

## Atelier des 26 et 27 septembre 2007 en Camargue



**Beauduc : la mer, la plage avec ses dunes et les étangs.**

(Cliché : José Salgado, EID Méditerranée juin 2003)

**Septembre 2007**



François SABATIER, Olivier SAMAT, Hugues HEURTEFEUX  
Jean Christophe BRIFFAUD, Adrien LAMBERT, Provence  
LANZELLOTTI, Grégoire MAILLET, Delphine MAROBIN- LOUCHE.

**Entente interdépartementale pour la démoustication  
du littoral méditerranéen**

# Le delta du Rhône

A. PRESENTATION GENERALE DU LITTORAL DU DELTA DU RHONE

B. Au domaine de La Palissade le Rhône est en crue : et alors *par Jean Christophe Briffaud (page 28)*.

C. Impacts de l'anthropisation du Rhône et de son bassin versant sur l'alimentation du secteur de l'embouchure. Etude historique de l'évolution de la charge solide *par G. Maillet et F. Sabatier (page 31)*.

D. L'aménagement de la plage de Piémanson *par F. Sabatier (page 33)*.

E. Erosion des fonds devant la digue de Véran *par O. Samat, F. Sabatier et A. Lambert (page 34)*.

# PRESENTATION GENERALE DU LITTORAL DU DELTA DU RHONE

## Introduction

---

Le littoral du delta du Rhône représente environ 90 km de côtes sableuses qui s'étendent de la flèche de la Gracieuse, à l'est de l'embouchure du Grand Rhône, jusqu'au complexe de la Grande-Motte à l'extrémité de la flèche de l'Espiguette. La diffluence du fleuve en amont d'Arles donne naissance à deux bras : le Grand Rhône à l'est qui se jette à la mer par le grau de Roustan et le Petit Rhône à l'ouest dont le débouché, le grau d'Orgon, se trouve à l'ouest des Saintes-Maries-de-la-Mer. La forme générale du linéaire côtier s'articule autour de ces deux bras (figure 1). La granulométrie des plages est proche de 0,25 mm et leur morphologie sous-marine présente une pente douce (environ 1%) marquée par la présence de deux à six barres d'avant côte qui les classent dans la catégorie « Dissipante » ou « Barre-Longitudinale-Fosse » selon la terminologie de Wright et al. (1985) (Sabatier et Provansal, 2000a ; Sabatier et al., 2002b). D'après la classification de Galloway (1975), le delta du Rhône est reconnu comme étant un delta dominé par la houle mais nous verrons dans cette 1<sup>ère</sup> partie le rôle du fleuve dans la morphologie générale (figure 2).

## 1. Construction Holocène du delta du Rhône

---

Cette partie est directement tirée de :

**Provansal M., Vella C. et Sabatier F.** (2003) Apports solides et mobilité historique des littoraux deltaïques. *Oceanis*, vol. 29, n° 1-2, 209-240

La formation du delta du Rhône est due, au cours de la deuxième moitié de l'Holocène, à deux systèmes progradants majeurs, le lobe de Saint Ferréol à l'Ouest, construit entre 4000 BP et la période romaine, et les lobes du Bras-de Fer et de Roustan à l'Est (Vella, 1999), construits entre les XV<sup>ème</sup> et XX<sup>ème</sup> siècles (figure 3). Dans les golfes créés entre et autour de ces deux grands systèmes, les atterrissements ont formé des lobes ou des colmatages secondaires (Plan du Bourg à l'Est, lobe d'Ulmet au centre, de Peccais et de Daladel à l'Ouest). Cette chronostratigraphie, établie en milieu émergé, est confortée par l'interprétation des enregistrements sismiques sur le plateau continental (Aloisi 1986, Gensous & Tesson 1997, Marsset et Bellec, 2002). La vitesse de montée du niveau marin relatif et la variabilité des apports solides sont les deux principaux facteurs, qui conditionnent la progradation des deux systèmes.

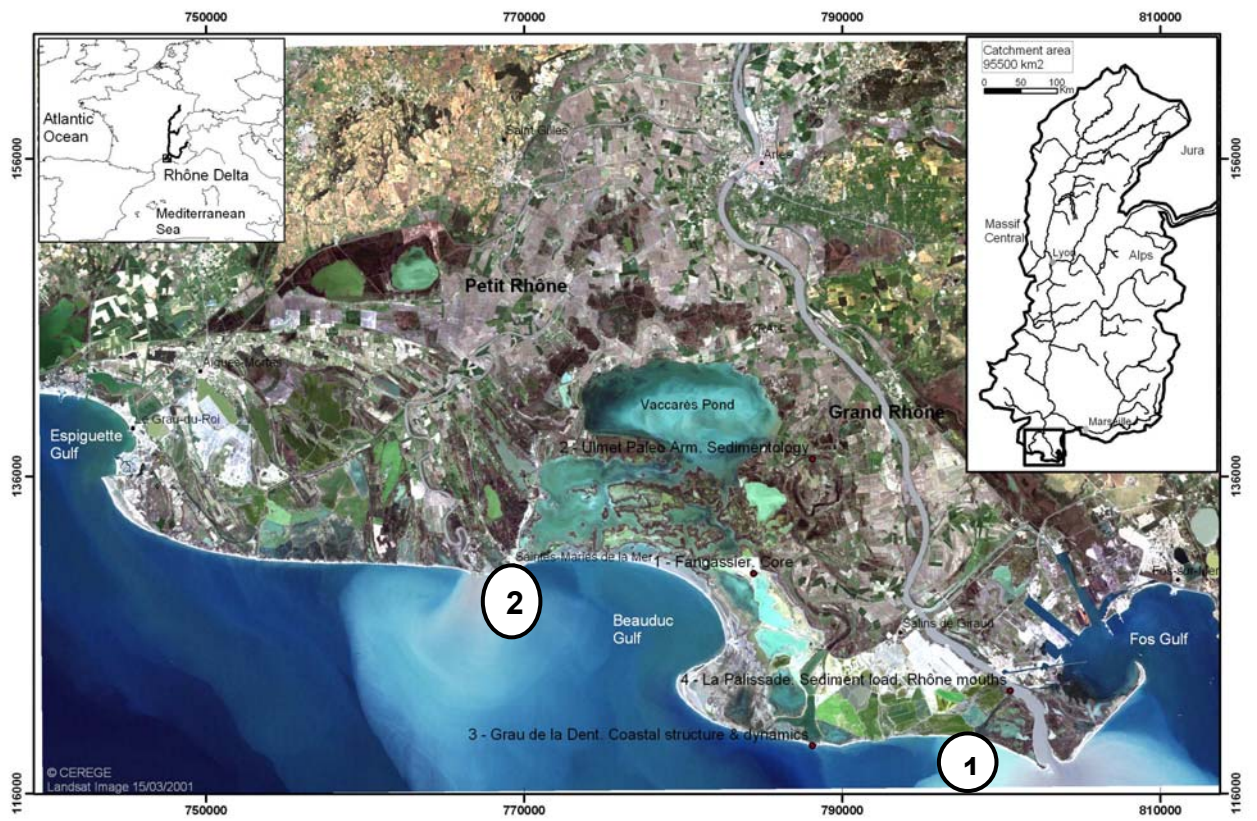


Figure 1 : Présentation du delta du Rhône. Les numéros localisent les 2 arrêts (1 = plage de Piémanson et 2 = Stes-Maries-de-la-Mer).



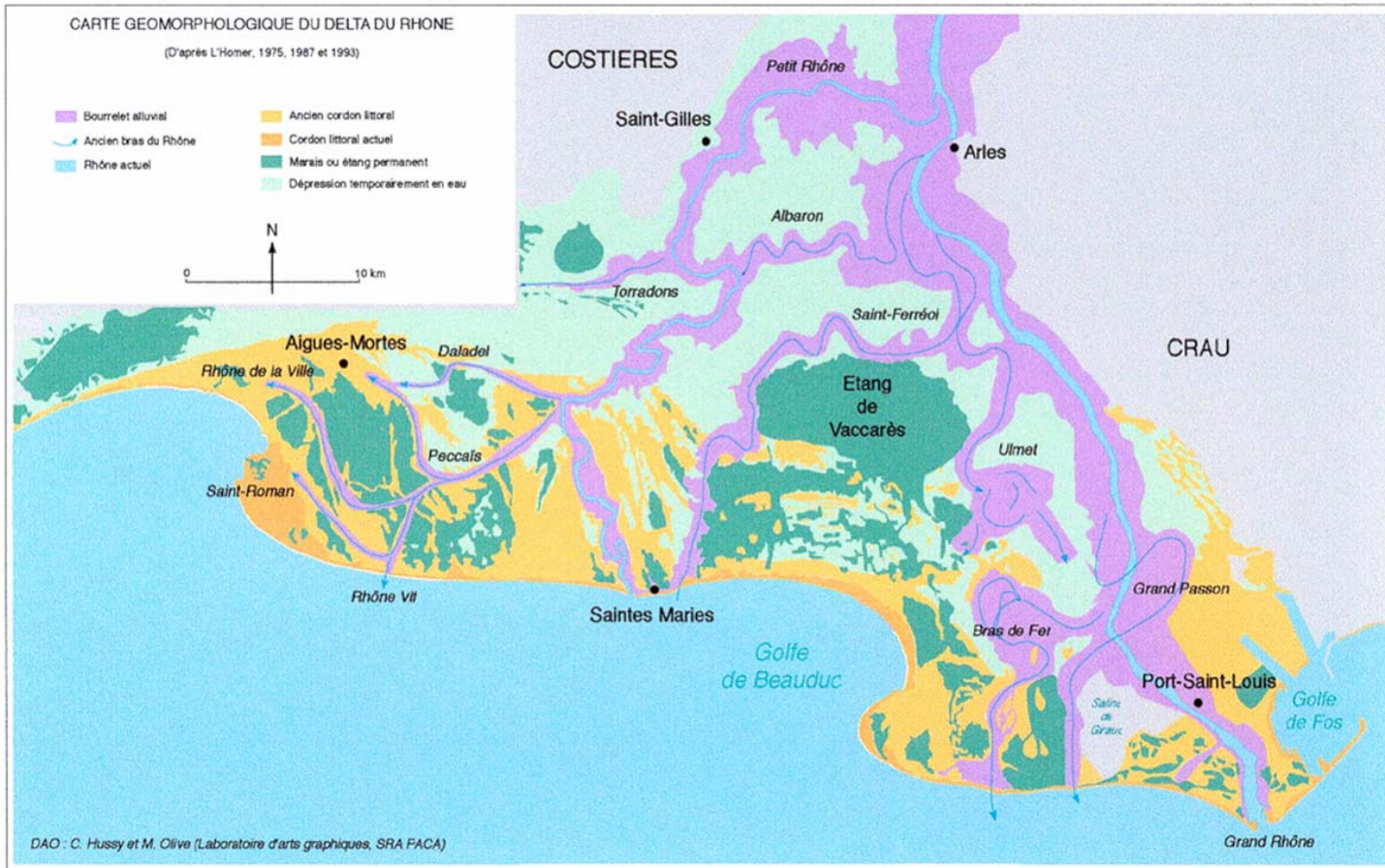


Figure 2 : Carte géomorphologie du delta du Rhône (d'après Arnaud-Fassetta, 1998)

La montée du niveau marin relatif, d'abord rapide entre 18000 et 6000 BP (1 cm/an en moyenne), est progressivement ralentie au cours de l'Holocène (Aloisi, sp), puis caractérisée par un palier entre 4800 et 2500 BP (Vella et Provansal., 2000). Le niveau actuel est atteint à la fin du premier millénaire ap. J.-C. Sur l'échelle de temps considérée, la subsidence est négligeable, mais l'espace disponible pour la sédimentation varie en fonction de la topographie du substrat pleistocène (figure 3). La progression du système de Saint-Ferréol, localisé au droit des chenaux incisés du Rhône post-Glaciaire (Tesson et Gensous, 1998), est ralentie par la profondeur de la zone à atterrir (-50m) : le front deltaïque y a avancé d'environ 3 m/an entre 4500 et 2000 BP. A surface équivalente, les lobes du système moderne, adossés sur un substrat moins profond déjà partiellement colmaté, s'édifient beaucoup plus rapidement : aux XVI-XIX<sup>èmes</sup> siècles, le delta prograde de 80 à 180 m/an. L'embouchure actuelle est située à la verticale d'un plongement rapide du toit du Pleistocène (-70 m), qui limite désormais sa progradation.

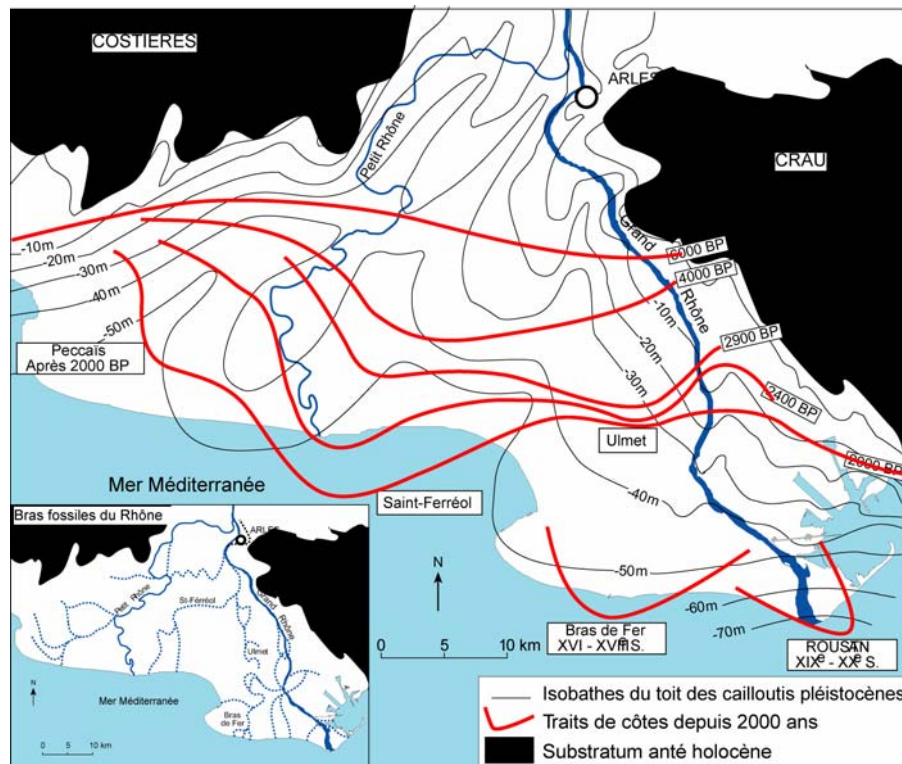


Figure 3: Lobes du delta du Rhône et différentes positions du trait de côte depuis 6000 ans

La variabilité holocène des apports solides du Rhône a été démontrée grâce à des carottages sédimentaires et des fouilles archéologiques (Arnaud-Fassetta, 2000 ; Vella, 1999 ; Bruneton 2000). Elle est attribuée au forçage climatique, progressivement combiné avec l'anthropisation du bassin versant. La granularité des dépôts, les taux de sédimentation dans la plaine d'inondation, la fréquence et l'épaisseur des pédogenèses, la mobilité du chenal et les modifications de sa géométrie révèlent l'alternance de périodes à forts débits liquides et solides, et de périodes à débits plus modestes et crues moins fréquentes. Ce séquençage est corrélé au fonctionnement connu du Rhône supérieur et moyen (Bravard, 1995). Depuis 4000 ans environ, 5 phases d'apports solides plus abondants ont été déterminées en bordure du chenal à Arles et sur plusieurs sites du delta, dont la résolution chronologique est évidemment meilleure pour les périodes les plus récentes. Elles sont datées 5795-3875 BP, 2500-2420 BP, 1<sup>er</sup> s. av. J.-C. – 1<sup>er</sup> s. ap. J.-C., V<sup>ème</sup>-VIII<sup>ème</sup> s., XVI<sup>ème</sup>-XIX<sup>ème</sup> s. (Arnaud-Fassetta et Provansal, 1999 ; Provansal et al., 1999 ; Bruneton et al., 2001 ; Arnaud-Fassetta, 2001). Pour la plus récente, les observations de terrain sont confortées par les données instrumentales, relevées à Arles depuis 1501 (Pichard, 1995).

Deux cas illustrent les relations entre les apports solides fluviaux et la mobilité des embouchures, (1) entre 4000 BP et la période romaine (Rhône de Saint-Ferréol) et (2) au cours du Petit Age Glaciaire (Rhône du Bras de Fer et de Pégoulier).

## Le rôle des apports solides dans la mobilité du lobe de Saint Ferréol

Le Rhône Saint Ferréol dessine une avancée en pointe, dont les positions successives entre 4000 BP et la fin du premier siècle ap. J.C., sont matérialisées par des cordons littoraux fossiles, issus du remaniement des barres d'embouchure par la dérive littorale (figure 4). La dissymétrie de ces dépôts, beaucoup moins abondants à l'Est qu'à l'Ouest des paléo-embouchures, est liée aux fortes houles d'Est, qui génèrent une dérive dominante vers l'Ouest-Nord-Ouest.

Cinq dates C14 et les données archéologiques indiquent une progradation pulsée, qui s'accélère entre 2600 BP et la période romaine. La première avancée (2,5m/an), à partir d'un littoral daté 6000 BP au Nord de l'étang du Vaccarès (L'homer et al., 1981), construit le cordon de Mornès vers 4035 BP. Puis trois pulsations déterminent une avancée de 15m/an entre 2500 et les premiers siècles de notre ère : les 2 premières sont datées 2600/2520 BP (cordon du Bois des Rièges) et 2420 BP (sous la plage actuelle) ; la dernière est postérieure au 1<sup>er</sup> siècle après J.-C., puisqu'elle "fossilise" les épaves romaines échouées sur des barres d'avant-côte fossiles (Long, 1997). Elle prograde de 2,5 km au large de la côte actuelle. L'érosion de ce promontoire contribue à la crétaion de flèche sableuse à pointe libre en direction du nord Ouest dans le Golfe d'Aigues Mortes non colmaté

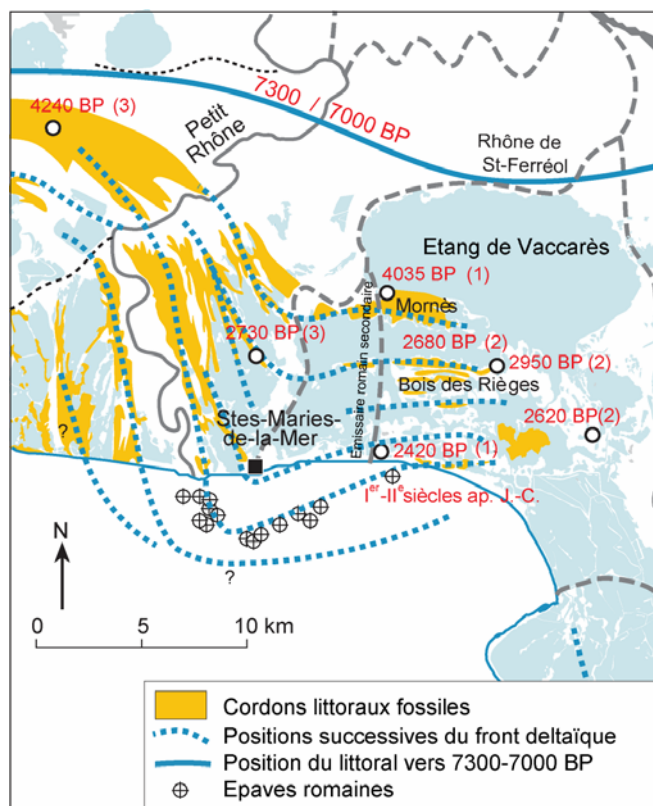


Figure 4 : Progradation du lobe de Saint-Ferréol. Mesures réalisées par : (1) Laboratoire Radiocarbone, Lyon, (2) Beta Analytic INC, Miami et (3) Poznan Radiocarbon Laboratory. (Provansal et al., 2003)



L'avancée remarquable de ce lobe coïncide (figure 5) avec un palier de la montée eustatique (Vella, 1999), qui réduit la contrainte exercée à l'aval sur le profil longitudinal du fleuve et permet un meilleur transit des sédiments jusqu'à l'embouchure. Sa progradation pulsée est cohérente avec les fourchettes chronologiques des apports solides du Rhône : le cordon littoral le plus massif (cordon de Mornès) correspond à la phase détritique la plus longue (5795-3875 BP). Sa progradation moins rapide est liée à l'importance de l'espace à colmater. Les stades suivants, moins épais, progradent rapidement entre 2500 et 2420 BP, puis entre les 1<sup>er</sup> s. av. et ap. J.-C., du fait de la forte aggradation en domaine marin prodeltaïque qui les a précédée. On souligne que la phase d'apports solides des V<sup>ème</sup>-VIII<sup>ème</sup> s. ap. J.-C., qui coïncide avec la reprise de la montée du niveau marin et le colmatage partiel du chenal, n'a aucune expression morphologique à l'embouchure du bras de Saint Ferréol.

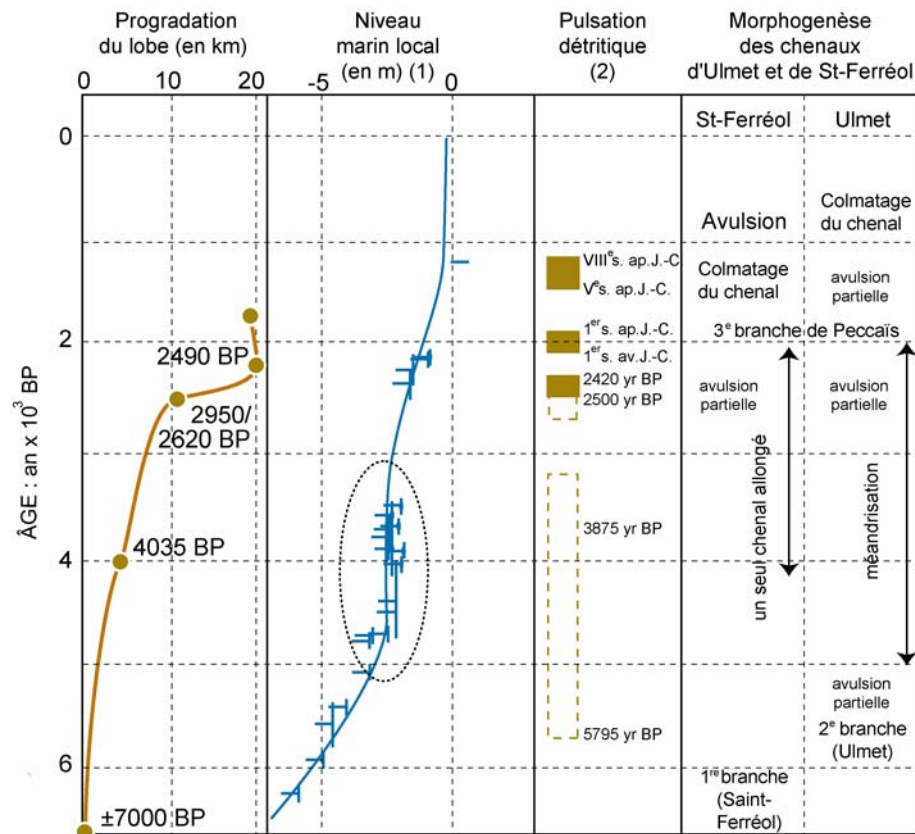


Figure 5 : Apports fluviaux et progradation deltaïque de 4000 à 2000 BP. Données d'après : (1) Vella (1999), (2) Bruneton (1999), Bruneton et al., (2001) et Arnaud-Fassetta (2002) (Provansal et al., 2003)

La progradation très rapide de la période romaine est associée à l'apparition de bras secondaires (figure 3). D'après les textes antiques, le Rhône pourrait alors avoir jusqu'à 7 embouchures, en cohérence avec les multiples brèches relevées sur ses 3 branches principales (Albaron, Saint-Ferréol, Ulmet). La répartition de l'énergie hydraulique en plusieurs bras secondaires affaiblit les capacités d'évacuation sédimentaire, favorise l'instabilité des chenaux et induit une gêne pour la circulation des navires, qui nécessite le creusement du canal de Marius au 1<sup>er</sup> s. av. J.-C. (Vella et al., 1998). Le colmatage progressif du chenal de Saint-Ferréol est réalisé entre le II<sup>ème</sup> et le VI<sup>ème</sup> s. ap. J.-C. (Arnaud-Fassetta, 2000), sous le double forçage de la reprise de la montée du niveau marin et d'apports solides plus abondants.

L'avulsion est donc liée ici à la combinaison de forçages détritiques et eustatiques. Les phases d'apports solides abondants, dans un contexte de niveau marin stable, génèrent d'abord une avancée deltaïque pulsée. Mais, leur répétition et l'allongement du profil longitudinal créent des



désordres morphologiques qui, lorsqu'ils coïncident avec la reprise de la montée du niveau marin à la fin de l'Antiquité, atteignent un seuil d'instabilité irréversible. Il est donc difficile de séparer totalement les facteurs auto- et allocycliques. On constate que le chenal de Saint Ferréol occupe une position stable pendant 2000 ans, qui évoque la durée du "cycle" de Roberts (1997). S'agit-il d'une coïncidence ou d'une règle naturelle ?

## **Le rôle des apports solides dans la mobilité du delta au cours du Petit Age glaciaire**

Entre la fin du XVI<sup>ème</sup> et la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, le Rhône construit successivement deux lobes digités, séparés par une avulsion. Le lobe du bras de Fer est édifié, après une première avulsion, entre 1586 et 1711, celui de Pégoulie entre 1712 et 1905. La chronologie de ces deux appareils coïncide avec les trois phases majeures de crues > +5,25 m NGF recensées à Arles (figure 6). Elle illustre les effets du Petit Age Glaciaire sur la morphogenèse des deltas.

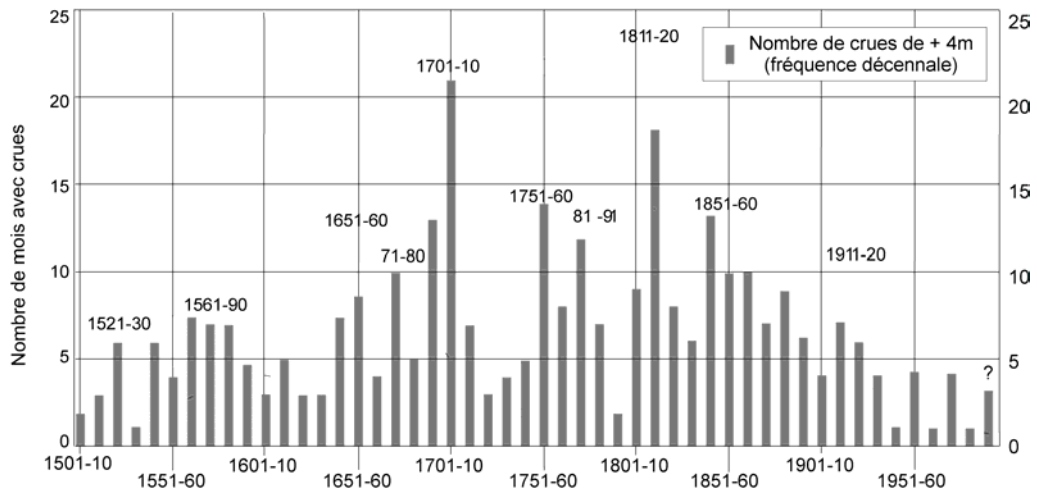


Figure 6 : Distribution décennale des fortes crues sur le Bas Rhône (Pichard, 1995) (Provansal et al., 2003).

La progradation du lobe du Bras de Fer est contemporaine des fortes crues de 1670-1710, qui culminent (plus de 20 crues en 10 ans) entre 1700 et 1711 (Pichard, 1995), dans un contexte de niveau marin stable. Des cartes ont été dressées depuis 1665 tous les 1 à 10 ans par les Services de la Marine Royale pour les besoins de la navigation. Elles décrivent l'avancée du lobe par l'émersion et l'accrétion d'ilôts dans une embouchure très large, en arrière de bancs sableux convexes (figure 7). Le littoral avance de 120 m/an entre 1665 et 1709, en deux étapes différentes : une poussée très rapide (160 m/an) jusqu'en 1678, puis une stabilisation. A partir de cette date, les alluvions se déposent en amont de l'embouchure dans le chenal lui-même.

La sédimentologie des carottages réalisés dans le paléo-chenal (Arnaud-Fassetta et Provansal, 1999) révèle une compétence hydrologique élevée, supérieure à celle du Rhône antique ou actuel, et qui va croissant vers le sommet du colmatage. Les débordements d'eaux chargées en sédiments sont relatés par ailleurs par les chroniqueurs : la production agricole camarguaise s'effondre à la fin du XVII<sup>ème</sup> siècle. La géomorphologie montre qu'à partir de la fin du XVII<sup>ème</sup> siècle le chenal fluvial devient instable, caractérisé par la déformation rapide des méandres (migration et/ou croissance), puis le recouplement du méandre de Saint Bertrand par un bras de chute et la multiplication des embouchures. D'une profondeur initiale de 12 m environ et d'une largeur de 700 m, il n'a plus que 4 à 7 m de profondeur à la fin de la période,

avec une bande active (bancs émergés, chenaux) de plus de 2 km de large. Ces observations sont cohérentes avec le renforcement de la puissance des crues pendant ces décennies. Mais le piégeage sédimentaire dans le chenal explique le ralentissement de la progradation de l'embouchure et rend possible l'avulsion, qui intervient lors des puissantes crues de 1709 à 1711. Le Bras de Fer démontre bien ainsi que l'avancée deltaïque dépend de l'abondance et de la grossièreté du flux solide, mais aussi et surtout de la capacité du chenal fluvial à évacuer la charge solide jusqu'à l'embouchure.

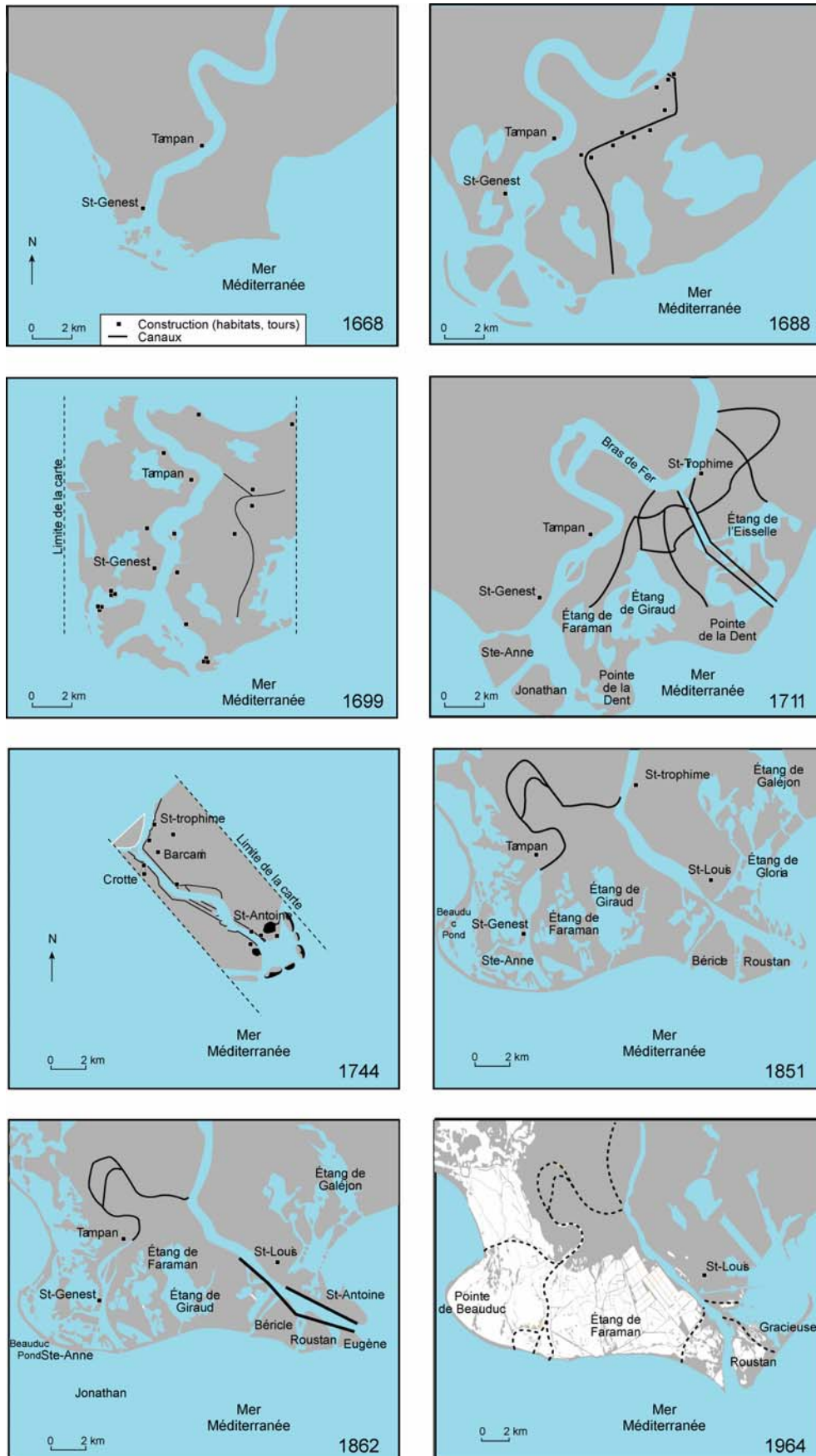


Figure 7 : Progradation du front deltaïque (Bras de Fer) du XVII<sup>ème</sup> au XX<sup>ème</sup> siècle



L'avulsion est ici encore issue de la désorganisation des lits fluviaux, mais elle emprunte un canal artificiel (canal des Launes), où le passage des eaux sera désormais artificiellement privilégié. C'est le début de la main-mise des ingénieurs sur l'embouchure du fleuve, c'est-à-dire un forçage anthropique, désormais important dans l'histoire du delta du Rhône, comme sur beaucoup d'autres.

Le nouveau bras deviendra le Grand Rhône actuel. Son avancée entre 1712 et 1893, est décrite par de nombreuses cartes (figure 7). Elle forme le lobe de Pégoulie, dont la construction coïncide avec les fortes crues de 1750-1790, puis 1810-1870, avec un acmé en 1810-1820. La progradation des îlots convexes de la barre d'embouchure (35 à 60 m/an), qui deviennent progressivement coalescents, est beaucoup plus régulière que dans le cas précédent et dessine une forme digitée de 4 à 5 km de long. La vigueur et la régularité de cette progradation sont dues aux travaux de régularisation, d'endiguement et d'auto-dragage qui sont réalisés sur le fleuve depuis le début du XIX<sup>ème</sup> siècle (Poinsard, 1992). Ils permettent le transit d'une charge solide encore très abondante (22 Mt en 1845, Surrell, 1847). La fermeture artificielle des graus latéraux de l'embouchure en 1856 accélère l'avancée dans les années 1860 (70 m/an) et oblige à rouvrir le Grau de Roustan en 1893.

L'avancée deltaïque s'effectue donc ici sous un triple forçage, climatique et anthropique dans le bassin versant, géotechnique sur le chenal. L'intervention humaine en 1893 évite l'allongement excessif du profil et le risque de colmatage et ménage une "avulsion" contrôlée, en ouvrant une nouvelle embouchure.

La comparaison des deux lobes, Bras de Fer et Pégoulie, dans des contextes climatiques, hydrologiques et sédimentaires comparables, confirme l'importance du conduit fluvial sur les modalités et la poursuite de la progradation. Dans le système naturel, qui domine jusqu'au XVIII<sup>ème</sup> siècle, l'abondance sédimentaire aboutit à une évolution paradoxale, puisqu'elle induit en effet feed-back le "bouchage" et la désorganisation du système. L'avulsion interrompt l'avancée sur la mer et favorise l'étalement "en largeur" de l'appareil deltaïque. Dans le système régulé par les ingénieurs du XIX<sup>ème</sup> siècle, la progradation est favorisée, jusqu'à un point de rupture évité par de nouvelles interventions.

Les apports solides jouent un rôle important dans la mobilité historique des littoraux deltaïques. La dernière période d'abondance hydrologique et sédimentaire des fleuves, au cours du Petit Age Glaciaire, en est un exemple remarquable.

La relation apports solides/mobilité littorale est confirmée à l'échelle de temps pluri-séculaire de l'Holocène sur le delta du Rhône. La progradation deltaïque y est chronologiquement associée aux phases d'apports solides plus abondants et plus grossiers. Les positions successives des embouchures du bras de Saint-Ferréol traduisent le caractère pulsé des apports. Les cordons littoraux sableux sont d'autant plus épais et stables que l'alimentation sédimentaire est importante et durable. Ces phases de progradation s'achèvent généralement par une avulsion fluviale et le déplacement de l'embouchure, avulsion dont le mécanisme est donc associé à un forçage allocyclique (climatique, anthropique), plus qu'autocyclique (allongement du profil en long).

## 2. Les agents de la morphogénèse

---

Cette partie est directement tirée de :

**Sabatier F. et Suanez S. (2003)** Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 4, 283-300.

### 2.1. Les apports fluviatiles

Le débit liquide moyen du Rhône à Beaucaire est de 1701 m<sup>3</sup>/s. Au niveau d'Arles, après la diffifluence, il n'est plus que de 1500 m<sup>3</sup>/s pour le Grand Rhône, soit 90% du débit total (10% pour le Petit Rhône).

La charge solide en suspension évacuée par le fleuve a fait l'objet de nombreuses évaluations qui indiquent une diminution des apports depuis le 19<sup>ème</sup> siècle. En 1847, l'ingénieur E. Surell estime la charge en suspension rhodanienne à 22Mt/an (Surell, 1847). Ces valeurs sont confirmées plus tard par M. Pardé qui donne un chiffre de 30 Mt/an (Pardé, 1925). A partir des années 1990 cette question est de nouveau reprise par de nombreux auteurs (Roditis and Pont, 1993 ; Pont et Bardin, 1996 ; Pont, 1997). La charge en suspension est alors estimée à 7,39 Mt/an avec un minimum de 1,2 Mt/an et un maximum de 19,7 Mt/an (Pont et al., 2002) mais ces valeurs sont probablement sous estimées (Antonelli et Provansal, 2002). Les données acquises récemment par C. Antonelli évaluent le transport en suspension entre en 2.6 et 26.5 Mt/an pour la période 1980-2002 (Antonelli, 2002 ; Antonelli et Provansal, 2002) avec une valeur moyenne de 9.6 Mt/an.

Plusieurs éléments expliquent la diminution des apports rhodaniens. Le changement climatique au cours du 19<sup>ème</sup> siècle (fin du Petit Age Glaciaire), caractérisé par une moindre fréquence des fortes crues annuelles (Pichard, 1995) (Figure 6) joue probablement un rôle dont l'importance reste cependant discuté par certains auteurs (Piégay 1997, Bravard, 1989). Les effets du climat sont amplifiés par les mutations de l'occupation du sol dans le bassin versant. La déprise agricole et la reforestation volontaire ou spontanée, qui débutent dès le milieu du 19<sup>ème</sup> siècle, jouent également dans la diminution des apports fluviatiles. A cela s'ajoutent enfin les conséquences de l'aménagement des cours d'eau qui, dès le 19<sup>ème</sup> siècle, font l'objet de travaux d'endiguement et de rectifications qui piègent localement les sédiments. A partir des années 1950-60, la construction des barrages hydro-électriques bloque définitivement une grande partie de la charge grossière diminuant encore les apports en transit (Warner, 2000 ; IRS, 2001).

### 2.2. La dynamique marine

Dans un contexte microtidal (30 cm de marnage moyen), la houle, et les courants qu'elle induit, restent les agents déterminants dans le fonctionnement hydrosédimentaire côtier. La houle provient de trois directions principales (Figure 8).

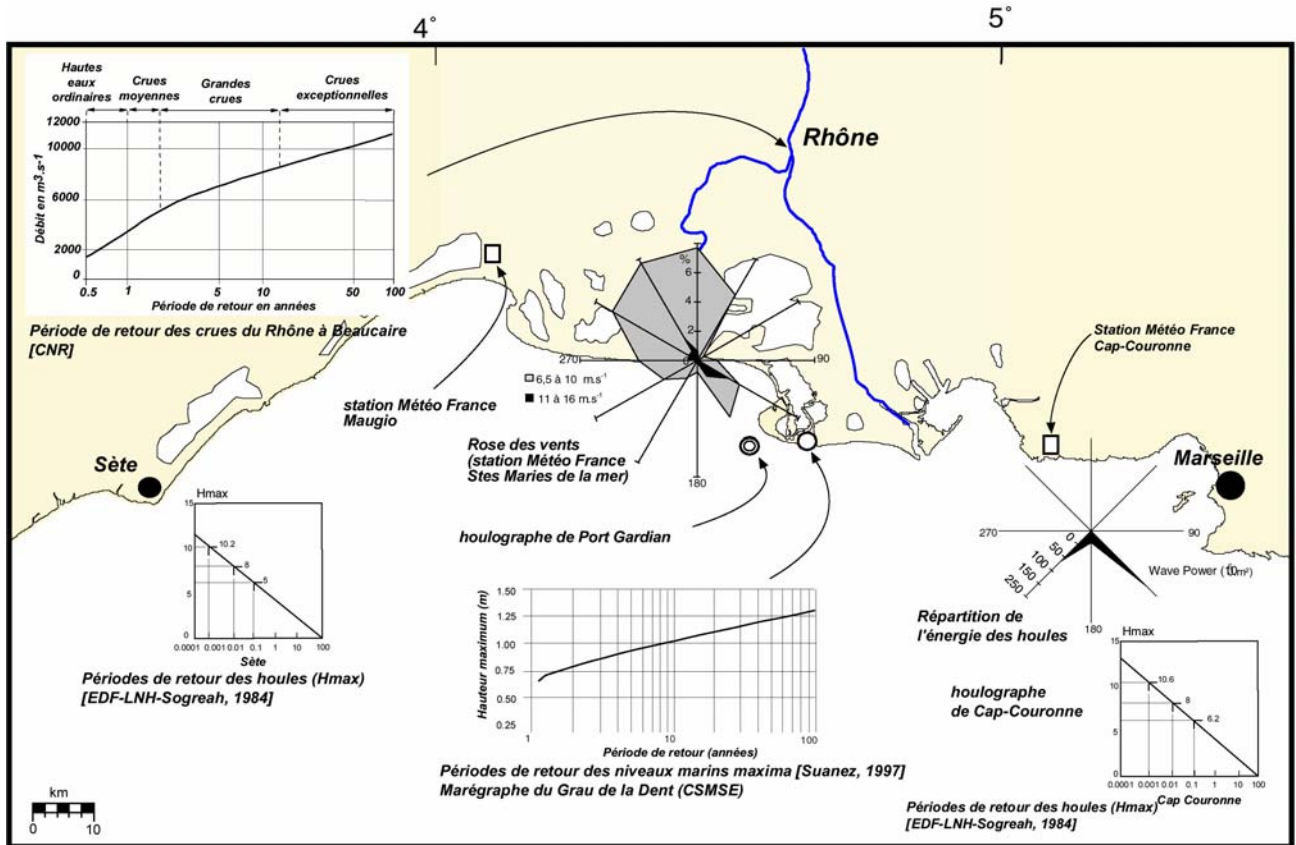


Figure 8 : Synthèse cartographique des conditions de forçages (Sabatier, 2001)

L'orientation SW est la plus fréquente (30 % du total du régime) mais reste peu énergétique avec une hauteur et une période modale respectivement comprises entre 0,5 et 1 m et inférieures à 6 secondes dans 80 % des cas. Elle est associée aux vents de terre (Mistral et Tramontane) de direction NW et NNW. Ces derniers accompagnent l'écoulement des masses d'air froid venus des hautes latitudes qui pénètrent en Méditerranée par les vallées continentales et le détroit de Gibraltar.

Les houles de SSE et ESE représentent respectivement 16 % et 11 % du régime total annuel. Elles sont associées à la cyclogenèse méditerranéenne qui se manifeste principalement aux périodes d'équinoxe. Ce sont des houles très énergétiques avec des hauteurs et des périodes respectivement supérieures à 2 m dans plus de 40 % des cas et supérieures à 6 secondes dans plus de 25 % des cas. Elles sont associée aux vents de mer de direction SSE et SE dont les vitesses peuvent excéder 100 km/h.

### 2.3. Le niveau marin

Dans le contexte microtidal du delta du Rhône (30 cm de marnage), la composante météorologique joue un rôle important. Lors des tempêtes, la baisse de pression accompagnant le passage des dépressions sur le bassin méditerranéen et le renforcement des vents de mer sont à l'origine de surélévations du plan d'eau à la côte d'environ 80 cm. En période anticyclonique, renforcée par des vents de terre violents (Mistral), le niveau marin baisse d'environ 50 cm. Depuis 1905, la Compagnie du Salin du Midi exploite un marégraphe à flotteur installé dans le port du Grau de la Dent qui a permis d'évaluer à environ 2 mm/an la montée de la mer durant le XX<sup>ème</sup> siècle.



### 3. Evolution du rivage et de l'avant côte depuis 150 ans

Cette partie est directement tirée de :

**Sabatier F. et Suanez S. (2003)** Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 4, 283-300.

**Sabatier F., Maillet G., Fleury J., Provansal M., Antonelli C., Suanez S., and Vella C 2006.** Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. Marine Geology, 234, 143-157

L'évolution du littoral du delta du Rhône entre 1895 et 2000 est d'abord présentée ici à partir d'un traitement par SIG des cartes anciennes et de photographies aériennes (tableau 1) pour retracer les variations du rivage (Sabatier et Suanez, 2003). Ensuite, les variations bathymétriques de l'avant côte du delta du Rhône sont analysées à partir de la comparaison de relevés réalisées par l'EPSHOM et le PAM sur une durée de 150 ans environ (tableau 1) (Sabatier et al., 2003 ; Sabatier et al. 2006). Ces comparaisons permettent de quantifier le budget sédimentaire de l'avant côte (0 à -20m) afin de compléter l'analyse des variations du rivage.

Date	Type de données	Provenance
1895	Nivellement de terrain au théodolite	EPSHOM (Brest)
1944	Photographie aérienne (1/15000)	Centre Camille Julian (Univ. de Provence)
1953-1954-1955	Photographie aérienne (1/25000 et 1/30000)	IGN
1960-1962	Photographie aérienne (1/25000 et 1/30000)	IGN
1977-1979	Photographie aérienne (1/25000 et 1/30000)	IGN
1987-1989-1990	Photographie aérienne (1/20000 et 1/30000)	IGN et Aerial
1994-1995-1996	Photographie aérienne (1/25000 et 1/30000)	IGN
1998	Ortho-photographie aérienne – résolution 50 cm	IGN
2000	DGPS	Sabatier (2001)
1841	cartes	Carte d'Etat Major
1872	cartes	EPSHOM (Brest)
1895	sondes	EPSHOM (Brest)
1974, 1982 et 1988	sondes	EPSHOM (Brest) et PAM

Tableau 1 – Inventaire des données utilisées pour les variations du rivage et de la bathymétrie

#### 3.1. Evolution du littoral du XVIII<sup>ème</sup> à la moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle

Le tracé actuel du littoral se dessine à partir du début du 18<sup>ème</sup> siècle. En 1711, à la suite d'une crue, le Rhône du Bras de Fer change de cours vers l'est et prend le tracé qu'on lui connaît aujourd'hui (le Grand Rhône) (figure 9). L'érosion du lobe deltaïque abandonné par la défluviation entraîne la construction de la flèche de Beauduc vers l'ouest. Au 19<sup>ème</sup> siècle, la position de l'embouchure du Grand Rhône est directement liée à l'intervention humaine (figure 10). D'une situation naturelle à trois exutoires (les graus de Piémanson, de Roustan et de Pégoulie), l'embouchure est d'abord artificiellement concentré vers le S-E (grau de Pégoulie), puis, à partir de 1896 vers le sud (grau de Roustan). Depuis le début du 18<sup>ème</sup> siècle, les déplacements successifs des embouchures abandonnent donc en mer des sous deltas fossiles (Bras de Fer et Pégoulie). Ces derniers sont identifiables aujourd'hui à travers la bathymétrie

en lobe qu'ils dessinent. Le démantèlement de ces stocks sédimentaires fossiles continue encore d'alimenter le littoral.

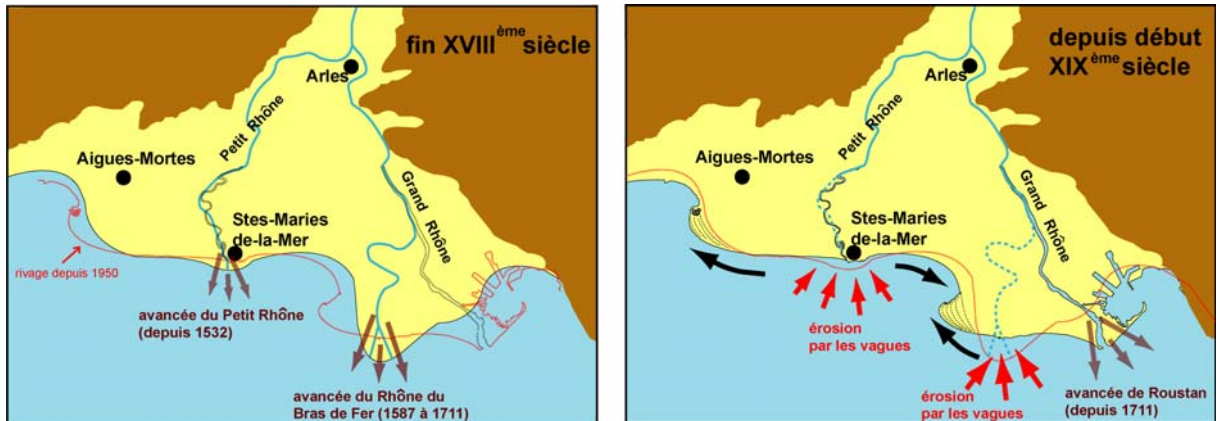


Figure 9 : Défluviation du Grand Rhône au 18<sup>ème</sup> siècle (modifié d'après L'Homer, 1981 in Sabatier et Suanez, 2003)

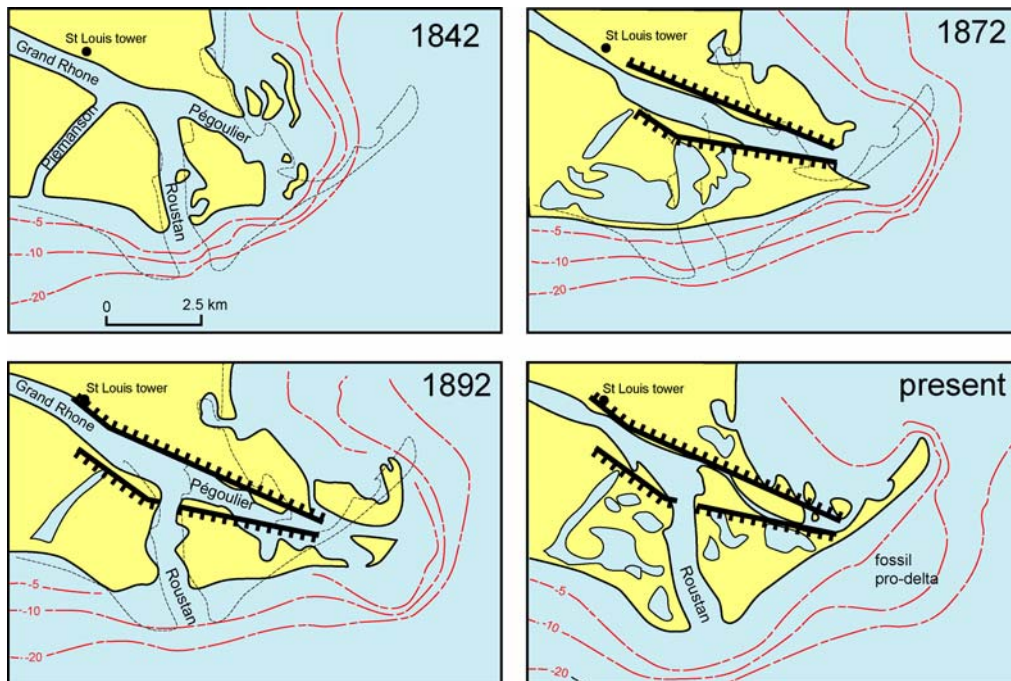


Figure 10 : Evolution of the Grand Rhône mouth since 1842 (Vernier, 1976 modifié par Sabatier et Suanez, 2003).

### 3.2. Les variations de la position du trait de côte

Les variations du trait de côte sont analysées à partir de 98 profils établis perpendiculairement au rivage (figure 11). Sur l'ensemble de la période, les valeurs les plus importantes sont enregistrées à proximité des embouchures du Grand et du Petit Rhône, respectivement + 2500 m et -1000 m ainsi que sur les flèches de la Gracieuse, de Beauduc et de l'Espiguette. D'un point de vue global, les secteurs en érosion représentent 70 % du linéaire côtier. A l'exception de la flèche de la Gracieuse qui présente un caractère particulier, on distingue cinq grands

secteurs homogènes dont trois sont en progradation (l'embouchure du Grand Rhône et les secteurs de Beauduc et de l'Espiguette) et deux en recul (le littoral de Faraman et des Saintes-Maries-de-la-Mer).

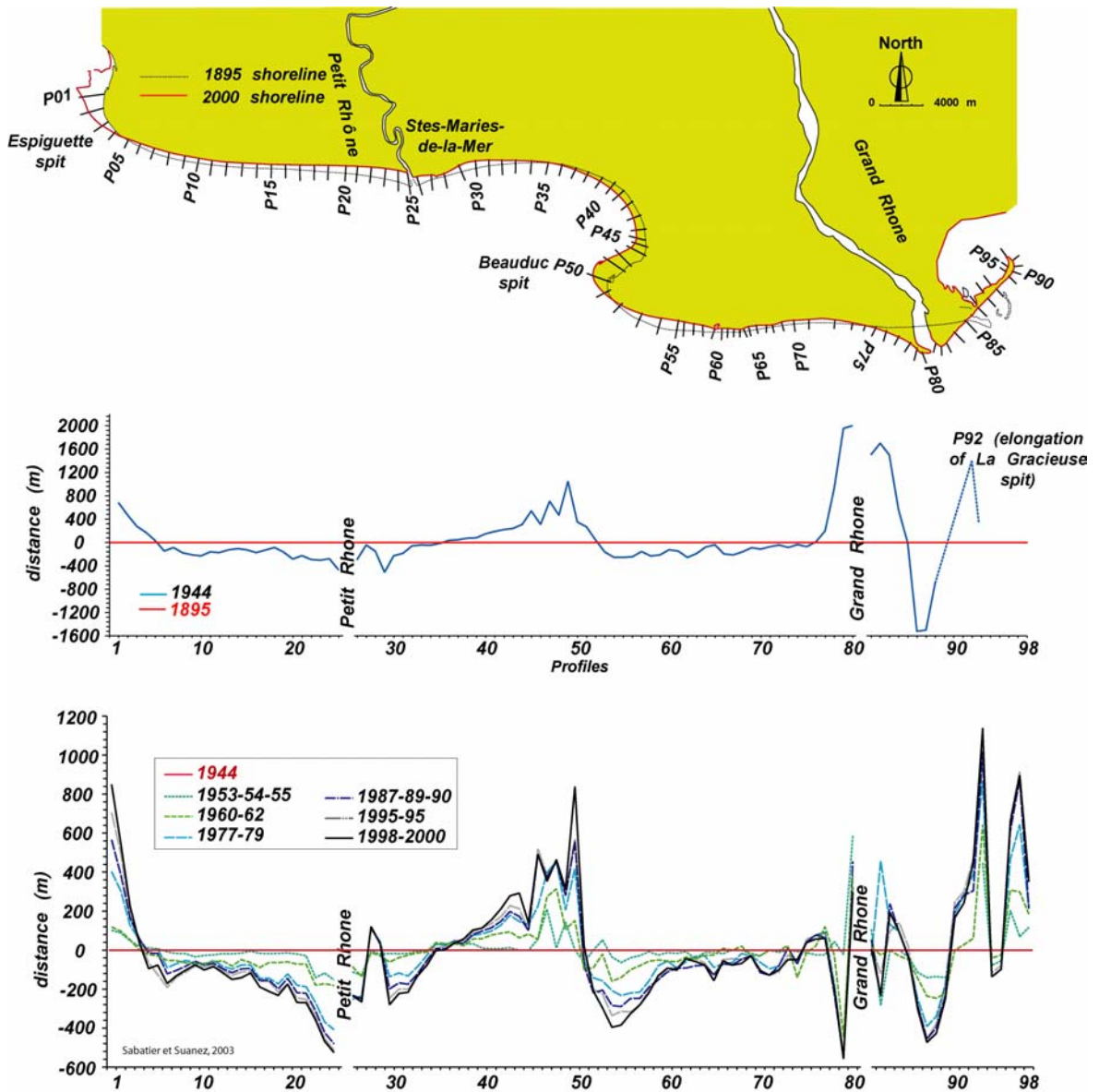


Figure 11 : Position des profils et évolution du trait de côte entre 1895-2000 (Sabatier et Suanez, 2003).

### 3.2.1. LA FLECHE DE LA GRACIEUSE ET L'EMBOUCHURE DU GRAND RHONE

Les modifications enregistrées par la flèche de la Gracieuse entre 1895 et 1944 sont liées au déplacement d'embouchure du Grand Rhône à l'est en 1896 (grau de Roustan). On assiste d'une part, à la destruction constante des parties frontales de l'ancien lobe deltaïque édifié dans l'axe du grau de Pégoulie. Ce dernier enregistre un recul de 1500 m, le matériel est repris par les courants de dérive littorale qui édifient la flèche de la Gracieuse dont l'allongement atteint 1400 m pour la même période. On note d'autre part, une avancée rapide du trait de côte de part et d'autre du grau de Roustan : respectivement 1500 et 1700 m pour les plages de Piémanson et de Napoléon.



La partie centrale de la flèche de la Gracieuse enregistre un recul important du trait de côte (-400 m) entre 1944 et 1989. Il n'entraîne cependant pas la rupture de l'édifice. On assiste à un déplacement vers le NW du corps sableux se soldant par une sédimentation importante dans l'anse de Carteau. Depuis 1992, l'ensemble de l'édifice est stabilisé, ce changement de comportement s'explique par le programme de réhabilitation de la flèche mis en place à partir de 1988 (Longé, 1990). Il se solde par la construction d'un cordon artificiel sur plus de 3 km conforté par des ganivelles qui a eu pour effets de fixer l'édifice depuis dès la fin des années 1990 (Suanez et Bruzzi, 1999).

La plage Napoléon prograde d'environ 120 m mais les changements du trait de côte dans ce secteur sont très variables. Les périodes de progradation coïncident avec celles où l'embouchure enregistre une perte en matériel. La plage Napoléon correspond donc à une zone de stockage temporaire des apports rhodanien transitant de l'embouchure jusqu'à la flèche de la Gracieuse. L'évolution de l'embouchure reste complexe, elle est marquée par des phases successives d'avancée et de recul très certainement liées aux périodes de fortes et faibles alimentations liées aux épisodes de crues.

Les changements du trait de côte sur cette partie du littoral s'articulent autour d'un point charnière situé sur la plage Napoléon au niveau du profil 85.

### **3.2.2. LE LITTORAL DE FARAMAN**

A l'ouest de l'embouchure du Grand Rhône, le littoral de Faraman montre deux secteurs marqués par des évolutions différentes. Entre 1895 et 1960-62, la plage de Piémanson (profils P77 à P74) est en érosion. Les vitesses de recul assez faibles oscillent entre -1 m et -15 m/an suivant les secteurs et les périodes. A partir des années 1960 la tendance s'inverse. La régularisation du trait de côte vers un tracé rectiligne s'illustre par une progradation du linéaire à des vitesses comprises entre +2 m et +7 m/an. Globalement, le profil 74 correspond à un point charnière à partir duquel on passe à une zone en constante érosion depuis 1895.

Cette zone s'étend de la Baisse de Quenin au phare de Beauduc. A l'est du Grau de la Dent (P75 à P60), les vitesses se situent entre -2 m et -3 m/an sur l'ensemble de la période, soit un recul séculaire maximum de -250 m dans le secteur occidental de la baisse de Quenin (P70-P71). Toutefois, à la fin des années 80 (période 1989/90) le trait de côte se stabilise. Ce changement de comportement s'explique par la mise en place, à partir de 1987, d'ouvrages de défense en enrochement par la Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est (Caillaud et al., 1990). Cette politique de stabilisation du trait de côte s'est révélée satisfaisante (Suanez et Bruzzi, 1999), toutefois, certains secteurs mal protégés reculent de nouveau depuis 1992. A l'ouest du Grau de la Dent, au niveau des étangs de Sainte Anne de de Beauduc, le recul du littoral montre des vitesses plus importantes, entre -2 m et -8 m/an sur l'ensemble de la période. L'érosion maximum est enregistrée au niveau du profil 54 où la plage a reculé d'environ 650 m depuis 1895. Les ouvrages de défense ont également stoppé partiellement le recul du rivage à partir de la fin des années 1990. Toutefois, la tempête de 1997, et les dégâts qu'elle a entraînés, a montré que cette partie du littoral du delta du Rhône était considéré comme un des plus sensible à l'attaque marine (Paskoff, 1998a ; Bruzzi, 1998 ; Suanez et Sabatier, 1999).

L'ensemble du littoral de Faraman se termine au niveau du profil 52 par un point charnière à partir duquel on passe à une zone en constante progradation.

### **3.2.3. LA FLECHE ET LE GOLFE DE BEAUDUC**

Cette zone s'étend du phare de Beauduc au phare de la Gacholle (P51 à P35). Elle enregistre une avancée séculaire du trait de côte d'environ +1500 m dans l'axe de la flèche de Beauduc (P50). Les vitesses de progradation très importantes varient entre +7 m et +15 m/an au niveau de la flèche, elles sont plus faibles dans le golfe, entre +1 m et + 6 m/an. Au niveau du profil 35, on observe de nouveau un point charnière à partir duquel on passe de nouveau à une zone en érosion.

### **3.2.4. LE LITTORAL DES SAINTES MARIES DE LA MER ET DE PETITE CAMARGUE**

Depuis le phare de la Gacholle jusqu'au Baronnets, le littoral des Saintes Maries de la Mer et de Petite Camargue est en érosion constante depuis 1895 (Figure 12). Ce littoral, soumis à un important recul du rivage qui menace localement les activités socio-économiques situées en arrière, a reçu l'artificialisation la plus importante du delta depuis les années 1980.

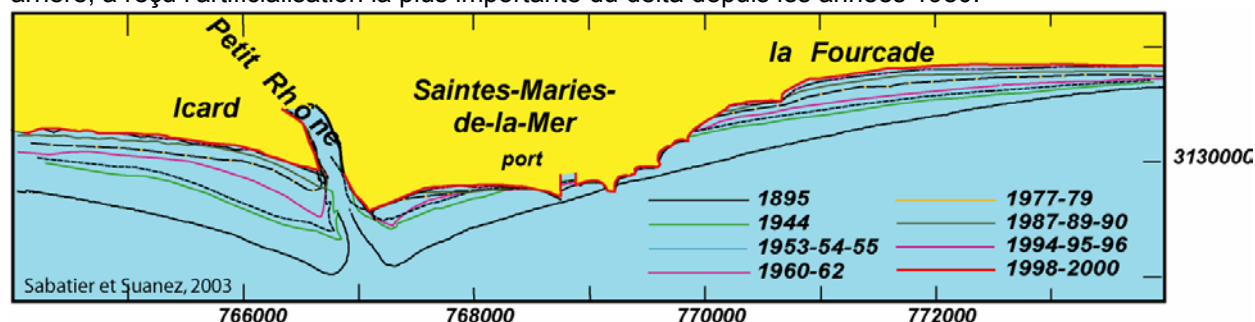


Figure 12 : Variations du trait de côte du littoral des Saintes-Maries et de Petite Camargue

Du phare de la Gacholle au Petit Rhône, les vitesses d'érosion du littoral sont croissantes. Elles passent de -1 m à l'est à -5 m/an dans le secteur de Rousty où le trait de côte a reculé de plus de 500 m depuis 1895 (P30). Cette évolution montre que le recul s'est accéléré à partir des années 1960, date à laquelle on est passée de -3 m/an entre 1895 et 1963 à -5 m/an. Le littoral en face du village des Saintes-Maries-de-la-Mer connaît dans un premier temps la même évolution. Toutefois à partir des années 1970 la tendance s'inverse (suivant les secteurs). Ici aussi, ce changement de comportement s'explique par l'artificialisation du trait de côte commencée localement dès les années 1920-30 et surtout renforcé à la fin des années 1970. Devant le risque constant de destruction et de submersion de la ville, ces politiques de défense du littoral ont permis de fixer durablement la position du trait de côte, sans pour autant empêcher l'érosion des fonds marins (Sabatier and Provansal, 2002).

Au niveau de l'embouchure du Petit Rhône (P25 à P21), le recul du trait de côte est le plus important du delta du Rhône depuis 1895. Il atteint plus de 1000 m au niveau du profil 25 avec des vitesses comprises entre -3,5 m et -10 m/an suivant les secteurs. La tendance érosive se poursuit vers l'ouest, entre les secteurs du Grand Radeau et des Baronnets (P20 à P6), mais les vitesses de reculs diminuent progressivement et sont comprises entre -1 m et -4 m/an. Pour l'ensemble du littoral situé à l'ouest de l'embouchure du Petit Rhône, on note cependant que le recul du trait de côte est plus lent à partir des années 1980. Comme pour les secteurs précédents, cette évolution s'explique par la mise en place d'épis dès 1975. Toutefois, les résultats obtenus par ces ouvrages de défense restent mitigés (Paskoff, 1998a ; Suanez et Sabatier, 1999). Des courants de retours contre leurs flancs mais aussi à un espacement trop important entre les épis sont à l'origine de la poursuite du recul du trait de côte dans ce secteur (Sabatier, 2001 ; Sabatier et Provansal, 2002). Vers l'ouest, le secteur des Barronnets (P75) correspond de nouveau à un point charnière à partir duquel on passe progressivement à une zone en accrétion.

### **3.2.5. LA FLECHE DE L'ESPIQUETTE**

Comme pour la flèche de Beauduc, la flèche de l'Espiguette (P5 à P1) est marquée par une progradation constante de la côte. On trouve dans ce secteur les valeurs les plus importantes d'avancées du trait de côte à l'échelle du delta tout entier (+1500 m au niveau du profil P1). Cette sédimentation est d'autant plus importante qu'à partir des années 1970 on construit une digue en bout de flèche, qui bloque le transit sédimentaire longitudinal, afin de protéger l'entrée du port de la marina de Port Camargue de l'ensablement. Depuis la fin des années 1990, cette digue est cependant progressivement contournée par les sables du fait de l'avancée du rivage jusqu'à son extrémité.

### **3.3. Evolutions en surfaces des variations du rivage**

#### **3.3.1. EVOLUTIONS TEMPORELLES**

L'évolution séculaire des surfaces gagnées ou perdues par la frange littorale permet d'identifier trois périodes (Figure 13). Entre 1895 et 1944, le littoral camarguais enregistre un gain de 3875600 m<sup>2</sup> ; entre 1944 et 1987-89-90 une perte de 1707800 m<sup>2</sup> ; entre 1987-89-90 et 1998-2000 un gain de 209600 m<sup>2</sup>. Le bilan effectué à l'échelle du siècle apparaît donc excédentaire : 2377400 m<sup>2</sup>. Ces chiffres reflètent, l'évolution récente de l'hydrologie et des apports solides rhodaniens et ainsi que les différentes phases de mise en place des ouvrages d'équipements côtiers.

Le gain de surface important enregistré entre 1895 et 1944 s'explique par une alimentation encore abondante du littoral en sédiments. Malgré la réduction relative des fréquences de fortes crues annuelles (Pichard, 1995), la persistance des espaces agricoles montagnards et l'inachèvement de la reforestation dans le bassin-versant expliquent le maintien d'une charge solide encore abondante d'autant plus que les barrages hydroélectriques sont encore absents.

A partir de 1944, la déprise agricole s'accélère et la re végétalisation du bassin versant rhodanien s'étend, en particulier en particulier au niveau des berges fluviales où les ripisylves piègent efficacement les sables et les limons (Bravard, 1989 ; Miramont et Guilbert, 1997 ; Warner, 2000, Piégay). La réduction des surfaces de sol nu entraîne une baisse des apports sédimentaires, d'autant plus importante qu'à partir des années 1950-1960, la construction des barrages hydroélectriques bloque désormais une grande partie de la charge solide grossière des cours d'eau (Poinsard, 1992 ; Klingeman et al., 1994 ; Gautier, 1994 ; IRS, 2000). De plus, la faible hydraulicité du fleuve pendant ces décennies et la diminution de la fréquence des fortes crues fortes accentuent le phénomène (Pichard, 1995 ; Antonelli, 2002 ; Pont et al., 2002). Ces éléments expliquent le renversement de tendance que l'on observe entre 1944 et la fin des années 1980. Durant cette période, la frange littorale du delta du Rhône connaît donc un déficit en alimentation sédimentaire qui se traduit par l'érosion du trait de côte et un bilan sédimentaire en surface négatif.

La fin des années 1980 marque le début d'une politique systématique de défense du littoral camarguais contre le recul du rivage dans les secteurs de Faraman, de la Petite Camargue et de la flèche de la Gracieuse (Suanez et Sabatier, 1999). Le gain de surface enregistré par la frange littorale camarguaise entre 1987-89-90 et 1998-2000 témoigne de l'efficacité des ouvrages à ralentir le recul du rivage. Toutefois, l'artificialisation du trait de côte et le matériel piégé dans les ouvrages transversaux s'accompagne d'une érosion importante des petits fonds, déstabilisant ainsi la pente d'équilibre du profil de plage en de nombreux endroits (Blanc et Poydenot, 1993 ; Suanez et Bruzzi, 1998 ; Sabatier et Provansal, 2000).

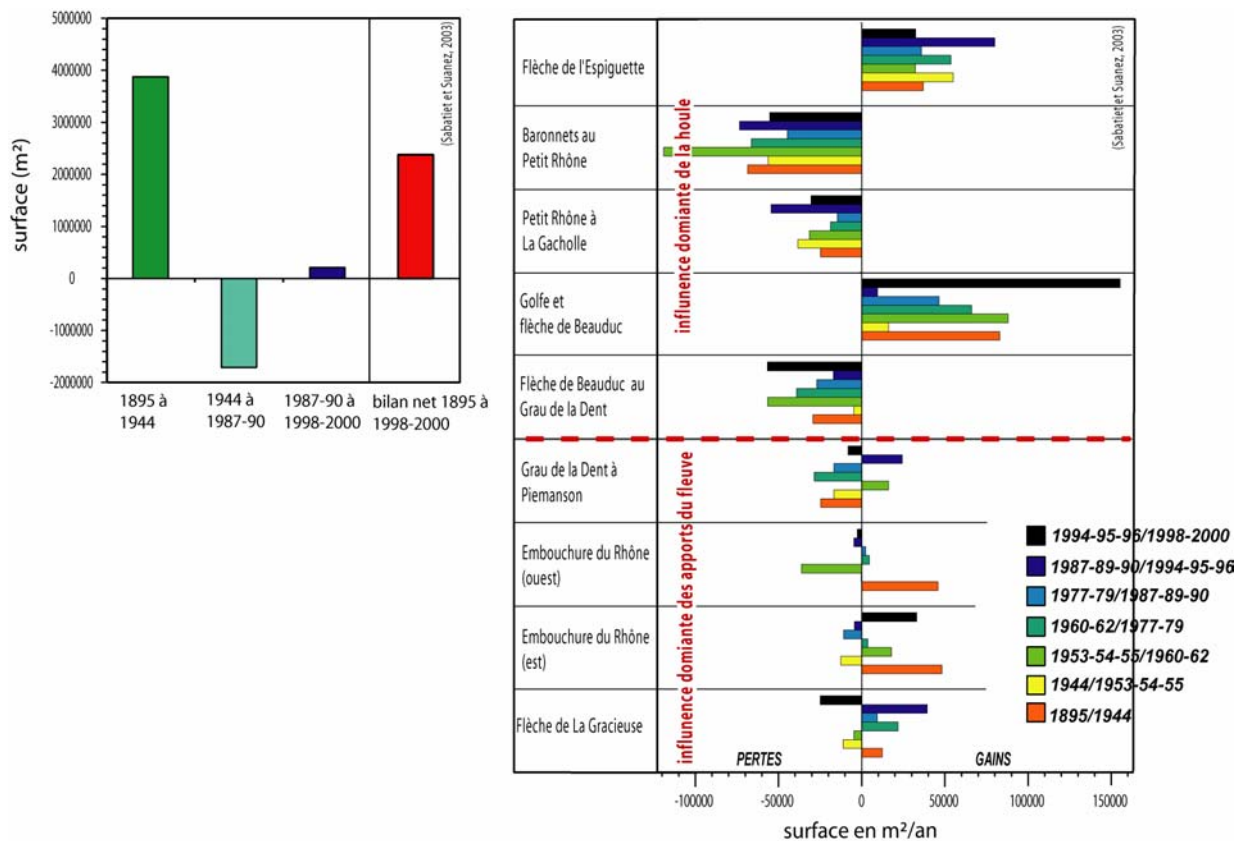


Figure 13 – A) Bilan sédimentaire (surface) de la frange littorale par périodes et B) surfaces en érosion et en accrétion par secteurs homogènes

### 3.3.2. EVOLUTION PAR SECTEURS HOMOGENES

L'évolution des surfaces par secteurs confirme les résultats obtenus sur l'évolution du trait de côte. Cinq zones montrent respectivement un comportement assez homogène quel que soit la période (figure 13 B). La flèche de l'Espiguette et le secteur de Beauduc progressent respectivement de 46500 et 66000 m<sup>2</sup>/an (valeurs moyennes calculées sur l'ensemble du siècle). A l'inverse, les secteurs situés à l'ouest du grau de la Dent, du Petit Rhône au Baronnets et de la Gachole au Petit Rhône, perdent continuellement de la surface ; les valeurs moyennes sont respectivement de -33000, -69000 et -30000 m<sup>2</sup>/an.

Les quatre zones situées de part et d'autre de l'embouchure du Grand Rhône, montrent un comportement plus irrégulier marqué par des périodes de gains ou de reculs. Les secteurs est et ouest de l'embouchure fonctionnent de façon similaire. Les périodes de gains de surface sont à mettre en relation avec des apports rhodaniens importants. Les périodes déficitaires témoignent vraisemblablement d'une diminution des apports fluviaux. Le fonctionnement chaotique des secteurs éloignées de l'embouchure, Faraman à l'ouest et la Gracieuse à l'est, s'explique par la forte variabilité interannuelle des apports sédimentaires du fleuve, dont la redistribution par les courants de dérive, après un stockage temporaire au niveau de l'embouchure, est probablement décalée dans le temps d'un secteur à l'autre.

A l'inverse, lorsque l'on s'éloigne de l'embouchure du Grand Rhône, les évolutions continues des secteurs en érosion et en accrétion suggèrent que les courants de dérive prennent une plus grande importance. Ils déterminent ainsi des zones constantes où le prélèvement domine (à l'ouest du grau de la Dent, du Petit Rhône au Baronnets et de la Gachole au Petit Rhône) ou inversement, des zones où le dépôt s'impose (la flèche de l'Espiguette et le secteur de Beauduc).



### 3.4. Evolution bathymétrique depuis 150 ans

#### 3.4.1. BILANS SEDIMENTAIRES GENERAUX

La comparaison des relevés bathymétriques décrit les zones en érosions et celles en accrétion (Fig. 14). Après le changement de position d'une embouchure, l'ancienne avancée et le prodelta fossile sont systématiquement en érosion. Par contre, au niveau du Petit Rhône, l'érosion domine au moins depuis 1841 alors que l'embouchure ne s'est pas déplacée ce qui indique l'extrême faiblesse des apports sédimentaires fluviaux à la mer dans ce secteur. Hormis à proximité des embouchures, les secteurs en accrétion correspondent aux flèches de Beauduc, de l'Espiguette, de la Gracieuse (à partir de 1895) et au Golfe de Beauduc. Compte tenu du fait que les relevés bathymétriques de l'ensemble de l'avant côte ne concernent que les périodes 1872-1895 et 1895-1974, nous ne proposons des budgets sédimentaires que durant ces intervalles. Dans les deux cas, entre 1872-1895 et 1895-1974, le budget sédimentaire net est positif mais diminue d'un facteur 7,4 (respectivement de +11,10 à +1,47 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>).

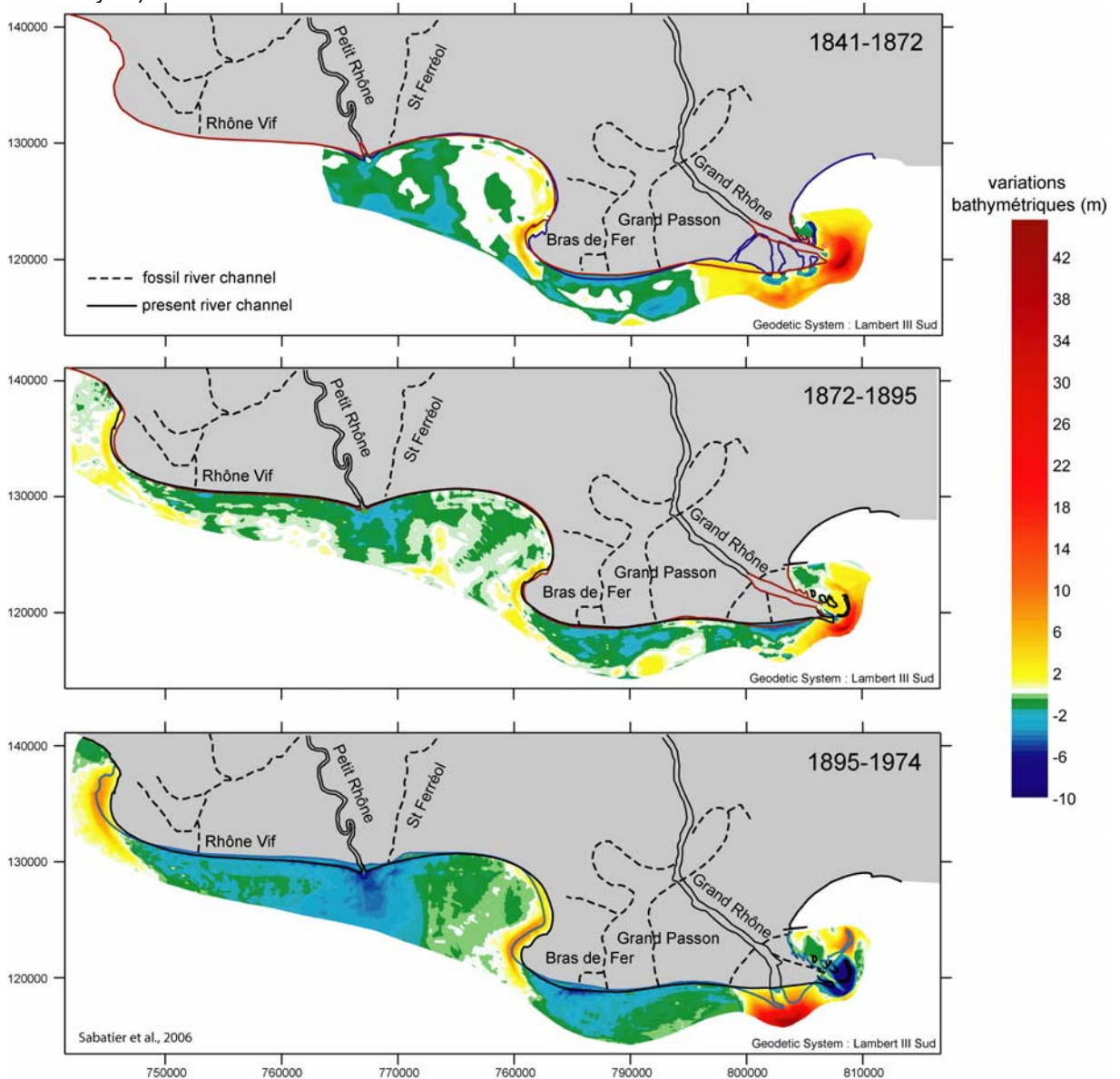


Figure 14 : Evolution bathymétrique des fonds (Sabatier et al., 2006)

### **3.4.2. QUANTIFICATION DE L'EVOLUTION DES LOBES DELTAIQUES**

L'évolution à long terme indique que l'accumulation nette du lobe prodeltaïque du Grand Rhône diminue dans le temps et passe de 12,63 à 8,37 et 3,40 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> pour les périodes 1841-1872, 1872-1895 et 1895-1974. Le lobe prodeltaïque du Petit Rhône est en érosion constante durant les mêmes périodes : -0,53; -1,07 et -1,34 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>. La diminution de l'accumulation du lobe deltaïque du Grand Rhône et l'augmentation de l'érosion de celui du Petit Rhône est à mettre en relation directe avec la baisse des crues observées depuis le milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle. Nous montrons donc que cette diminution intervient avant la construction des barrages et des campagnes de dragages du fleuve qui ne débute véritablement qu'à partir des années 1950.

Au niveau du Bras de Fer fossile, l'évolution est différente car l'érosion diminue légèrement, elle passe de 1,30 à 1,14 et 1,02 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> respectivement entre 1841-1872, 1872-1895 et 1895-1974. Sur ce lobe fossile, la lente diminution de l'érosion témoigne d'une adaptation et d'un équilibre entre les forçages (houle essentiellement) et la morphologie. Entre 1841 et 1895, l'érosion des lobes de Piémanson and Roustan démarrent après la fermeture artificielle de leur embouchure (figure 10) et cesse seulement après la ré-ouverture du Grau de Roustan en 1892. Depuis cette date, la migration vers l'Ouest de l'embouchure s'est traduite par une érosion intense du lobe de Pégoulie et un recul du rivage très accéléré dans ce secteur.

### **3.4.3. QUANTIFICATION DE L'AVANT COTE SANS LES LOBES**

Afin d'évaluer l'avant côte directement contrôlée par les vagues et peu influencée par les apports fluviaux, nous avons calculé le budget sédimentaire des fonds situés à l'Ouest de la Baisse de Quenin. En effet, la partie située à l'Est de la Baisse de Quenin est essentiellement contrôlée par les apports sédimentaires du Rhône (Fig. 14).

Nous avons appelé "avant côte" cette zone dans cet article. Avec ce découpage, le budget sédimentaire reste positif (+2,73 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>) entre 1872 et 1895 mais devient négatif ensuite (-1,94 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>), entre 1895 et 1974 en relation avec une augmentation de l'érosion (-3,04 puis -4,21 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>) et une diminution des accumulations (+5,77 puis +2,27 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>). Dans le détail, la partie haute du profil (entre 0 et -10 m), entre 1872 et 1895, montre des valeurs d'érosion et d'accumulation très proches avec un bilan équilibré (légèrement positif de +0,34 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>) (Fig. 15). A l'opposé, la partie basse de l'avant côte gagne plus de sédiments durant la même période et le bilan net est largement positif (+2,39 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>). Entre 1895 et 1974, la tendance s'inverse (Fig. 15) : le bilan sédimentaire de la partie haute de l'avant côte devient légèrement en érosion (-0,28 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>) tandis que la partie basse accuse alors un bilan négatif prononcé (-1,66 x 10<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup>).

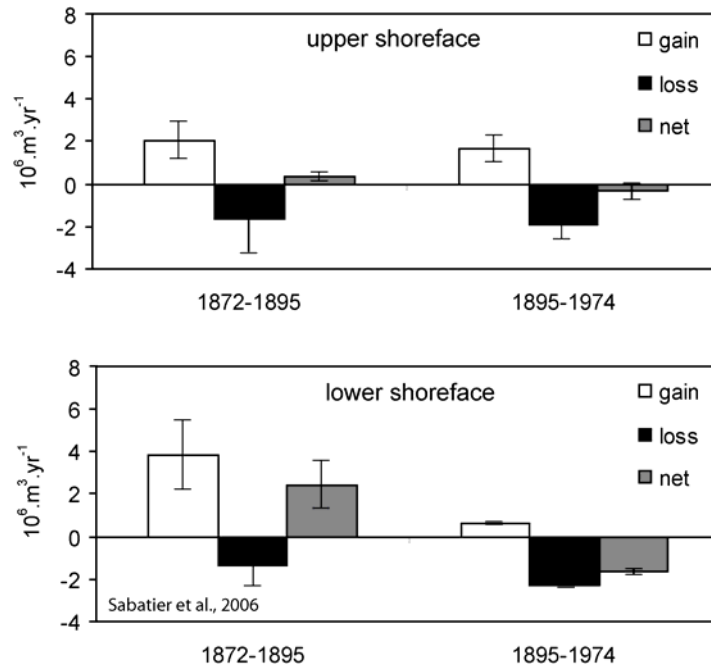


Figure 15 : Budget sédimentaires de la partie haute (0 à -10m) et basse (-10 à -20 m) de l'avant côte.

### 3.5. Modèle conceptuel des échanges sédimentaires du delta du Rhône entre la plaine, l'embouchure, l'avant côte et le plateau

A partir de nos travaux et d'une ré interprétation de données antérieures, nous pouvons proposer un budget sédimentaire global à long terme du delta du Rhône qui définit les connexions entre le fleuve, la zone littorale et le plateau continental (Fig. 16). Pour cela nous devons d'abord définir la quantité de sédiments apportés par le fleuve à la mer pour ensuite les comparer à l'accumulation du lobe de Roustan et au budget sédimentaire global de l'avant côte. Plusieurs études ont quantifiés les apports en suspension du fleuve mais la quantification globale des apports (suspension et charriage) n'a pas encore été proposée. Nous avons donc considéré que le transport en suspension représente 90% et la charge de fond 10 % du transport total par le fleuve (Milliman and Meade, 1983). Cette approximation est comparable à celle basée sur des observations lors des crues exceptionnelles de 1993 et 1994 (Arnaud-Fassetta, 1997 et Antonelli et Provansal, 2002b), qui indiquent des taux de 13% et 87% respectivement pour le charriage et la suspension. Nous gardons cependant à l'esprit que les valeurs obtenues ne doivent être envisagée que comme des ordres de grandeurs. Pour la partie sous marine, nous utilisons les résultats des comparaisons bathymétriques en séparant le lobe de Roustan où se produit les accumulations sédimentaires du Rhône du reste de l'avant côte où le contrôle morphodynamique par la houle est plus important.

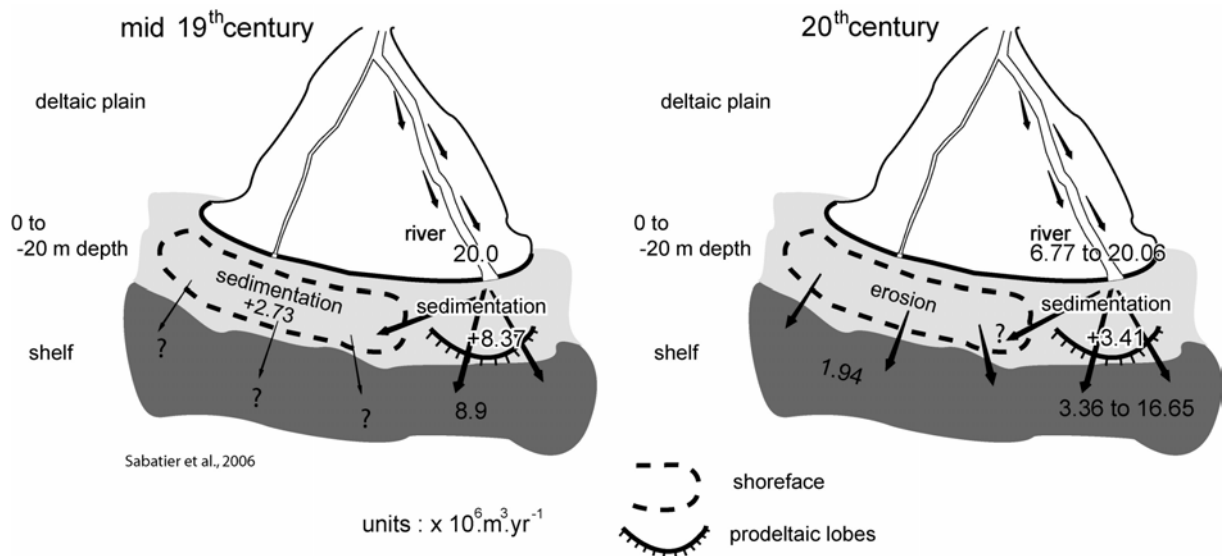


Figure 16 : Modèle conceptuel des échanges sédimentaires du delta du Rhône entre la plaine, l'embouchure, l'avant côte et le plateau continental (Sabatier et al., 2006)

Entre la moitié et la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, avant la construction des barrages, les apports du Rhône moyen annuels étaient probablement de  $20 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  (Surrell, 1847; Parde, 1925). Nous n'avons cependant pas d'informations sur le lit du fleuve qui peut soit piéger des sédiments en transit (accumulation), soit relarguer (érosion) des sédiments vers la mer. Aussi, puisque la sédimentation nette à l'embouchure du Grand Rhône est de  $8,37 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  entre 1872-1895, nous estimons que  $11,63 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  de sédiments sont déposés sur l'avant côte et/ou le plateau continental. Sur la partie basse de l'avant côte (-10 à -20 m), le bilan sédimentaire est positif entre 1872-1895. Puisque la partie haute de l'avant côte (0 à -10 m) comporte un bilan sédimentaire équilibré, l'accumulation entre -10 et -20 m peut difficilement provenir des secteurs plus hauts dans le profil. Des apports sédimentaires vers la côte provenant de profondeurs inférieures à 20 m est aussi difficilement envisageable. Nous devons donc considérer que l'accumulation de la partie basse de l'avant côte est issue des apports massifs du Rhône. En déduisant les apports du Rhône stockés sur les lobes d'embouchures et sur la partie basse de l'avant côte, nous estimons que le plateau continental (inférieur à -20m) reçoit environ  $8,90 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  (Fig. 16).

Il est difficile de proposer une valeur moyenne des apports du Rhône à la mer durant le XX<sup>ème</sup> siècle compte tenu de la diminution des crues durant cette période, des barrages, des dragages et des digues. Par conséquent, nous avons considéré une fourchette maximale (Surrell, 1847 et Pardé, 1925) et minimale (Antonelli and Provansal, 2002a) pour évaluer le transport sédimentaire du fleuve entre 6,71 et  $20 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ . Sur la base de profils bathymétriques entre 1907 et 1991, Arnaud-Fassetta (1998) a estimé que le bilan sédimentaire du Grand Rhône est négatif de  $0,06 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ . Ce même auteur (Arnaud-Fassetta, 2003) suggère aussi que le transit sédimentaire est facilité durant la même période du fait des endiguements qui permettent une évacuation rapide des sédiments vers la mer. Nous avons donc considéré l'érosion du lit comme une source sédimentaire supplémentaire aux estimations de la charge solide véhiculée par le fleuve. Sur le Petit Rhône, cette démarche n'était pas réalisable du fait de l'absence de données mais la présence de méandres sur ce bras induit probablement des stockages sédimentaires importants sur la plaine deltaïque (Arnaud-Fassetta, 1998; Antonelli, et al., 2004). En déduisant les apports de la rivière à la mer de l'accumulation des lobes prodeltaïques, ( $+3,41 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ ), nous pouvons quantifier entre 3,36 et  $16,65 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  les apports sédimentaires du Rhône au plateau continental. En effet, entre 1895 and 1974, la partie haute de l'avant côte (0 à -10 m) est en équilibre tandis que la partie basse (entre -10 et -20 m) montre un déficit de  $1,66 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  (Fig. 15), qui suggère des pertes vers le large (plateau) sans doute causé par des phénomènes de downwelling déjà observé sur d'autres sites (Hequette and Hill, 1993; Jiménez et al., 1999; Hequette et al., 2002). Ces bilans suggèrent que durant le XX<sup>ème</sup> siècle, avec la diminution des



apports fluviaux, l'apport des sédiments à la mer est insuffisant pour compenser les pertes vers le large. Durant la période précédente, les mécanismes de transport sédimentaire dirigés vers le large existent aussi mais ils sont compensés par les apports fluviaux encore massifs durant la seconde moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle. Plusieurs auteurs ont mis en évidence la sédimentation du plateau continental à partir des apports du Rhône (Zuo et al., 1997; Radakovitch et al., 1998; Durrieu de Madron et al., 2000; Touzani and Giresse, 2002), nous démontrons que l'avant côte peut aussi fournir des sédiments à cette zone.

Pour finir, nous rappelons que ces interprétations se basent sur des comparaisons bathymétriques et doivent être considérés comme des ordres de grandeurs. Des mesures in situ refléteraient sans doute plus finement les échanges sédimentaires entre l'embouchure du Grand Rhône, l'avant côte et le plateau continental comme cela a déjà été le cas sur le delta du l'Ebre, dans un environnement comparable au delta du Rhône.

### **3.6. Organisation en cellules de dérives littorales**

Ces données sur la cinématique séculaire de la position du rivage et l'évolution bathymétrique permettent de proposer un fonctionnement hydrosédimentaire du littoral camarguais (figure 17). Il repose sur l'identification de 4 cellules de dérive littorale définies par une zone en accrétion alimentée par une zone en érosion (May et Tanner, 1973 ; Stapor 1974, Carter, 1988 ; Komar, 1996).

La cellule orientale (CEL1) située à l'est du Grand Rhône où le transit sédimentaire dominant se dirige d'ouest en est, est limitée dans sa partie occidentale par l'exutoire rhodanien qui bloque le transit longitudinal (Duboul Razavet, 1956) et dans sa partie orientale en bout de la Flèche de la Gracieuse (Suanez, 1997). Cette cellule est donc alimentée par les apports rhodaniens actuels (source vive) et par l'érosion du sous delta fossile de Pégoulie (source périssable).

La cellule 2 (CEL2) connaît aussi une direction générale du transit orientée d'est en ouest. Elle s'étend depuis le secteur de l'étang de St Anne jusqu'au grau de Roustan. Le recul du trait de côte dans cette zone participe à l'alimentation de la plage de Piémanson, toutefois une partie du matériel érodé vient se stocker au niveau du prodelta de Roustan considéré comme un réservoir sédimentaire important (Suanez et al., 1998). La limite entre les cellules 2 et 3, globalement située au niveau de l'étang de St Anne, s'explique par un renversement de la dérive littorale et avec elle du transit sédimentaire liée à la réfraction de la houle sur le sous delta fossile du Bras de Fer (Blanc, 1977 ; Suanez, 1997 ; Sabatier, 2001). Ce point de divergence, correspondant à la zone d'érosion maximum, migre progressivement vers l'ouest. Dans les années 1970, Blanc (1977) le localisait au niveau du grau de la Dent, tandis que Suanez et Simon (1997) le situent au niveau de l'étang de Sainte Anne.

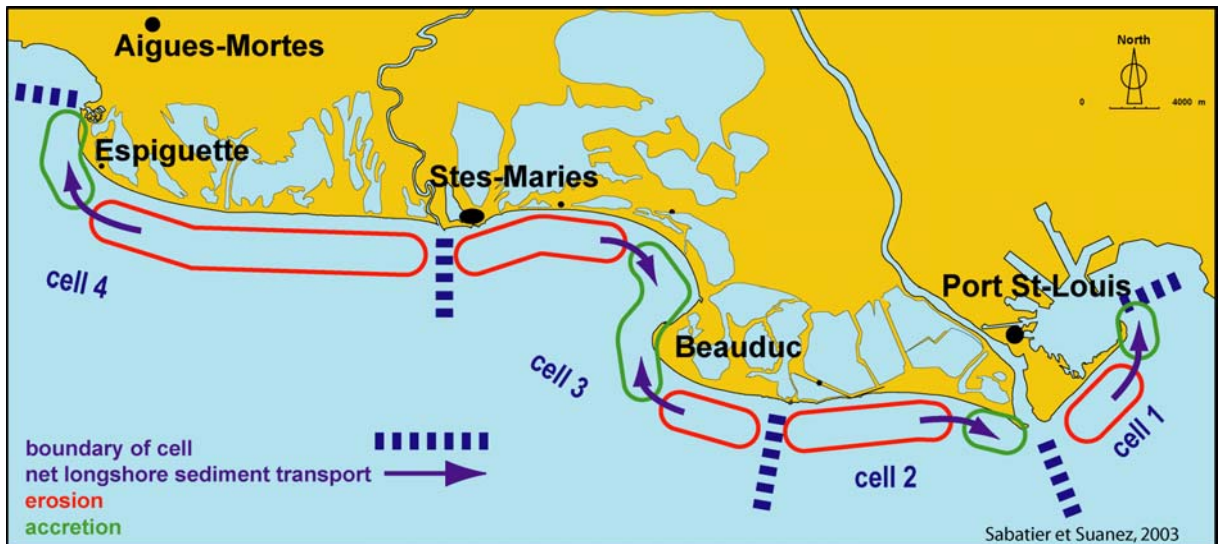


Figure 17 – Organisation des cellules littorales

La cellule 3 (CEL3) s'étend depuis le secteur de l'étang de Sainte Anne à l'est jusqu'au Petit Rhône à l'ouest. Cette cellule est constituée d'une partie centrale en accumulation (flèche et golfe de Beauduc) alimentée à l'est par le recul des plages et le démantèlement du sous delta fossile du Bras de Fer et à l'ouest par l'érosion des plages dans le secteur des Saintes-Maries-de-la-Mer. Cette cellule représente donc un « réservoir » sédimentaire important au centre même de la Camargue. L'alimentation du golfe de Beauduc par le Petit Rhône est extrêmement réduite, elle dépend des apports en sables du Petit Rhône malheureusement très faibles (Blanc, 1977 ; Arnaud-Fassetta, 1996, 1997 ; Sabatier et Arnaud-Fassetta, 1999 ; Arnaud-Fassetta et al. s.p).

A l'ouest du Petit Rhône, le transit sédimentaire dominant orienté vers la flèche de l'Espiguette détermine la cellule 4 (CEL4). Comme à Faraman, l'opposition des directions du transit sédimentaire entre les cellules 3 et 4 s'explique par la divergence de la dérive littorale liée à la réfraction de la houle sur le prodelta du Petit Rhône. La limite entre ces deux cellules reste néanmoins imprécise car des échanges sédimentaires semblent avoir lieu entre elles (Sabatier et Arnaud-Fassetta, 1999). Le secteur en érosion du Petit Rhône aux Baronnetts contribue à l'alimentation sableuse de la flèche, considérée, elle aussi, comme une zone de stockage des sables (Blanc, 1977 ; Sabatier et Raivard, s.p.). Par le passé, le démantèlement du sous delta fossile du Rhône de Saint-Ferréol a très probablement participé à la construction du littoral de Petite Camargue (L'Homer et al., 1981) tandis que l'existence du sous delta du Rhône Vif reste encore à démontrer (Sabatier, 2001). Dans cette cellule, l'érosion des plages de Petite Camargue permet l'allongement de la pointe de l'Espiguette qui se traduit aussi par le développement d'un important complexe dunaire (Pons et al., 2002 ; Sabatier et al., 2002). L'Espiguette se présente donc aussi comme une zone de stockage importante qui affecte la part immergée et émergée du littoral.

## Conclusion

Nos travaux montrent la relation étroite entre le bassin versant rhodanien et la frange littorale du delta du Rhône. L'évolution séculaire du linéaire côtier à proximité de l'embouchure enregistre bien les variations du détritisme fluvial dans lequel il reste encore difficile de séparer les effets du changement hydrologique (fin du Petit Age Glaciaire), ceux de la mutation des terroirs et de l'ingénierie hydraulique. Mais le Grand Rhône ne joue probablement qu'un rôle secondaire et différé sur l'alimentation sédimentaire du littoral, dans laquelle entre, pour une part difficile à estimer, les apports issus du démantèlement des sous deltas fossiles. A l'Ouest

du delta, la charge solide du Petit Rhône ne suffit plus à inverser la tendance érosive en Petite Camargue (Blanc et Jeudi de Grissac, 1982 ; Arnaud-Fassetta, 1997 ; Sabatier et Arnaud-Fassetta, 1999).

Enfin, il faut souligner le rôle important des ouvrages de défense du littoral dans le maintien actuel d'une grande partie du linéaire côtier. Ces derniers ont soulevé de vives polémiques sur leur efficacité à long terme, compte tenu, surtout, des prévisions sur l'élévation du niveau marin et de l'évolution, mal connue, du profil de plage sous marin à long terme (Suarez et Provansal, 1996 ; Paskoff, 1998b, 2001 ; Suarez et Sabatier, 1999 ; Provansal et Sabatier, 2000 ; Picon et Provansal, 2002, Samat et al., 2006). Dans un tel contexte, l'idée d'un recul stratégique des activités et des biens sur certains secteurs a fait du chemin chez plusieurs acteurs de la gestion littorale (Conservatoire du Littoral, Parc de Camargue, Réserve nationale). Positions évidemment mal acceptées par les riverains, habitants des Saintes-Maries de la Mer, saliniers, agriculteurs de petite Camargue....La poursuite du suivi et de l'analyse scientifique doit permettre aux politiques et aux gestionnaires de se déterminer en connaissance de cause.

## Au domaine de la Palissade le Rhône est en crue : et alors ? par Jean-Christophe BRIFFAUD

[jcbpalissade@palissade.fr](mailto:jcbpalissade@palissade.fr)

Quelle prétention que de vouloir présenter son action alors que dans le titre on avance toute sa banalité !

Mais avant toutes choses il est important de dire que cette présentation et notamment son titre ne sous-estiment pas le choc causé aux personnes et à leur bien lors des crues. Nous ne sommes pas là pour donner des leçons, mais simplement pour témoigner de la manière dont nous vivons avec le fleuve.

L'actualité récente démontre que la problématique des crues est un enjeu majeur de gestion pour l'ensemble des communes riveraines de fleuves ou de rivières capricieux. Si elle l'est tout autant pour les espaces naturels concernés, ceux-ci se permettent de l'appréhender différemment avec des conséquences tout autres.



Le Domaine de la Palissade, propriété du Conservatoire du Littoral depuis 1977 située à l'embouchure du Rhône, est chaque année confronté aux événements du Rhône et de la mer. Il constitue en effet le dernier espace non endigué de Camargue. Il est donc directement exposé aux crues du fleuve et aux empiétements marins. Il revient au gestionnaire d'appréhender cette particularité pour qu'elle s'intègre dans la gestion du site. Cela s'effectue en appliquant quelques principes simples, mais qu'il faut réaliser et expliquer dans la durée.



Le site est situé entre le bras vif du Rhône et un ancien grau : le grau de Piémanson à l'ouest . Ce dernier est une « voie d'accès » vers le nord pour les crues marin. Le domaine se trouve ainsi littéralement entouré d'eau. On peut parler d'île dans l'île. D'un point de vue géomorphologique, on peut noter les similitudes entre l'aspect du « they » de la Palissade et de la Camargue elle-même. Cela vient du fait que la construction deltaïque est à l'œuvre dans les mêmes conditions (mer sans marée) et produit donc les mêmes effets. Ce type de formation est de type fractal.

Cette situation particulière en fait le dernier témoin du fonctionnement originel du delta, et lui permet de revendiquer une naturalité que peu d'espaces en Camargue peuvent revendiquer. De par son morcellement et sa création « géomorphologique » récente, le site possède la plupart des habitats caractéristiques de la Camargue du Sud (dont 10 inscrits en annexe 1 de la Directive habitats et 4 prioritaires) et abrite une grande diversité faunistique et floristique.

Il est difficile de mettre en place des catégories de crues, du point de vue de « l'utilisateur ». Les hydrologues et les climatologues se sont mis d'accord pour définir des épisodes « cévenols », « océaniques » ou encore « généraux ». Mais s'ils caractérisent l'origine du phénomène, cela ne permet pas de savoir comment va se dérouler la crue. Par exemple, il n'existe pas à la Palissade de relation directe entre débits et côtes. Ainsi pour un même débit la côte fluctue en fonction du niveau relatif de la mer à l'embouchure. Une crue décennale peut occasionner plus d'inondations qu'une crue centennale selon les conditions météorologiques en cours (ex octobre 1993 et janvier 1994). Pareillement, ce n'est pas tant la force du vent que sa direction et sa durée qui influe sur les entrées marines. La périodicité n'est pas régulière, aussi bien d'un point de vue inter que intra annuel. On passe de plusieurs crues par an à leurs absences pendant plusieurs dizaines d'années, et la « saison » des crues s'étend aujourd'hui de septembre à mars. Il ressort de ce constat que l'on ne peut « éviter » la crue, par exemple, en préconisant une période de fermeture.

Les crues ne sont pas considérées comme violentes (pour le Rhône, mais pas pour la mer), peu rapides (mais le site peut être inondé en moins de 5 heures), et donc une certaine anticipation est possible. Dans la majorité des cas bien que le site soit fermé au public l'équipe continue de travailler, il s'agit juste de modifier le mode de transport pour se rendre sur place.

Les dégâts occasionnés par les crues marines sont souvent plus importants que ceux des crues fluviales. L'érosion et le remaniement des alluvions sont plus importants que lors des débords alluviaux.

De par son passé récent, le site a conservé un fonctionnement hydraulique très proche du fonctionnement originel du delta. La gestion mise en œuvre prend cette caractéristique comme postulat et l'éventuel impact des crues (forte baisse ou hausse de la salinité des marais, apport important de sédiments, impact sur la survie de la faune) sur les écosystèmes présents sur le site ne peut donc être considéré comme un problème contre lequel il s'agirait de lutter. Il s'agit là d'évolution naturelle. Une étude menée par des chercheurs américains de l'université de Louisiane a même mis en évidence un phénomène pas si paradoxal. Subissant les crues, la Palissade reçoit par là même les alluvions concomitantes. Il semble alors que la conséquence de ce phénomène soit que le seul site de Camargue capable de résister à la remontée du niveau marin soit le seul qui ne soit pas « protégé » par les digues. Par ailleurs, il est bien évident que la Palissade est aussi un objet social et qu'à ce titre la protection des personnes et des biens est un objectif à atteindre. Nous sommes tenus à un mariage de raison et devant un double constat :

On ne peut pas quitter le navire lorsque la tempête s'annonce et nous ne désirons pas nous abriter de cette intempérie : bref, on cherche les ennuis ! Il ne nous reste qu'une solution : nous adapter !

Il est bien évident que nous savons depuis un certain Darwin que nous ne sommes pas les premiers à avoir eu une idée aussi originale. La crue n'est pas une contrainte : elle n'est pas un facteur qui influe sur la gestion, elle est bel et bien une donnée du site, comme la présence de telle ou telle espèce d'oiseaux présente sur le domaine. Chaque acte de gestion doit prendre en compte cette donnée. Cela semble évident pour les conceptions techniques

d'aménagements, cela peut l'être moins lors de la réalisation d'une convention administrative ou lors de la réalisation de suivi scientifique. Ces mesures auront pour effet non de limiter l'impact de la crue sur le site, mais sur le travail réalisé sur le site. En adoptant ces principes simples, la protection des infrastructures devient « naturelle ». L'implantation des bâtiments qui, bien qu'à proximité immédiate du Rhône, furent installés sur la zone la plus élevée du Domaine (+1,5 m) en est un exemple. Cet exemple ancien est prégnant de la manière d'agir actuelle sur le site. Concernant la gestion hydraulique, il s'agit essentiellement d'anticipation. Toutefois dans le cas de la Palissade, où l'eau est gérée par gravité, seules une présence permanente et une bonne connaissance du site permettent cette anticipation.

Il y a donc deux entrées pour gérer au mieux la crue : l'une qui s'établit en amont pour minimiser les impacts, l'autre au moment de la crue et qui sert essentiellement à la gestion de la sécurité. Mais les deux peuvent être liées comme dans le cas du pâturage. En effet, les conventions de gestion prévoient comme une obligation le retrait des bêtes, soit pour des raisons de sécurité, soit pour des raisons de protection du site et notamment le piétinement. Les mesures qui interviennent au moment de la crue peuvent sembler évidentes et s'imposer à tous. Rappelons-nous cependant que les logiques des acteurs sont toutes différentes. Il est souvent plus facile d'imposer son point de vue en s'appuyant sur des règles du jeu défini à l'avance, que d'essayer de convaincre au dernier moment.

Après une crue, il y a toujours des dégâts. Avec ce type de crue, et une bonne conception à l'origine les aménagements sont peu touchés. Les équipements seront déplacés dans la mesure du possible, si une « base » arrière est disponible. Sinon c'est la durée de l'immersion qui influencera sur les dégâts occasionnés. Les infrastructures (chemins, canaux, pistes) seront souvent les éléments les plus touchés par ravinement et, si la submersion est longue, par affaiblissement des structures. Le milieu naturel est peu touché. Pour les espèces animales, ce sont les reptiles et les insectes qui subissent les plus lourdes pertes (non quantifiés toutefois). Les animaux terrestres (lapins, faisans) seront atteints si la crue est longue. Ce n'est pas la submersion qui cause des dégâts, mais le froid et l'absence de nourriture. La crue déclenche des mouvements de déplacement sur les poissons qui peuvent soit fuir soit en profiter, comme dans le cas des carpes qui cherchent à frayer sur les zones enherbées. Le dépôt de sédiment est peu impactant si ce n'est qu'il s'intègre au point suivant. La pollution emmenée par la crue n'a pas été mesurée, on sait toutefois qu'il existe un fort remaniement des métaux lourds piégés dans les sédiments pendant les épisodes de crues. La pollution par les macros déchets est forte et nécessite un important travail de nettoyage. La crue peut également transporter des graines, non souhaitées. L'implantation de *Baccharis halimifolia* au niveau du front de crues nous laisse à penser que les épisodes d'immersion sont favorables à l'apparition de ce type de plantes. En général les crues accentuent les phénomènes d'accrétion d'érosion dans le sens existant antérieurement. La crue influence également sur les activités socio-économiques implantées. Les impacts les plus forts le sont sur l'activité de pêche, car ils engendrent des pertes d'exploitations importantes. Mais aussi sur l'accueil du public, toutefois la période de fermeture imposée au site n'est pas si importante. Sur la période 1993-2005, on peut estimer la période de fermeture cumulée à trois ou quatre mois.

Concernant les coûts engendrés par les dégâts des eaux, les travaux sur les bâtiments (réfection du sol) et la station solaire (réfection des câblages), ont coûté aux alentours des 5000 € environ et ont été pris en charge par les assurances. Les travaux de terrains sont plus importants et ont pu faire l'objet de programme subventionné. L'estimation du coût total de ces travaux est de l'ordre de 80 000 €. Pour autant, une partie de ces travaux n'est pas due aux crues, ils sont seulement « avancés » par elle (ex rénovation des pontons). Les dégâts sont plutôt estimés à 50 000 € et sont occasionnés soit par le ravinement, soit par la durée de l'inondation, qui fragilise les structures ou les équipements. Les boues ont peu d'impact hors pollution, les déchets plus.

Il est important de rappeler que sur la période 2003, nous avons subi, une dizaine d'épisodes de retour décennal, un épisode de type quinquennal, deux centennal et un historique.

## **Impacts de l'anthropisation du Rhône et de son bassin versant sur l'alimentation du secteur de l'embouchure. Etude historique de l'évolution de la charge solide.**

*par Grégoire M. Maillet<sup>1</sup> et François Sabatier*

<sup>1</sup>Laboratoire Paysages et Biodiversité, Université d'Angers, 02 Bd Lavoisier, 49045 Angers cedex 01.  
[gregoire.maillet@univ-angers.fr](mailto:gregoire.maillet@univ-angers.fr) ; Tel : 02.41.73.52.88

### **Cette présentation est tirée de :**

MAILLET G. M., RACCASI G., ANTONRILLI C. et al, 2007. Transferts sédimentaires dans le Rhône inférieur depuis le milieu du 19ème siècle. *Géographie Physique et Quaternaire*. sous presse.

MAILLET G. M., VELLA C., PROVANSAL M., & SABATIER F., 2006. Connexions entre le Rhône et son delta (partie 2) : évolution de l'embouchure du Rhône depuis le début du 18ème siècle. *Geomorphologie*, 2, 125-140.

Le secteur de l'embouchure du Rhône, à l'interface entre dynamiques marines et fluviales, est un secteur clef de la compréhension des mécanismes d'alimentation d'un littoral deltaïque par la charge solide d'un fleuve. La mise en concordance de l'évolution du trait de côte avec la chronologie de l'anthropisation du cours d'eau et de son bassin versant nous permet de discriminer les causes des phases d'avancées et de recul du littoral, et par extension, de connaître l'impact qualitatif et quantitatif des pratiques sociétales sur la charge solide fluviale.

Ainsi, les variations du trait de côte à l'embouchure du Rhône apparaissent soumises à l'influence de deux catégories de forçages indépendants (fig. 18). La première est autocyclique (« ~ naturel »), d'ordre structurel, et influence l'évolution du secteur de l'embouchure, à la fois par le rôle que joue la climatologie (crises érosives, nature de la végétation, récurrence des crues...) et par l'influence de la morphologie de l'embouchure (espace disponible pour l'accumulation, organisation des dépôts sédimentaires, morphologie du chenal). Le second est allocyclique (« ~ anthropique ») et modifie le transit des apports solides, en favorisant ou ralentissant le transit sédimentaire jusqu'à l'embouchure, et en influençant différemment le transport en suspension (MES) et le charriage (charge de fond sableuse).

Sur le Rhône, l'effet de l'occupation par l'homme du bassin versant et des espaces rivulaires sur la charge solide du Rhône est complexe (fig. 19). Si l'on observe que la diminution de la charge solide au cours des derniers siècles ne semble pas influencer le fonctionnement de la progradation du trait de côte au niveau de l'embouchure (simplement la ralentir), on note paradoxalement que l'endiguement du fleuve, qui provoque une stabilisation forcée de l'embouchure, induit des effets directement inverses à la diminution de la charge solide. En témoigne la comparaison de périodes comme 1778-1841 et 1895-1944, caractérisées toutes deux par une relâche de la pression des ingénieurs sur l'embouchure, qui montre une vitesse d'avancée similaire (30 à 70 m.an-1), alors que les volumes sédimentaires disponibles pour la progradation sont bien plus faibles lors de la seconde période.

Le concept d'anthropisation sert donc des causes différentes selon les époques, avec des conséquences environnementales contradictoires. Synonyme d'érosion accélérée et de tendance au tressage sur les axes fluviaux dans le contexte des sociétés agricoles « l'anthropisation » aboutit à des effets casuels à partir du moment où la révolution scientifique et technique donne aux ingénieurs des moyens directs d'intervention significative. Et ce sont ces aménagements eux-mêmes qui, dans un contexte climatique et anthropique encore agressif, jouent actuellement un rôle décisif sur le transfert de la charge solide fluviale et l'alimentation des plages proches de l'embouchure.

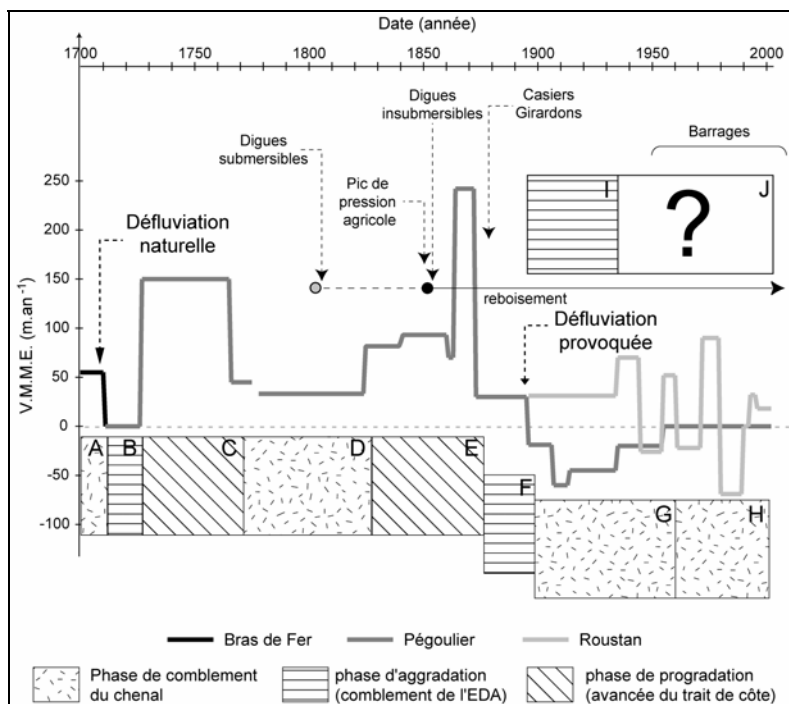


Figure 18 - Interprétation des mécanismes contrôlant l'évolution de l'embouchure. Les Vitesses Maximales Moyennes d'Evolution (V.M.M.E) du trait de côte à l'embouchure du Grand Rhône sont expliquées par un effet combiné des forçages sociétaux et structuraux, dans un contexte de réduction progressive des apports solides. EDA : Espace Disponible pour l'Accumulation.

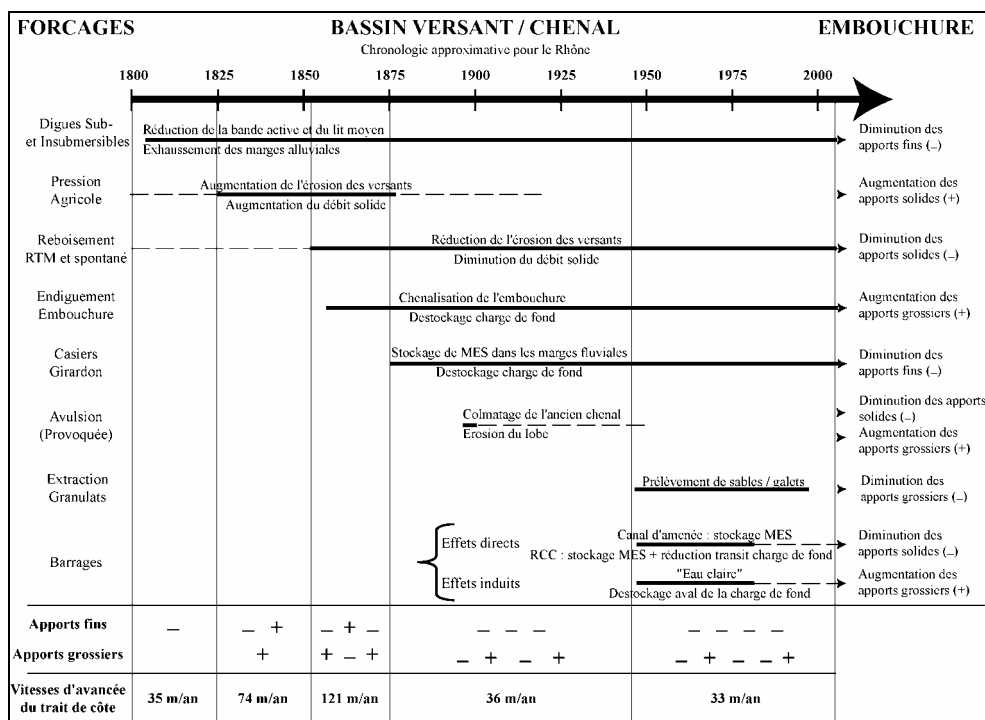


Figure 19 - Impact des forçages sociétaux sur les variations relatives des apports sédimentaires à l'embouchure. Les différentes pratiques sociétales ont des conséquences parfois contraires, qui, lorsqu'elles sont contemporaines, compliquent l'interprétation des relations entre débit solide et évolution du trait de côte. (RTM : Restauration des Terrains de Montagne. RCC : Rhônes Court-Circuités. MES : Matières En Suspension. Apports solides" : apports fins et grossiers).



## Aménagement de la plage de Piémanson par François Sabatier

Depuis 50 ans environ, le trait de côte de la plage de Piémanson est relativement stable, voire légèrement positif. Il tend vers un tracé rectiligne, par accrétion dans sa partie centrale et érosion sur ses flancs. Suite à une fréquentation estivale touristique très importante (photo1), des ganivelles ont été installées sur la partie W de la plage pour canaliser les véhicules (fig20-21). Ces ouvrages ont permis l'édification de petites dunes qui perturbent les transits cross-shore. Pendant l'hiver, ces petites dunes limitent l'évacuation des eaux de tempête et créent donc une lagune temporaire artificielle (photo2)

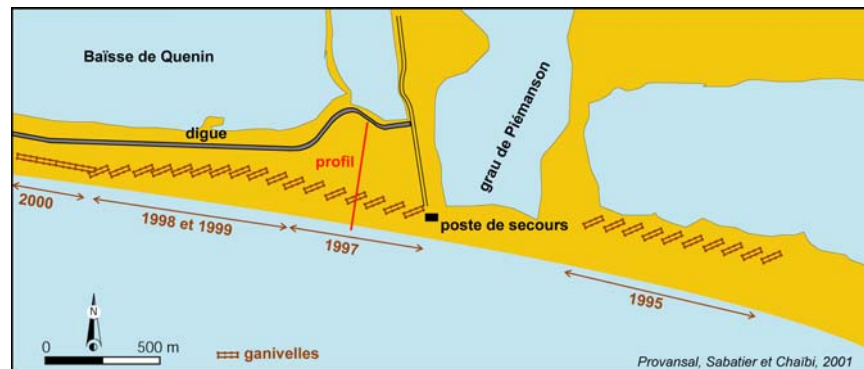


Figure 20. Localisation des ganivelles

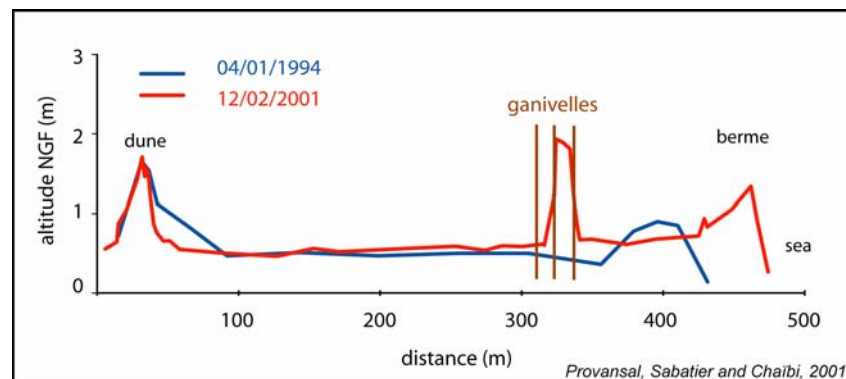


Figure 21. Exemple d'évolution d'un profil



Photo 1. Fréquentation touristique estivale (cliché F. Sabatier).

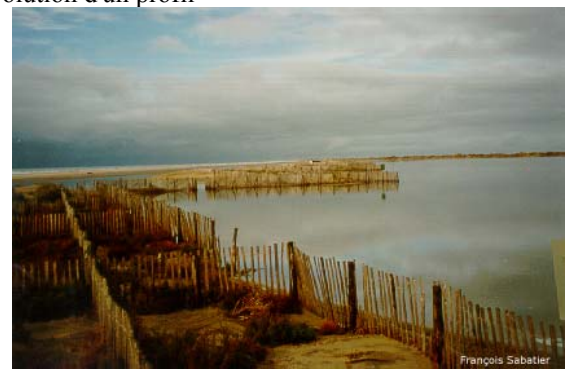


Photo 2. Inondation hivernale de la plage. La mer est du côté gauche de la photo (cliché F. Sabatier).

## Erosion des fonds devant la digue de Véran

par Olivier SAMAT, François SABATIER, Adrien LAMBERT

### Cette présentation est tirée de :

Samat, O. (2007). Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et de delta du Rhône. Thèse, UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université de Provence, 342 p.

Samat O., Sabatier F., Lambert. A., 2007. Bathymetric impacts of a seawall on a microtidal beach (North of the Gulf of Lions, Mediterranean coast). *Méditerranée*, 108, 119-124

L'impact et l'efficacité d'une digue frontale de 3 kilomètres de long, positionnée au niveau de la ligne de rivage, a été étudié à partir de relevés bathymétriques durant 4 années. Construite en 1972, la digue de Véran se situait à plusieurs centaines de mètres du rivage afin de stopper l'intrusion d'eau sur le domaine des Salins pendant les tempêtes. A cause d'un recul du rivage régulier (>5m/an), cette dernière finie par céder en 1997 lors d'une tempête exceptionnelle. Un suivi bathymétrique effectué au droit et de part et d'autre de l'ouvrage (Fig 22), a permis de comparer l'évolution des fonds avant et après l'édification de la digue sous sa forme actuelle.

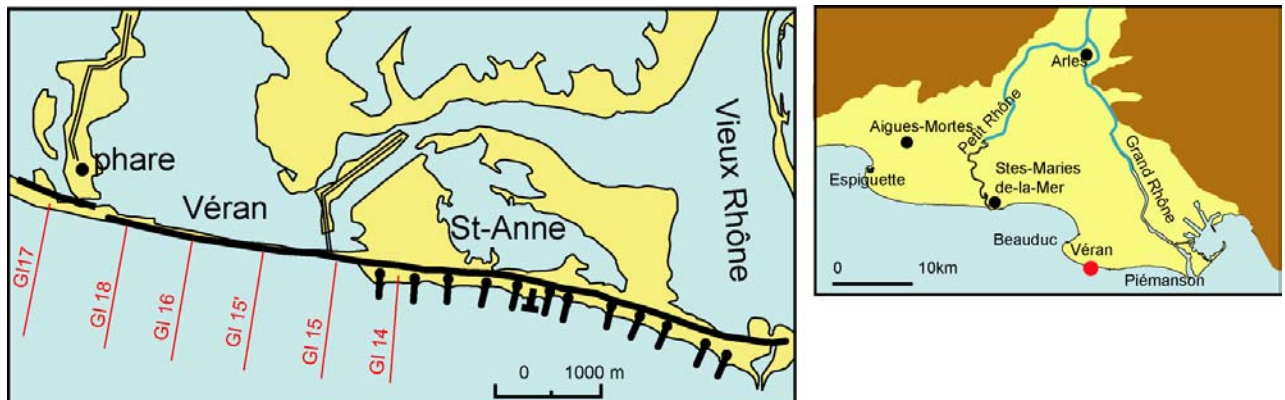


Figure 22. Localisation des profils bathymétriques (Samat et al., 2007).

L'analyse des bilans sédimentaires sur les profils au droit et de part et d'autre de l'ouvrage (Fig 23), avant et après sa reconstruction, a permis de démontrer une accentuation des pertes sédimentaires après l'édification de l'ouvrage (1998-2005) sur les profils au droit de la digue (en particulier GI16 et GI18). Notons également que ces pertes s'accroissent dans le sens de la dérive dominante.

Par la suite, l'étude des variations de la profondeur de la fosse interne sur les différents profils (Fig 24), a pu démontrer que si la fosse interne ne présentait pas de différences significatives avant la reconstruction de l'ouvrage au droit et de part et d'autre de ce dernier, elle témoigne en revanche d'un important surcreusement, sur les profils au droit de l'ouvrage, après sa reconstruction. Nous avons associé ce phénomène à un important affouillement en pied d'ouvrage.

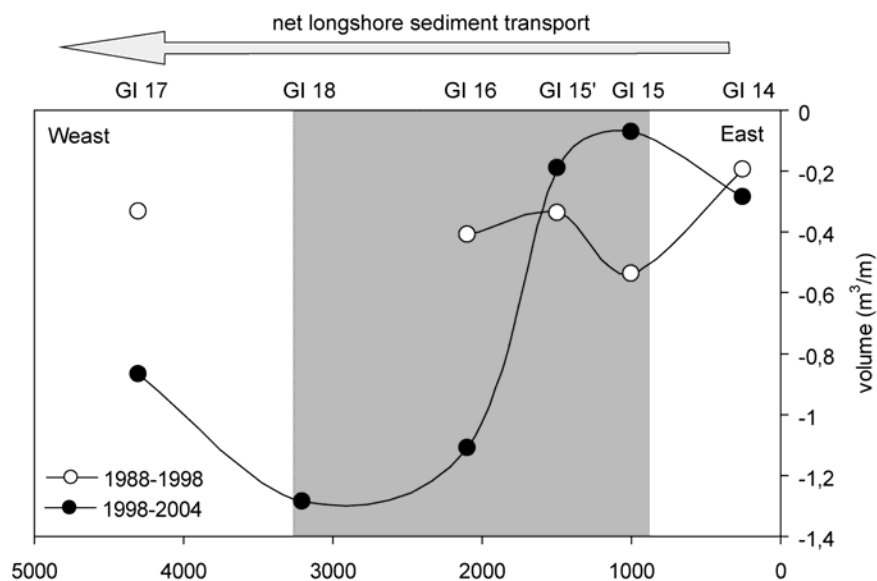


Figure 23. Bilan sédimentaire des profils bathymétriques (le grisé localise la digue) (Samat et al., 2007).

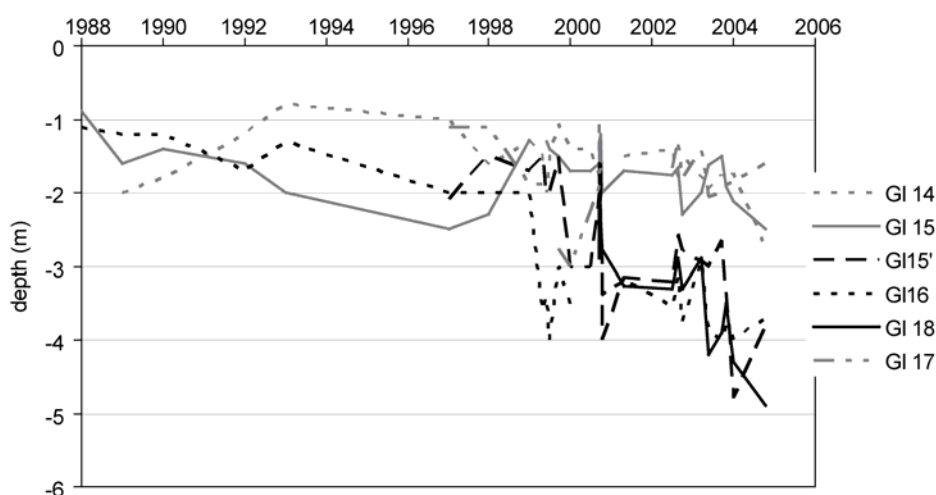


Figure 24. Variations de la profondeur de la fosse interne (le profils en gris représentent les profils « naturels ») (Samat et al., 2007).

Enfin l'étude des bilans sédimentaires moyens sur deux périodes de calmes, confirme l'effet négatif de la présence de la digue. Les bilans sédimentaires déficitaires, pendant ces périodes, sur les profils au droit de l'ouvrage, traduisent une altération du processus naturel de reconstruction de la plage durant les périodes de beau temps.

Nos résultats et interprétations vont à l'encontre de certains travaux d'ingénierie qui considèrent que la morphodynamique du profil de plage devant une digue n'est pas fondamentalement modifiée par l'ouvrage. Nous démontrons le contraire, de plus l'impact négatif des digues sur la bathymétrie environnante remet en question à terme la stabilité de l'ouvrage.

## **Les Saintes Maries de la Mer**

- F. Historique des enrochements au Stes-Maries-de-la-Mer *par F. Sabatier*  
(page 37).
- G. Modifications des fonds au droit d'un rivage stabilisé par des enrochements : le cas du littoral des Saintes Maries de la Mer *par Olivier Samat et F. Sabatier*  
(page 39).
- H. Le concept de GIZC appliqué au territoire du Parc de Camargue *par H. Heurtefeux, P. Lanzelloti et D. Marobin-Louche*  
(page 41).
- I. Efficacité et impact des ouvrages transversaux sur la position du rivage *par O. Samat et F. Sabatier*  
(page 46).
- J. Morphodynamique du profil de plage *par A. Lambert et F. Sabatier*  
(page 48).
- K. Un projet de rechargement original en Camargue *par François Sabatier*  
(page 49).

## Historique des enrochements aux Stes-Maries-de-la-Mer par François Sabatier et Olivier Samat

Le littoral des Stes-Maries subit une érosion chronique depuis plusieurs décennies et ce malgré l'existence d'une dérive littorale importante W-E qui devrait alimenter les plages par les apports du Petit Rhône. Suite à la construction d'enrochements par la Municipalité et les Services Maritimes (fig 25), le recul du trait de côte est stoppé au droit du village depuis une quinzaine d'années mais l'érosion sous marine continue et aucune solution à long terme n'a été trouvée. Cette stabilisation artificielle du trait de côte transforme le village en situation de promontoire du fait du recul continue de la côte de part et d'autre de la cité ce qui la rend plus sensible aux houles de tempêtes

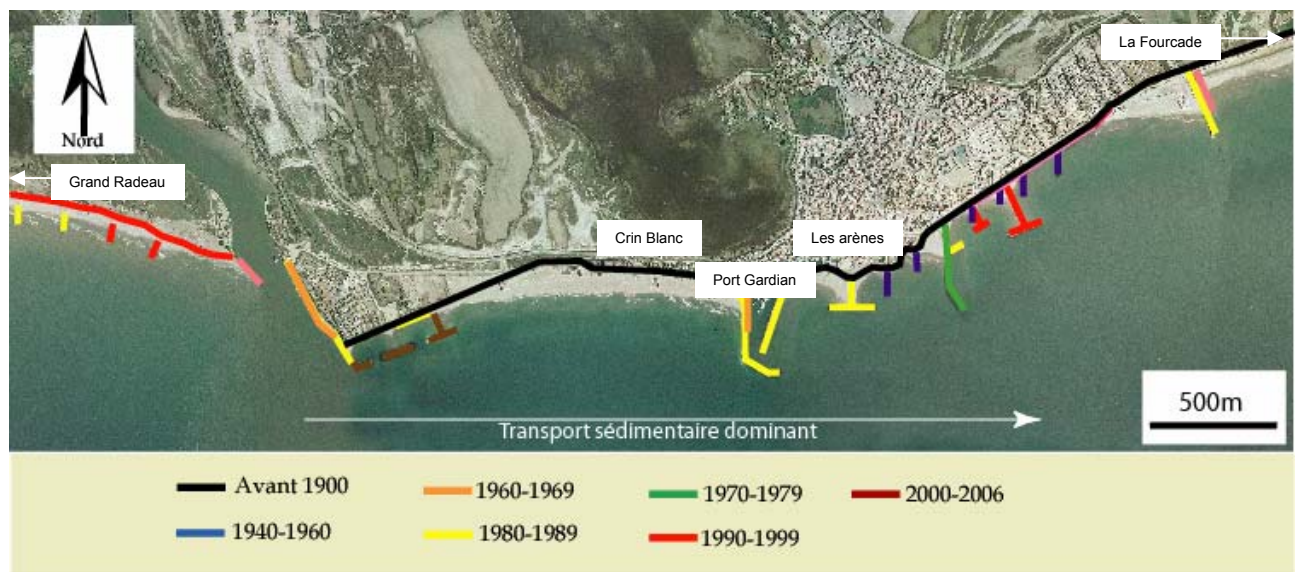


Figure 25. Historique des équipements côtiers (Samat, thèse 2007).

Entre le Petit Rhône et le port, la plage de Crin Blanc évolue comme une micro-cellule littorale où le secteur en érosion fournit des sables à celui en accrétion (contre la digue) (fig26). Après une période de forte sédimentation contre la digue entre 1977 et 1981, l'accumulation diminue car la plage, dans ce secteur, a trouvé un profil d'équilibre. Au contraire, les volumes érodés augmentent, sauf pour la période 1993-2000, probablement grâce à d'importants apports sableux liés aux crues cinquantenales de 1993-94. Le comportement sédimentaire du secteur reste finalement difficile à estimer. De plus, il est aujourd'hui modifié par la construction de brises-lames en 2002 dont les effets sur le comportement de la plage ne sont pas encore évalués.



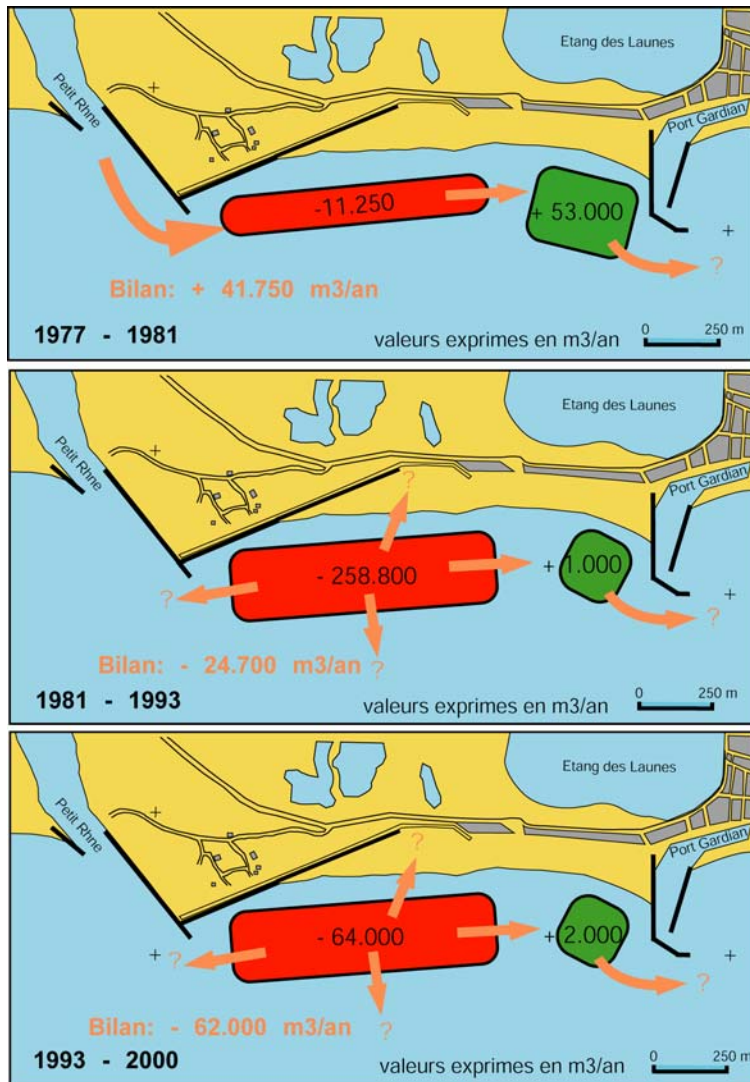


figure 26 Bilans sédimentaires de la plage de Crin Blanc



Photo 3. Un témoin du recul du rivage (Bunker construit durant la 2nd guerre mondiale). (cliché M. Provansal)

## **Modifications des fonds au droit d'un rivage stabilisé par des enrochements : le cas du littoral des Saintes Maries de la Mer.**

*par Olivier Samat et François Sabatier*

### **Cette présentation est tirée de :**

Samat, O. (2007). Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et de delta du Rhône. Thèse, UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université de Provence, 342 p.

Le problème couplé de l'urbanisation, de la nécessité de maintenir l'attrait touristique de la ville et du recul séculaire du rivage a fait naître sur le littoral des Saintes Maries de la Mer une culture du risque particulièrement précoce. Face à ce risque et pour enrayer ce recul, le littoral, en particulier depuis la fin des années 1970, a été entièrement artificialisé.

Nous avons étudié, à partir de la comparaison de modèles numériques de terrain (1872, 1895, 1974, 1980 et 2005) et des séries de données météo marines relativement longues, dans quelles mesures la stabilisation du village des Saintes Maries de la Mer a modifié les fonds environnants.

L'analyse des bilans sédimentaires, entre les différentes dates de relevé, dévoile des pertes sédimentaires, durant la période 1974-1980, près de 3 fois supérieures aux autres périodes. Ces pertes se traduisent par une modification importante de la morphologie des fonds (figure 27). Qui génère une forte accentuation des pentes au droit de la ville des Saintes Maries de la Mer. La combinaison de ces observations laisse supposer une réduction de la zone de déformation de la houle et donc une diminution de la dissipation de son énergie à la côte.

L'étude des forçages météo marins, de la chronologie d'implantation des ouvrages, des bilans sédimentaires et de l'évolution des pentes sur le secteur des Saintes Maries de la Mer a permis de mettre en évidence une déstabilisation du littoral dans les années 1970-1980. Ce phénomène se réalise dans un contexte général de réduction des apports fluviaux à la côte et de recrudescence de l'intensité et la fréquence des événements météo marins les plus morphogènes. Il est difficile en revanche, étant donné le peu de dates de relevés bathymétriques dont nous disposons, d'établir un lien direct entre bilans sédimentaires très déficitaires, modifications bathymétriques et implantation des enrochements. L'utilisation d'un modèle de propagation de la houle a permis de confirmer une accentuation de la pression érosive autour du village et la quasi absence d'amortissement de la houle au droit de la ville.

Sur le secteur des Saintes Maries de la Mer, l'érosion des fonds continue et s'est accélérée dans de façon inquiétante dans les années 1970. Les enrochements ont effectivement permis de stabiliser le rivage au niveau de la ville, mais se sont avérés insuffisants pour faire face à une érosion ancienne, régulière et très profondes de l'avant côte. La réflexion qu'ils induisent augmente l'érosion sous-marine.

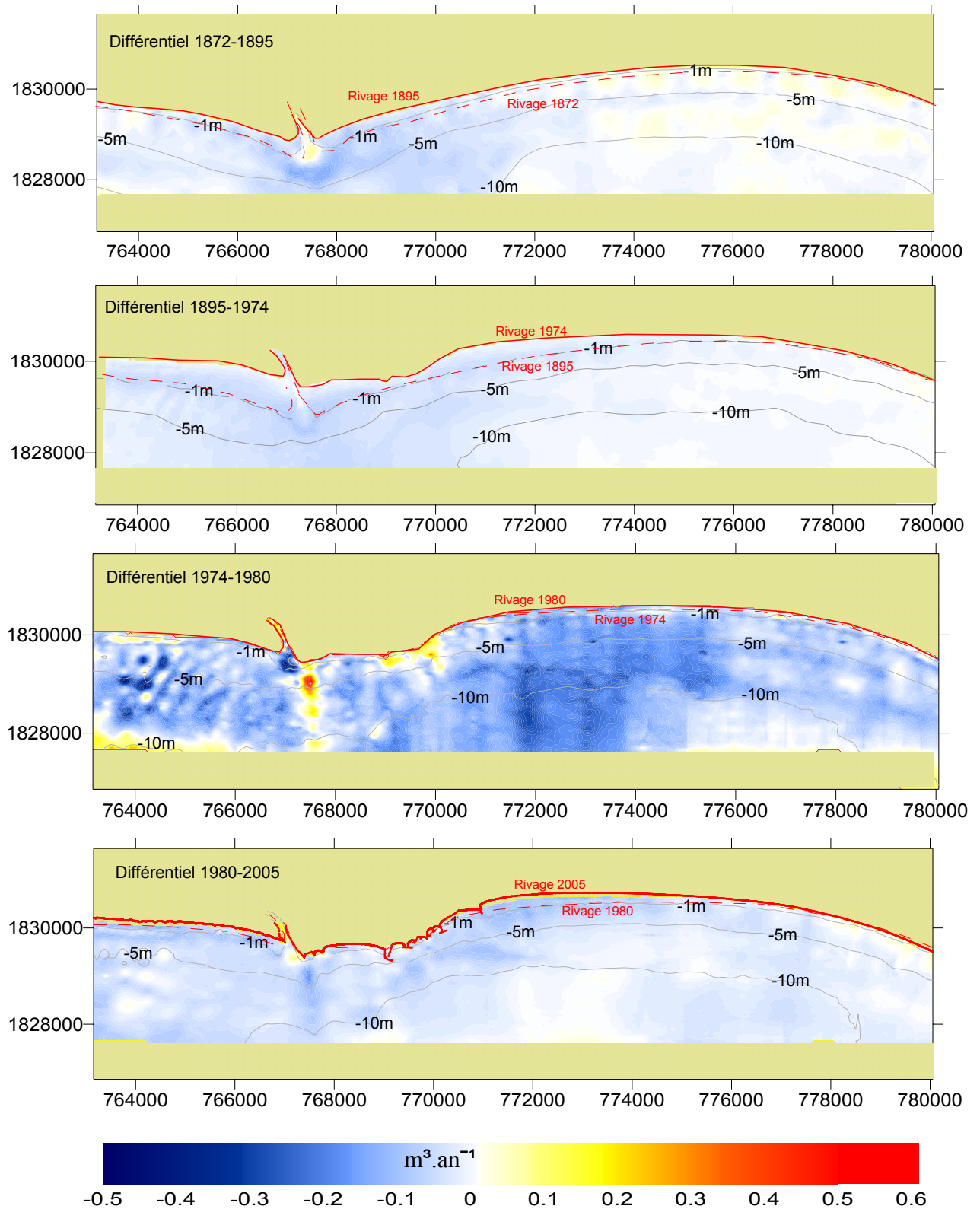


Figure 27: Changements bathymétriques en  $\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$  entre chaque relevé (Samat, thèse 2007).

## Le concept de GIZC appliqué au territoire du Parc de Camargue

*par Hugues. Heurtefeux, Provence Lanzellotti et Delphine Marobin-Louche.*

### Introduction :

En Géographie, le paradigme "organisation et différenciation de l'espace" s'est substitué à celui de "relations homme-nature" (Brunet, 2005). La Camargue est à la croisée de ces deux paradigmes et l'expérience de GIZC souhaitée par le PNR de Camargue se veut une étape décisive pour que les Camarguais s'approprient un nouveau modèle de fonctionnement, de nouvelles façons de penser l'aménagement de leur territoire, et l'acceptation parfois de ne pas avoir systématiquement recours à l'endiguement.

Pourtant au cours des siècles le territoire camarguais s'est organisé autour d'un équilibre entre l'environnement naturel (faiblesse altimétrique, salinité des eaux et des sols) et les sociétés humaines : mise en valeur halieutique et agricole, assèchement des terres, défense contre la mer (Suanez et Sabatier, 1999).

Pour cette raison et bien d'autres, en matière de suivi littoral et de défense côtière, le delta du Rhône est un « best seller » : de nombreux travaux ont été réalisés sur l'évolution du trait de côte et les moyens d'y répondre (Blanc 1976, Blanc et Jeudi de Grissac, 1982) et plus récemment la question de l'efficacité de ces ouvrages s'est posée (Samat, 2006).

Considérant plus le littoral dans ses trois dimensions, certains auteurs (Suanez, 1997) se sont concentrés sur les bilans géomorphologiques des flux sédimentaires, cellules par cellules. Enfin la communauté scientifique s'est aussi posée la question de l'impact des tempêtes (Bruzzi, 1998) et du bilan sédimentaire en intégrant la partie immergée sur un siècle à l'échelle du delta du Rhône (Sabatier, 2001).

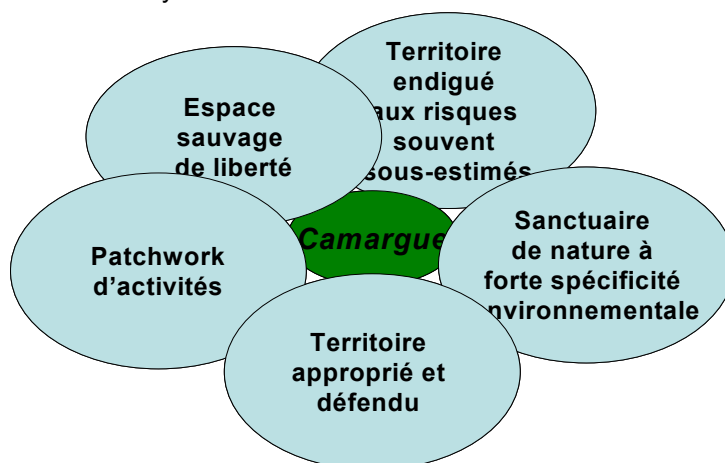
Pour faire une synthèse ou un bilan, on peut affirmer que toutes les études (SOGREAH et AQUASCOP, 1995 ; CETE/SMNLR, 2002) et les experts (Suanez et Bruzzi, 1999, Sabatier et Suanez, 2003) ont confirmé que compte tenu de l'ampleur du recul du trait de côte, le système de protection mis en place jusque là (épis, digues, brise-lames) ne permet pas de lutter durablement contre les phénomènes d'érosion et les risques de submersion. Ainsi au fil des siècles, En outre, protéger l'ensemble du littoral en le figeant par une artificialisation du trait de côte n'est pas réalisable tant d'un point de vue technique que financier (Heurtefeux et al., 2007).

Sans revenir de façon exhaustive sur l'ensemble de ces recherches en matière de dynamique littorale, l'intérêt de ce travail est d'analyser le processus de mise en place d'une nouvelle gestion littorale en Camargue.

## 1- Résultats et discussion

### a. Les résultats obtenus suite à la démarche de concertation

Les entretiens nous ont permis de mettre en évidence les interactions locales homme-milieu. La figure ci-dessous résume ce système :



**Figure 28** : Représentation simplifiée de la pluri-fonctionnalité de la Camargue.

La Camargue est une terre transformée, une vaste zone humide dont on continue à modifier l'hydrologie. Cette terre sensible est partagée entre un patchwork d'activités dévoreuses d'espace (riziculture, activités salinières, vignes, élevage extensif, pêche...) et une perception divergente du territoire par les acteurs locaux. Cependant, compte tenu de la faible densité de population permanente et de l'absence de maillage urbain, il n'existe pas de trop forte dichotomie entre espace naturel et espace anthropisé, ce qui à terme peut laisser espérer un rapprochement des acteurs et de nouveaux comportements.

Nous avons synthétisé dans le tableau suivant l'étape de passage des propositions de gestion aux principes de gestion.

La démarche utilisée et ses principes ont été présentés au Comité de Pilotage formé des acteurs rencontrés. L'objectif était de discuter et d'améliorer ces principes de gestion pour aboutir à un consensus global.



<i>Propositions de gestion avant concertation</i>	<i>Principes de gestion après concertation</i>															
Aborder le système littoral dans sa globalité, en deux dimensions	<b>idem</b>															
Combiner les techniques de protection côtière	<b>idem</b>															
Privilégier les moyens préventifs et les techniques de protection dynamiques	<b>Privilégier les moyens préventifs et les techniques de protection évolutives et réversibles</b>															
Préserver un espace de liberté	<b>Préserver un espace de liberté à la mer pour le maintien de l'équilibre naturel</b>															
Admettre l'évolution naturelle du rivage	<b>Admettre l'évolution du rivage</b>															
Justifier les actions entreprises par une analyse coûts - avantages	<b>Justifier les actions entreprises et à entreprendre par une analyse inconvénients avantages</b>															
Mettre en place une étude diagnostic et un suivi adapté lors de la mise en place d'un mode de gestion	<b>idem</b>															
Rechercher des solutions techniques multifonctionnelles	<b>Rechercher des solutions techniques multi usages</b>															
Tester sur le terrain de nouvelles techniques de façon expérimentale	<b>Tester en Camargue de nouvelles techniques de façon expérimentale</b>															
Recréer une liaison naturelle entre le milieu terrestre et le milieu maritime	<b>Favoriser les échanges entre le delta et la mer</b>															
<p><b>Résultats de la concertation</b></p> <table border="1"> <caption>Données du graphique 'Résultats de la concertation'</caption> <thead> <tr> <th>Catégorie</th> <th>Principes acceptés sans modifications</th> <th>Principes acceptés avec modifications</th> <th>Principes rajoutés</th> <th>Total</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Principes avant concertation</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>10</td> </tr> <tr> <td>Principes après concertation</td> <td>3</td> <td>7</td> <td>3</td> <td>13</td> </tr> </tbody> </table>	Catégorie	Principes acceptés sans modifications	Principes acceptés avec modifications	Principes rajoutés	Total	Principes avant concertation	0	0	0	10	Principes après concertation	3	7	3	13	<b>Gérer et entretenir la digue à la mer</b>
	Catégorie	Principes acceptés sans modifications	Principes acceptés avec modifications	Principes rajoutés	Total											
	Principes avant concertation	0	0	0	10											
Principes après concertation	3	7	3	13												
	<b>Intégrer les projets et les modes de gestion dans des démarches de concertation, de communication et d'éducation</b>															
	<b>Réduire la vulnérabilité des zones littorales pour continuer à privilégier la sécurité des biens et des personnes</b>															

*Tableau 2 : Synthèse de la validation des principes de gestion dans le cadre de la démarche de concertation.*

Le tableau 2 montre que des changements fondamentaux ont été initiés pendant le comité de pilotage. Parmi les 10 principes de gestion proposés, seuls 3 ont été validés directement, 7 ont été amendés et 3 nouveaux principes ont vu le jour.

## b. Discussion

## - La validation de la démarche :

Chacune des remarques formulées lors des comités de pilotage a été prise en compte par les rédacteurs, sans pour autant être systématiquement intégrée au document final. Les grandes modifications demandées et appliquées concernaient notamment le désir d'une transparence accrue et d'une communication à destination du grand public sur la problématique du littoral en Camargue, afin que chacun ait la même connaissance partagée du territoire. D'autres souhaits visaient à rappeler que les ouvrages existants et faisant leurs preuves ne devaient pas être abandonnés.

De manière générale, il a été demandé par les membres du comité de pilotage d'être plus clair sur l'intitulé des principes et de préciser qu'ils ne sont pas tous applicables partout et en même temps.

Les trois propositions validées sans modifications se sont imposées d'elles mêmes car ces principes n'augmentent pas le risque, mais aussi parce qu'ils font peut-être parti de ces principes « valises » dans lequel chacun y met ce qui lui convient.

Ces grands principes stratégiques visent :

- d'une part à éviter ou à ne pas renforcer les protections lourdes (chaque fois que cela est possible) pour respecter le fonctionnement du système dune-plage et ses transferts intrinsèques afin de ne pas altérer les fonctionnalités de l'écosystème.
- d'autre part à jeter les bases d'une politique où l'on se laisse la possibilité d'un recul contrôlé sans hypothéquer l'avenir des zones à enjeux forts (zone urbaine des Saintes-Maries-de-la-Mer par exemple), pour lesquelles des mesures de contention plus fortes peuvent être maintenues voire renforcées. Il s'agit de mettre en place une politique globale et prospective pour la gestion du littoral camarguais. Ces grands principes seront retranscrits dans la nouvelle charte du Parc. La présente stratégie devra également être accompagnée de démarches plus générales telles que de meilleures relations entre les acteurs du littoral en Camargue, mais également la nécessité de mettre en réseau les études et données pour les acteurs du littoral, afin d'éviter une vision partielle du trait de côte. Ces démarches sont un préalable indispensable à l'application des principes et modes de gestion définis ici.

## - Guide des bonnes pratiques pour une démarche de concertation efficace :

"La concertation représente une économie de temps, d'argent et d'énergie dans la mesure où elle permet de réduire les risques ultérieurs de contentieux" (CESR Bretagne, 2004).

Il faut rappeler que cette concertation a pour objectif final de définir les bases d'une gestion à long terme du littoral camarguais. En effet, il s'agit de mener une politique globale et concertée du littoral, une démarche acceptée par tous les acteurs qui servira d'outil d'aide à la décision. Pour cette raison, la prise en compte des opinions locales est primordiale. Il s'agit de procéder par petites touches, de manière graduelle.

Lors de cette expérience en Camargue, les points suivants ont été relevés et jugés comme des clés de réussite d'une démarche de concertation :

- Initier les acteurs à la démarche bien en amont et poursuivre ce processus bien en aval... Il faut garder contact avec le comité de pilotage initial et continuer à l'impliquer dans les phases appliquées du dispositif
- Importance de l'écoute : les locaux connaissent mieux que quiconque leur territoire, leur expérience est donc à prendre en considération.
- Importance du consensus : il s'agit de prendre en considération les remarques et idées acceptées par la majorité des membres participants à la concertation, toujours en adéquation avec les objectifs finaux de gestion durable. En effet une remarque isolée n'est pas forcément prise en compte dans la réécriture des documents.
- Accepter la redite : prendre en compte la sensibilité de tous les acteurs.
- Importance de la disponibilité et de la transparence pour un suivi efficace de la démarche : réunions, comptes-rendus, mise en ligne rapide sur le web,...

- Importance de la participation : diversité des personnes participantes aux comités de pilotage. Confrontation des idées entre scientifiques, services de l'état, acteurs locaux... pour aboutir à un consensus.
- Importance de la sémantique, être précis dans son vocabulaire, préférer le terme "gestion non active" à celui de "laisser faire" par exemple.
- Importance de la faisabilité : il s'agit de la dimension réglementaire des problèmes posés ; il faut être capable de modifier des propositions en fonction des contraintes réglementaires qu'elles peuvent générer. La question de la faisabilité (juridique, technique,...) ne doit pas être négligée, elle doit être traitée de manière concertée en prenant en compte des avis d'experts.
- Intégrer la lenteur du processus : laisser du temps à la prise de conscience et à l'évolution des mentalités : il a fallu 25 ans pour que les enrochements du sillon de Talbert (Bretagne Nord, Côtes d'Armor) soient supprimés.

## Effacité et impact des ouvrages transversaux sur la position du rivage

par Olivier SAMAT et François SABATIER

### Cette présentation est tirée de :

Samat, O. (2007). Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et de delta du Rhône. Thèse, UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université de Provence, 342 p.

Nous présentons ici l'étude de l'impact des ouvrages transversaux (épîs, graus aménagés, sur 7 sites du Golfe du Lion (Fig 29) et notamment la Plage de la Fourcade à l'Est des Saintes Maries de la Mer. L'originalité de ce travail réside dans le fait qu'il porte sur l'étude temporelle des variations du rivage (cartes anciennes, photo interprétation et DGPS) avant et après l'implantation des ouvrages. Les paramètres relatifs aux caractéristiques des ouvrages (emprise longitudinale, emprise transversale), aux caractéristiques de l'érosion en aval dérive (extension transversale et longitudinale) et l'intensité du transport sédimentaire dominant ont été pris en compte (Fig 30).

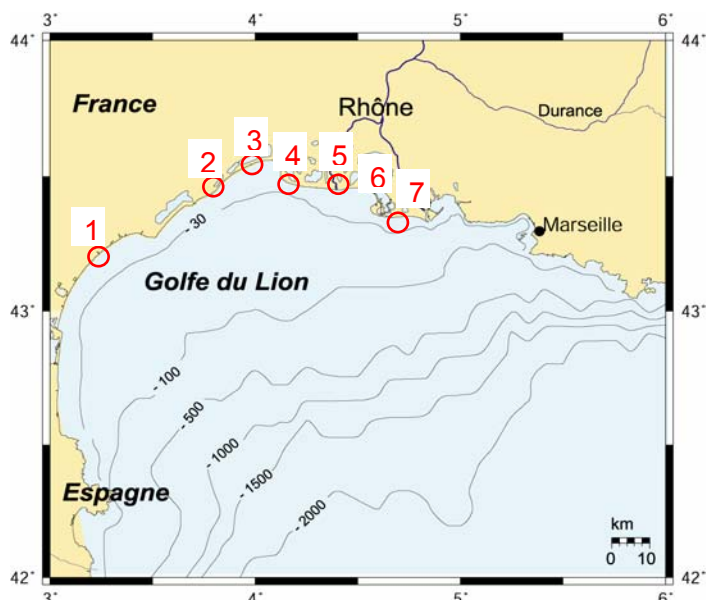


Figure 29: localisation des sites 1 : Vendres ; 2 : Frotnigan ; 3 : Carnon ; 4 : Les Baronnets ; 5 : La Fourcade ; 6 : Véran ; 7 : La Courbe (Samat, thèse 2007).

Notre étude démontre que l'érosion en aval dérive des ouvrages est généralement doublée par rapport aux valeurs d'érosion en période de fonctionnement naturel. Par la suite, l'analyse des évolutions surfaciques avant et après l'édification des ouvrages, à l'intérieur et en aval dérive des épîs révèle deux types d'évolution. Le premier type correspond aux sites de Vendres, Carnon, La Courbe qui montrent une diminution du déficit surfacique global. Sur ces secteurs l'augmentation du déficit en aval dérive est compensée par une importante diminution des pertes surfaciques en amont. Le second type indique une accentuation de l'érosion générale (Frontignan, Les Baronnets, La Fourcade et Véran) tant en aval qu'en amont dérive. Sur ces sites la diminution du déficit surfacique en amont dérive par les épîs ne permet pas de compenser l'érosion en augmentation en aval dérive.

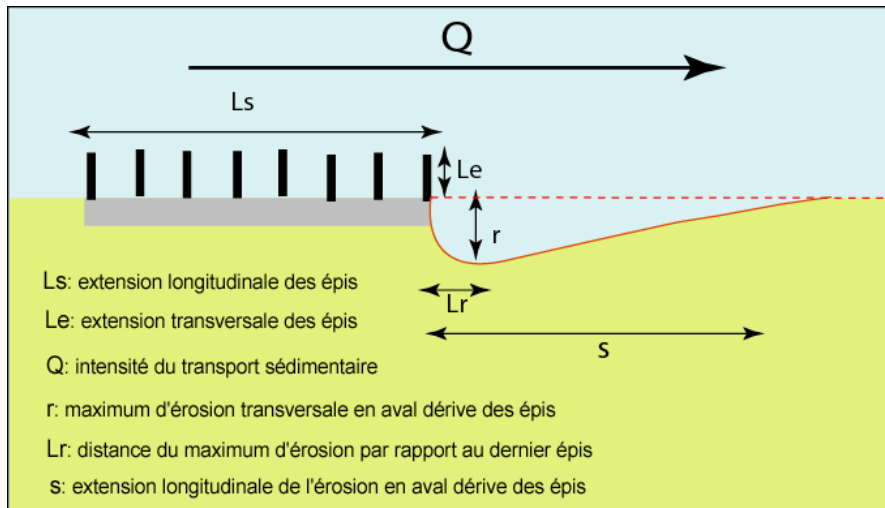


Figure 30: paramètres pris en compte pour l'étude de l'érosion en aval dérive (Samat, thèse 2007).

Nous avons également mis en évidence sur l'ensemble des sites des relations linéaires entre la durée (en particulier sur les périodes longues), les valeurs d'érosion en aval dérive et l'intensité du transit sédimentaire dominant. Ces résultats vont à l'encontre de certains travaux qui affirment que l'érosion aval dérive causée par les ouvrages perpendiculaires au littoral se stabilise après quelques années. Nous proposons des vitesses de progression de cette érosion en fonction du transit sédimentaire, tant sur le plan transversal ( $r$ ) que longitudinal ( $s$ ) (figure 30)

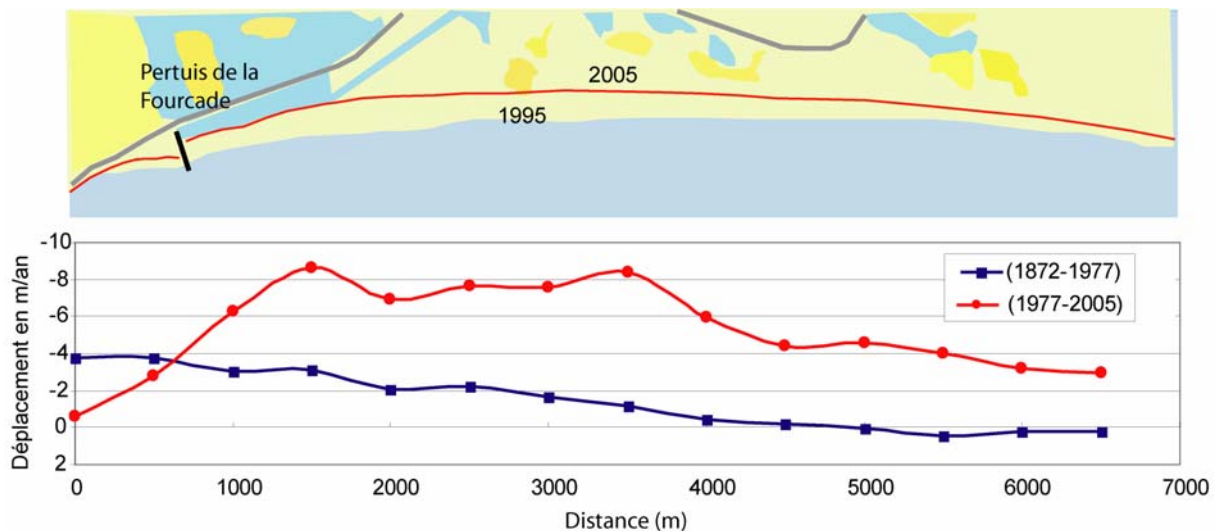


Figure 31. Variations des vitesses du recul du rivage avant et après les aménagements sur le site de la Fourcade (Stes-Maries-de-la-Mer) (Samat, thèse 2007).

Cette étude confirme l'impact négatif de l'implantation d'ouvrages transversaux en aval dérive sur des secteurs où le transit littoral est important et propose de modèles empiriques mathématiques pour prévoir ces effets.



## La morphodynamique du profil de plage par Adrien Lambert et François Sabatier

Deux profils de plage (fig 32) sont régulièrement relevés par le CEREGE pour étudier la morphodynamique du profil de plage. Entre le 13/06/00 et le 25/09/01, la position du trait de côte ainsi que le bilan sédimentaire de la plage immergée indiquent un recul du rivage, -6 m et -11 m et des pertes sédimentaires de -0,20 et -0,15 m<sup>3</sup>/m pour le profil Fourcade et Rousty. La plage émergée affiche une perte de -0,34 m<sup>3</sup>/m et un gain négligeable de + 0,06 m<sup>3</sup>/m. L'évolution de la position du trait de côte et du bilan sédimentaire de la plage immergée est globalement identique entre les deux profils. Le bilan sédimentaire global affiche dans les deux cas des pertes entre le 13/06/00 et le 25/09/01 de -0,22 m<sup>3</sup>/m à Fourcade et de -0,20 m<sup>3</sup>/m à Rousty. La plage émergée du profil de Fourcade montre une forte érosion entre le 26/10/00 et le 27/12/00 suite à une disparition de la dune. Les périodes du recul de la dune du profil Fourcade se traduit sur le profil Rousty par un gain sédimentaire de la plage émergée. Ces dynamiques s'effectuent durant les périodes où l'énergie des vagues est la plus forte, associée à de hauts niveaux de la mer (maxi = 1 m).

La connaissance de ces processus est utile pour comparer les sites « naturels » de ceux équipés par des digues et des épis ainsi que pour caler des modèles de comportement du profil qui permettent ensuite de réaliser des simulations de l'impact de tempêtes extrêmes, du rechargement artificiel des plages, du changement climatique...

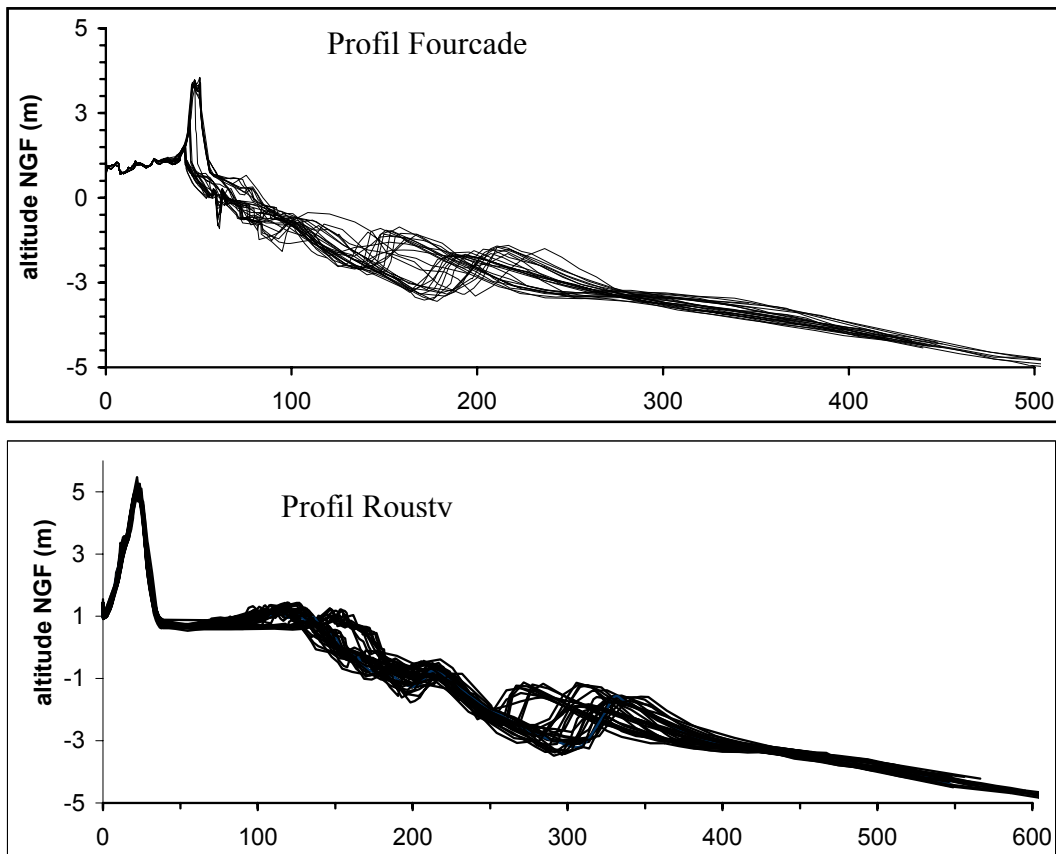


Figure 32 Profils de plage à l'Est des Stes-Maries

## Un projet de rechargement original en Camargue par François Sabatier

Le secteur de la digue à la mer est un espace dépourvu d'enrochements. L'érosion de ce secteur se manifeste principalement par un recul du rivage de -2 à -5 m/an et par des pertes sous-marines des petits fonds proche de 100.000 m<sup>3</sup>/an (fig33-34).

Pour combattre ce recul du rivage qui menace les installations situées en arrière, nous présenterons sur le terrain les différentes « solutions » d'aménagements.

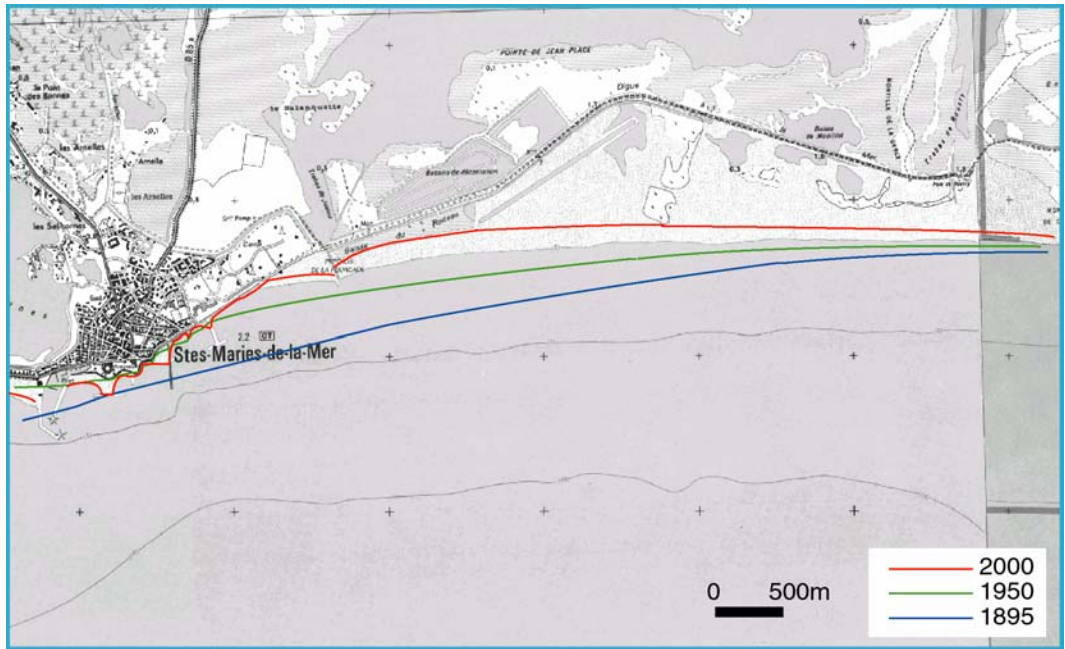


Figure 33. Recul du rivage à l'E des Stes-Maries

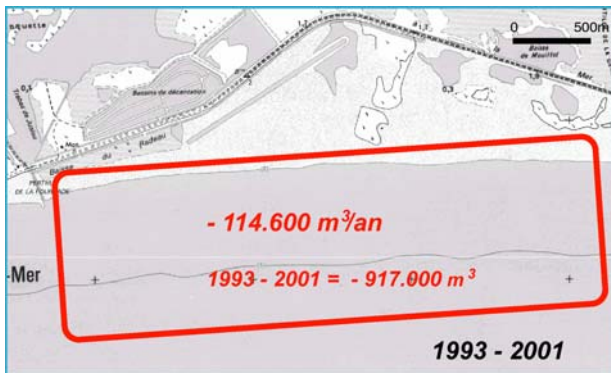


Figure 34. Bilan sédimentaire à l'E des Stes-Maries (Provansal et al., 2001)

# BIBLIOGRAPHIE

- Aloisi J.C., sp, Sea-level variations on the french mediterranean margin during the Holocene, Paleoclimate research,, Frenzl ed.
- Aloisi, J.C., Auffret, G.A., Auffret, J.P., Barousseau, J.P., Hommeril, P., Larsonneur, C., and Monaco, A., 1977. Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français, Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, 2, 183-195.
- Antonelli C. 2002 - Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval. Thèse de Doctorat, université de Provence, Aix-Marseille I, 279 p.
- Antonelli, C. and M. Provansal, 2002a. Vers une ré-évaluation des matières en suspension de Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau. Geomorphology : from expert opinion to modelling.
- Antonelli C., Provansal M., and Vella C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France; Geomorphology, 57, 385-402
- Antonelli, C. and. Provansal M, 2002b. Characterisation and assesement of sand fluxes in the lower Rhône river, France. River Flow 2002, Louvain (Belgium).
- Arbouille D., Stanley D. J., 1991, Late Quaternary evolution of the Burullus lagoon region, north-central Nile delta, Egypt. Marine Geology, 99, 45-66.
- Arnaud-Fassetta G. (1996) - Les inondites rhodaniennes d'octobre 1993 et janvier 1994 en milieu fluvio-deltaïque. L'exemple du Petit Rhône. Quaternaire, 7 (2-3), 139-153.
- Arnaud-Fassetta G. (1997) - Évolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluri-annuelle (delta du Rhône, France du Sud). Géomorphologie : relief, processus, environnement, 3, 237-256.
- Arnaud-Fassetta G. (1998) - Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse de Doctorat, université de Provence, Aix-Marseille I, 328 p.
- Arnaud-Fassetta, G., 2000, Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône, Col. Mémoires et documents de l'UMR Prodig, Paris VII, 230 p.
- Arnaud-Fassetta, G., 2003. River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. Catena, 51 (2), 141-172.
- Arnaud-Fassetta, G. and Provansal, M. 1999. High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhône Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin, Hydrobiologia, 410, 241-250
- Arnaud-Fassetta, 2002, Geomorphological records of a flood-dominated regime in the Rhone delta (France) between the 1st century and the 2nd century AD. What correlations with the catchment paleohydrology ? Geodinamica Acta, 15, 79-92.
- 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, 33-50.
- Baeteman C., 1996, Les changements de vitesse d'élévation du niveau de la mer et les transformations de la configuration des environnements de dépôts, facteurs majeurs de l'enregistrement sédimentaire des plaines côtières à l'Holocène, Colloque "Lignes de rivages et zones côtières : Passé, présent, futur, PIGC 367, Perpignan.
- Baraillet, L. and Bonnet, M., 1964. Golfe de Fos : évolution des fonds le long de la flèche de la Gracieuse. Rapport d'étude SOGREAH, n°8724, Grenoble, 26p.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rogerie S., 1993, Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, Nature, 382, 241-244.
- Bellotti P., Chiocci F., 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, Journal of sedimentary research, vol. B64, 3, 416-432.
- Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.P. and Normand, A., 2002. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. IFREMER, Brest (4 bathymetric maps at the 1/100000 scale). Vol..1, 48p

- Blanc, J., 1977. Recherche en sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi. Pub. Centre National pour l'Exploitation des Océans, 75(1193), 69p.
- Blum M.D., Törnqvist T.E., 2000, Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward, *Sedimentology*, 47 (suppl. 1), 2-48.
- Bravard J.P., 1995, Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le tardiglaciaire, in *Dynamique du paysage, entretiens de géoarchéologie*, Lyon, Nov. 1995, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes.
- 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: 145-157.
- Bravard J.-P. and Peiry J.-L., 1993. La disparition du tressage dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19ème-20ème siècles). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd 88*, 67-79.
- Bruneton H., 1999, Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique, les plaines d'Arles, thèse Université de Provence, Aix, 360 p.
- Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M., Sistach D., 2001, Geomorphological evidence for fluvial change during the roman period in the lower Rhone valley (Southern France), *Catena*, 45, 287-312.
- Caillaud A., Boudet G., Gieulles D., Briand O. (1990) - Le littoral de Salin-de-Giraud (Commune d'Arles), évolution et programme de travaux de stabilisation. Comptes rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne, EUROCOAST, Marseille 9-13 juillet 1990, 729-733.
- Carter R.W.G. (1988) - *Coastal Environments*. Academic Press, Londres, 617 p.
- Cencini, C., 1998. Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy. *Journal of Coastal Research*, 14(3), 774-793.
- Charmasson, S., 1998. Cycle du combustible nucléaire et milieu marin. Devenir des effluents Rhodaniens en Méditerranée et des déchets immergés en Atlantique Nord-Est. Ph-D Thesis, University Aix-Marseille III – C.E.A. (Commissariat à l'énergie Atomique), Gif-sur-Yvette, France, 365 pp.
- Chen Z., Warne A.G., Stanley D.J., 1992, Late Quaternary evolution of the Northwestern Nile delta between the Rosetta Promontory and Alexandria, Egypt, *Journal of Coastal Research*, 8, 3, 527-561.
- Clauzon, G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys.*, 28 : 33-44.
- Coleman J.M. and Wright L.D., 1975. Modern river deltas : variability of processes and sandstones bodies. In: Broussard M.L., ed. *Deltas, model for exploration*, Houston, Geol. Soc., 99-150.
- Coleman J.M., Roberts H.H., Stone G.W., 1998a, Mississippi river delta : an overview, *Journal of coastal research*, 14, 3, 698-716.
- Coleman J.M., Walker H. J., Warren E. G., 1998b, Sediment instability in the Mississippi River Delta. *Journal of coastal research* 14, 3, 872-881.
- Cottureau, C., 1988. Leçons tirées de l'aménagement du Rhône sur l'hydrobiologie, la qualité de l'eau et le débit solide. Commission Internationale des Grands Barrages, San Francisco.
- Coutellier V., Stanley D. J., 1987, Late Quaternary stratigraphy and paleogeography of the eastern Nile delta, Egypt. *Marine Geology*, 77, 257-275.
- Dubar M. et Anthony E., 1995, Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera, *Quaternary Research*, 43, 329-343.
- Duboul-Razavet C. (1956) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 76, 234 p.
- Dugas S., F., 1989. Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles. 1ère partie, *Rapp. Instit. Franç. De Rech. Scient. Pour le Dev. En Coop. & Comp. Natio. Rhône, département DEC, Montpellier*, 65p.
- Durand P. (1998) - Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 155-166.
- Durand P. (2000) - Approche méthodologique pour l'analyse de l'évolution des littoraux sableux par photo-interprétation. Exemple des plages situées entre les embouchures de l'Aude et de l'Hérault (Languedoc, France). *Photo-Interprétation*, 1/2, 3-17.

- Durrieu de Madron X., A. Abassi, S. Heussner, A. Monaco, J.C. Aloisi, O. Radakovitch, P. Giresse, R. Buscaill and P. Kerhervé, 2000. Particulate matter and organic carbon budgets for the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, 23 (6), 717-730.
- EID Méditerranée et Parc Naturel régional de Camargue, 2006. Etude de définition des enjeux de protection du littoral, phases A, B et C.
- El Habr, H and Golterman, H.L., 1987. Input of nutrient and suspended matter into the Golfe du Lion and the Camargue by river Rhône. *Revue des Sciences de l'Eau*, 6, 395-422.
- Frihy O.E., Moussa A.A., Stanley D.J., 1994, Abu Quir Bay, a sediment sink of the northwestern Nile delta, Egypt, *Marine Geology*, 121, 199-211.
- Galloway W.E. et Hobday D.K., 1983, Terrigenous clastic depositional systems, Springer-Verlag, Berlin, 423 p.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: B. Ed. (Editor), *Deltas*. Houston Geol. Soc., 87-98.
- Gautier E., 1994. Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine - l'exemple du Buëch (Alpes du Sud). *Revue de Géographie de Lyon*, 69 (1/94), 57-62.
- Gemaehling, C., Ginocchio, R. and Chabert, J., 1957. Comparaison entre les évaluations théoriques et expérimentales du débit solide dans le tiers central du Rhône. Publication de l'Association Internationale de Recherche Hydraulique (AIRH). 7ème congrès. Lisbonne, Vol. D, 13p.
- 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, Sciences de la terre et des planètes*, 325, 695-701.
- Giosan. L., Bokuniewicz, H., Panin, N., Postolache, I., 1999, Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast, *J. Coastal Res.*, 15 (4), 859-871.
- Goiran J.P., 2001, Recherches géomorphologiques dans la région littorale d'Alexandrie, thèse Université de Provence, Aix, 264 p.
- 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, 106-187.
- Guerard, A., 1885. Etude sur l'amélioration des embouchures des fleuves dans les mers sans marée, note 1, Mémoire de l'Institut des Ingénieurs civils de Londres, vol. LXXXII – session 1884-85, Part. IV. 52p.
- Guillen, J. and Palanques A., 1993. Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm wave dominated coast: the Ebro delta (NW Mediterranean). *Marine Geology* 115, 239-252.
- Guillen J. et Jimenez J.A., 1995, Processes behind the longshore variation of the sediment grain size in the Ebro delta coast. *Z. Geomorph. N.F.*, 38 (3), 267-281.
- Guillen, J. and Palanques, A., 1997. A shoreface zonation in the Ebro delta based on grain size distribution. *Journal of Coastal Research* 13(3), 867-878.
- Henry, M. and Gemaehling, C., 1958. Les mouvements des matériaux du lit du Rhône à la suite de la mise en eau de la dérivation de Donzère-Mondragon. *La Houille Blanche*, 1, 5-24.
- Hequette, A. and Hill, P.R., 1993. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*, 111, 283-304.
- Hequette, A., Desrosiers, M., Hill, P.R., and Forbes, L., 2002. The Influence of Coastal Morphology on Shoreface Sediment Transport under Storm-Combined Flows, Canadian Beaufort Sea., *Journal of Coastal Research*, 17(3), 507-516.
- Heurtefeux H., Grosset S., Valantin P.Y., 2007. Une approche alternative de la gestion des risques côtiers, l'exemple de la petite Camargue Gardoise, territoires en mouvement (sous presse), 10 pp.
- Hori et al., 2002, Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) river delta, China, *Sedimentary Geology*, 146, 249-264.
- Innocenti I. et Pranzini E., 1993, Geomorphological evolution and sedimentology of the Ombrone River Delta, Italy, *Journal of Coastal Research*, 9, 2, 481-493.
- IRS, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. volet 1 : Etude du transport solide, 3 vol., 300 pp.
- Jelgersma S., 1961, Holocene sea level changes in the Netherlands, *Mededelingen van de Geologische Stichting, CIV(7)*, 100p.
- Jiménez, J.A. and Sánchez-Arcilla, A., 1993. Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain. *Marine Geology*, 114, 105-118.



- Jimenez J-A., Sanchez-Arcilla A., Bou J., Ortiz M.A. (1997) - Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta using aerial photographs. *Journal of Coastal Research*, 13 (4), 1256-1266.
- Jiménez, J. A., Guillén, V. Gracia, A. Palanques, M. A. García, A. Sánchez-Arcilla, P. Puig, J. Puigdefàbregas and G. Rodríguez 1999. Water and sediment fluxes on the Ebro Delta shoreface: on the role of low frequency currents. *Marine Geology*, 157, 219-239.
- Jorda M., Provansal M. (1996) - Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du Sud et Provence). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167 (1), 159-168.
- Journal of Coastal research*, 1998, Special thematic section : the world deltas symposium, 14, 3, 695-916.
- Juniet F. (1962) - Littoral de Camargue de la pointe de Beauduc au golfe de Fos. Évolution des profondeurs de 1959 à 1962 et orientation des études à venir. *Ponts et Chaussées*, Service Maritime des Bouches -du-Rhône, 92 p.
- Klingeman P.C., Bravard J-P. and Giuliani Y., 1994. Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique a dérivation: le Rhône en Chautagne (France), *Revue de Géographie de Lyon*, 69 (1/94), 73-87.
- Kolb, C.R., and Van Lopik, J.R., 1966. Depositional environment of Mississippi River Delta plain – Southeastern Louisiana. In : Shirley, M.L. (Editor) *Deltas in their Geologic Framework*, Houston Geological Society, Houston, TX, 17-61.
- Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd Ed, Prentice Hall. 544 pp.
- Kruit, C., 1955. Sediments of the Rhône delta. Grain size and Microfauna, *Verhand. Konink. Neder. Geol. Minjnbouw.*, Dell XV BLZ., 359-501.
- L'Homer A. (1992) - Sea-level changes and impacts on the Rhône delta coastal lowlands. In Tooley M.J., Jelgersma S. (Eds.): *Impacts of sea-level rise on European coastal lowlands*. Blackwell, 136-152.
- L'Homer, A. 1993, Notice de la carte géologique au 1/50 000, feuille du Grau du Roi. BRGM, 93 p.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J. and Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7,000 BP à nos jours; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7(4): 389-408.
- Lacombe, H., 1965. *Cours d'océanographie physique*, édit. Gauthier-Villars, Paris, 392p.
- Lambeck K. et Johnston P., 1995, Land subsidence and sea-level change : contributions from the melting of the last great ice sheets and isostatic adjustment of the earth. In *Land Subsidence*, Brends eds. Brouwer and Schröder, Balkema, Rotterdam, 3-18.
- Li, G., Zhuang, K. and Wei, H., 2000. Sedimentation in the Yellow River delta. Part III. Seabed erosion and diapirism in the abandoned subaqueous delta lobe, *Marine Geology*, 168, 129-144.
- Long L., 1997, Inventaire des épaves de Camargue de l'Espiguette au Grand Rhône. Actes du colloque des 18 et 19 novembre 1995, Crau, Alpilles, Camargue, histoire et archéologie, éd. Groupe archéologique arlésien, 59-115.
- Longe, J.P., 1990. Rehabilitation of " la flèche de la Gracieuse ", *Comptes Rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne, EUROCOAST*, 9-13 Juillet 1990: 719-723.
- Maldonado A., 1986, Dinamica sedimentaria y evolucion litorale reciente en el delta del Ebro, In *Marino (de), El sistema integral del Ebro*. Hermes, Madrid, 33-60.
- Marabini F., 1997, The Po delta evolution, *Fluvial-Marine interactions Intern. Workshop, Geo-Ecomar*, Bucarest, 47-56.
- Marsset T. et Bellec V., 2002, Late Pleistocene-Holocene deposits of the Rhone inner continental shelf (France) : detailed mapping and correlation with previous continental and marines studies, *Sedimentology*, 49, 255-276.
- Masselink, G., 1992. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône delta, Southern France : a test of the "Mc Laren model". *Journal of Coastal Research*, 8(2), 286-291.
- May J.P., Tanner W. F. (1973) - The littoral drift power gradient and shorelines change. In Coates D. R. (Ed.): *Coastal Geomorphology*. University of New York, 43-60.
- Milliman, J.D., 1997. Blessed dams or damned dams ? *Nature*, 386, 325-327.
- Milliman J.D. et Ren M.E., 1995, River flux to the sea : impact of human intervention on river systems and adjacent coastal areas, in *Climate Changes : Impact on coastal habitation* (Eisma D. ed), Lewis Publishers, 57-83.
- Milliman, J.D. and Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.

- Miramont, C. and Guilbert, X., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en Moyenne Durance (France du sud-est). *Géomorphologie : reliefs, processus et environnement.*, 4, 235-338.
- Munk, W.A. and Traylor, M.A., 1947. Refraction of ocean waves, *Jour. Geol.*, 35, 1-26.
- Oomkens, E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In: J.P.M. Ed. (Editor), *Deltaic sedimentation modern and ancient*, pp. 198-211.
- Panin N., 1997, On the geomorphologic and geologic evolution of the river Danube, Black Sea interaction zone, *Fluvial-Marine interactions Intern. Workshop, Geo-Ecomar, Bucarest*, 31-40.
- Pardé, M., 1925. Le régime du Rhône, étude hydrologique, *Etude et travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble*, Phd thesis, Université de Grenoble, 2 vol., 1323p.
- Paskoff R. (1994) - La cartographie prospective de l'évolution du trait de côte : un instrument indispensable pour l'aménagement des espaces littoraux. *Cahiers Nantais*, 41/42, 291-297.
- Paskoff R. (1998) - La mer envahit la Petite Camargue, pourquoi ne pas la laisser faire ? *Pour la Science*, 247, p.16.
- Paskoff R. (2001) - L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers. *Institut océanographique, Paris*, 190 p.
- Pauc, H.E., 1976. Comportement dynamique des matériaux en suspension. Etude de divers secteurs du Golfe du Lion. *Bulletin de la Société Naturelle d'Afrique du Nord, Alger*, 67, 151-169.
- Pichard, G., 1995. Les crues sur le bas-Rhône de 1500 à nos jours. *Pour une histoire hydroclimatique. Méditerranée*, 3-4, 105-116.
- Picon B., Provansal M. (2002) - Faut-il se protéger de la mer ? Instabilités naturelles et politiques publiques dans le delta du Rhône. *Faire Savoirs, Marseille*, 2, 75-80.
- Piégay H., Landon N., Bravard J.-P., Clément P., Liébault F. (1997) - Channel incision and potentiality of reversibility: the Drome river case, France. *Proceedings of the conference on management of landscapes disturbed by channel incision, 20-22 May 1997, Oxford, Mississippi, USA*. 53-59.
- Poinsard 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. Ph. D. Thesis, Lyon III University, 501 p.
- Pons, A., Toni, C., and Triat-Laval, H., 1979. Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation, *Terre et Vie, Rev. Ecol., suppl. 2*, 13-30.
- Pont, D., 1992. Caractérisation de la charge solide en suspension du Rhône au niveau du palier d'Arles lors d'une crue d'importance moyenne, *CNRS. URA 1451, Université de LYON I*, 25p.
- Pont, D. 1997. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995), *Revue de Géographie de Lyon (72)1*: 23-33.
- Pont, D. and Bardin, O. 1996. Liquid and solid inputs from the Rhone into the Ile de Camargue and its hydrological functioning, *Final Workshop MEDDELTA, Venizia (Italy), Oct. 2-6, 1996, Vol. I - The past and the Present*: 4.29-4.46.
- Pont, D. and Blombard, B., 1995. Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994 - 1995. 7èmes rencontres de l'Agence Régionale Pour l'Environnement, PACA, 24-27 Octobre 1995, Digne les bains, 283-292.
- 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, 1-18.
- Posamentier H.W. et Vail P.R., 1988, Eustatic control on clastic deposition II-Sequence and system tract models. In *Sea-Level Changes : an integrated approach*, *SEPM Spec. Publ*, n°42, Tulsa.
- Pranzini, E. 2001. Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy). *Geomorphology* , 38, 1-2, 125-132.
- Pringle, A.W., 1984. Evolution of the east Burdekin delta coast, Queensland, Australia 1940-1980, *Z. Geomorph. N. F.*, 28-2, 129-154.
- Probst J.L., 1989, Hydroclimatic fluctuations of some European rivers since 1800. In *Petts G.E. (Ed), Historical change of large alluvial rivers: Western Europe*. Chichester, Wiley, 41-55.
- Provansal M., Berger J.F., Bravard J.P., Salvador P.G., Arnaud-Fassetta G., Bruneton H., Verot-Bourrely A., 2000, Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen-Age, *Gallia*, 56, 1-175.

- Provansal M., Sabatier F. (2000) - Impact de la montée du niveau de la mer sur la côte du delta du Rhône. In « Le changement climatique et les espaces côtiers. L'élévation du niveau de la mer : risques et réponses ». Colloque proposé par la mission interministérielle de l'effet de serre, région PACA et DATAR, 12-14 octobre 2001, Arles, 78-81.
- Provansal M., Vella C., Arnaud-Fassetta G., Sabatier F. (2003) - Participation of sedimentary fluvial inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4,
- Rabineau M., Berné S., Ledrezen E., Lericolais G., Marsset T., Rotunno M., 1998, 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France, *Marine and petroleum geology*, 15, 439-452.
- Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M. et Bouisset P., 1998, 210Pb and Caesium accumulation in the Rhône delta sediments, *Estuarine, coastal and Shelf Sciences*, 48, 77-92.
- Ramette, M. and Heuzel., 1982. Le Rhône à Lyon. Etude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs. *La Houille Blanche n° spécial A*, 389-399.
- Reineck H.E. et Singh I.B., 1973, *Depositional sedimentary environments*, Ed. Springer-Verlag, Berlin, 551 p.
- Roberts H.H., 1997, Dynamics changes of the Holocene Mississippi river delta plain : the delta cycle, *Journal of Coastal research*, 13, n°3, 605-627.
- Roberts H.H., Adams R.D, Cunningham R.H.W., 1980, Evolution of sand dominant subaerial phase, Atchalafalaya delta, Luoisiana, *Am. Soc. Petr. Geols. Bull.*, 64, 264-279.
- Robin M. (2002) - Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. In Baron-Yelles N. et al. (Ed.) : *Le littoral, regards, pratiques et savoirs*. Presses de l'École normale supérieure, Paris, 95-115.
- Roditis, J-C., and Pont, D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, *Méditerranée*, 3-4, 5-18.
- Romanescu G., 1996, L'évolution hydrogéomorphologique du delta du Danuber. Etape Pleistocène-Holocène inférieur, *Z. für Geomorphologie, suppl. bd 106*, 267-295.
- Russell, J.R., 1942. Geomorphology of the Rhône delta. *Annals of the association of american geographers*, XXXII, 2, 149-254.
- Sabatier F., Provansal M. (2000) - Bilans morphologiques, répartition granulométrique et direction du transport sédimentaire autour du brise-lames de Ste Anne, delta du Rhône. *Génie Civil Génie Côtier*, Caen, 207-216.
- Sabatier F. 2001. Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône. Ph. D. thesis, 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, 101-105.
- Sabatier F., Provansal M. (2002) - La Camargue sera-t-elle submergée ? *La Recherche*, juillet-août 2002, 72-73.
- Sabatier F. and Suanez S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.
- Savey, P ; and Deleglise, R., 1967. Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par charriage et par suspension. *International Association on Hydrology Scientific Publication (IAHS)*, 75, 462-476.
- Schumm S.A., 1993, River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy, *The Journal of Geology*, 1., 279-294.
- Siegel F.R., Gupta N., Shergill B., Stanley D.J., Gerber C., 1995, Geochemistry of Holocene sediments from Nile delta, *Journal of Coastal research*, vol. 11, n°2, 415-431.
- SOGREAH, 1994. Etude de l'évolution du littoral sableux de la Camargue, projet de Rapport, 2 tomes, 206p.
- Sogreah (1995) - Étude de l'évolution du littoral sableux de la Camargue, 2 tomes, Grenoble
- Sogreah, 1999. Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigation supplémentaires. RMC8, Impacts sur les sédiments du Rhône. Rapport 55 0470/JLR/R3 VA, 82p.
- Stanley D.J.1988, Subsidence in the Northeastern Nile delta : rapid rates, possible causes, and consequences. *Science*, 140, 497-500.
- Stanley D.J., 1990, Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt, *Marine Geology*, 94, 147-154.
- Stanley et al. 1992 Stanley J.D. et Warne A.G., 1993, Nile delta : Recent Geological Evolution and Human impact, *Science*, vol. 260.

- Stanley, D.J., and Warne, A.G., 1998. Nile Delta in its destruction phase. *Journal of Coastal Research*, 14(3), 794-825.
- Stapor F. W. (1974) - The "cell" concept in coastal geology. In Tanner W. F. (Ed.): *Sediment transport in the nearshore zone*. Florida State University, 1-11.
- Stive, M. J. F. and de Vriend, H. J., 1995. Modelling shoreface profile evolution." *Marine Geology*, 126, 235-248.
- Stone, G. W., and Donley, J., 1998. The World Deltas Conference : A tribute to the Late Professor James Plummer Morgan : 1919-1995. *Journal of Coastal Research*, 13(3), 695-697.
- Suarez S., 1997, Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange orientale littorale du delta du Rhône, Thèse Université de Provence, Aix, 282 p.
- Suarez S., Provansal M. (1996) - Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the Rhône delta. *Quaternary Science Reviews*, 15, 811-818.
- Suarez S., Prosper-Laget V., Provansal M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille. Implications climatiques et/ou tectoniques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Ila*, 324, 639-646.
- Suarez S., Simon B. (1997) - Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral du delta du Rhône (France, Sud-Est). *Photo-Interprétation*, 35, 3/4, 147-158.
- Suarez S., Bruzzi C., 1998. A brief review of shoreline management and its implications for the coastal processes on the eastern part of the Rhone delta, *Journal of Coastal Conservation*.
- Suarez S., Bruzzi C., and Arnoux-Chiavassa S., 1998 -Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage napoléon et flèche de la Gracieuse), *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 4, 291-312.
- Suarez, S. and Provansal, M., 1998. Large Scale Evolution of the Littoral of the Rhone Delta (Southeast France), *Journal of Coastal Research*, 14-2, 493-501.
- Suarez S., Sabatier F. (1999) - Eléments de réflexion pour une gestion plus cohérente d'un système anthropisé : exemple du littoral du delta du Rhône. *Revue de Géographie de Lyon*, 74 (1), 7-25.
- Suarez, S. and Bruzzi, C., 1999. Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the Rhône delta. *Journal of Coastal Conservation*, 5(1), 1-12.
- Surrell E., 1847, Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. Imprimerie cévenole, Mines, France.
- Tesson M. et Gensous B., 1998, L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen, *C. R. Acad. Des Sciences, Paris*, 326, 121-127.
- Thieler, E.R., Pilkey, O.H., Young, R.S., Bush, D.M. and Chai, F., 2000. The use of mathematical models to predict beach behavior fo U.S. coastal engineering: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 16(1): 48-70.
- Touzani A, 1998, L'édification prodeltaïque du Rhône. Marqueurs de l'évolution séculaire de la sédimentation, thèse Université de Perpignan.
- Touzani A., and Giresse P., 2002. The Rhône River Prodelta: Short-Term (100–103 Year) Sedimentation Patterns and Human Impact. *Journal of Coastal Research: Vol. 18, No. 1*, pp. 102–117.
- Triat-Laval, H., 1978. Contribution polleanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la basse vallée du Rhône, Thèse de Doctorat ès Sciences, Aix-Marseille III, 344p.
- Van der Zwan C.J., 2002, The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply, *Sedimentary Geology*, 147, 271-294.
- Van Straaten, L.M.J.U., 1959. Littoral and submarine morphology of the Rhône delta. *Proc. Coastal Geog. Conf.*, Baton Rouge, Louisiana State University, 233-264.
- Vella C., 1999, Perception et evaluation de la mobilité du littoral sur la marge orientale du delta du Rhône, thèse Université de Provence, Aix, 225 p.
- Vella C. (2002) - Évolution paléogéographique du littoral de Fos et du delta du Rhône : implications archéologiques. In Rivet L. and Sciallano M. (Ed.) : *Vivre, produire et échanger : reflets méditerranéens*. M. Mergoïl, Montagnac, 103-114.
- Vella C., Leveau Ph, Provansal M., Gassend J.M., Maillet B., Scialano M., 1998, Le Canal de Marius et les dynamiques littorales du Golfe de Fos, *Gallia*, 56, 1-175.
- Vella C. et Provansal M., 2000, Relative sea level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France, *Marine geology*, 170, 27-39.

- 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*, 222-223, 235-265.
- Vernier, E., 1976. Edification et évolution de la flèche de la Gracieuse, Ouest du Golfe de Fos, Bull. B.R.G.M. (2ème série), 4, 103-115.
- Wagoner, J. C., H. W. Posamentier, et al. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Sea-Level Changes- an Integrated Approach*. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall et al. Tulsa, SEPM Spec. Pub. 42: 39-45.
- Warner, R.F., 2000. Gross channel change along the Durance river, southern France, over the last 100 years using cartographic data. *Regulated river: research and management*, 16, 141-157.
- Wells, J.T., and Coleman, M., 1987. Wetland loss and the subdelta life cycle. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25, 111-125.
- Wright, L. D., Boon, J. D., Kim S. C., and List J. H., 1991. Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96, 19-51.
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.
- Wright, L.D., Short, A.D. and Green, M.O., 1985. Short-term changes in the morpho-dynamics states of beaches and surf zones : an empirical predictive model. *Marine Geology*, 62, 339-364.
- Zeiler, M., Schulz-ohlberg, J. and Figge, K., 2000. Mobile sand deposits and shoreface sediment dynamics in the inner German Bight (North Sea). *Marine Geology*, 170: 363-380.
- Zuo, Z., Eisma, D., Gieles, R and Beks, J., 1997. Accumulation rates and sediment deposition in the northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea-Research II*, 44(3-4), 597-609.