie 7. Coupes sédimentaires relevées sur des cordons d'embouchure fossiles édifiées par le chenal de Peccaïs.....	85
Photographie 8. Malacofaune extraite de la vase organique.....	157

Photographie 9. Sondages BVIL.1, 2, 6, 7 et 8 réalisés dans le paléochenal de La Ville.....	168
Photographie 10. Localisation du sondage ROM.1.....	179
Photographie 11. Sondage RN.1 réalisé sur l'îlot sablo-vaseux situé à proximité de l'ancienne embouchure du Rhône Vif.....	186
Photographie 12. Cordon littoral fossile – Villa des Sables.....	206
Photographie 13. Cordon littoral fossile de la Pataquière.....	207
Photographie 14. Cordon littoral fossile de Figuerasse - Côté mer.....	229

Liste des Tableaux

Tableau 1. Datations ¹⁴ C réalisées sur le bois et des débris végétaux.....	95
Tableau 2. Datations ¹⁴ C réalisées sur de la tourbe.....	96
Tableau 3. Datations réalisées sur les cordons littoraux fossiles d'Aigues-Mortes et dans les marais de Scamandre et de la Fosse.....	98
Tableau 4. Comparaison des charges de fond des paléochenaux rhodaniens aux chenaux actuels du delta du Rhône.....	195

ANNEXES

1532: Devis d'un canal de dérivation du Petit Rhône pour le rétablissement du port d'Aygues-Mortes (original, Chambre des Comptes de Paris)

Publié dans M. Ménard, *Histoire civile, ecclésiastique et littéraire de la ville de Nismes*, Paris, Chaubert-Herissan, 1753, T. 4, preuves de l'histoire, LXVI, p.120-125.

Saichent tous presens et advenir que l'an MVC XXXII d'octobre tres crestien prince François, par la grace de Dieu roy de France, reigning, comme le port d'Aygues-Mortes, unique port de la mer de ce pays de Languedoc, eut esté gasté et presque perdu, a cause du grant sable, terre et autres immundices que la brassiere du Rosne qui prend commencement à Fourques et influe dans icelluy port y aporte et gette, de sorte qu'il n'y avoit fondz d'eaue pour porter navires, ny aborder & et pour ce fust discontinué par les marchans faisans le traffique de la marchandise par mer, ou grant prejudice & intrest dudyt seigneur & de la chose publique dudyt pays de Languedoc, messeigneurs les tresouriers de France de ce advertis, eussent décerné lettres patantes de commission adreçans a monseigneur maistre Jehan de Monteam, juge maige & lieutenant de monseigneur le seneschal et Tennaguy le Vallais, controlleur du domaine en la senechaucée de Beaucayre, pour enquerir sur la commodité ou incommodité qui en pourroit advenir audict seigneur & la chose publique dudyt pays si ledyt port estoit restauré & en quelle maniere se pouroit fere ladyte restauration; en vertu de laquelle, eust été procédé a ladicteinquisition, par laquelle, entre autres choses, resultoit que pour fere ladyte restauration convenoyt principalement contourner et desvoier la dicte brassiere du Rosne & la faire aller dans la mer plus bas et loing dudyt port: & ladyte information veue par ledict seigneur en son conseil privé & pourvoyant a l'article sur ce fait & couché aux doléances des gens des troys-estatz dudit pays de Languedoc, ledit seigneur eust decerné lettres de commission audict seneschal ou son lieutenant drecés pour fere information si lesdicts contournement & restauration se pourroient fere, dans combien de temps & pour quel pris, pour après veue ladicte inquisition nensemble les advis des officiers dudit seigneur en l'auditoire dudit seneschal & plate forme dudit ouvraige, y estre pourveu comme de raison; lesquelles lectres veues en l'assemblée desdyts estatz, en novembre dernier passé MVCXXXI à Nismes feust conclud que ladicte inquisition seroit faiete & le tout rapporté devers ledit seigneur... [considérations financières, hypothèques]

Ensuyt la teneur desdyz articles:

Et premierement le contournement de ladicte brassiere dudit Rosne se fera dessoubz les maisons de Pecaix, un cart de leue ou environ & aux lieux que par les experts ont esté advisés & marquez. Item & pour fere icelluy contournement sera tenu icelluy qui le fera, fere ung grand canal & robine tirant droit à la mer contre le levant & es lieux qui ont esté marquez & signez & y a de longueur unze cens canes.

Item, & sera lesdyz canal et robine de parfond tant que faire se pourra & s'il est Pousible que viegne à nyvel du fondz de ladicte brassiere & de largeur à l'équipolent du fondz, car s'i y a petit fondz faudra que la largeur soit plus grande & à l'antrée pour le moins faudra que aye trente canes & tant que dure la terre forte & la terre legiere faudra venir en extrecyssant jusques à la mer porveu que y aye de largeur jusques a ladicte mer vingt canes.

Item sera tenu à troys cens canes pres de la mer où est terre legiere ramparer ledictes troys cens canes de pelotin de boys & autres choses necessaires, du quartier de la main droiete du ponant.

Et à l'antrée dudit Rosne audit canal tant que la terre bonne & grasse durera tirant vers la mer sera tenu getter la terreget du cartier du ponant.

Item, sera tenu de faire ung bastardel que clourra ladicte riviere du Rosne en escaire & dessente, droit dudit canal, laquelle brassiere a de largeur trente troys canes & à cause de ce que fault que ledit bastardel vienhe en dessante & aussi pour ce que fault que prenhe pied aux ribes en terre fault que ledit bastardel aye de longueur à travers ladicte riviere, quarante canes.

Item, & se fera ledit bastardel à grandz & gros palz de chayne ou pin de sept, six, cinq & quatre canes de longueur & les faulta mettre bien espés & les faulta planter bien parfond en terre à grandz copz de malh-moton & affli que entre mieulx la pointe desditz palz soit garnie de fer & iceux palz garnir et lyer avec soumiers traverssans & clavetes de fer au milieu & de brancam de palz trencatz l'ung joignant à l'autre au milieu d'iceulx ramplir & garnir de pierre, fagotz & terre perdue & au premier ranc des palz dudit bastardel faulta metre de postan de l'espaisseur de deux doitz attaché à cloux de fer que l'ung touche l'autre tous effondrez en terre & que ne sortent ou se montent que ung pan ou deux au plus fort & faulta que ledit bastardel aye d'espaisseur huit ou neuf canes ou environ & que soit plus hault que la terre & rivage de deux pans ou plus & autrement faulta fortifier et refforcer ledit bastardeau de sorte que soit chose ferme & estable.

Item, sera tenu depuis ledit bastardeau & antrée dudit canal acompaigner l'entrée dudit canal du cartier du ponant & icelle resfoucer de palz & pelotins liez ensemble, cent canes ou environ.

Item, & du cartier de Pecaix suyvant ladicte riviere du Rosne jusques au salin de l'Abbat & croix de Daly, fera venir une chaussée & reforcera la chaussée qui est a present, laquelle sera resforcée et haulsée depuis la croix de Daly jusques au salin de l'Abbat où y a trois cens canes ; fault renforcer en revestissant la chaussée qui est, qui aura de pied trois canes, douze pans de coronne & plus haulte que celle qui est de present de trois palms & à quatre vingt canes prochaines de ladicte croix de Daly ne se prendra aucune terre devers le Rosne & et pour le demourant de ladicte chaussée & desdites trois cens canes se pouyria prendre la terre devers le Rosne à trois canes toutesfois loing de ladicte riviere & du salin de l'Abbat jusques aux maisons de Montoreau en Pecaix où y a cin cens cinquante canes fault fere à neuf une chaussée durant trois cens canes de mesmes pié, coronne & haulteur que la precedente & se pourra prendre la terre devers le Rosne sans aprocher & loing de troys canes de ladicte riviere & durant les deux cens cinquante canes restans, la chaussée sera revestue jusques soit de mesmes pied, coronne, & haulteur que les sudiz & depuis la derniere maison de Franc Conseil & Pierre le Long dicte de Saint Clemens jusques au lieu du bastardeau où y a douze cens cinquante canes de chaussée veille, la fault revestir de sorte qu'elle ait deux canes de pied, huit palms de coronne & trois pans plus haulte que n'est de present & se pourra prendre terre de la main hors du Rosne & ladicte chaussée devers le listel.

Item, & pour ce que au lieu où passe ladicte brassiere demeurera une pescherie que sera de bon revenu que se appellera Rosne mort sera ladicte pescherie délivrée & baillée à celluy qui à moindre pris voudra prendre la charge de ladicte reparation pamy ce que à celluy que prendra ladicte charge demeurera à luy, ses hoirs & successeurs, le profit & revenu de ladicte pescherie suyvant le mandement & commission du roy à la charge de entretenir toutesfois à perpetuité le bastardeau, tranchée & autres réparations sudictes, excepté depuis le listel jusques à la croix de Daly car la chaussée que là sera entretiendront les proprietaires de Pecaix....

ANNEXE 2

Cartes utilisées dans cette étude.

JOLIVET J., 1570. *Vraie description des Gaules* In : DE DAINVILLE F., *Imago Mundi*, Vol. 18, 1964, pp. 45-52.

Carte de BARENTZON, 1593 In RUSSELL, 1942. *Annals of the Association of American Geographers*, Vol. 32, No. 2 (Jun., 1942), pp. 149-254

CAVALIER J., 1648. Carte du diocèse de Montpellier.

De LISLE G., 1715. Carte de Provence et des terres adjacentes.

BELLIN, 1764. Environs d'Aigues-Mortes, de Peccaïs et de la Petite Camargue In : LASSERRE N., 1937. *Histoire populaire d'Aigues-Mortes*. Éditions Lacour. 89. Paris, Champion et Guillaumin, 570 p.

CASSINI, 1777-1778. Carte générale de la France, dite de Cassini, au 1/86400, 1778, planche n°92, dite de Montpellier.

DI PIETRO F., 1821/1849. *Histoire d'Aigues-Mortes*. Éditions Lafitte. 79.

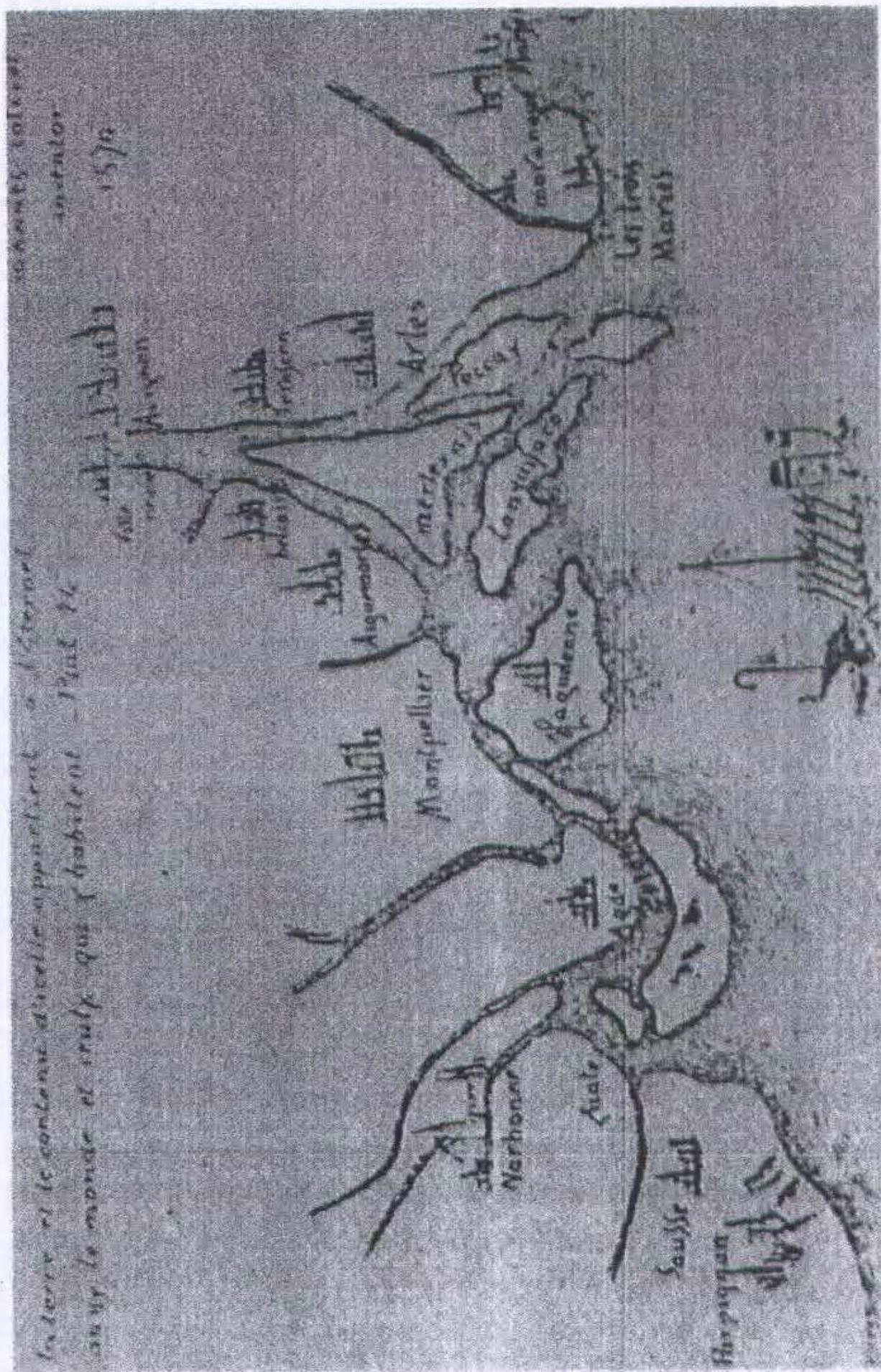
SURELL A., 1847. *Mémoire sur le barrage du Petit Rhône pour servir à l'irrigation et au dessèchement d'une partie du delta*. Nîmes, Imprimerie Ballivet et Fabre, 67 p.

MARTIN CHARLES F., 1874. *Le littoral méditerranéen près d'Aigues-Mortes*, Paris.

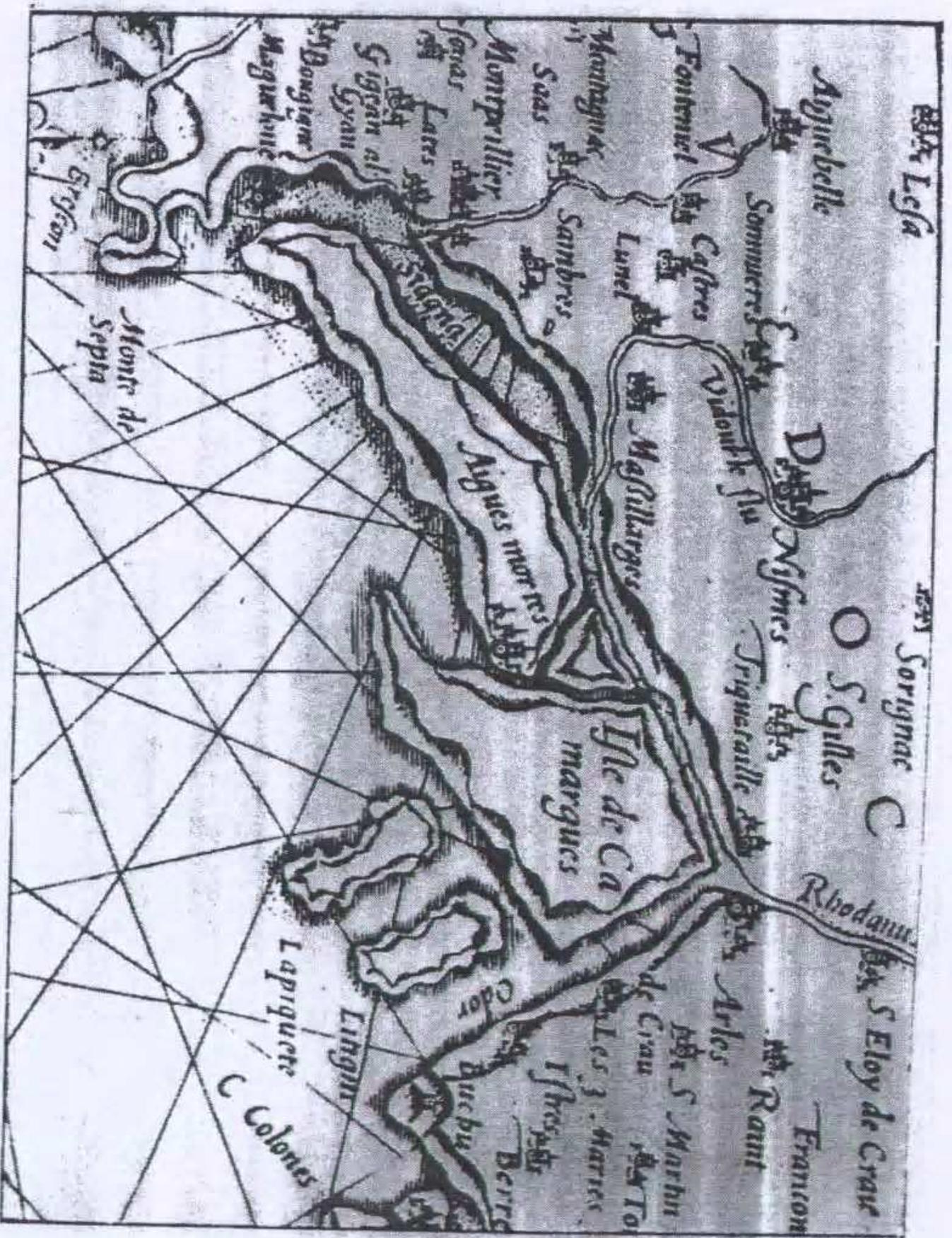
Adolphe Joanne A., 1881. *Géographie du département du Gard*

DE DIENNE, 1891. *Histoire du dessèchement des lacs et des marais du royaume avant 1789*.

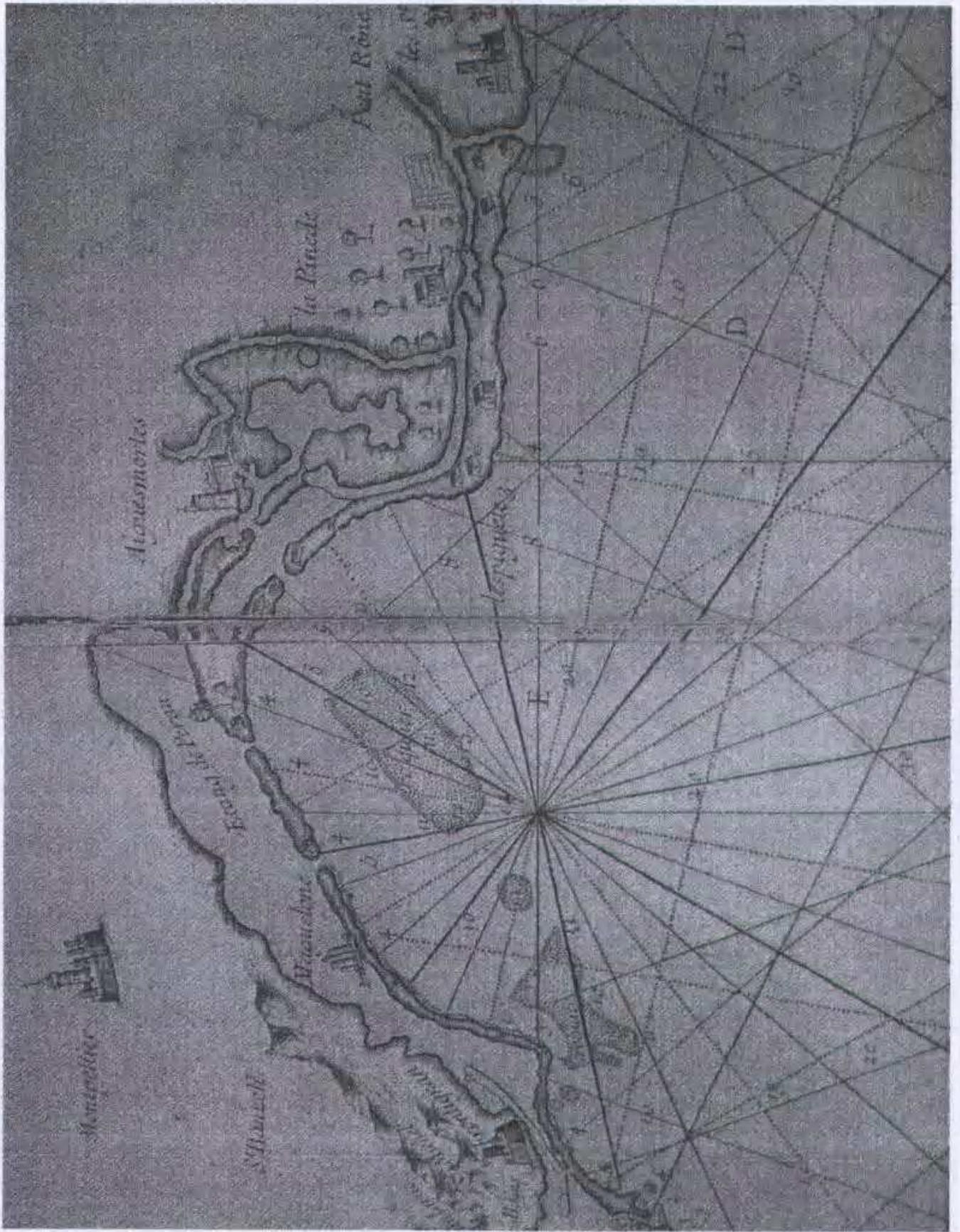
L'HOMER A., 1993. Notice explicative, Carte géologique. France (1/50000), feuille Grau du Roi (1017).Orléans : BRGM, 93 p.



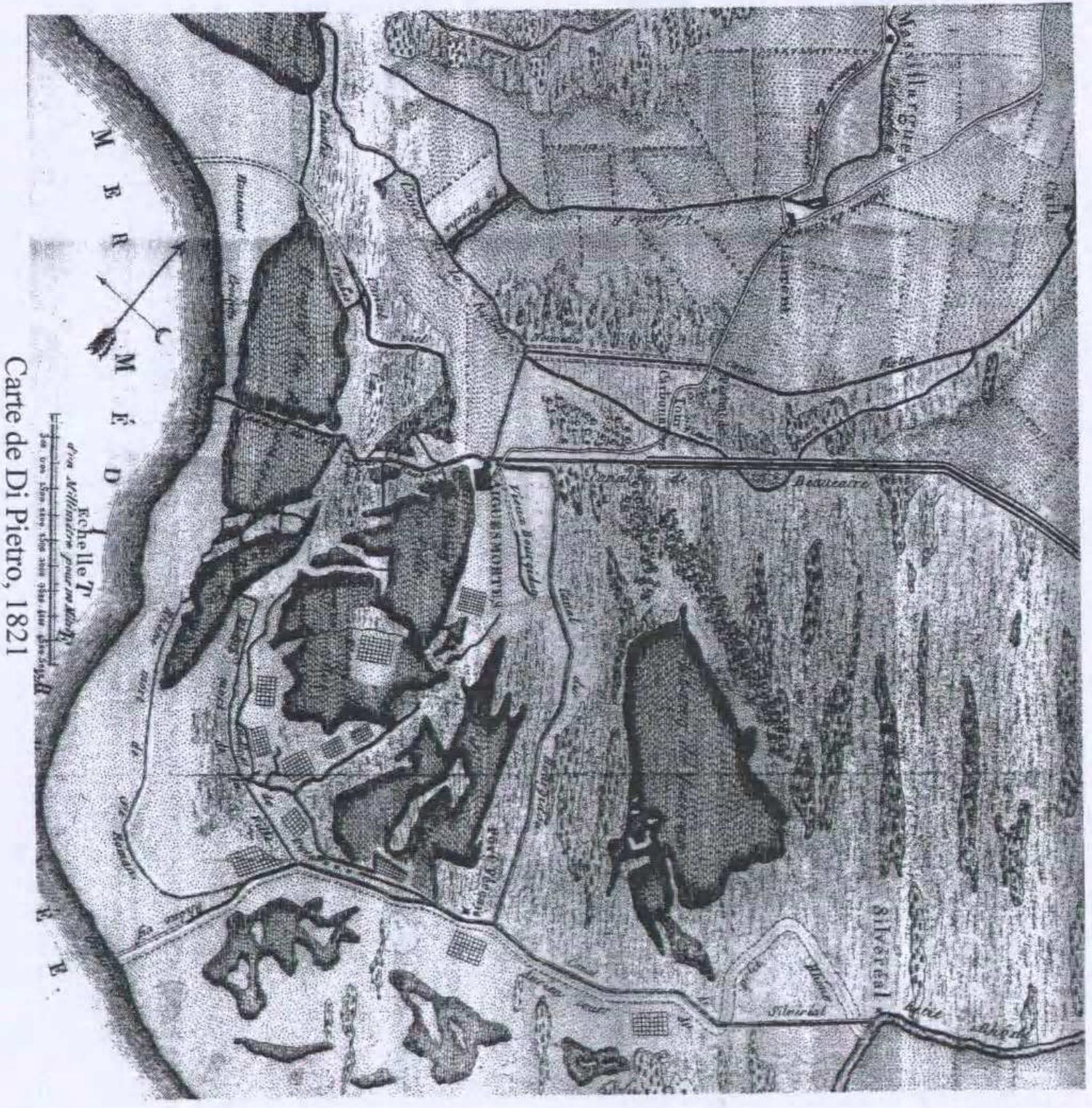
Vraie description des Gaules, Jean Jolivet, 1570.



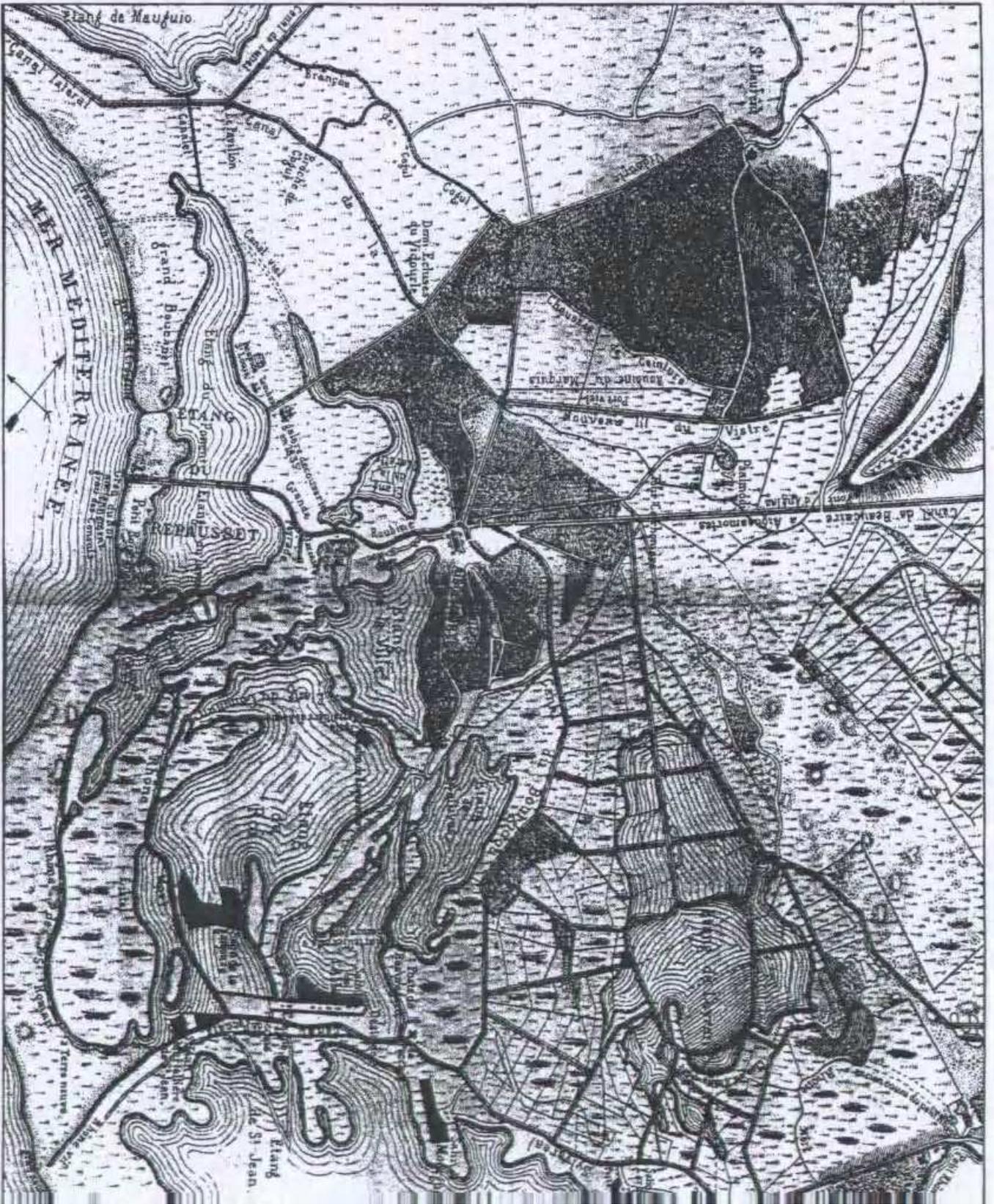
Carte de Barentzoon, 1593



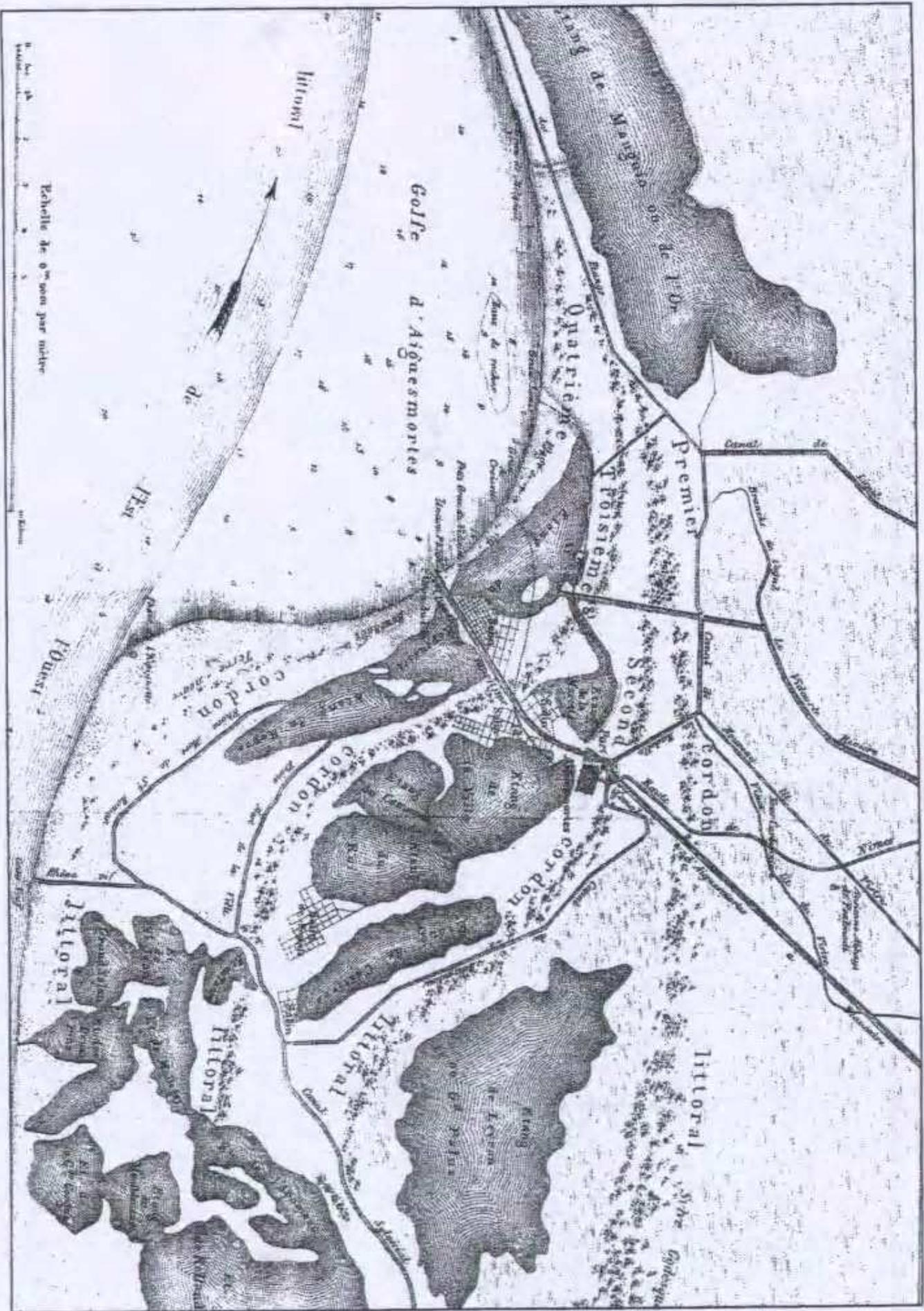
Carte de Provence et des terres adjacentes, Guillaume de Lisle, 1715



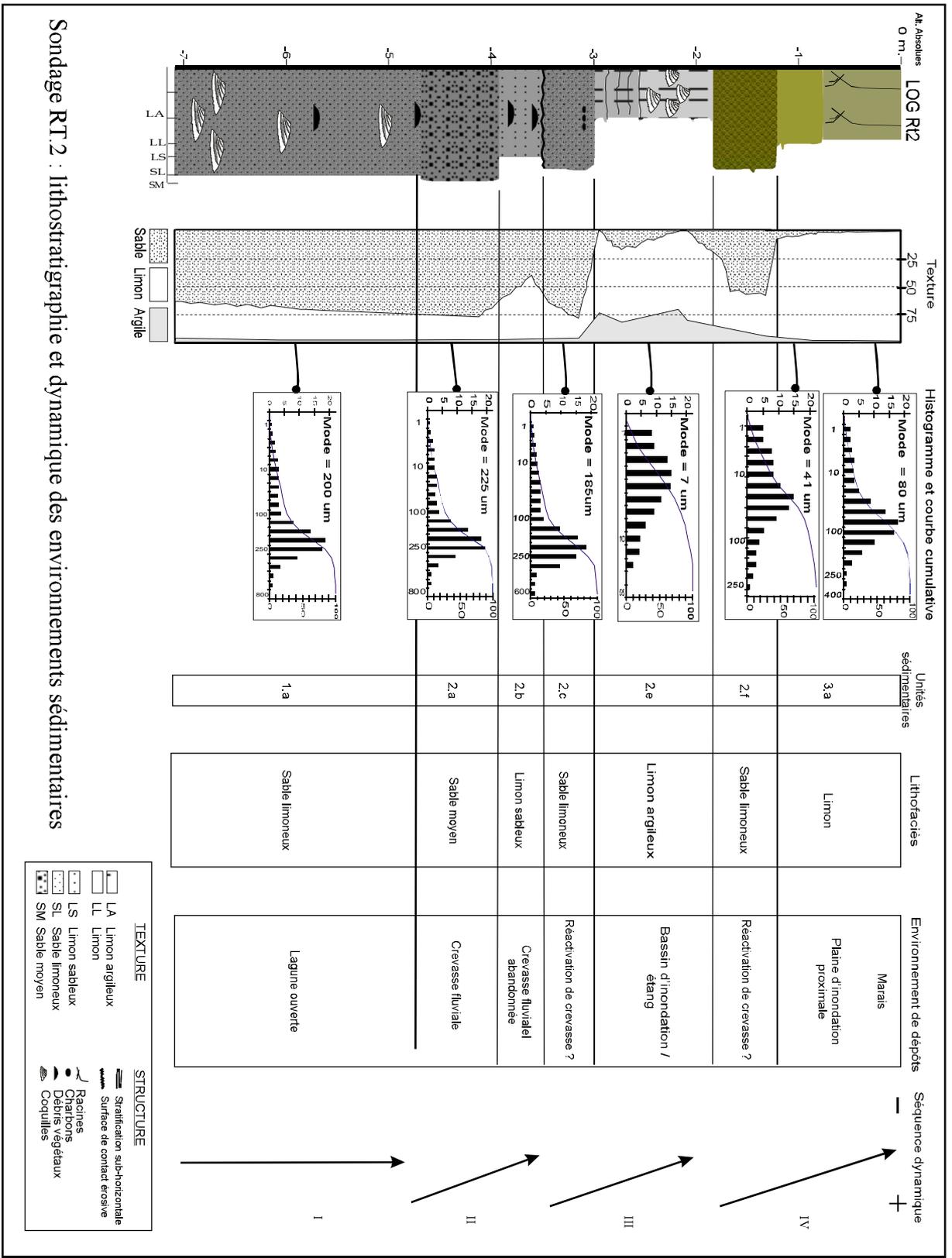
Carte de Di Pietro, 1821



Carte de Di Pietro, 1849

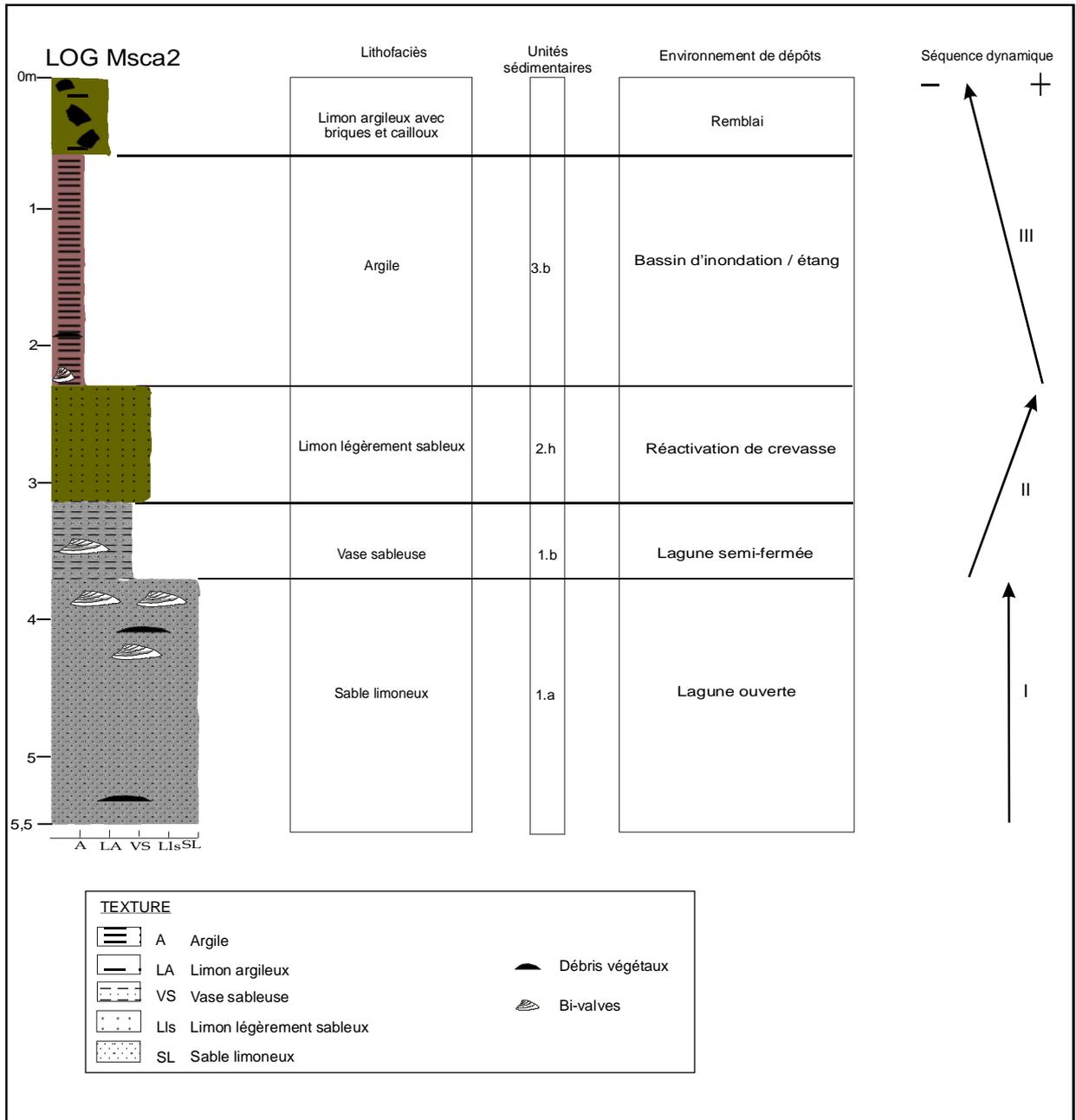


Le littoral méditerranéen près d'Aigues-Mortes, Charles Martin Frédéric, 1874



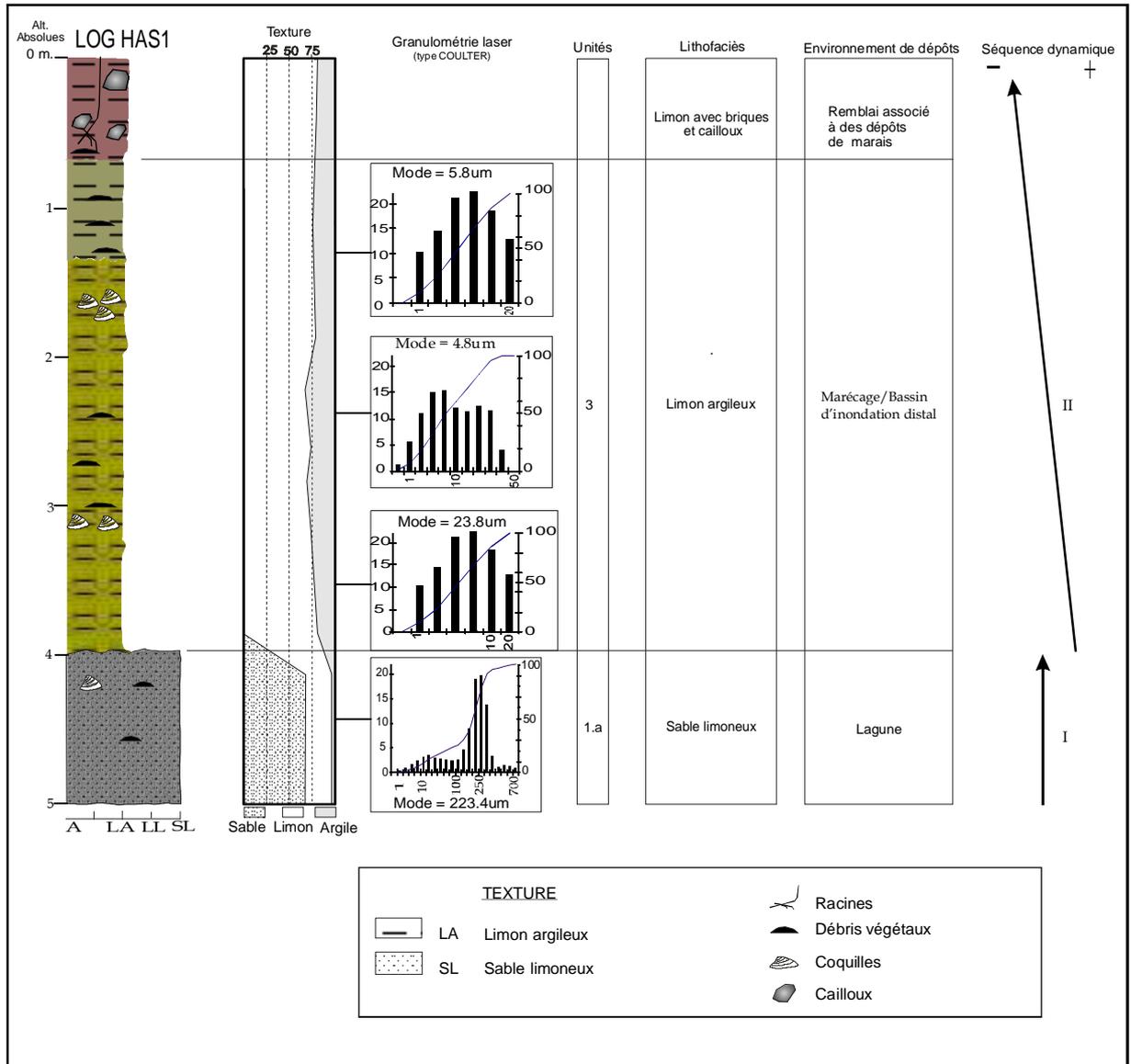
Sondage RT.2 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires

ANNEXE 4



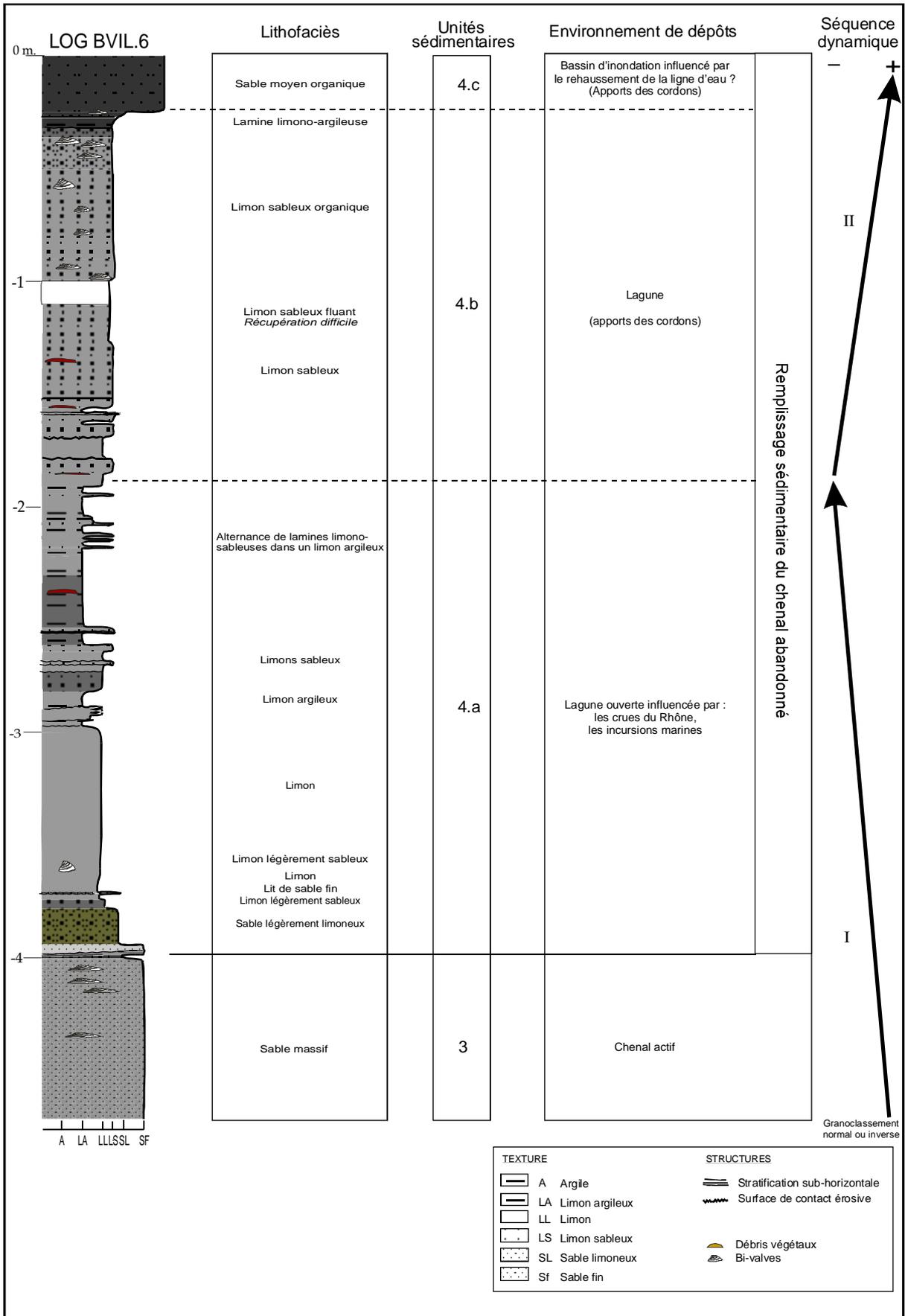
Sondage MSCA.2 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

ANNEXE 5



Sondage HAS.1. Lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

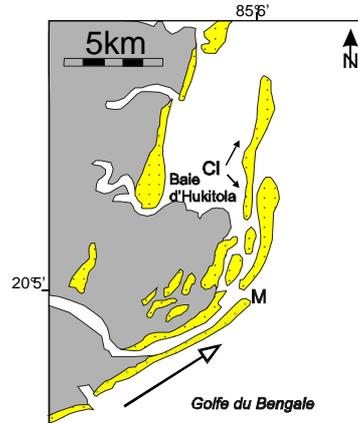
ANNEXE 6



Sondage BVIL 6 : lithostratigraphie et dynamique des environnements sédimentaires (Rey, 2005)

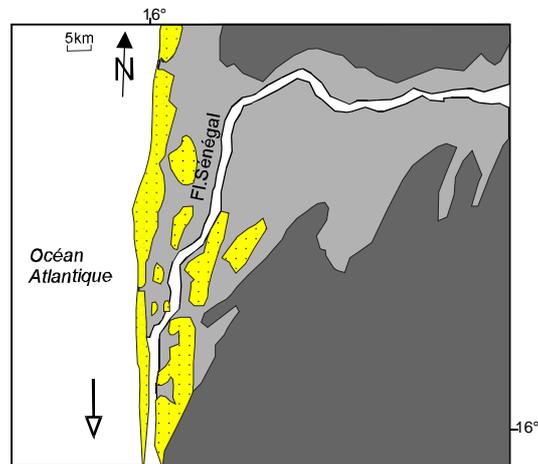
ANNEXE 7

Exemples de deltas déviés (Rey, 2005)

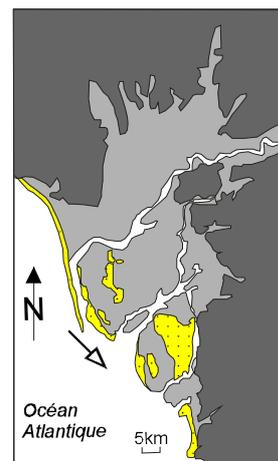
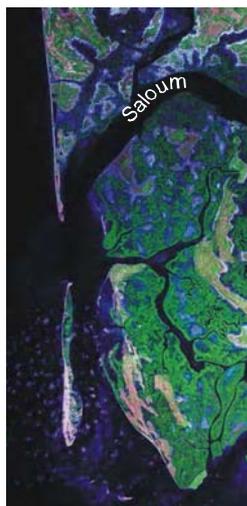


Embouchure du Mahanadi (M) déviée par une flèche littorale. Au nord, construction progressive d'un cordon littoral (CI) abritant la baie de Hukitola.

Delta du Mahanadi - Inde.
(D'après Mohanti, 1993. Modifié)



Delta du Sénégal (d'après Michel, 1968, Modifié)



Delta du Saloum (d'après Ausseil-Badie & al., 1991. Modifié)

- Corps sableux
- Dépôts de plaine deltaïque autres que les corps sableux
- Zones n'appartenant pas au système deltaïque actuel
- Courant de dérive littorale à proximité de l'embouchure

Abstract

The study of paleoenvironmental and archaeological samples enabled to reconstitute the Holocene fluvio-deltaic environment, after the approach to several sites located between the Costières and the existing shore of Petite Camargue.

Pluri-disciplinary methods allowed to understand the paleogeographical evolution of Rhodanian occidental side during Holocene (sedimentation of the Aigues-Mortes basin).

Up to the Roman period, the Aigues-Mortes paleogulf developed following the eastern rivers motion. During this long period, this space moved landward to build the interior delta of the Aigues-Mortes gulf. Rivers flowed and died out in a large lagunary basin, which became wide enough to allow fluvial splay. This phase ended when the channels brake through the fossil barrier beach. Then, channels prograded toward the Mediterranean to built deltaic lobes. Their different morphologies and intra-deltaic sedimentary discontinuities are the indicators of evolution modalities of fluvial and marin processes.

The comparison of our data with the hydrosedimentary trends of Valley of Rhône and Camargue have showed factual synchronisms but site effects and delta autocyclicity limit their intpretation. Only fluvial deposits connected with marin processes could explain the sedimentation of the Aigues-Mortes gulf. The acceleration of the advance of ancient deltaic lobes is not linked to eustatic changes or pleistocene paleogeography.

Key words : Rhône delta, Petite Camargue, Aigues-Mortes, paleoenvironment, abandoned channel, fossil barrier beach, archaeological samples, relative sealevel changes, Holocene.

Résumé

L'étude des témoins paléoenvironnementaux et archéologiques a permis la reconstitution des milieux fluvio-deltaïques durant l'Holocène, suivant une approche multi-sites entre les Costières et le rivage actuel de la Petite Camargue.

La méthodologie et l'approche pluri-disciplinaire permettent de mieux comprendre l'évolution paléogéographique de la partie occidentale du delta rhodanien (remplissage sédimentaire du bassin d'Aigues-Mortes) au cours de l'Holocène.

La géographie du paléogolfe d'Aigues-Mortes dépend de la dynamique des fleuves orientaux jusqu'à l'époque romaine. Pendant cette longue période, cet espace évolue vers l'intérieur des terres pour constituer le delta bloqué du golfe d'Aigues-Mortes. Les fleuves débouchent et meurent dans un vaste bassin lagunaire qui constitue par ailleurs un environnement de plus en plus favorable au développement de crevasses fluviales. Cet épisode se termine lorsque les chenaux arrivent à percer le cordon fossile des sables. A partir de ce moment, les chenaux progradent vers la mer Méditerranée pour construire des lobes deltaïques. Leurs différentes morphologies et les discontinuités sédimentaires intra-deltaïques sont les indicateurs des modalités d'évolution des processus fluviaux et marins.

La comparaison de nos données avec les tendances hydro-sédimentaires reconnues dans la vallée du Rhône et en Camargue montre l'existence de synchronismes événementiels mais les effets de sites ainsi que la cyclicité des lobes deltaïques peuvent masquer des informations acquises sur d'autres espaces. Le seul contrôle dans le remplissage sédimentaire du golfe d'Aigues-Mortes provient des apports fluviaux et de la dynamique marine. Ni les variations eustatiques ni la paléogéographie pléistocène ne semblent avoir influencé la vitesse d'avancée des lobes deltaïques fossiles.

Mots clés : delta du Rhône, Petite Camargue, Aigues-Mortes, paléoenvironnements, bras mort fluvial, cordon littoral fossile, témoins archéologiques, variations relatives du niveau marin, Holocène.

Spécialité : Géomorphologie, Paléoenvironnement

Université Paul Valéry - Montpellier III, Route de Mende, 34199 Montpellier Cedex 5.

UMR 5140 CNRS Archéologie des Sociétés Méditerranéennes.
