

UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I - Université de Provence  
U.F.R des Sciences Géographiques et de l'Aménagement  
Centre Européen de Recherches et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement  
(UMR 6635-CNRS)

N° : \_/ \_/ \_/ \_/ \_/ \_/ \_/ \_/ \_/

THESE

Pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

*Formation doctorale* : Espaces, Cultures et Sociétés

Présentée et soutenue publiquement par

Cédric BRUNEL

Le 02 Juillet 2010

EVOLUTION SECLAIRE DE L'AVANT-COTE DE LA  
MEDITERRANEE FRANÇAISE,  
IMPACT DE L'ELEVATION DU NIVEAU DE LA MER ET DES TEMPETES

Jury

REGNAULD Hervé,	Professeur, Université de Rennes,	Rapporteur
COSTA Stéphane,	Professeur, Université de Caen,	Rapporteur
PROVANSAL Mireille	Professeur, Université Aix Marseille I,	Co-directrice
SABATIER François,	Maître de Conférence Université Aix Marseille I,	Directeur de thèse
CERTAIN Raphaël,	Maître de Conférence, Université de Perpignan,	Examineur
ANTHONY Edward,	Professeur, Université Aix Marseille I,	Examineur





## **Remerciements**

*Mes premiers remerciements s'adressent tout particulièrement à mon directeur de recherche François Sabatier pour son encadrement régulier durant ces 4 années ainsi que pendant mon Master. Merci pour le temps qu'il a su me consacrer, pour ses conseils scientifiques et amicaux. Un grand merci également à Mireille Provansal à qui je dois mes premiers pas dans le monde de la recherche et de l'enseignement, et qui a su me conseiller tout au long de mon parcours de géographe.*

*Je souhaite également remercier Raphaël Certain de l'Université de Perpignan qui s'est engagé sans retenue pour la campagne de mesure de sismique réflexion et pour son accueil au LEGEM.*

*Un grand merci à Marcel Stive, Dirk Jan Walstra et Jaap Van Thiel de Vries, pour leur accueil à l'Université de Delft en Hollande, et leur soutien passionné lors de la prise en main du modèle UNIBEST-TC.*

*J'adresse aussi ma reconnaissance à Raymond Jehan pour m'avoir accueilli au SHOM, à Frédéric Pons du CETE, à la Direction Régionale de l'Équipement du Languedoc-Roussillon et au CETMEF, pour l'accès à leurs bases de données qui constituent la base d'un bon nombre de résultats de cette thèse.*

*Je voudrais remercier tous les collègues du CEREGE pour leurs conseils indispensables au cours de ce travail. Merci à Jules Fleury, Philippe Dussouillez (SIGEO), Guillaume Raccasi et Boris Hanot, qui m'ont initié aux joies du SIG et à Samuel Meulé pour l'instrumentation embarquée.*

*Merci aux doctorants de l'équipe de géomorphologie du CEREGE : Romain Capanni, Adrien Lambert, Olivier Samat, Caroline Vassas, Albin Ulmann, pour leur aide sur le terrain comme au laboratoire.*

*Je ne saurais oublier les stagiaires : Emmanuelle, Ibrahima et Salem qui m'ont aidé au travail de numérisation des 57551 sondes bathymétriques. Merci à Joy, Audrey Sabatier et M.S.N Carpenter pour les articles et les conférences en anglais aux antipodes.*

*Je tiens aussi à remercier le personnel de l'Institut de Géographie où j'ai réalisé mon cursus universitaire. C'était toujours avec plaisir et bonne humeur que j'échangeais un mot avec Christophe Morhange, Claude Vella, Jean Luc Bonnefoy, Hélène Bruneton, Gabriel Ishkinazi.*

*Aux amis du CEREGE : Stéphane, Clémoun, Sylvain, Guillaume, Pierre et Ludo. Leur contact est une satisfaction de tous les jours.*

*Enfin un énorme merci à ma famille et à tous mes proches, coloc, voileux, pour m'avoir soutenu tout au long de cette thèse.*

*Merci en particulier à mes parents et à Maud, pour tout !*

*Merci à vous tous de tout cœur.*



## **Plan du Mémoire**

<b>Introduction générale .....</b>	<b>14</b>
<b>Partie I : Les différents types de plages de Méditerranée Française .....</b>	<b>21</b>
<b>Chapitre I - Les plages ouvertes du Golfe du Lion .....</b>	<b>27</b>
<b>Introduction.....</b>	<b>29</b>
<b>1 - Languedoc-Roussillon.....</b>	<b>32</b>
1.1. Situation géographique et cadre géomorphologique.....	32
1.2. Cadre sédimentologique.....	33
1.2.1 Construction géologique du littoral du Languedoc-Roussillon .....	33
1.2.2 Organisation sédimentaire générale .....	35
1.2.3 Sédimentologie côtière.....	36
1.2.4 Les fleuves côtiers et leurs apports solides .....	36
1.3. Morphologie des plages ouvertes du Languedoc-Roussillon .....	39
1.4. Hydrodynamique et transport sédimentaire côtier .....	46
1.4.1 Marégraphie .....	46
1.4.2 Houles .....	46
1.5. Transits littoraux et organisation cellulaire.....	49
1.6. Evolution séculaire de l'avant des plages du Languedoc-Roussillon.....	51
1.7. Rôle des tempêtes dans l'évolution du littoral.....	53
<b>2 - Delta du Rhône.....</b>	<b>54</b>
2.1. Construction géologique et couverture sédimentaire de l'avant côte .....	54
2.2. Situation géographique et cadre géomorphologique.....	55
2.3. Le Rhône et ses apports solides .....	59
2.4. Houle et Marégraphie .....	61
2.5. Evolution séculaire de l'avant de l'avant côte du delta .....	61
<b>3 - Travaux d'aménagement du littoral pour la protection côtière du Golfe du Lion....</b>	<b>64</b>
<b>4 - Conclusion de la présentation des plages du Golfe du Lion .....</b>	<b>68</b>
<b>Chapitre II - Les plages de poche de Provence .....</b>	<b>69</b>
<b>1 - Etat de l'art sur la morphodynamique des plages de poches .....</b>	<b>71</b>
1.1. Des milieux de faible énergie .....	72
1.2. Equilibre de la ligne de rivage avec les houles dominantes.....	72
1.3. Faiblesse du transport longshore.....	72

<b>2 - Sélection et localisation des plages de poches étudiées .....</b>	<b>74</b>
<b>3 - Etat de l'art sur l'évolution géomorphologique à long terme des plages de poches « naturelles » de Provence .....</b>	<b>76</b>
<b>4 - Contexte morpho-lithologique .....</b>	<b>76</b>
<b>5 - Forçages météo-marins.....</b>	<b>81</b>
5.1. Conditions hydrodynamiques au large.....	81
5.1.1 Régime des vents .....	81
5.1.2 Houle au large .....	82
5.2. Conditions hydrodynamiques à la côte .....	83
5.3. Marégraphie et courantologie .....	86
5.4. Les apports solides par les fleuves côtiers .....	86
<b>6 - Exposition des plages à la houle.....</b>	<b>88</b>
<b>7 - Caractéristiques morphologiques générales des plages.....</b>	<b>90</b>
<b>8 - Caractéristiques des plages étudiées .....</b>	<b>94</b>
<b>9 - Conclusion de la présentation des plages de poche.....</b>	<b>116</b>

### **Chapitre III - Evolution passées et tendances futures des forçages : niveau marin et tempêtes 117**

<b>1 - La montée de la mer .....</b>	<b>119</b>
1.1. Introduction.....	119
1.2. Définitions.....	120
1.3. Variations récentes et futures du niveau marin.....	120
1.3.1 Mesures par les marégraphes depuis la fin du 19 <sup>ème</sup> .....	120
1.3.2 Mesures par les satellites depuis 1993 .....	122
1.3.3 Les causes de l'élévation du niveau marin .....	123
1.3.4 Estimations de l'élévation future du niveau marin .....	125
1.4. Variations passées du niveau marin de la frange côtière de Méditerranée Française..	127
1.4.1 Variations du niveau marin de 30 000 BP à la fin du 18 <sup>ème</sup> siècle.....	127
1.4.2 Variations du niveau marin depuis un siècle : les données des marégraphes .....	129
1.4.3 Variations du niveau marin récent: les données satellitales.....	131
1.4.4 Variations du niveau marin récent en Provence: les bio-indicateurs.....	133
<b>2 - Les tempêtes .....</b>	<b>134</b>
2.1. Introduction.....	134
2.2. Définitions et caractérisation des tempêtes.....	135

2.3. Les tempêtes dans le Golfe du Lion :.....	136
2.3.1 Conditions atmosphériques associées aux tempêtes .....	137
2.4. Variabilité au cours du 20 <sup>ème</sup> siècle.....	140
2.4.1 Relation entre le changement climatique et l'augmentation des vents de Sud-Est..	140
2.4.2 Relations entre les conditions atmosphériques et les variations du niveau marin. ..	141
2.4.3 Augmentation de l'intensité et de la fréquence des surcotes .....	143
2.5. Les projections sur le 21ème siècle .....	144
<b>3 - Conclusion des forçages marins : montée de la mer et augmentation des tempêtes</b>	<b>146</b>
<b>Conclusion générale de la présentation des sites d'étude.....</b>	<b>147</b>
<b>Partie II : Méthodologies.....</b>	<b>149</b>
<b>Chapitre I - Acquisitions des données .....</b>	<b>151</b>
<b>1 - Données bathymétriques-traits de côte à long terme.....</b>	<b>153</b>
1.1. Compilation des cartes marines et minutes de 1895-1896.....	153
1.1. Bathymétries et traits de côte acquis dans le Languedoc-Roussillon .....	157
1.2. Bathymétries et traits de côte dans le Delta du Rhône.....	164
1.3. Bathymétries et traits de côte acquis pour les plages de poche de Provence.....	168
1.4. Traitement des données du trait de côte et de la bathymétrie à long terme .....	172
1.4.1 Numérisation des cartes anciennes et photographies aériennes.....	172
1.4.2 Ortho-rectification des cartes anciennes, des photographies aériennes, et incertitudes	172
1.4.3 Numérisation des traits de côte, lignes bathymétriques et points de sondes, extraits	
des cartes et minutes anciennes et incertitudes.....	175
1.4.4 Numérisation des traits de côte extraits des photographies aériennes et incertitudes	
175	
1.4.5 Calcul de la marge d'erreur totale horizontale et verticale des données utilisées pour	
l'analyse séculaire .....	177
<b>2 - Données bathymétriques et traits de côte à court terme sur les plages de poche ....</b>	<b>179</b>
<b>3 - Quantification des volumes de plage : sismique réflexion et carottages .....</b>	<b>184</b>
<b>4 - Données bathymétriques pluri-annuelles dans le Languedoc-Roussillon .....</b>	<b>187</b>
<b>5 - Acquisition des données de houle .....</b>	<b>190</b>
<b>6 - Modélisation Unibest .....</b>	<b>192</b>

<b>Chapitre II - Exploitation des données .....</b>	<b>197</b>
<b>1 - Quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme ..</b>	<b>199</b>
1.1. Variations du rivage à long terme .....	199
1.2. Bilans sédimentaires à long terme .....	200
1.3. Synthèse des dates des données utilisées pour la quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme.....	201
1.4. Relevés de sismique réflexion sur les plages de poche.....	201
<b>2 - Variations morphologiques de l'avant côte du Golfe du Lion.....</b>	<b>202</b>
2.1. Selection des profils bathymétriques .....	202
2.2. Comparaison de la mobilité et de la morphologie de l'avant côte du Golfe du Lion à long terme .....	204
2.3. Modélisation de l'énergie de la houle (UNIBEST - TC).....	207
<b>3 - Impact de la montée de la mer sur les plages de poches .....</b>	<b>208</b>
3.1. Principe de la règle de Bruun.....	208
3.2. Conditions d'application de la règle de Bruun et critiques de la règle .....	210
3.3. Méthodes utilisées pour estimer de l'impact de la montée de la mer sur le recul du rivage.....	211
3.4. Réflexions sur les résultats obtenus avec le principe de Bruun .....	213
3.5. Méthode de projection du trait de côte pour 2100 .....	214
3.6. Conclusion-synthèse de l'estimation de l'impact de l'élévation marine : .....	215
<b>4 - Impact des tempêtes et de la morphologie anté tempête sur l'évolution de l'avant     côte des plages ouvertes .....</b>	<b>216</b>
4.1. Traitement des profils bathymétriques.....	216
4.2. Définition d'un seuil d'agitation des tempêtes .....	216
4.3. Scénarios de tempêtes et de morphologies retenues .....	217
<b>Conclusion générale de la partie méthodologie.....</b>	<b>218</b>
 <b>Partie III : Morphodynamique à long terme des différents types de plages de     Méditerranée Française .....</b>	 <b>219</b>
 <b>Chapitre I - Morphodynamique à long-court terme des plages de poche     « naturelles » de Provence.....</b>	 <b>221</b>
<b>1 - Introduction et rappels méthodologiques .....</b>	<b>223</b>
<b>2 - Résultats.....</b>	<b>225</b>

2.1. Variations du rivage à moyen-long terme.....	225
2.1.1 Variations à long terme (112 ans) du rivage de 20 plages de poche de Provence...	225
2.1.2 Variations à moyen terme du rivage des 9 plages de la rade de Hyères.....	226
2.1.3 Variations longitudinales des lignes de rivage.....	230
2.2. Variations bathymétriques à long terme (1896 à 2008).....	241
2.2.1 Bilans sédimentaires .....	241
2.2.2 Organisation des zones de dépôts/accrétion .....	242
a. Plages à budget positif .....	242
b. Plages à budget négatif .....	244
c. Relation entre les pertes et gains sur le profil .....	248
2.3. Evolutions à court terme des plages de poche de l'île de Porquerolles.....	249
2.3.1 Variations du trait de côte .....	249
2.3.2 Bilans sédimentaires .....	254
2.4. Evolution du stock sableux .....	258
2.4.1 Volume et disposition du stock de sables des plages par rapport à la structure .....	258
2.4.2 Relation entre le volume du stock de sables et les bilans sédimentaires à long et court terme .....	268
2.5. Impact de la montée de la mer .....	270
2.5.1 Recul du rivage passé (20 <sup>ème</sup> siècle) .....	270
2.5.2 Recul du rivage futur (21 <sup>ème</sup> siècle) .....	270
<b>3 - Discussion.....</b>	<b>272</b>
3.1. Un recul lent qui masque une vulnérabilité importante.....	272
3.2. Comportement des lignes de rivage.....	272
3.3. Le rôle des apports sédimentaires des bassins versants sur la position du rivage .....	274
3.4. Relation du bilan sédimentaire avec l'indice d'agitation.....	275
3.5. Morphodynamique à long-court terme .....	276
3.6. L'organisation perpendiculaire et longitudinale des transits .....	277
3.7. Importance du contrôle structural dans la stabilité des plages de poche .....	277
3.8. Le stock sableux disponible .....	278
3.9. Impact de la montée relative du niveau marin .....	278
3.9.1 Principe d'inondation.....	279
3.9.2 Simulations de la position future de la ligne de rivage.....	280
3.9.3 La dépendance des projections du niveau marin futur.....	280
3.9.4 L'importance de la géomorphologie.....	281



3.9.5 Impact de la montée de la mer sur le transit cross-shore à long terme .....	282
3.9.6 Impact de la montée de la mer sur le bilan sédimentaire à long terme .....	283
<b>4 - Conclusion .....</b>	<b>284</b>

**Chapitre II - Evolution à long terme de l'avant côte des plages ouvertes du Golfe du Lion 287**

<b>1 - Introduction et état de l'art.....</b>	<b>289</b>
<b>2 - Objectifs.....</b>	<b>291</b>
<b>3 - Rappels méthodologiques.....</b>	<b>292</b>
3.1. Analyse du trait de côte et de la bathymétrie à long terme .....	292
3.2. Analyse de l'évolution morphologique de l'avant côte par mesure déplacement des profils .....	292
3.3. Modélisation de l'énergie de la houle en relation avec l'évolution morphologique de l'avant côte.....	293
<b>4 - Résultats.....</b>	<b>295</b>
4.1. Bilans sédimentaires à long terme de l'avant côte du Golfe du Lion .....	295
4.1.1 Delta du Rhône de 1895/1980/2006 .....	295
4.1.2 Languedoc-Roussillon de 1895 à 1984.....	299
4.2. Modélisation historique de l'énergie de la houle sur l'avant côte .....	320
4.2.1 Avant côte du delta du Rhône.....	320
4.2.2 Avant côte du Languedoc-Roussillon : .....	322
4.3. Evolution de la morphologie de l'avant côte des plages ouvertes .....	324
4.3.1 Comparaison morphologique des profils du delta entre 1895, 1980 et 2006 .....	324
a. Translations vers le large ou vers la côte des profils .....	324
b. Transaltions verticales des profils.....	325
c. Evolution de la pente de l'avant côte.....	326
d. Répartition des résidus : synthèse de l'évolution de la forme des profils du delta du Rhône entre 1895, 1980 et 2006 .....	329
4.3.2 Comparaison morphologique des profils Languedoc-Roussillon 1895/1984.....	331
a. Translations vers le large ou vers la côte des profils .....	331
b. Transaltions verticales des profils.....	332
c. Evolution de la pente de l'avant côte.....	333
d. Répartition des résidus : synthèse de l'évolution de la forme des profils du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 1980 .....	336

4.3.3	Corrélations entre les indices de translation .....	338
<b>5 -</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>343</b>
5.1.	Les secteurs qui connaissent une même morphologie de l'avant côte.....	343
5.1.1	Evolution géométrique des flèches de l'Espiguette, de Beauduc et du Golfe de Beauduc.....	343
5.1.2	Stabilité de la forme de l'avant côte du golfe d'Aigues Mortes et du Narbonnais..	345
5.2.	Les apports fluviaux et l'évolution morphologique de l'avant côte .....	346
5.2.1	Le déséquilibre du secteur en accrétion de l'embouchure du delta du Rhône.....	346
5.2.2	Érosion du trait de côte des embouchures des petits fleuves côtiers mais bilan sédimentaire positif de leur avant côte : transport cross-shore dominant.....	346
5.3.	Pas de translation géométrique des lidos de Sète et de Maguelonne.....	348
5.4.	Evolution morphologique des zones « pivot » d'une cellule littorale, illustration des morphodynamiques en équilibre et en déséquilibre.....	349
5.5.	Les secteurs aménagés : la forme n'est jamais conservée .....	351
5.5.1	Le cas d'un trait de côte fixé : les Saintes-Maries-de-la-Mer et de Faraman .....	351
5.5.2	Le cas d'un transit littoral perturbé : les aménagements côtiers du Roussillon et du Narbonnais .....	352
5.6.	Réflexions sur le rôle des forçages globaux dans l'évolution de l'avant côte du Delta .....	353
5.6.1	Rôle de la Subsidence .....	353
5.6.2	Rôle des conditions d'agitations .....	354
5.6.3	Rôle de la montée de la mer.....	354
	<b>Conclusion .....</b>	<b>356</b>

### **Chapitre III - Le rôle des types de tempêtes et de la morphologie anté tempête sur l'évolution morphologique de l'avant côte du Languedoc-Roussillon..... 359**

<b>1 -</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>361</b>
<b>2 -</b>	<b>Rappel méthodologique .....</b>	<b>363</b>
<b>3 -</b>	<b>Résultats.....</b>	<b>364</b>
3.1.	Conditions hydrodynamiques .....	364
3.2.	Bilan sédimentaire annuels des profils selon les types d'hiver.....	366
3.3.	Types de comportements des profils selon les deux types d'hiver .....	369
3.4.	Modélisation selon les types d'hivers et de morphologies .....	376
3.4.1	Tendances générales .....	376

3.4.2	Comportement des profils.....	377
<b>4 -</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>383</b>
4.1.	Evolution morphologique, comparaison de l'impact des hivers 1995-96 et 1997-98.	383
4.2.	Importance de l'enchaînement séquences d'agitation dans la réponse morphologique des profils.....	385
4.3.	Validité et limites du modèle UNIBEST-TC.....	387
4.4.	Le rôle de la morphologie antérieure dans l'impact des tempêtes.....	387
4.5.	Organisation spatiale des réponses morphologiques des types de profils face aux différentes conditions d'agitations.....	388
<b>5 -</b>	<b>Synthèse et Conclusion .....</b>	<b>390</b>
	 <b>Conclusion Générale.....</b>	 <b>393</b>
	 <b>Bibliographie</b>	 <b>399</b>
	<b>Liste des figures</b>	<b>425</b>
	<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>441</b>
	<b>Liste des photographies .....</b>	<b>443</b>
	<b>Annexes</b>	<b>445</b>
	<b>Annexes A.</b>	<b>447</b>
	<b>Annexes B.</b>	<b>449</b>
	<b>Annexes C. Table des cartes marines et minutes de construction.....</b>	<b>451</b>
	<b>Annexes D. Caractéristiques des carottes, et datation des sédiments plages de Notre Dame et Courtade.....</b>	<b>452</b>
	<b>Annexes E. Paramètres de modélisation UNIBest – TC .....</b>	<b>453</b>
	<b>Annexes F. Profils bathymétriques de la DRELR levés de 1989 à 2000.....</b>	<b>454</b>

# Introduction générale

Les travaux exposés dans cette thèse analysent la mobilité des différents types de plages de Méditerranée Française, et visent à déterminer leur fonctionnement à long terme en tentant d'intégrer le rôle de la montée de la mer et des tempêtes dans l'évolution de l'avant côte.

## a) L'origine du projet de thèse

L'étude du comportement séculaire des littoraux devient un intérêt majeur avec la prise en compte de l'effet attendu du changement climatique pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (IPCC, 2007). En effet, les différents scénarios prévoient des forçages (montée de la mer et/ou tempêtes) en augmentation, ce qui pose évidemment la question de la réponse morphologique du système littoral, surtout dans les zones urbanisées et à forts enjeux socio-économiques comme en Méditerranée Française. Toutefois, la majorité des travaux scientifiques évoluent à des échelles spatio temporelles différentes de notre étude en axant leurs recherches à l'échelle pluri millénaires l'Holocène (Morhange, 2001), pluri annuelles (évolution du trait de cote...) et saisonnière ou événementielle.

L'échelle séculaire, qui permet, par l'existence de données hydrographiques anciennes et précises, une analyse quantifiée de l'évolution de l'avant côte, est proportionnellement moins investie, certainement par l'important travail de numérisation des sondes que cela implique. En travaillant à cette échelle temporelle, nous émettons donc l'hypothèse que les données quantifiées permettent d'appréhender à la fois les forçages internes (réadaptation du profil de plage, résilience du système) et les forçages externes (montée de la mer, tempête, artificialisation du rivage) de l'évolution du prisme littoral. L'échelle séculaire des processus est d'autant plus importante qu'il n'existe finalement pas ou peu de lois fondamentales applicables en ingénierie qui ne reposent sur des vérifications en nature. Par exemple, le principe du profil d'équilibre, supposé stable dans le temps (Bruun, 1962, Dean 1991) sur lequel repose des modèles de comportement (Roy, 1994 ; Niederoda, 1995 ; Cowel, 1995) ou d'ingénierie, n'a été testé que sur peu de sites (Pilkey et al., 1993). Par conséquent, il devient nécessaire et voire urgent de s'intéresser à l'évolution du prisme littoral à l'échelle séculaire afin de proposer des diagnostics aux aménageurs compatibles avec les prévisions à long terme de l'évolution climatique (pour fin 2100). De plus, les littoraux présentant des morphologies variées (Short, 2000 ; Bird, 1985, 2008), nous avons souhaité aborder 2 types différents : les plages ouvertes à la houle qui composent le Golfe du Lion et les plages de poche que l'on retrouve en Provence.

## b) Localisation

Afin de définir des lois de comportement des plages, ce travail de thèse porte sur les plages ouvertes du Languedoc-Roussillon, d'Argèlès à Port Camargue, sur les plages ouvertes du Delta du Rhône de Port Camargue à l'embouchure du Grand Rhône, et sur vingt plages de poche « naturelles » de la côte de Provence, entre Martigues et St Tropez (Fig. 1). Le nombre des sites d'études peut sembler élevé mais il faut rappeler que mon laboratoire d'accueil (le CEREGE) possédait déjà une forte expérience et des bases de données conséquentes sur le littoral du delta du Rhône et dans le Languedoc-Roussillon.

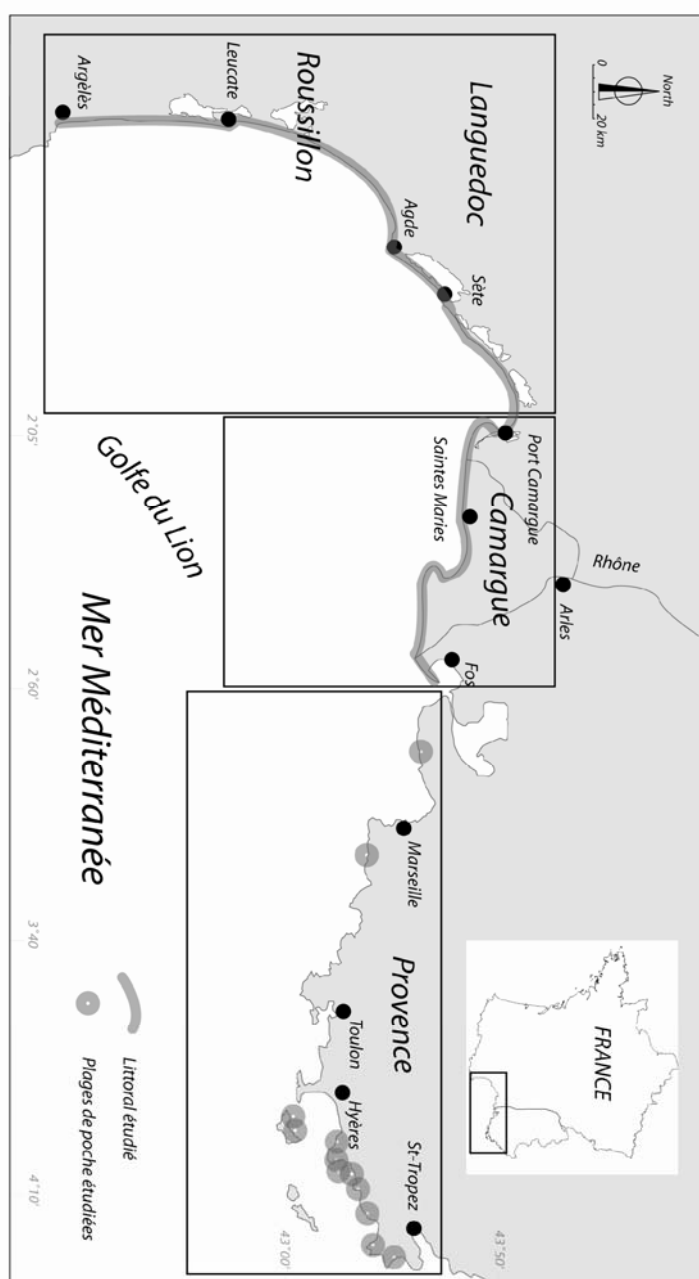


Fig. 1. Carte de situation des sites étudiés.

### **c) Historique des recherches universitaires sur les sites d'étude**

Le littoral du Languedoc-Roussillon est un milieu particulier caractérisé par une succession de lagunes et d'étangs séparés de la mer par des cordons sableux. La mise en place de ce système a commencé à la fin de la transgression post-glaciaire il y a de cela 7000 ans environ. Ce littoral connaît une évolution très rapide et a fait l'objet de plusieurs aménagements notamment dans les années 60 par la mission interministérielle pour l'aménagement touristique du Languedoc-Roussillon (*Mission Racine*).

Cette mise en valeur économique des côtes du Golfe du Lion n'est pas sans conséquences en ce qui concerne la stabilité des cordons littoraux. Par ailleurs la tendance érosive constatée lors des dernières décennies dans de nombreux secteurs suscite de fortes inquiétudes quant à la pérennisation de cette dynamique touristique. De ce fait, la lutte contre la dégradation du littoral devient une préoccupation importante pour les communes environnantes. Il devient urgent de préserver cet écosystème qui constitue la matière première des communautés ayant fait du tourisme balnéaire leur source de revenus. Les projets d'études et recherches qui visent à caractériser et à comprendre le principe de fonctionnement de ce littoral ainsi que son évolution en permettront une meilleure gestion.

Plusieurs travaux universitaires ont été menés pour aider à mieux comprendre et interagir avec ce milieu fragile, notamment ceux de Paul Durand (1999), Raphael Certain (2002) et François Sabatier (2001). Ce mémoire complète les travaux antérieurs en traitant de l'étude comparative des bathymétries de l'avant-côte entre Argèlès et Aigues-Mortes à l'aide de cartes marines et minutes de 1895 et de cartes morpho-bathymétriques du XX<sup>ème</sup> siècle fournies par le SHOM (Service Hydrographique de la marine).

Sur le Delta du Rhône, les premiers travaux de géomorphologie moderne (Suanez 1997, et Bruzzi, 1998) s'appuyant sur les publications antérieures de Duboul Razavet (1956), Blanc (1976, 1979, 1980, 1985, 1996), Blanc et Peydenot (1993), de Clairefond (1972) et Vernier (1972), portaient essentiellement sur la partie orientale du delta, de la flèche de la Gracieuse à Faraman. Ils ont abordé l'évolution à moyen terme (50 ans) et proposé des bilans géomorphologiques des flux sédimentaires (Suanez, 1997) et de l'impact des tempêtes (Bruzzi, 1998). Par la suite Sabatier (2001) a élargi le champ spatial et temporel d'étude en intégrant l'évolution de la partie immergée sur un siècle, sur l'ensemble du delta. Il a pu mettre en évidence l'évolution des bilans sédimentaires et identifier les cellules littorales, définies par la répartition spatiale des zones préférentielles d'accrétion et d'érosion et des transferts sédimentaires. Il a également proposé une projection de l'évolution du rivage pour 2030. Plus récemment, les travaux de Maillet (2005) ont porté sur

l'évolution morphodynamique de l'embouchure du Rhône, plus précisément sur les relations entre les apports sédimentaires du fleuve et l'évolution du delta, et Samat (2007) a travaillé sur l'efficacité et l'impact des ouvrages en enrochements sur le delta du Rhône et dans le Languedoc-Roussillon.

Concernant les plages de poche naturelles de Provence, à notre connaissance aucune étude n'a porté directement sur leur évolution morphodynamique. En effet, si de nombreuses études privées et publiques ont porté sur l'impact des aménagements construits sur les plages de Provence, depuis les travaux à caractère sédimentologiques de Blanc (1952, 1957, 1995) et de Jeudy de Grissac (1975), les études sur les plages de poche « naturelles » ont porté essentiellement sur des sites archéologiques (Long, 1997, 2004 ; Borréani, et al., 1986, 1992) et sur l'évolution des herbiers de posidonies (Boudouresque, 1982 ; Charbonnel et al., 1995 ; Ganteaume et al., 2005). Ainsi, à la différence du littoral du Delta du Rhône, pour lequel nombre d'études géomorphologiques ont été menées, l'évolution des plages de poches naturelles est relativement peu documentée.

#### **d) Problématique et approches méthodologiques**

La problématique générale de cette thèse est de (1) définir l'évolution du rivage et de la bathymétrie sur le long terme sur les différents types de plages de Méditerranée Française : plages de poche, de delta, de lido, (2) de distinguer l'impact de la montée de la mer les plages de poche de Provence, et (3), de définir le rôle de l'impact des tempêtes sur le littoral des plages ouvertes

Ce travail intervient dans un contexte climatique particulier, celui d'un réchauffement climatique global qui pourrait être d'origine anthropique (IPCC., 2007, Copenhague, 2009). Les conséquences attendues de ce changement climatique sont un relèvement rapide du niveau marin (Nerem et al., 2006 ; Rahmstorf, 2007) et une recrudescence des tempêtes en fréquence et en intensité à l'échelle mondiale (Houghton et al., 2001 ; Paskoff, 2001, GIEC, 2007, Ullmann, 2008). Les impacts morphologiques se traduiraient alors par un accroissement des processus d'érosion et des risques de submersion marine en particulier le long des côtes basses meubles (Bird, 1993 ; French et al., 1995 ; Paskoff, 2001 ; Zhang et al., 2004).

Différentes approches spatiales et temporelles de l'évolution littorale ont été adoptées en fonction des spécificités morphodynamiques des sites étudiés mais aussi de l'avancement des travaux antérieurs. Ainsi une étude exhaustive a été menée sur les plages de poche qui ont été relativement peu étudiées du point de vue morphodynamique, alors que la dynamique des plages ouvertes du Golfe du Lion, qui a fait l'objet de nombreuses études universitaires et d'ingénierie côtière, a fait l'objet d'une nouvelle analyse développée dans ce travail.

(1) Le premier objectif de notre travail a été de définir l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie sur le plus long terme possible (échelle de temps centennale), afin d'aboutir à une compréhension globale du fonctionnement morphosédimentaire des différents types de plages : ouvertes de lido, ouvertes de delta, et de poche. On peut émettre l'hypothèse qu'une perspective de plus de 100 ans permet d'analyser l'impact de forçages non perceptibles à l'échelle de quelques décennies. Plus particulièrement, il devient possible de s'interroger sur les effets de la montée de la mer (cf. première partie). Ainsi, sur le long terme, le traitement numérique de cartes anciennes a été utilisé pour quantifier les tendances d'évolution du trait de côte et de la bathymétrie, sur les plages de poche et du Golfe du Lion. Sur le moyen terme (échelle de temps décennale), le traitement numérique de photographies aériennes a été utilisé pour quantifier les tendances et les rythmes d'évolution et retranscrire la cinématique du trait de côte sur les plages de poche. Sur le court terme (échelle de temps saisonnière à pluri-annuelle), un suivi topo-morphologique au DGPS a permis de quantifier les volumes sédimentaires perdus ou gagnés sur les plages de poche. Des profils sismiques ont permis de quantifier les stocks de sables des plages et d'aborder la question du contrôle structural dans le profil, et des mesures de courants ont précisé les conditions d'agitation des plages de poche.

(2) Le deuxième objectif de notre travail a été de définir l'impact de la montée de la mer sur le trait de côte des plages de poche naturelles de Provence, à partir de la compréhension globale du fonctionnement morphosédimentaire des plages. Une prospective est faite pour 2100, révélant la vulnérabilité des plages de poche face à la montée de la mer. Les plages ouvertes n'ont pas été investies car ces systèmes sont surtout sous la dépendance de la houle (Brunel et Sabatier, 2009), ce qui, au contraire des plages de poches, complique la discrétisation des forçages sur la morphodynamique.

(3) Le troisième objectif de notre travail a été d'étudier l'évolution des profils de plage sur le long terme pour les plages ouvertes du delta du Rhône et du Languedoc-Roussillon. Sur la base de travaux de mes prédécesseurs, en particulier celles de Sabatier (2001) pour la Camargue et Durand (1999) et Certain (2002), nous avons développé une nouvelle méthode d'analyse de l'évolution des profils sur le long terme. Cette méthode permet de définir des principes d'évolution de l'avant côte en fonction des types de formes étudiées.

(4) Le quatrième objectif de notre travail a été de déterminer l'impact de différents types de tempêtes sur le littoral du Languedoc-Roussillon. Sur la base de profils de la DRELR levés entre 1989 et 2001, nous avons évalué les conséquences sédimentaires des tempêtes, en comparant, l'impact d'une série de tempêtes d'intensité moyenne mais nombreuses (hiver 1995-1996), à l'impact d'une tempête exceptionnelle (Décembre 1997). Tout d'abord, l'influence potentielle des différents types de tempêtes est révélée par la comparaison de la tendance des taux d'érosion entre



les levés annuels en relation avec les conditions d'agitation. Ensuite, des simulations numériques sont réalisées avec un modèle numérique UNIBEST-TC (Walstra, D.J.R., 2002) afin d'estimer les transits sédimentaires selon différents scénarios. Cette approche croisée de terrain et de modélisation éclaire l'influence des différents types de tempêtes, le rôle de la morphologie ante-tempête et l'importance de la séquence des événements sur l'évolution de la partie supérieure de l'avant côte.

### **e) Contexte scientifique et contrats de recherche**

Cette recherche doctorale a été financée dans le cadre d'une bourse MRT. Elle s'est inscrite dans les problématiques l'UMR 6635 CEREGE CNRS, intitulé « Géomorphologie et risques naturels».

Nos travaux se sont également inscrits dans les problématiques de recherches telles que les programmes GICC-IMPLIT (2007), IGCP-UNESCO: "*Vulnerability and resilience assessment of coastal zones in Mediterranean and Black Sea areas related to the forecast sea level rise for management purposes*", LOICZ (*Land-Ocean Interaction In the Coastal Zone*), ORME (Observatoire Régional Méditerranéen de l'Environnement) et RESYST (Réponse d'un SYSTème deltaïque aux forçages externes).

### **f) Les collaborations scientifiques**

Ce travail a nécessité de multiples collaborations scientifiques. Il convient, tout particulièrement, de citer :

- le SHOM pour l'acquisition des cartes marines (service des archives), de données marégraphiques (service marégraphie).
- le CETMEF (Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales) pour les données de houle de la bouée de Porquerolles.
- La DRELR pour la mise à disposition des profils du Languedoc-Roussillon
- Les professeurs Marcel Stive, Dirk Jan Walstra, et leur étudiant Jaap van Thiel de Vries (Université de Delft), pour leur contribution à l'approche modélisatrice (UNIBEST-TC).
- Raphaël Certain (MCF Université de Perpignan – LEGEM), pour la sismique réflexion sur les plages de Porquerolles.
- Météo France pour les données de vent de la station d'Hyères.

### **g) L'organisation de l'ouvrage**

Le plan que nous avons adopté suit la problématique exposée, et s'organise en 3 parties divisées en chapitres :

Nous effectuerons dans une première partie une présentation du linéaire côtier étudié par secteurs. Le premier chapitre concerne les plages du Golfe du Lion, avec les plages du Languedoc-Roussillon et les plages du delta du Rhône. Le deuxième chapitre concerne les plages de poches « naturelles » de Provence. Cette présentation a pour but de faire ressortir, à partir de travaux antérieurs, les points essentiels de la dynamique sédimentaire du secteur étudié. Elle contient, de ce fait, une synthèse des connaissances actuelles sur les facteurs intervenant dans les évolutions des zones meubles du rivage et une analyse des mouvements constatés et de leurs causes. Nous caractériserons ainsi leur histoire géologique récente, leur morphologie et leur fonctionnement général. Le troisième chapitre de cette partie traite des deux forçages principalement étudiés dans ce travail : la montée du niveau marin moyen et l'évolution des tempêtes pour le bassin Méditerranéen occidental.

Dans la deuxième partie du manuscrit, le premier chapitre présente les données acquises et les traitements effectués pour mener à bien les différentes réflexions géomorphologiques de ce travail, le deuxième chapitre expose l'exploitation quantitative des données, qui sont différentes suivant les problématiques développées pour chaque site.

La troisième partie expose les résultats et discussions. Le premier chapitre concerne l'impact de la montée de la mer sur les plages de poches. Le deuxième chapitre propose une analyse de l'évolution morphologique de l'avant côte du Golfe du Lion à partir d'une nouvelle méthode développée dans ce travail. Enfin, le troisième et dernier chapitre traite de l'impact des tempêtes dans le Languedoc-Roussillon.

# **Partie I : Les différents types de plages de Méditerranée Française**



## Introduction

L'objectif de cette thèse est d'apporter des connaissances nouvelles sur l'évolution géomorphologique à long terme (échelle du siècle) de différents types de plages du littoral de Méditerranée Française (Fig. 1). De nombreuses études internationales réalisées sur les environnements littoraux ont donné lieu à des ouvrages synthétiques présentant les caractéristiques morphologiques et morphodynamiques des différents types de côte (Johnson, 1919 ; Davis, 1978 ; Carter et Woodroffe, 1994 ; Komar, 1976 ; Pethick, 1984 ; Dyer, 1986 ; Van Rijn, 1998 ; Short, 1999 ; Pye et Allen (2000) Bird, (2000) ; Massenlink et Huges, 2003). Pour ces auteurs, le littoral est défini comme l'interface entre le continent, la mer et l'atmosphère. La nature de cette interface est variable selon que l'on y inclut la plage émergée, le système dunaire ou la frange de côte anthropisée. L'élément de base de la frange côtière sédimentaire est le cordon littoral sableux (Roy et al., 1994). Selon Curray et al. (1969) et Boyd et al. (1992), il se présente sous la forme d'un corps sableux allongé parallèlement à la ligne de rivage et s'étendant également au-dessus du niveau marin (Fig. 2). Il regroupe la plage, les dunes, l'avant plage, les dépôts de débordement de tempête. On parlera également de prisme littoral sableux (Tamura et Masuda, 2004).

Dans cette étude nous étudierons l'évolution à long terme (100 ans) de l'enveloppe supérieure du prisme sableux immergé, entre la ligne de rivage et la limite de mobilité au large de l'avant côte, entre - 3 et -20 m selon les sites d'études. Il existe de très nombreuses morphologies côtières (Komar, 1976) qui dépendent à la fois des facteurs dynamiques actuels et de leur héritage géologique (Fig. 2). A l'échelle pluri-millénaire à pluri-séculaire, les différents types de côte et leur évolution sont fonction de quatre principaux paramètres : (i) la nature du substrat (Roy et al., 1994 ; Belknap et Kraft, 1985), (ii) l'énergie de la houle, (iii) le rapport entre le taux d'apports sédimentaires et le volume de l'accommodation (l'Homer et al., 1981 ; Kruit , 1955), (iv) le taux de variation du niveau marin (Swift et Thorne, 1991 ; Roy et al., 1994 ; Congxian et Oing, 1991 ; L'Homer *et al.*, 1981 ; Dubard et Anthony, 1993 ; Suanez, 1997 ; Vella et Provansal, 2000). Ces quatre facteurs vont conditionner à la fois l'existence, la morphologie et la préservation d'un cordon littoral (Fig. 2). Dans le cas de cordons littoraux de niveau marin stable, seuls le gradient de pente du substrat, l'énergie de la houle et le taux d'apports sédimentaires jouent un rôle dans leur équilibre morphologique (Roy et al., 1994). Les accumulations fossiles sous-marines (Oomkens, 1970, Gensous et al., 1993, Vella, 1999, 2000, Sabatier, 2001) constituent alors des stocks mobilisables par l'érosion marine et jouent un rôle déterminant dans la réfraction des houles à la côte compte tenu des faibles profondeurs de submersion des ces édifices (Bruzzi, 1998 ; Sabatier 2001 ; Berné et al., 2002 ; Certain, 2002). La figure 2 (Roy et al., 1994) présente quelques unes des morphologies de cordon littoraux observées au niveau des littoraux sableux, et étudiées dans ce travail.

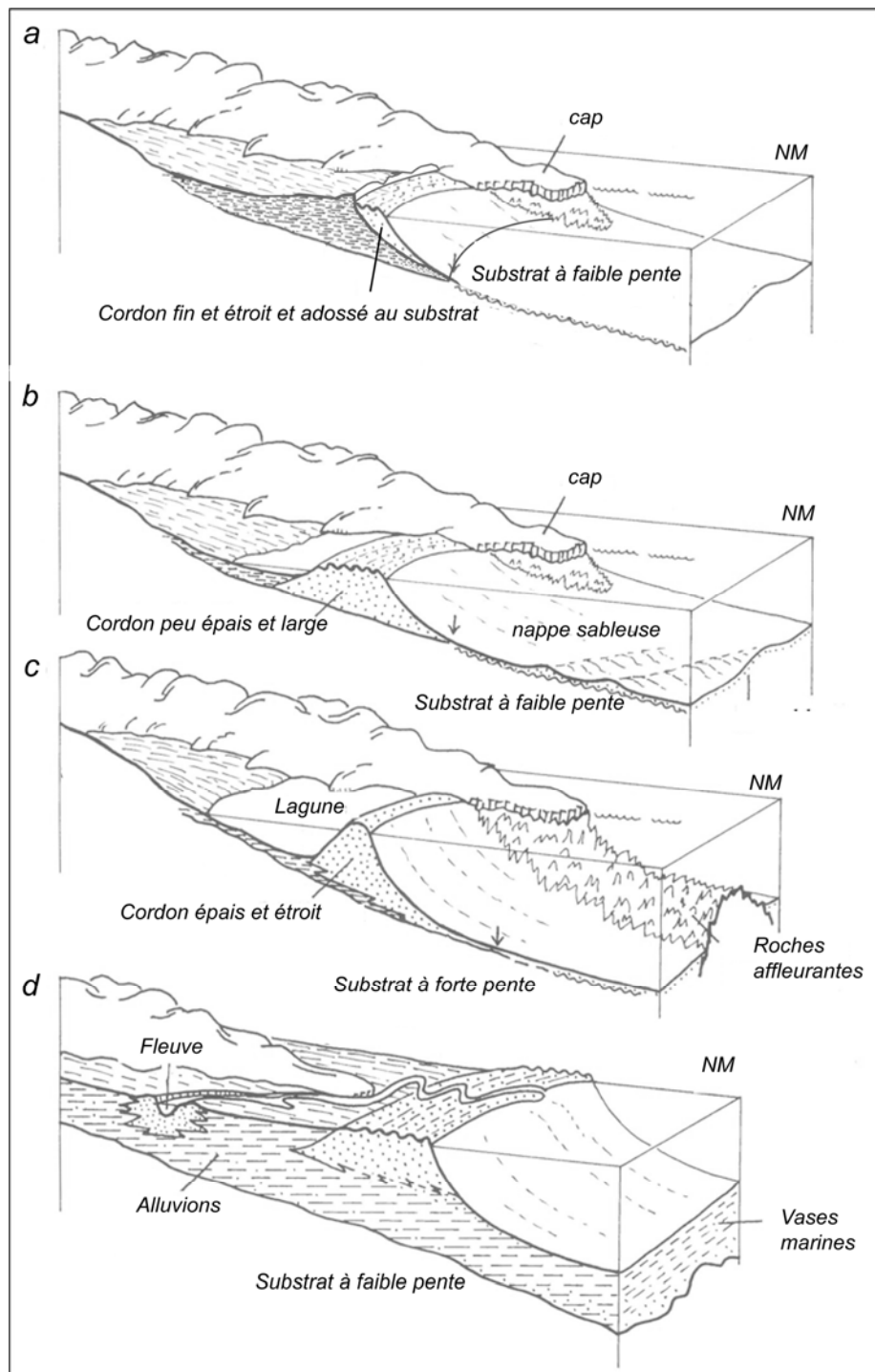


Fig. 2. Morphologies de cordons littoraux en fonction du substrat, du volume de sédiments, du niveau marin, et de l'énergie de la houle. a : plages de poches, cordon fin et étroit adossé au substrat et protégé des houles par des pointes rocheuses. b : lido peu épais et large. c : lido épais mais étroit délimitant une lagune. d : large et épais cordon de sables déposés par un fleuve (modifié d'après Roy et al., 1994).

Dans cette étude, nous étudierons l'évolution à long terme (environ 100 ans) de prismes littoraux sableux immergés du littoral de Méditerranée Française (Fig. 2). Cette frange côtière se compose de différents types de littoraux meubles : les plages ouvertes à la houle du Golfe du Lion, composées de plages en lidos en Languedoc-Roussillon et de plages deltaïques en Camargue, et les plages abritées, appelées plages de poche, que l'on trouve essentiellement le long de la côte rocheuse de Provence (Fig. 2). Pour caractériser la morphologie de ces systèmes sableux, nous nous sommes appuyés sur la terminologie utilisée par les différents auteurs ayant travaillé sur ce milieu microtidal Méditerranéen (Suanez, 1997, Bruzzi, 1998, Durand, 1999, Sabatier, 2001 ; Certain 2002).

D'Argèlès à Port Camargue, de longues étendues sableuses séparent la mer des lagunes, et dessinent des lidos qui connectent des pointements rocheux (Fig. 2, a et b). Ces structures sont façonnées par la dérive littorale qui étire et dépose des sédiments, mais aussi par les projections de sable vers la lagune suite à la destruction des dunes durant les tempêtes. L'origine des lidos est controversée car chaque structure connaît une genèse spécifique. Elles pourraient être formées par l'émergence des barres d'avant côte ou de bancs de sables (Johnson, 1919), par la submersion marine d'une plaine littorale basse qui isolerait un cordon littoral en mer, ou par l'allongement d'une flèche littorale qui serait ensuite ouverte par des graus (Hoyt, 1967 ; Sabatier et al., 2009). La construction des lidos est généralement longue (plusieurs milliers d'années) et aujourd'hui se pose le problème de leur stabilité car ils sont pour la plupart occupés par des activités humaines qui en modifient le fonctionnement naturel.

Entre Port Camargue et Fos-sur-Mer, la morphologie littorale correspond à un delta dominé par la houle (Coleman and Gagliano, 1964 ; Wrigth, 1985 ; Suter, 1994 ; Ludwick, 1974 ; Dalrymple et al., 1992 ; Galloway, 1975) avec une morphologie lobée liée aux déplacements des embouchures (Sabatier et al., 2006), aux houles qui érodent et déplacent les sédiments. Ce type de côte est caractérisé par une redistribution latérale des sédiments liée au transit littoral. On retrouve donc préférentiellement des flèches, des lidos et des cordons littoraux qui isolent des lagunes (Fig. 2, d). La classification des deltas permet d'en définir conceptuellement les fonctionnements (Galloway, 1975), mais chaque delta peut connaître des changements d'état importants. Par exemple le delta du Rhône est passé d'un type dominé par le fleuve durant le Petit Age Glaciaire (Provansal et al., 2003) à un type dominé par la houle au 20<sup>ème</sup> siècle (Sabatier et al., 2006). Aujourd'hui l'évolution des deltas est préoccupante car la majorité d'entre eux sont peuplés et connaissent des problèmes d'érosion et de gestion (Syvitski et Saito, 2007).

Enfin, le long de la côte de Provence, les plages de baies ou plages de poche correspondent à des accumulations sableuses abritées des houles par des pointements rocheux (Fig. 2, a). Des petits cours d'eau peuvent alimenter en sédiments ces baies ce qui favorise la constitution de ces plages. Ces dernières sont généralement étroites car elles sont adossées à un talus ou à une falaise. Généralement, le trait de côte trouve une position d'équilibre avec les houles dominantes (Silvester et Hsu, 1993), mais dans quelques cas plus rares on observe aussi des balancements saisonniers

(Ranasinghe et al., 2004 ; Anthony 2002 ; Cooper et al., 2009). Ce type de plage est fortement influencé par la géologie locale : un pointement rocheux va par exemple, induire une diffraction plus ou moins importante des houles, la courantologie peut être influencée par des chenaux d'érosion liée à la lithologie (Storlazzi et Field, 2000). Les courants de retour semblent jouer un rôle important sur la morphodynamique de ces environnements littoraux (Short, 2007) mais une conceptualisation globale de leur fonctionnement demeure encore difficile aujourd'hui car chaque plage de baie ou de poche est particulière. Enfin, leur faible largeur et la nature de l'arrière côte pose la question de leur évolution face à la montée de la mer.

Ces différents types de plages sont présentés plus en détail, avec tout d'abord, les plages ouvertes du Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon et Delta du Rhône), puis les plages de poche de Provence.



# **Chapitre I - Les plages ouvertes du Golfe du Lion**



## Introduction

Le Golfe du Lion est situé au Nord de la Méditerranée entre le Cap Creus et Marseille, et comprend le Languedoc-Roussillon et le delta du Rhône (Fig. 3).

Ce littoral a fait l'objet de nombreuses études, universitaires notamment, sur l'évolution du trait de côte et sur la dynamique sédimentaire des petits fonds, en Languedoc-Roussillon (Barusseau, 1981, 1991, 1994 et 1996 ; Akouango, 1997 ; Durand, 1999 ; Certain, 2002, 2004, 2005 ; Samat, 2007 ; Sabatier et al., 2004 ; Sabatier et al., 2009), en Camargue (Suanez, 1997 ; Suanez et al., 1998 ; Bruzzi, 1998 ; Sabatier, 2001 ; Suanez et Sabatier, 1999 ; Maillet, 2005 ; Samat, 2007), ainsi que sur le plateau continental (Monaco, 1971 ; Got, 1973 ; Aloïsi, 1986 ; Tesson et al., 1990, 1994 et 2005 ; Gensous *et al.*, 1993 ; Rabineau *et al.*, 1998 ; Leredde et al., 2007 ; Berné et al., 2002 ; Gensous et Tesson, 2003).

Le domaine interne des fonds du Golfe (Fig. 4), est caractérisé par une morphologie lisse entre les isobathes 0 et 90 m en moyenne, où les isobathes sont parallèles entre elles et espacées régulièrement. Cette morphologie, généralement d'allure sigmoïde de la côte vers le large, doit la forme de son profil à la diminution rapide, au-delà de 30 m de profondeur, de la capacité de prise en charge des particules par les vecteurs dynamiques du milieu microtidal méditerranéen. Ces conditions environnementales sont à l'origine de la forme en biseau des dépôts Holocènes dont l'épaisseur s'annule globalement vers 90 m de profondeur (Aloïsi, 1973). Les reliefs les plus notables correspondent à des pointements rocheux ou à des sables cimentés (sables de plage ou beachrocks) (Fig. 7). Pour ces côtes sableuses microtidales (King et Williams, 1949 ; Short, 1991), la zone d'avant-plage est souvent marquée par la présence de barres d'avant-côte contrôlées par les conditions dynamiques actuelles (Tessier et al., 2003 ; Certain, 2002).

Nous effectuerons dans ce premier chapitre une présentation des connaissances sur le fonctionnement géomorphologique du Golfe du Lion, en distinguant la partie occidentale, avec le Languedoc-Roussillon, entre Argèlès et Port Camargue, de la partie orientale du golfe, avec le littoral du delta du Rhône, entre Port Camargue et l'embouchure du Grand Rhône (Fig. 3). Nous caractériserons successivement, leur histoire géologique récente, puis les conditions de forçages, la morphologie littorale et enfin, leur fonctionnement général.

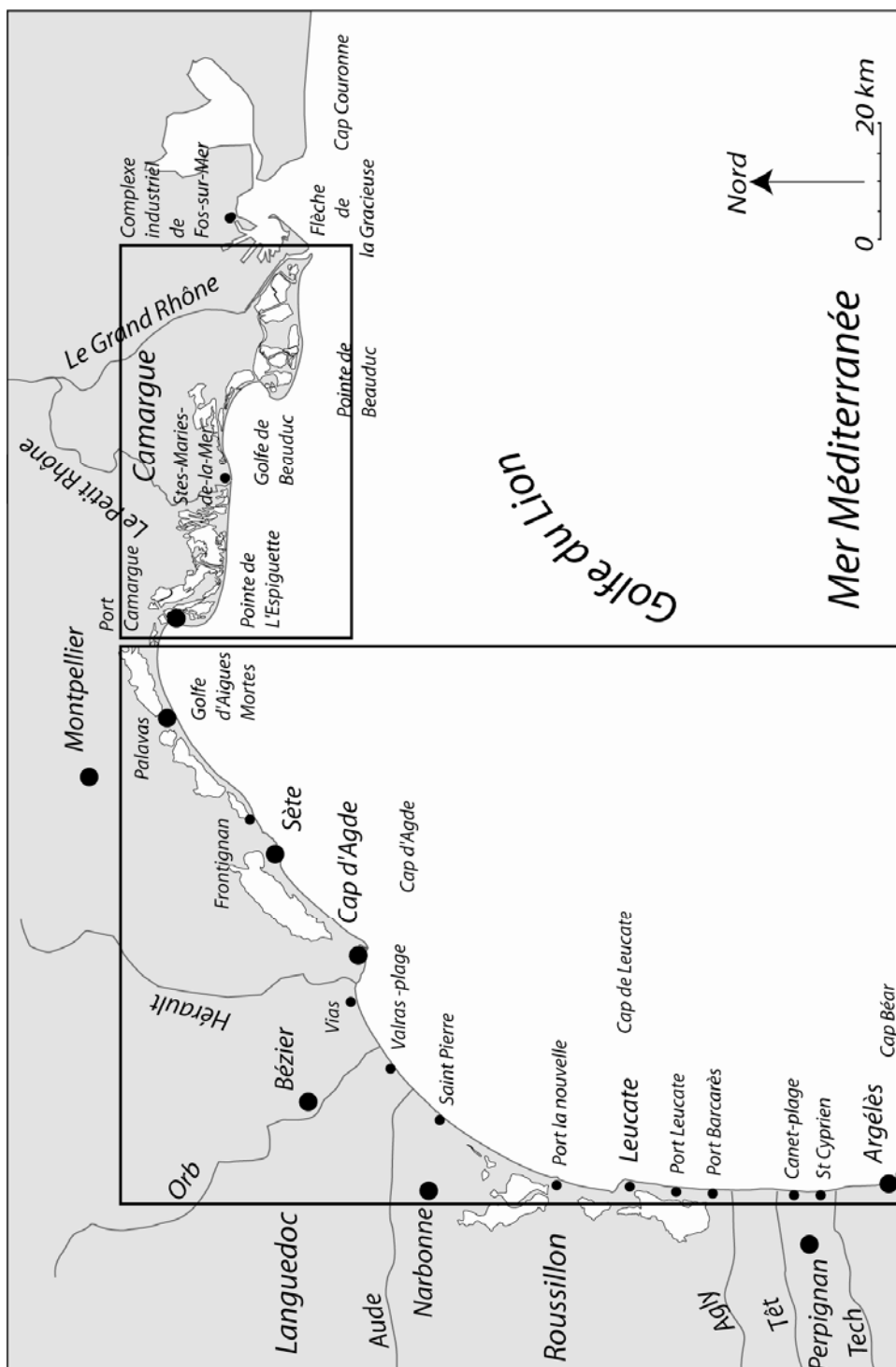


Fig. 3. Présentation du littoral étudié dans le Golfe du Lion, avec à l'Ouest le littoral du Languedoc-Roussillon, au Nord le littoral du Delta du Rhône.

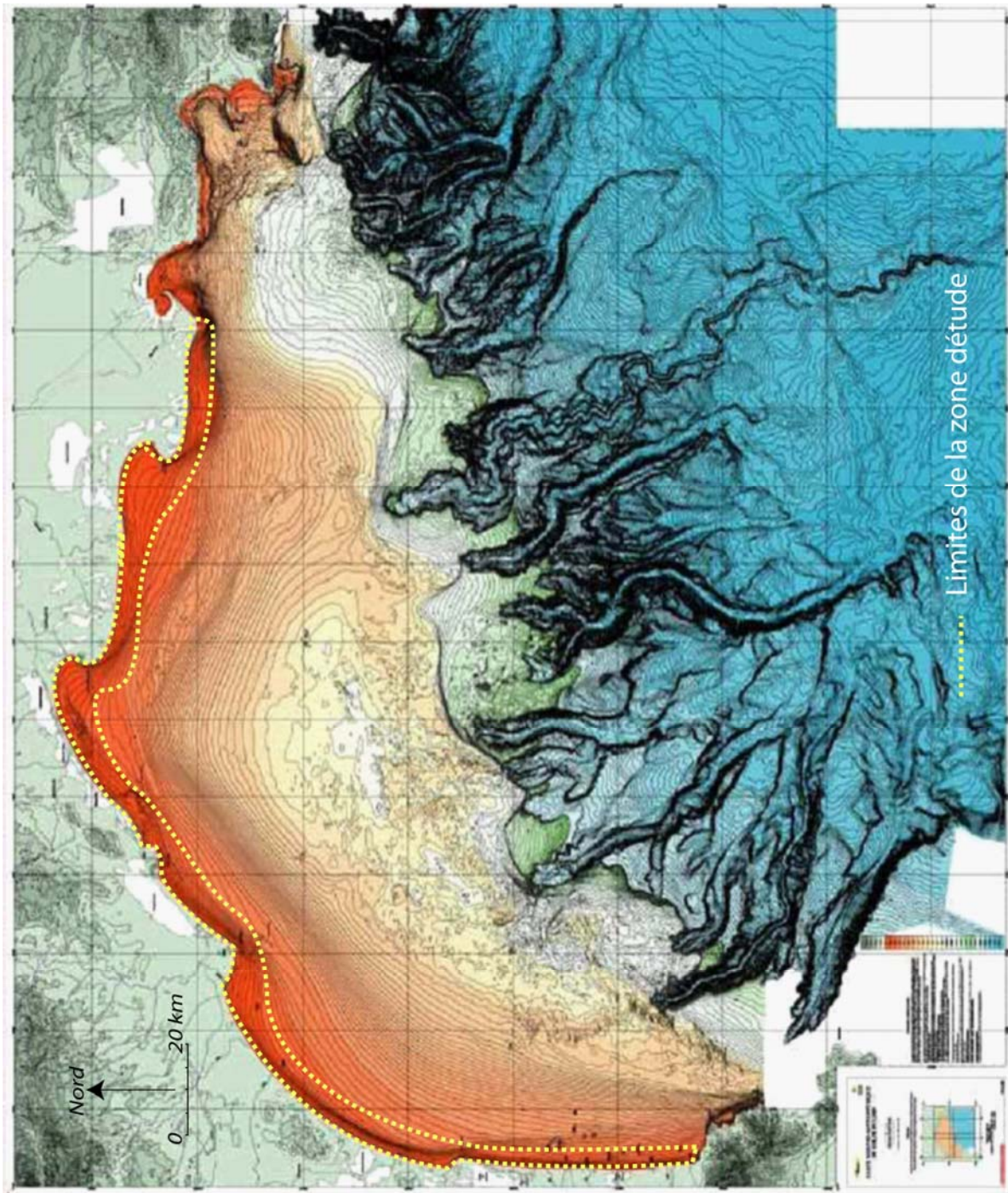


Fig. 4. Bathymétrie du golfe du Lion (Berné et al., 2002, Ifremer) et limites de notre zone d'étude.

# 1 - Languedoc-Roussillon

## 1.1. Situation géographique et cadre géomorphologique

Le Languedoc-Roussillon est une unité déployant environ 200 Km de linéaire côtier qui constitue une vaste ouverture des côtes françaises sur la Méditerranée ou de nombreux fleuves se déversent (Hérault, Aude, Orb, Agly, Têt, Tech) (Fig. 3). Son linéaire côtier est constitué d'une succession de cordons littoraux légèrement concaves, entrecoupées par des caps rocheux (Cap Leucate, Cap d'Agde, Mont Saint Clair à Sète), qui constituent le point d'ancrage du réseau des cordons sableux du littoral actuel. Ces cordons littoraux, sous l'effet de la dérive littorale ont isolé de nombreux étangs et lagunes, et représentent les unités géomorphologiques principales du littoral du Languedoc-Roussillon (Durand, 1999, Certain, 2002) :

- D'Argèlès à Leucate, la côte du Roussillon est une longue bande sableuse quasi-rectiligne et d'orientation méridienne qui s'étire sur 42 Km de long. Elle borde les étangs de Canet et de Leucate-Salses. Elle comporte les embouchures de fleuves côtiers dont les trois principaux sont le Tech, la Têt et l'Agly.
- Entre les deux promontoires rocheux du Cap Leucate et du cap d'Agde, le littoral décrit une large courbe régulière qui peut être subdivisée en deux sous-ensembles séparés par le massif calcaire de la Clape :

-Du Cap Leucate à la montagne de la Clape (Roc de la Batterie à St-Pierre-sur-Mer), le littoral est constitué d'un long cordon linéaire de 28 Km qui borde une série d'étangs (Lapalme, Sigean, Ayrolle, Gruissan, Grazel et Mateille) qui occupent les rentrants de l'ancien Golfe de Narbonne, tel qu'il se présentait aux débuts de l'antiquité. Depuis, la formation du lido s'est achevée et les apports de l'Aude ont partiellement comblé les étangs (Ambert, 1981, 1987, 1991 et 1993). Aujourd'hui, ce secteur ne reçoit plus d'apports fluviaux directs, l'embouchure de l'Aude étant située plus au Nord.

-De St-Pierre-sur-Mer au Cap d'Agde, le littoral représente un linéaire côtier de 30 Km qui n'isole que le petit étang de Pissevaches, au Sud de l'embouchure de l'Aude. Les autres zones autrefois humides (étang de Vendres, au Nord de l'embouchure de l'Aude, les embouchures de l'Orb et de l'Hérault) ont été progressivement comblées par les apports fluviaux ou artificiellement asséchées. Le Cap d'Agde, sur lequel ce cordon prend appui à l'Est, correspond à l'extrémité continentale d'une coulée de lave (basaltes plio-quadernaires) qui se matérialise, à partir de l'embouchure de l'Hérault, par de petits pointements rocheux (Roche Notre-Dame, pointe de Rochelongue) et par l'île de Brescou.



- Du cap d'Agde à Sète, le lido étroit qui barre l'étang de Thau s'étire sur 18 Km de long. Il s'enracine au SW sur les petites falaises basaltiques qui constituent la côte (sur 1 Km environ) entre le cap et la plage du Môle et au NE sur le promontoire rocheux du Mont Saint-Clair.
- De Sète à la pointe de l'Espiguette, un cordon assez étroit sépare la mer d'un chapelet d'étangs presque jointifs. Il est constitué essentiellement de sables avec quelques graviers et galets, comme au droit de Frontignan et entre Maguelonne et Palavas.

## 1.2. Cadre sédimentologique

### 1.2.1 Construction géologique du littoral du Languedoc-Roussillon

La ligne de rivage actuelle du Languedoc-Roussillon correspond à la régularisation de cordons littoraux holocènes mis en place à partir de 5 500 ans BP (Aloïsi, 1986), lorsque la mer atteint son niveau proche de l'actuel.

Jusqu'à il y a quelques siècles, le littoral du Languedoc-Roussillon présentait de grandes baies ouvertes sur la mer (Fig. 5: Carte de Nolin du Languedoc-Roussillon en 1692). L'érosion des plages et la redistribution longitudinale des apports fluviaux par les dérives littorales a permis d'isoler ces baies de la mer. De grandes flèches sédimentaires accrochées aux pointements rocheux ou formées à partir des prodeltas ont bloqué partiellement l'accès aux baies, puis enfermé des lagunes (Barusseau, 1996 ; Akouango, 1997, Sabatier et al., 2009). Celles-ci conservent des communications partielles et temporaires avec la Méditerranée, appelés « graus ». Ces fermetures et l'édification de ces cordons ne se sont pas effectuées de manière synchrone. Ce sont les zones les plus proches des sources d'apports qui se sont régularisées en premier (du Roussillon jusqu'au cap Leucate et du delta du Rhône vers le Narbonnais). Les cordons y sont aujourd'hui larges et massifs. La zone de convergence des dérives littorales dans le Narbonnais a subi les fermetures les plus tardives (Akouango, 1997 ; Durand, 1999). On peut voir encore aujourd'hui cette signature avec des cordons étroits de sables fins. Certain (2002), a analysé des données sismiques entre -2 et -20 m de profondeur pour évaluer le disponible sédimentaire de l'avant côte entre Argèlès et Frontignan, qui révèlent la faible épaisseur du prisme sédimentaire meuble, et l'importance du contrôle structural dans l'évolution actuelle des profils (Certain ; 2002, 2005). Enfin, plus au large, la circulation générale contraint la dispersion du matériel particulaire vers le Sud-ouest du plateau continental (Milot, 1990, 1999 ; Monaco et al., 1990, 1999 ; Lapouyade et Durrieu de Madron, 2001) (Fig. 6).

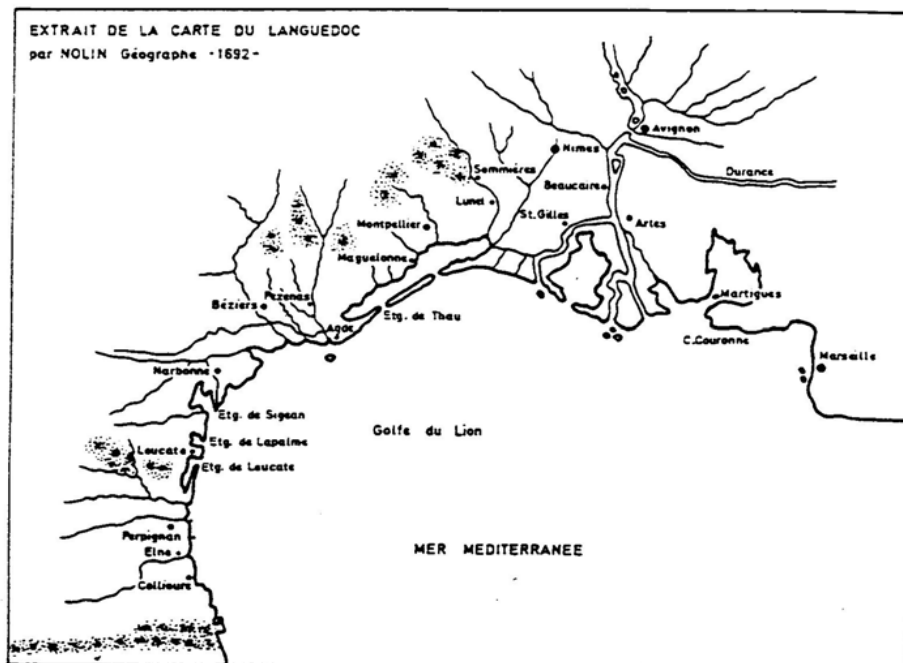


Fig. 5. Carte du Languedoc en 1692, par Nolin (L.C.H.F, 1984).

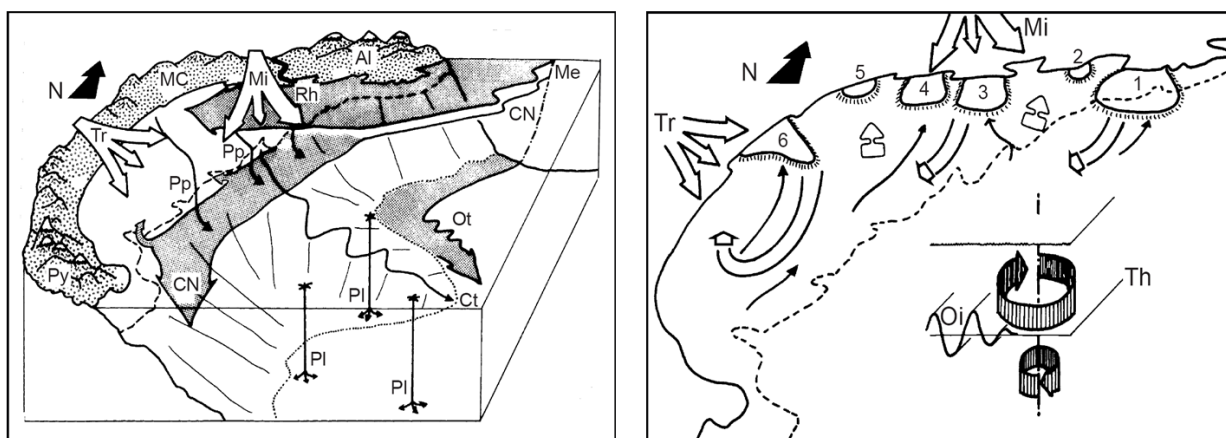


Fig. 6. Ces schémas, tirés de Millot (1990), synthétisent les phénomènes hydrodynamiques présents dans le Golfe du Lion et ayant un effet potentiel sur les échanges de matière entre le plateau continental et le bassin Nord-Baléares. (Al : Alpes - MC ; Massif Central ; Py: Pyrénées - Rh : Rhône ; Mi : Mistral ; Tr : Tramontane ; NC : Courant Nord ; Me : Méandre ; Ot : Onde topographique ; Pp : Plongée d'eau dense du plateau ; PI : Plongée d'eau dense du large. 1-6 : Zones d'upwelling ; Th : Thermocline ; Oi : Onde interne inertielle).



## 1.2.2 Organisation sédimentaire générale

D'après Aloisi et Monaco (1977), les dépôts de surface que l'on rencontre actuellement sur le plateau continental du golfe (Fig. 7) proviennent :

- des sables du large en rebord de plateau correspondant à un bas niveau de la mer vers 18000 ans BP
- des grands systèmes deltaïques et pro deltaïques mis en place à partir 5500 ans BP lorsque la mer a atteint son niveau actuel.

Les parties proximales se traduisent localement par de grands dépocentres siltovaseux sur le plateau interne dont l'épaisseur est symbolisée en tiretés sur la figure 7. Les parties distales de ces prismes sont formées par les vases ciralittorales, étalées entre 30 et 85 mètres de profondeur. Les sources d'apports secondaires ont joué un rôle important pouvant déposer plus de 30 m d'épaisseur de sédiments au droit des embouchures de l'Aude et de l'Orb par exemple.

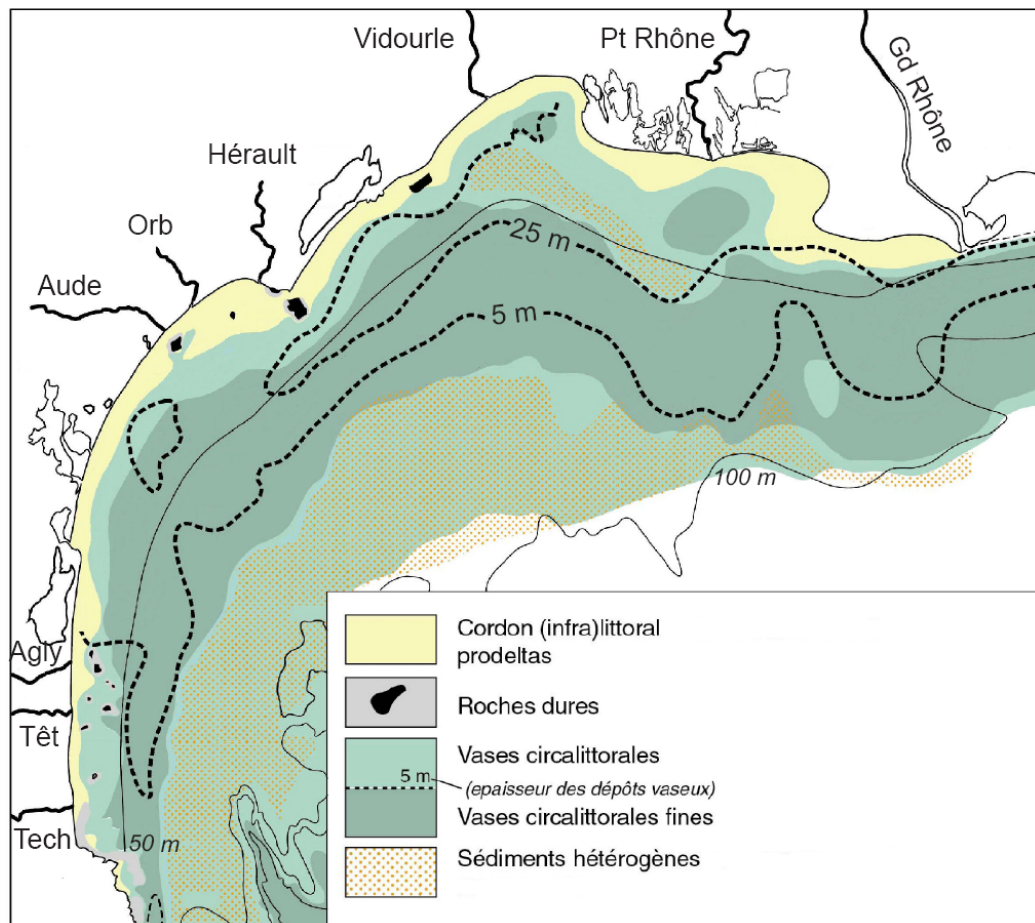


Fig. 7. Isobathes (en tiretés) et granulométries des dépôts superficiels post 18000 BP (Aloisi et Monaco, 1977).

### 1.2.3 Sédimentologie côtière

La distribution du prisme sédimentaire épicontinental (Aloisi et al., 1977) comme la dynamique des sables jusqu'au fond de l'ordre de 30 m (Jago et Barusseau, 1981) démontrent largement que la répartition des matériaux non cohésifs s'étend vers le large au delà du glaciaire d'avant-côte. Ce mécanisme implique un transfert vers le large qu'évoquent également les travaux de Durand (1999) et Sabatier (2001). Ces derniers constatent en effet un déficit de sable dans les bilans sédimentaires établis entre les apports et les stockages du littoral.

Dans la zone de déferlement, la granulométrie des particules sableuses du Golfe du Lion est relativement liée au sens des dérives littorales dominantes. En règle générale les sédiments les plus grossiers se situent au départ des zones de dérive, à proximité des embouchures, aux alentours des zones rocheuses et s'affinent vers les zones de dépôt. Ainsi dans la partie Sud du Golfe du Lion orientée N-S (d'Argelès jusque dans le Narbonnais), la granulométrie des sédiments décroît globalement du Sud vers le Nord. D'Argelès à Leucate, la taille du grain médian décroît de 1,6 mm à 0,55 mm avec des accidents granulométriques au niveau des embouchures des fleuves côtiers (Tech, 1,8 mm, Têt, 1,18 mm, Agly, 1 mm) où le matériel est plus grossier (Certain, 2002). De Frontignan à Narbonne le sens de la différenciation s'inverse. Au niveau de l'embouchure de l'Aude, le sable est assez grossier (0,3 mm), de l'embouchure de l'Orb au Cap d'Agde, le sable est fin, de diamètre compris entre 0,1 et 0,2 mm avec quelques affleurements rocheux. Du Cap d'Agde à Sète, cette zone est constituée de sable fin d'un diamètre moyen compris entre 0,2 et 0,4 mm. De Frontignan à Palavas-les-Flots, la plage est constituée d'un cordon littoral de galets et de sables mélangés. Du port de Palavas au port de Carnon, il s'agit d'un cordon littoral de sable fin (diamètre moyen compris entre 0,2 et 0,4 mm) séparant les étangs littoraux de la mer. Enfin du port de Carnon à Port-Camargue (l'Espiguette), la zone est caractérisée par la présence de sable très fin, de diamètre moyen compris entre 0,1 et 0,2 mm qui annonce les sédiments du delta du Rhône.

### 1.2.4 Les fleuves côtiers et leurs apports solides

Le linéaire côtier du Languedoc-Roussillon, de Cap Creus à Port Camargue, est alimenté par six fleuves principaux (Fig. 3). Du Sud vers le Nord on retrouve dans le Languedoc-Roussillon: le Tech, la Têt et l'Agly pour le Roussillon qui alimentent la côte comprise entre Argelès et Cap Leucate. Dans la partie centrale, les apports de l'Aude, l'Orb, et l'Hérault sont repartis entre le Cap Leucate et le cap d'Agde. Quelques valeurs de débit solide des fleuves ont été proposées, avec entre 80 000 et 100 000 m<sup>3</sup>/an pour l'Aude et l'Orb (D.D.A.F des Pyrénées Orientales, 1990, et B.C.E.O.M, Koulinsky, 1998) (table 1). De petits cours d'eau, Baillaury, Lez, Vidourle, Libron, aux dimensions plus modestes, jouent un rôle limité dans le volume de sédiments déposés à la mer. Enfin, au Nord

d'Agde jusqu'à Port Camargue, il n'y a pas de fleuve et ce sont les dépôts du Rhône qui dominent jusqu'à la flèche de la Gracieuse, à l'extrémité Est de la Camargue.

L'étude de la répartition du matériel sédimentaire, menée par Aloisi et Charlet (1975), ainsi que les travaux de Rivière et Vernet (1966), ceux de Monaco (1971) et du Laboratoire Central Hydraulique de France (LCHF, 1984) dans le catalogue sédimentologique des côtes de France, permettent de déterminer la zone d'influence des différents fleuves. Les fleuves du Roussillon alimentent la côte comprise entre le littoral des Albères au Sud et le secteur du Narbonnais au Nord. Les apports sédimentaires des fleuves du Languedoc (Aude, Orb, Hérault) sont repartis entre le Cap Leucate et le cap d'Agde dans le sens général de la dérive vers le SW (Ambert, 1987). Au NW de l'embouchure de l'Hérault, à Agde, ce sont les dépôts fossiles du Rhône qui dominent. Il est cependant vraisemblable que le matériel rhodanien situé au niveau du lido de Sète soit hérité de périodes antérieures. En effet le transit résultant actuel est dirigé vers l'Est entre Frontignan (situé à quelques kilomètres à l'Est de Sète) et la pointe de l'Espiguette, ce qui n'autorise pas une alimentation actuelle par le Rhône.

Au voisinage des embouchures, la morphologie de la plage et des apports sédimentaires déposés résultent souvent d'évènements brutaux et exceptionnels. Comme en 1940, lors d'une crue catastrophique (Parde 1941) qui s'est produite dans le Roussillon. Le débit solide des trois fleuves a créé de véritables deltas au niveau de leurs embouchures. Plusieurs millions de tonnes de matériaux auraient ainsi été amenés en mer en quelques heures. Les fleuves du Languedoc semblent quant à eux affectés depuis plusieurs années par une diminution de leur charge de fond, qui se traduit par une incision plus ou moins prononcée de leur lit, un tel phénomène étant la réponse à un déficit de charge solide par rapport à la capacité de transport des cours d'eau (Bravard, 1989). Les sédiments atteignant la mer sont en général des sables et des vases, car les éléments les plus grossiers se sont déposés le plus souvent auparavant. Ces matériaux se déposent d'autant plus loin du rivage qu'ils sont plus fins. Toutefois des études ont mis en évidence une floculation de certaines vases à leur arrivée en mer avec formation de dépôts pro deltaïques. Ceci serait particulièrement net en face de l'embouchure de l'Aude où une concentration atteignant 50% en pélite ( $D < 40\mu$ ) a été trouvée dans une zone située entre 10 et 20 m de profondeur, alors qu'une telle concentration se trouve ailleurs par 35 m de fond.

L'hydraulique fluviale du Languedoc-Roussillon se caractérise donc par deux ensembles de cours d'eau aux fonctionnements différents. Les fleuves du Roussillon ont un régime plus contrasté marqué par un écoulement varié et de fortes crues amenant par la même occasion une grande quantité de sédiments. Ceux du Languedoc par contre ont vu leur rôle de pourvoyeurs des côtes en matériel solide considérablement réduit au cours du XX<sup>ème</sup> siècle sous l'effet des actions anthropiques. La diminution des apports fluviaux a dû être particulièrement prononcée à partir des années 1960-1970, avec la multiplication des extractions dans les lits fluviaux, liées au

développement touristique du Languedoc, et à l'implantation de barrages hydro-électriques (Durand, 1999 et CETE, 2002).

Fleuves	Nature du terrain du bassin versant	Taille du Bassin versant (km <sup>2</sup> )	Longueur du fleuve (Km)	Pente moyenne (‰)	Débit maximal m <sup>3</sup> /s	Débit moyen m <sup>3</sup> /s	Charge solide	Charge solide crue de 1940
<b>Le Tech</b>	Roches cristallines et métamorphiques	726	82	30	2800 (oct.1940)	9	Pas de données	10 à 15 millions de T
<b>la Têt</b>	Roches cristallines et métamorphiques	1300	114	17	3600 (oct.1940)	13	5500T/an à Vinça (42 km de la mer (D.D.A.F)	5 à 7 millions de T
<b>l'Agly</b>	Roches cristallines et métamorphiques en faible proportion, calcaires et marnes	1040	80	8.8	2000 (oct.1940)	7.2	41500 T/an à Caramany (41.5 km de la mer) (D.D.A.F)	3 à 5 millions de T
<b>l'Aude</b>	Roches cristallines et métamorphiques en faible proportion, calcaires, marnes et molasses	830	150	13	3080 (oct.1940)	45.6	80000 à 100000 m <sup>3</sup> /an (B.C.E.O.M.)	Pas de données
<b>l'Orb</b>	Roches cristallines et métamorphiques en faible proportion, calcaires, marnes et molasses	437	115	7.4	1800 (oct.1940)	22.8	80000 à 100000 m <sup>3</sup> /an (B.C.E.O.M.)	Pas de données
<b>l'Hérault</b>	Roches cristallines et métamorphiques en faible proportion, calcaires, marnes et molasses	2250	135	10.7	1657(oct.1940)	52	Pas de données	Pas de données

table 1. Caractéristiques des fleuves du Languedoc-Roussillon (Durand 1999, modifié par Certain en 2002) Sources : D.D.A.F des Pyrénées-Orientales et D.I.R.E.N du Languedoc-Roussillon, pour la charge solide : D.D.A.F. des Pyrénées-Orientales (1990), B.C.E.O.M., Koulinisky (1998).

### 1.3. Morphologie des plages ouvertes du Languedoc-Roussillon

Les recherches menées par Barusseau (1981, 1991 et 1994), Durand (1999) et Certain (2002), permettent de classer la morphologie du littoral du Languedoc-Roussillon et de ses barres d'avant côte en quatre grands types de systèmes littoraux. Ainsi, du Sud au Nord, on distingue : Le type « Roussillonnais », « Narbonnais », « St-Pierre-sur-Mer-Agde » et le type « Sétois ».

Le type « Roussillonnais », d'Argèlès au Cap de Leucate est une longue bande sableuse quasi-rectiligne et d'orientation méridienne qui s'étire sur 42 Km de long (Fig. 8). Elle borde les étangs de Canet et de Leucate-Salses. Cette unité est composée de sables d'une granulométrie grossière, et la taille du grain médian au niveau du rivage décroît du sud vers le nord de 1,6 mm à 0,55 mm, avec des accidents granulométriques au niveau des embouchures des fleuves côtiers (Tech, 1,8 mm, Têt, 1,18 mm, Agly, 1 mm) (Certain, 2002). Elle comporte les embouchures de fleuves côtiers dont les trois principaux sont le Tech, la Têt et l'Agly. La largeur de la plage émergée est importante (jusqu'à 200 m) sauf dans quelques endroits localisés (Nord de Saint Cyprien, de Port Barcarès, de Port Leucate, et à Sainte Marie), où les plages sont étroites et équipées d'épis et de brises lames. Le profil de plage est le plus souvent descendant vers la basse plage. La plage sous marine comporte deux barres d'avant côte à morphologie festonnée (Certain, 2005). La pente moyenne de la plage émergée est supérieure aux autres secteurs : elle varie de 1,2% à 2,6%. On mesure à la hauteur des embouchures du Tech, de la Têt et de l'Agly, un léger adoucissement des pentes sous marines qui correspond aux pro-deltas sous-marins formés devant les embouchures, et alimentés lors des crues. La morphologie des profils est concave dans le Sud de la zone (Argèlès) et rectiligne dans le reste de la zone.

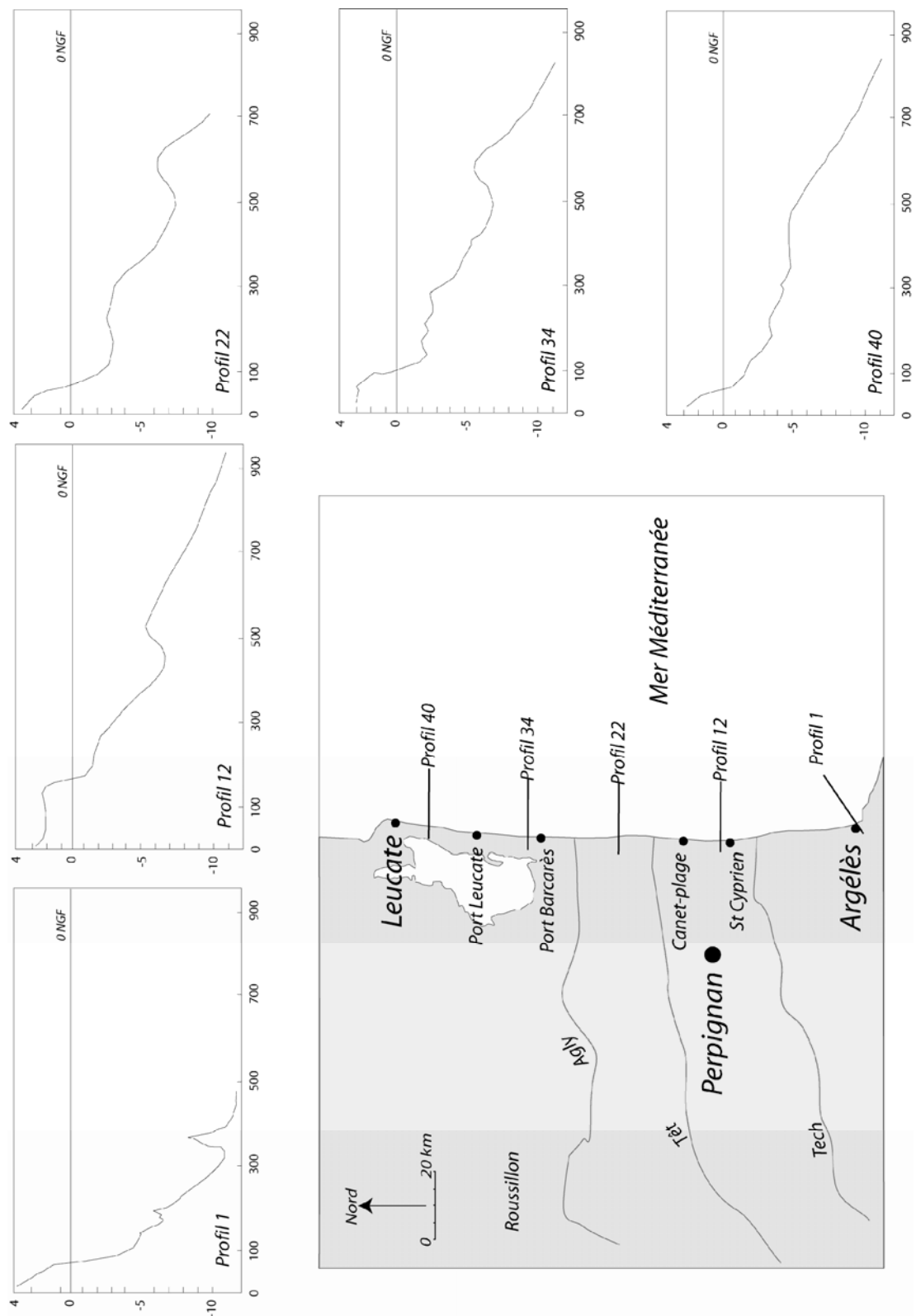


Fig. 8. Carte des profils type dans le Languedoc-Roussillon : secteur du Roussillon (Bathymétrie de 2002. (Bathymétrie de 1984, la numérotation des profils correspond aux profils étudiés à l'échelle séculaire, Cf. Partie III, chapitre 2).

Le type « Narbonnais », entre le promontoire rocheux du Cap Leucate à St-Pierre-sur-Mer, est constitué d'un long cordon linéaire de 28 Km qui borde une série d'étangs (Fig. 9). Ce système sableux présente une morphologie fort différente des trois autres types. Les sables sont plus fins (le  $D_{50}$  varie entre 0,18 et 0,34 mm) et donc sensible à la déflation éolienne. Or cette dernière est favorisée par un vent de terre dominant (Tramontane) qui souffle perpendiculairement au rivage. Il en résulte une morphologie marquée par une plage émergée très vaste (250 à 400 m de large) et basse (maximum 1 m N.G.F), avec une dépression (bâche) sur sa partie supérieure. Cette morphologie, comparable à celle de Camargue rend les submersions de la plage fréquentes (Durand 1999). L'intensité et l'orientation des vents dominants en fin d'hiver et au début de printemps sont, ici, susceptibles de mobiliser une partie du stock sableux apporté sur la plage lors des tempêtes. Une ou plusieurs lignes continues de dunes en barkhane peuvent se former et transitent progressivement vers le domaine immergé (Durand, 1999). La plage sous marine en pente moyenne faible de l'ordre de 0,75%, présente un système de barre linéaire (barre externe) et festonnée (barre interne) avec un caractère à dissipation bien marqué (Barusseau, 1981). Un cas particulier est à signaler entre Leucate et Port-la Nouvelle, dans une zone d'accumulation à long terme, où la barre interne est rectiligne alors que la barre externe est rectiligne au sud et festonnée au nord.

Le type « St-Pierre à Agde », s'étend sur un linéaire côtier de 30 Km environ (Fig. 9), de l'embouchure de l'Orb au Cap d'Agde, où l'on observe quelques affleurements rocheux, le sable est fin, de diamètre moyen compris entre 0,1 et 0,2 mm. Au niveau de l'embouchure de l'Aude, le sable est assez grossier (0,3 mm). Le système dune-plage peut dépasser 150 m de large, mais sur plusieurs sites (Valras, Vias, Agde), sa largeur est réduite à moins de 50 m ou peut même être inexistante du fait d'ouvrages en enrochements en haut de plage. Les plages étroites ont un profil descendant de la haute plage vers la basse plage, avec une transition peu marquée entre ces deux unités. En revanche pour les plages plus larges la forme du profil est concave, c'est-à-dire avec un léger surcreusement de la plage de manière identique aux plages du type Narbonnais. La plage sous marine comporte généralement trois barres d'avant côte, la barre interne ayant une morphologie festonnée, alors que la barre externe est rectiligne. La barre en position intermédiaire est tantôt festonnée tantôt rectiligne. De l'embouchure de l'Aude à Vias, la pente moyenne de la plage sous marine est de 1%, et de Vias au cap d'Agde la pente est plus douce avec 0,75%.

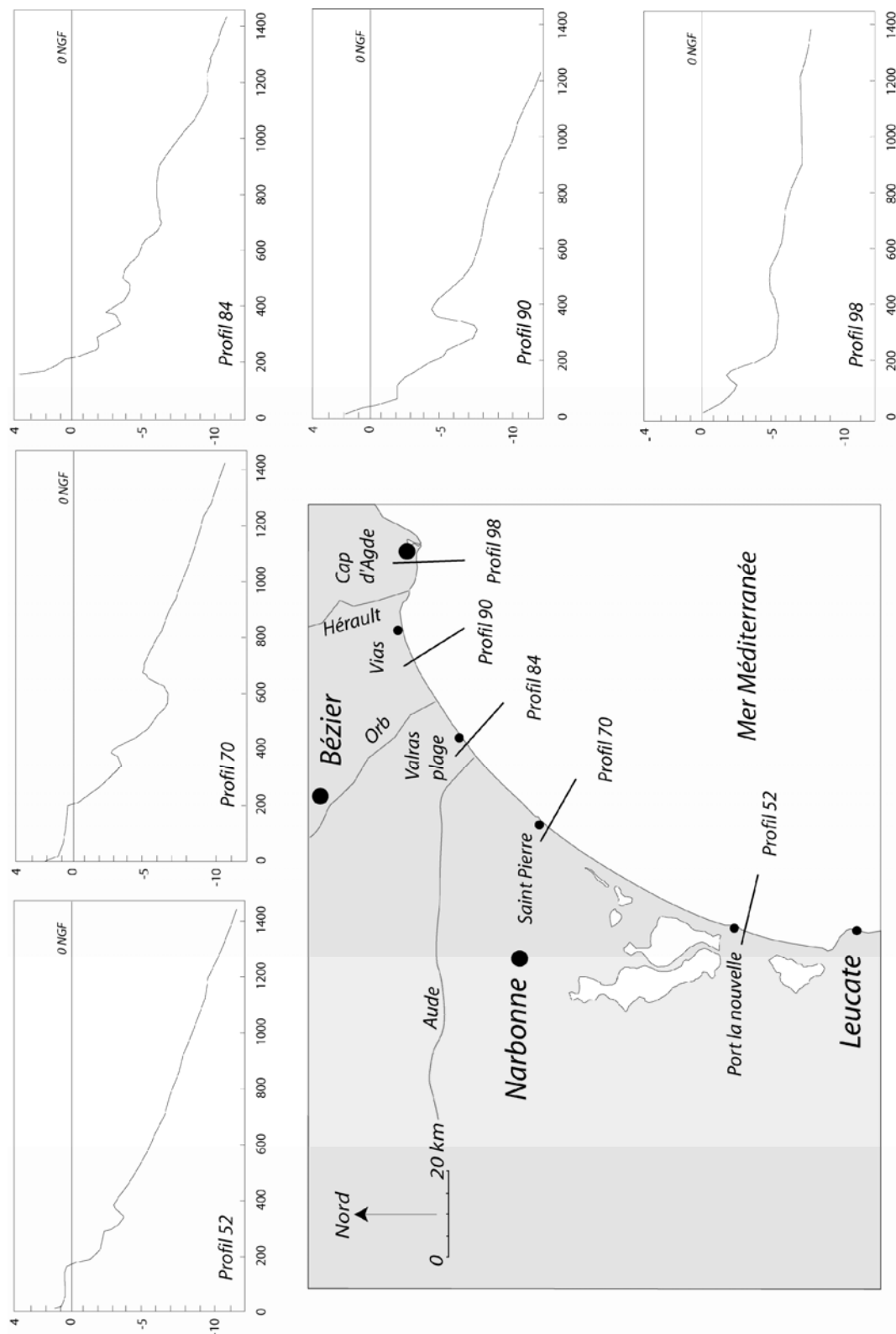


Fig. 9. Carte des profils type dans le Languedoc-Roussillon : secteur du Narbonnais et de St-Pierre sur Mer à Agde. (Bathymétrie de 1984, la numérotation des profils correspond aux profils étudiés à l'échelle séculaire, Cf. Partie III, chapitre 2).



Le type « Sétois », s'étend du cap d'Agde à la pointe de l'Espiguette (Fig. 10). Le lido étroit d'environ 1,5 km qui barre l'étang de Thau s'étire sur 18 Km de long. Il s'enracine au SW sur les petites falaises basaltiques qui constituent la côte du Cap d'Agde (sur 1 Km environ) et au NE sur le promontoire rocheux du Mont Saint-Clair à Sète. De Sète à la pointe de l'Espiguette, un cordon étroit, d'une centaine de mètre à un kilomètre de large environ, sépare la mer d'un chapelet d'étangs presque jointifs. La morphologie de ce système sableux est assez proche de celle du secteur « Saint-Pierre-Agde », avec une dune généralement peu développée ou inexistante, la plage émergée relativement étroite (d'une cinquantaine de mètres) et sans dépression et dont la granulométrie est assez fine (D50 variant de 0,2 à 0,5 mm). Des galets sont présents au niveau de Frontignan et du lido de Maguelone, en relation avec des beach rocks affleurant entre -4 et -12 m de profondeur (Barusseau et al., 1996 ; Tessier et al., 2000). La plage sous marine a une pente moyenne plus forte que dans le secteur précédant et elle comporte seulement deux barres rectilignes. Dans le Nord du secteur, de Palavas à l'Espiguette, les plages sont plus étroites (au maximum 50 m), présentent un profil quasiment rectiligne descendant de la haute plage vers la basse plage, et sont composées de sable fin (0,1 à 0,2 mm).

En somme, les plages du Languedoc-Roussillon ont des caractéristiques diverses. Elles peuvent être dissipatives (Narbonnais), intermédiaires (Sète, Leucate) ou réfléchives (du Racou à Argèlès) (Certain, 2002). La figure 11 représente les différents systèmes de barre du Languedoc-Roussillon en fonction de leur localisation. Cette représentation s'inspire de l'étude effectuée à partir de photos aériennes proposée par Barrusseau et Saint-Guilly (1981).

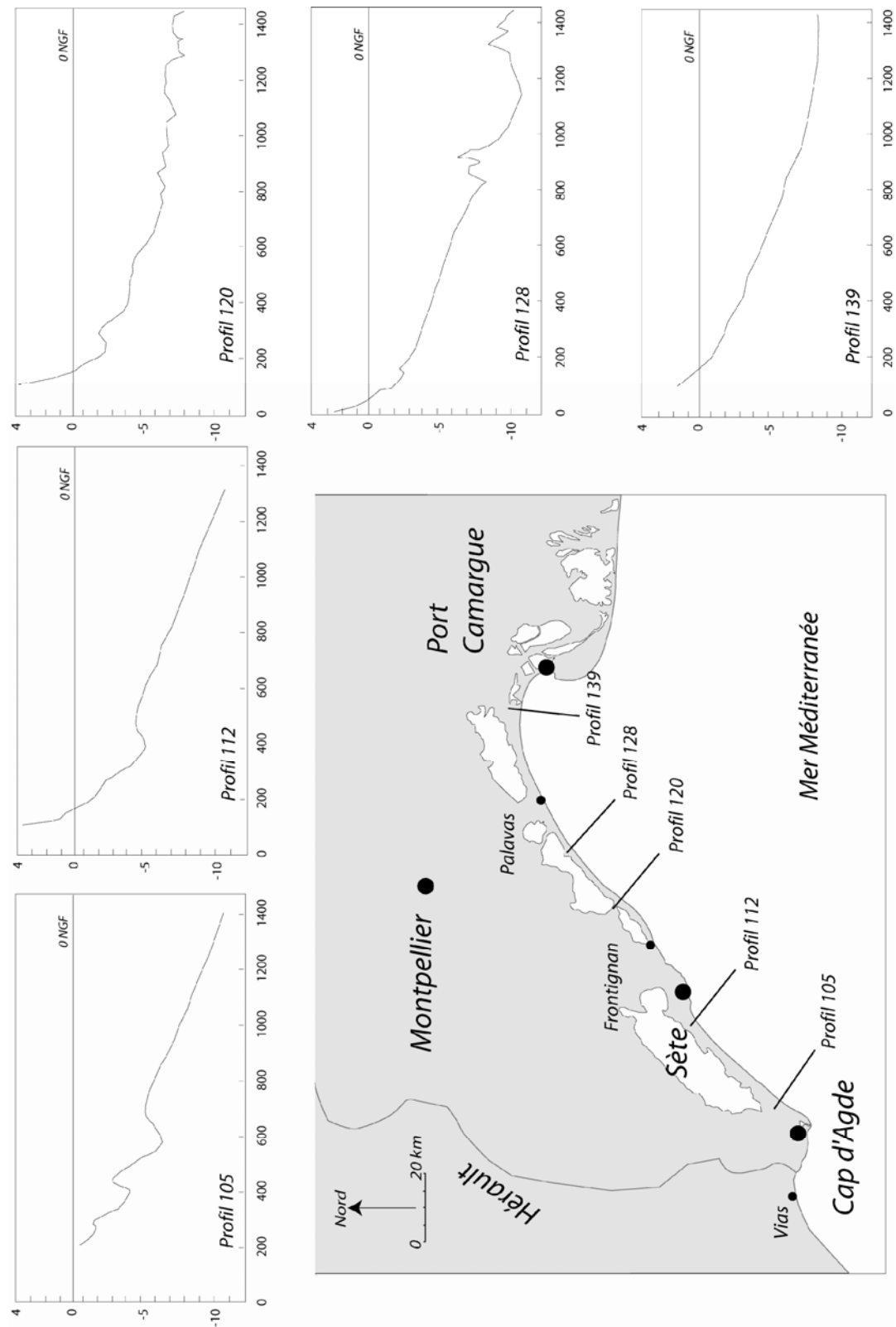


Fig. 10. Carte des profils type dans le Languedoc-Roussillon : secteur Sétois. (Bathymétrie de 1984, la numérotation des profils correspond aux profils étudiés à l'échelle séculaire, Cf. Partie III, chapitre 2).

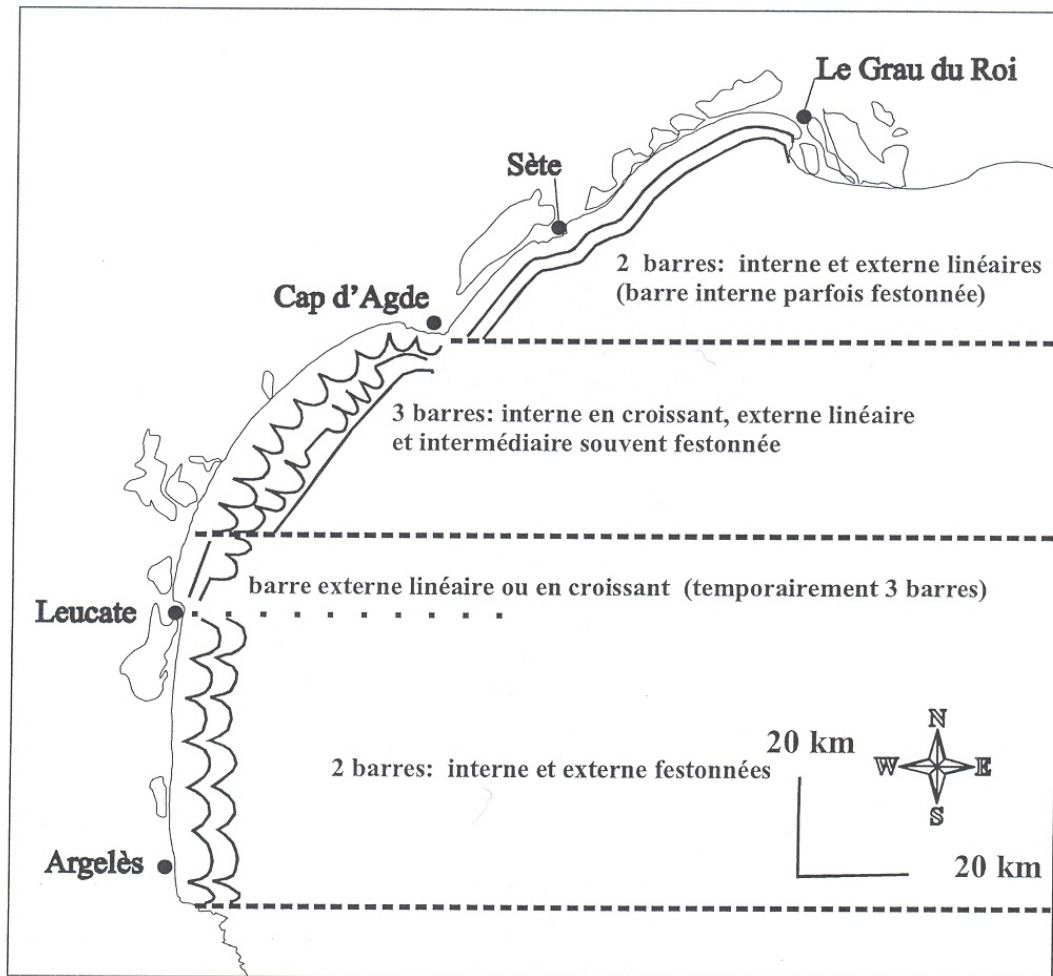


Fig. 11. Typologie des systèmes de barres d'avant- côte dans le golfe du Lion (Certain, 2002).

## **1.4. Hydrodynamique et transport sédimentaire côtier**

### **1.4.1 Marégraphie**

Dans la zone étudiée, le régime marégraphique est de type micro-tidal semi-diurne avec souvent une inégalité diurne. Le marnage est faible (30 cm environ), ce qui confère aux houles un rôle essentiel dans la dynamique littorale. Les plages du Golfe du Lion correspondent donc à un type d'environnement dominé par les vagues.

### **1.4.2 Houles**

On distingue au niveau du rivage une houle d'E à SE issue du marin et une houle NE à ENE issue de la réfraction des lignes de crêtes de la Tramontane et du Mistral (Fig. 12 et Fig. 13).

Les houles engendrées par les vents marins peuvent varier dans une gamme allant d'E à S mais les plus fréquentes sont celles du SE. La hauteur des vagues augmente lorsqu'on se dirige vers le nord du golfe, phénomène que l'on pourrait attribuer à l'effet d'« ombre » du cap rocheux de Creus (Durand, 1999). Elles atteignent aussi des hauteurs importantes lors de coups de mer épisodiques, dans ce cas, leur hauteur significative annuelle se situe autour de 3 m avec des maxima centennaux voisins de 7 m.

Les houles de NE et de SW issues de la Tramontane, respectivement pour le Sud et le Nord du bassin proviennent de la réfraction des trains d'onde. Leur influence est plus forte dans le Sud du bassin. Elles sont par contre peu efficaces en termes de transport sédimentaire marin. La Tramontane joue, en revanche, un rôle très important dans le transport éolien sur la plage et le cordon dunaire. La grande majorité des houles enregistrées ont des hauteurs très faibles (35% entre 0,5 et 2,25 m et 80% des vagues inférieures à 1 m).

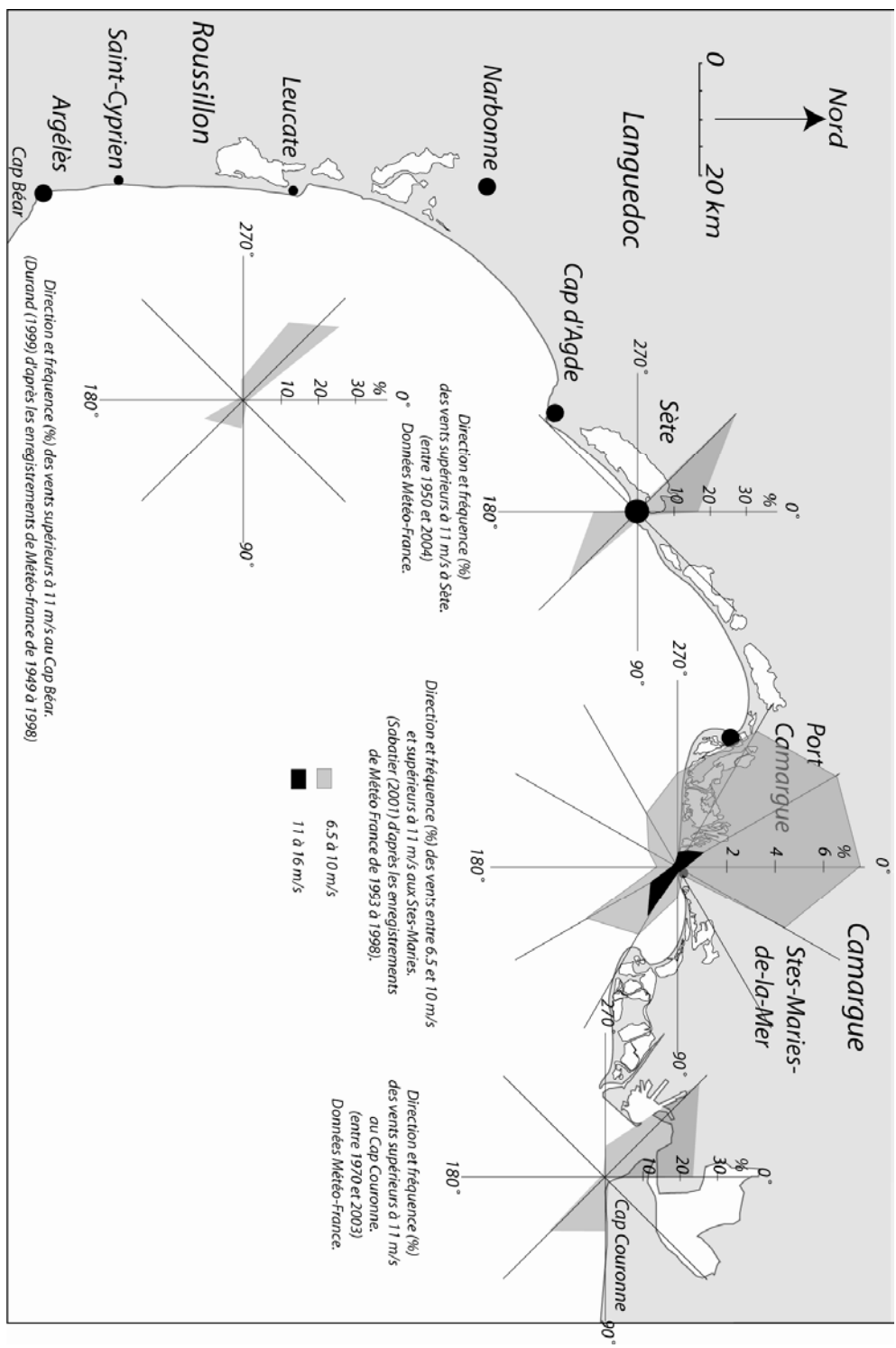


Fig. 12. Fréquence et directions des vents dans le Golfe du Lion. Vents supérieurs à 11 m/s mesurés en période hivernale (mars à octobre) à Sète (entre 1950 et 2004) et Cap Couronne (entre 1970 et 2003), données Météo France. Enregistrements du Sémaphore de Cap Béar (entre 1949 et 1998), Durand, 1999, modifié.

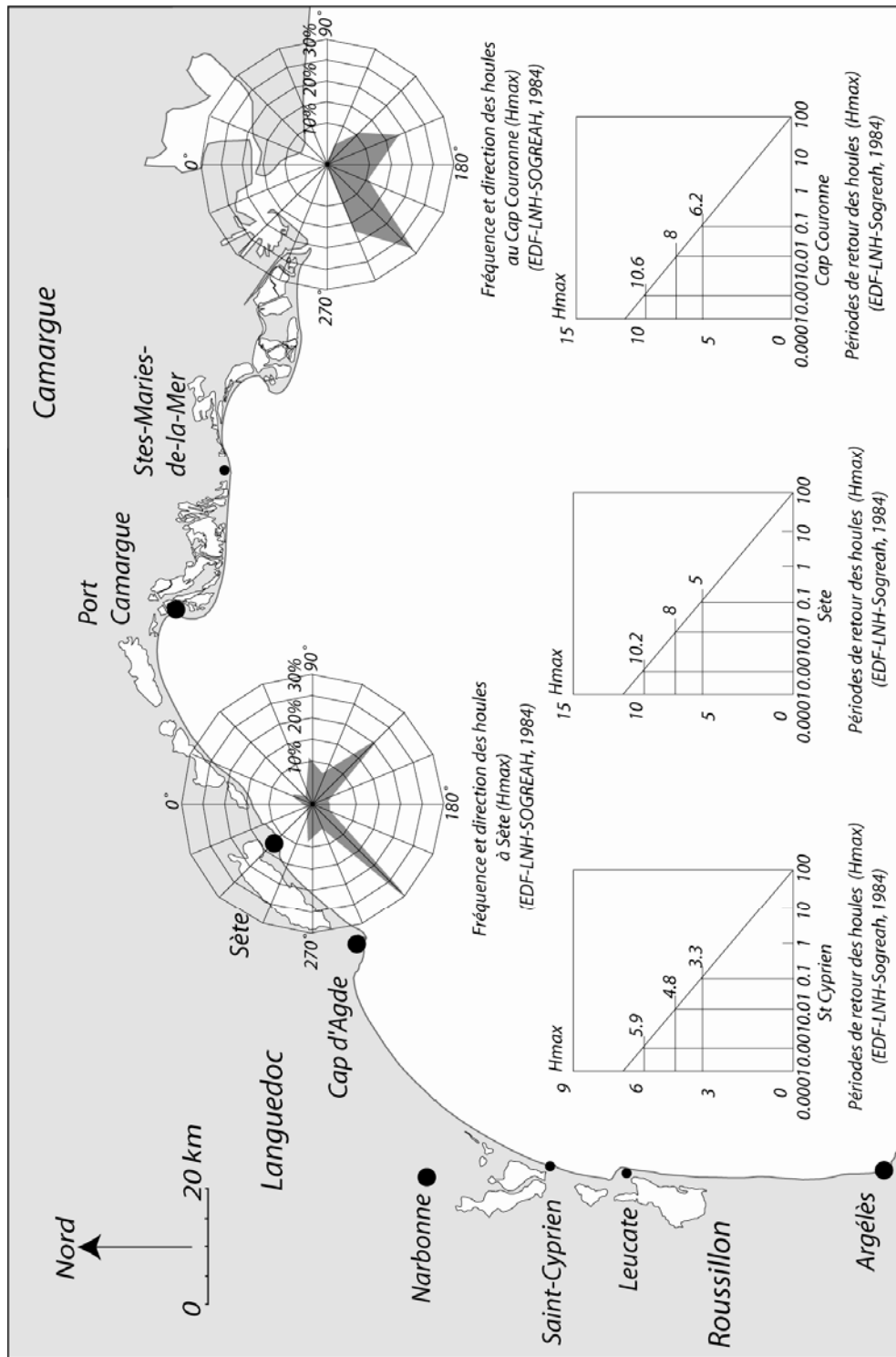


Fig. 13. Fréquence, direction et période de retour des houles à Sète, Cap Couronne et St Cyprien. (EDF-LNH-SOGREAH, 1984).

## 1.5. Transits littoraux et organisation cellulaire

Le régime des houles expliqué précédemment couplé aux variations spatiales et temporelles du disponible sédimentaire permettent de définir des cellules qui expliquent localement le fonctionnement du littoral. Les travaux antérieurs de Durand (1999), CETE (2002), Sabatier et al., (2004) ont mis en évidence l'existence de 6 cellules (Fig. 14) dont le transit a pu être localement estimé (LNH, 1984 ; Sogreah, 1984 ; Durand, 1999):

- D'Argèlès à l'embouchure du Tech :

Cette cellule est alimentée par les apports du Tech, avec des transferts résultant du Nord vers le Sud.

- De l'embouchure du Tech au Grau de la Vielle-Nouvelle :

Cette cellule est alimentée par les apports des trois fleuves du Roussillon (Tech, Têt, Agly), dans le cas d'un transit résultant du Sud vers le Nord estimés entre 10 000 et 40 000 m<sup>3</sup>/an. La frontière supérieure de cette cellule est fluctuante et perméable. La divergence des deux dérives (S-N et N-S) au niveau de l'embouchure du Tech peut en effet légèrement se déplacer au gré de l'importance relative des houles de Tramontane et de SE (Durand, 1999).

- De la Vielle-Nouvelle à l'embouchure de l'Hérault :

Elle est alimentée par les apports des fleuves du Languedoc (Aude, Orb), dans le cadre d'un transit résultant vers le SW estimés entre 10 000 et 40 000 m<sup>3</sup>/an. La limite de cette cellule avec celle inférieure correspond à la convergence des dérives entre le Languedoc et le Roussillon. Cette limite est aussi fluctuante, perméable et se déplace de part et d'autre du Grau d'Agde en fonction de l'importance relative des deux dérives littorales (Durand, 1999).

- De l'embouchure de l'Hérault au cap d'Agde :

Cette cellule a été distinguée de la cellule précédente car elle ne bénéficie pas d'une alimentation significative des fleuves languedociens. En effet d'après Aloisi et Charlet (1975), les sables de cette partie du littoral ne proviennent pas des fleuves du Languedoc et surtout de l'Hérault pourtant tout proche mais du Rhône. On ne peut toutefois exclure une éventuelle redistribution vers l'Est des apports de ce fleuve sous l'influence des houles locales de SW (Durand 1999). La frontière avec la cellule sous-jacente n'est donc pas imperméable même si les jetées qui calibrent l'embouchure de l'Hérault doivent intercepter une bonne partie des faibles transferts résultants.

- Du cap d'Agde à Sète :

Cette cellule se différencie des autres par une nette prépondérance des transferts transversaux sur le transport longitudinal, caractérisé par une dérive dominante SW, estimée entre 10 000 et 100 000 m<sup>3</sup>/an. Sa limite au Sud est fixe mais perméable.

- De Frontignan à l'Espiguette :

Le transfert sédimentaire résultant est orienté vers l'Est, privant le littoral Languedocien d'une partie des apports rhodaniens potentiels (Certain, 2002), et est estimée entre 10 000 et 100 000 m<sup>3</sup>/an. La frontière avec la cellule plus au Sud est fixe et imperméable de fait des aménagements portuaires et du massif rocheux de Sète. Les épis mis en place sur cette zone (Frontignan, Palavas, Carnon) n'ont pas contribué à enrayer le phénomène d'érosion (Samat, 2007).

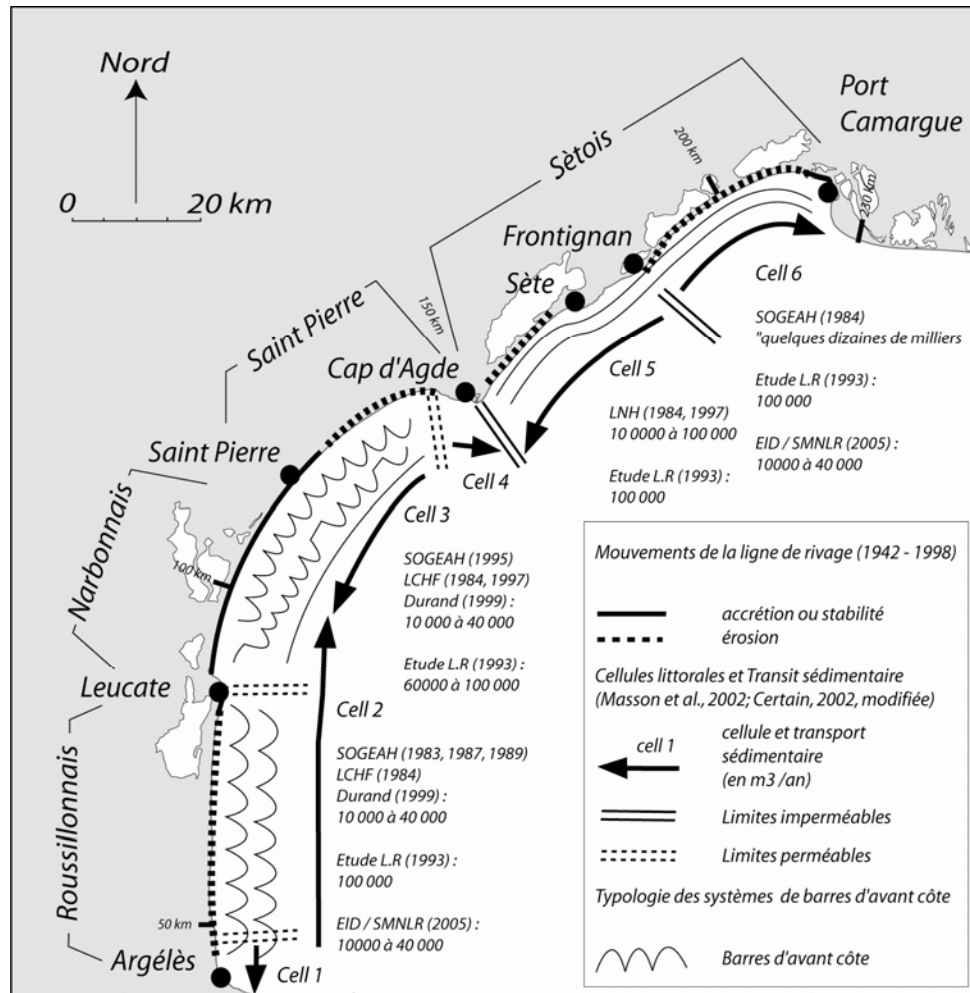


Fig. 14. Carte synthétique des cellules littorales et du transit sédimentaire (D'après Masson et al., 2002, Certain, 2002, Sabatier et al., 2004).



## 1.6. Evolution séculaire de l'avant des plages du Languedoc-Roussillon

A l'échelle séculaire, Pineau (1963) a proposé des valeurs d'avancée et de recul du rivage de 1857 à 1957, entre Argèlès et Sète (Fig. 15), montrant une tendance moyenne à l'accrétion, avec la fermeture des lagunes et un colmatage d'une partie d'entre elles par les apports fluviaux, en particulier dans le secteur central, entre Leucate (+500 m) et l'embouchure de l'Aude (+ 100 m), et une forte érosion au niveau de l'embouchure de l'Hérault (-300 m en moyenne), et du lido de Sète (-60 m en moyenne). Cependant, les chiffres avancés sont sans doute approximatifs, compte tenu du fait qu'ils reposent sur l'utilisation de cartes d'Etat-major, pour lesquelles « les erreurs atteignent fréquemment 100 à 150 m en terrain peu accidenté » (Alinhal, 1896). Nos propres recherches ont montré que ces documents ne sont pas suffisamment précis et nous développerons dans la seconde partie une analyse plus précise de l'évolution du trait de côte à long terme, sur la base de minutes anciennes datant de 1895.

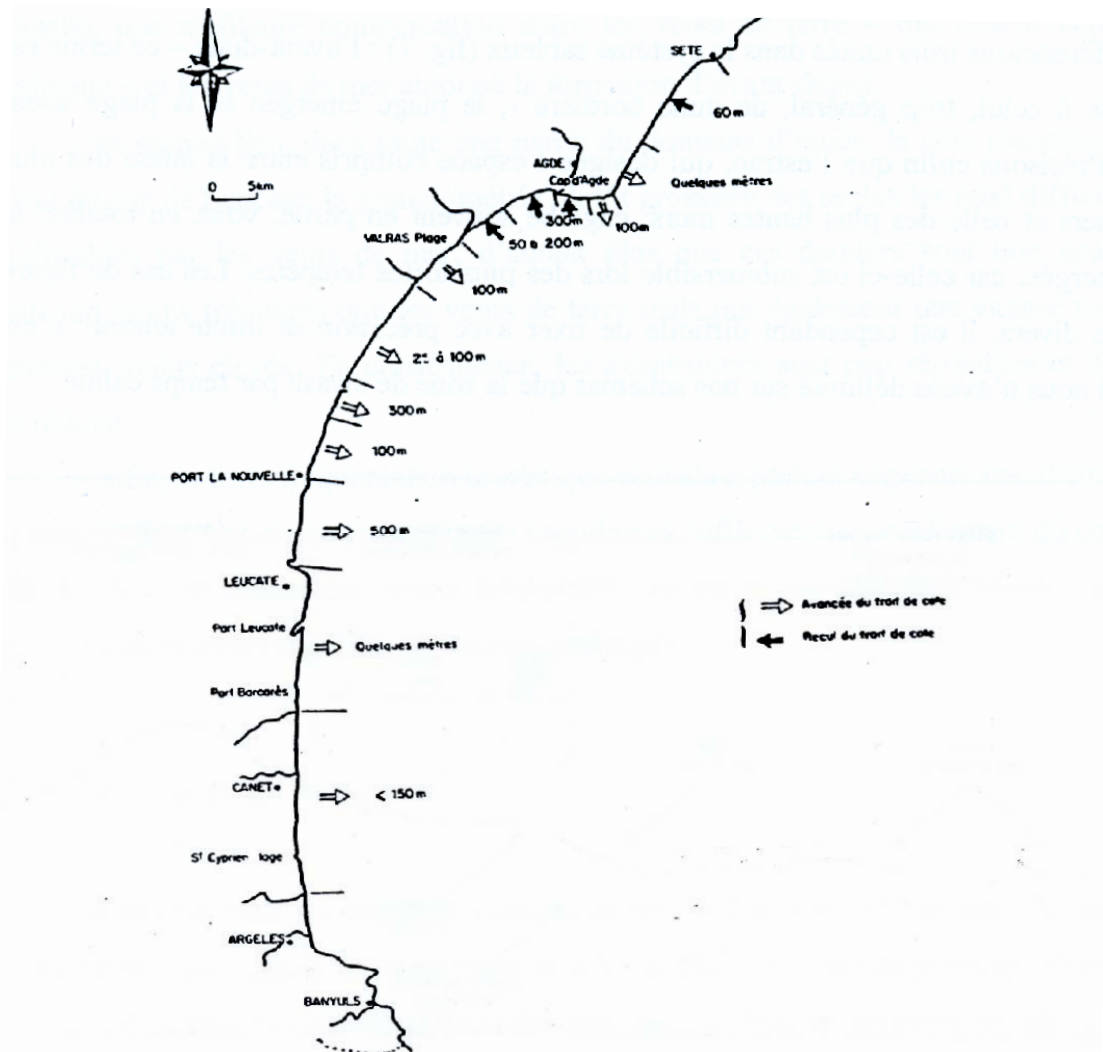


Fig. 15. Evolution du littoral entre 1857 et 1957, évaluée par la comparaison d'une carte d'Etat Major et d'une carte I.G.N au 1/50 000<sup>ème</sup>. D'après Pineau, 1963 in L.C.H.F., 1984).

A moyen terme (l'échelle mi-séculaire), de nombreuses d'études privées (SOGREAH, BCEOM), publiques (CETE et IPSEAU, 1997 ; Agence de l'Eau, 2001, C.E.P.R.E.L, 1995) ou universitaires (Akouango, 1997, Durand, 1999, Certain, 2002, Samat, 2007) ont porté sur l'évolution du trait de côte et des fonds en Languedoc-Roussillon. Ainsi, Durand (1999) a proposé un bilan sédimentaire de la zone à l'échelle mi-séculaire (1935-1997), qui fait apparaître une nette opposition entre la partie méridionale où les rivages du Roussillonnais sont relativement stables et ceux du Narbonnais qui connaissent une forte accrétion, tandis que la partie septentrionale du Languedoc-Roussillon subit une forte érosion. Ainsi, dans le « Narbonnais » entre Cap Leucate et Saint-Pierre sur Mer, les seules érosions se rencontrent localement à la hauteur de la zone urbanisée de Port la Nouvelle (-8m/an), en aval dérive de cette localité et de Narbonne Plage, ainsi que sur la plage de Gruissan (-0,5 m/an). Le faible degré d'anthropisation du rivage et les apports fluviaux auraient limité le recul du rivage dans ce secteur (Durand, 1999). Ensuite, le littoral de Saint-Pierre sur Mer au Cap d'Agde connaît un recul contrasté de la ligne de rivage évalué entre -1 et -5 m/an. Au Sud, la stabilité et l'accrétion l'emportent, tandis qu'au Nord le recul est très largement prédominant comme à Vias. Plus au Nord, le lido de Sète entre le Mont Saint-Clair et le Cap d'Agde, est en recul de 28 m en moyenne de 1954 à 1990 (C.E.P.R.E.L, 1995). Enfin, pour le littoral de Sète au Grau du Roi, le recul est prédominant (68% du linéaire côtier), mais de faible ampleur, entre -1 et -5 m/an (Samat, 2007). Les résultats du bilan de l'évolution du trait de côte de 1944 à 1999 (table 2 ; Agence de l'Eau, 2001), confirment l'opposition entre la zone centrale du Cap Leucate au Cap d'Agde où l'érosion, réduite dans le temps et dans l'espace, est beaucoup plus faible que l'accrétion, et les zones latérales au Nord et au Sud, où l'érosion domine sur l'accrétion.

<i>Secteurs</i>	<i>Erosion (%)</i>	<i>Dépôt (%)</i>	<i>Stabilité (%)</i>
<i>L'Espiguette - Frontignan</i>	41	26	32
<i>Frontignan – Cap d'Agde</i>	36	12	52
<i>Cap d'Agde – Narbonne – Cap Leucate</i>	15	44	41
<i>Cap Leucate - Argèlès</i>	49	40	11
<i>Bilan global</i>	32	35	35

table 2. Pourcentage de linéaire côtier en érosion, accrétion et stabilité suivant les grands secteurs du golfe du Lion (Agence de l'Eau, 2001).

## 1.7. Rôle des tempêtes dans l'évolution du littoral

Enfin, à l'échelle évènementielle, Durand, 1999 et Certain (2002, 2005), se sont basés sur une approche analytique pour identifier les processus responsables des mouvements sédimentaires de l'avant côte du lido de Sète. Ainsi, Certain (2002, 2005) a démontré que la mobilité du profil est contrôlée par les événements supérieurs à 4 m, qu'il existe des cycles d'évolution du profil (NOM et OPE) dont les mouvements s'inscrivent dans un comportement pluriannuel. Ainsi, comme Wijnberg (1995) et Ruessink et Kroon (1994), il souligne la nécessité d'analyser plus profondément le rôle de la morphologie héritée dans les processus de migration et de dégénérescence de la barre externe. Il est donc légitime de s'interroger sur la relation entre l'évolution annuelle de profils bathymétriques par rapport aux profils encadrant les tempêtes. A partir de données de terrain et de modélisation numériques, nous nous proposons d'évaluer l'impact des tempêtes sur le secteur d'Argèlès à Port Camargue, en comparant l'impact d'une série de tempêtes d'intensité moyenne mais nombreuses durant l'hiver 1995-1996, à l'impact de la tempête exceptionnelle de Décembre 1997 isolée dans un hiver plutôt calme.

## 2 - Delta du Rhône

### 2.1. Construction géologique et couverture sédimentaire de l'avant côte

Alors qu'aujourd'hui le Rhône actuel est divisé en deux embouchures (Grand Rhône et Petit Rhône), le fleuve et ses embouchures se sont déplacées durant la construction Holocène du delta. L'avancée de la ligne de rivage est connectée avec la progradation de l'embouchure, les apports sédimentaires fluviaux, et le niveau marin (Kruit, 1955, Oomkens, 1970 ; L'Homer et al., 1981 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Vella et Provansal, 2000, Vella et al., 2005). Le déplacement successif des embouchures ont donné des lobes pro-deltaïques hérités comme au niveau de Roustan et d'Orgon (Fig. 16). Ces lobes sont composés de sables grossiers jusqu'à -10 m de profondeur (Blanc, 1997), alors que le reste de l'avant côte est composés de sables moyens à fins. Des silts sont dominantes à des profondeurs supérieures à -20 m, excepté dans le golfe de Beauduc où elles sont observées moins profondément (-10 m environ), car ce secteur correspond à une zone abritée où le matériel fin peut se déposer (Blanc, 1997). Le plateau continental est composé de vases, excepté pour certains secteurs où l'on trouve des sables consolidés vers -80 m environ de profondeur (Aloisi et al., 1977). L'analyse à long terme de la morphologie du delta devrait permettre de distinguer l'influence de la structure sédimentaire interne sur l'évolution de l'avant côte.

La ligne de rivage actuelle s'est mise en place depuis le début du 18<sup>ème</sup> siècle. A la suite d'une importante crue en 1711, le chenal du bras de Fer s'est déplacé vers l'Est pour créer l'actuelle embouchure (Fig. 16) (Maillet et al., 2006 a,b). Depuis 1711, alors que le chenal du Grand Rhône reste identique, le nombre et la localisation des embouchures ont été modifiées par des travaux d'aménagements (Sabatier et Suanez, 2003). Depuis 1892, le Grand Rhône dépose donc ses sédiments au niveau de la même embouchure.

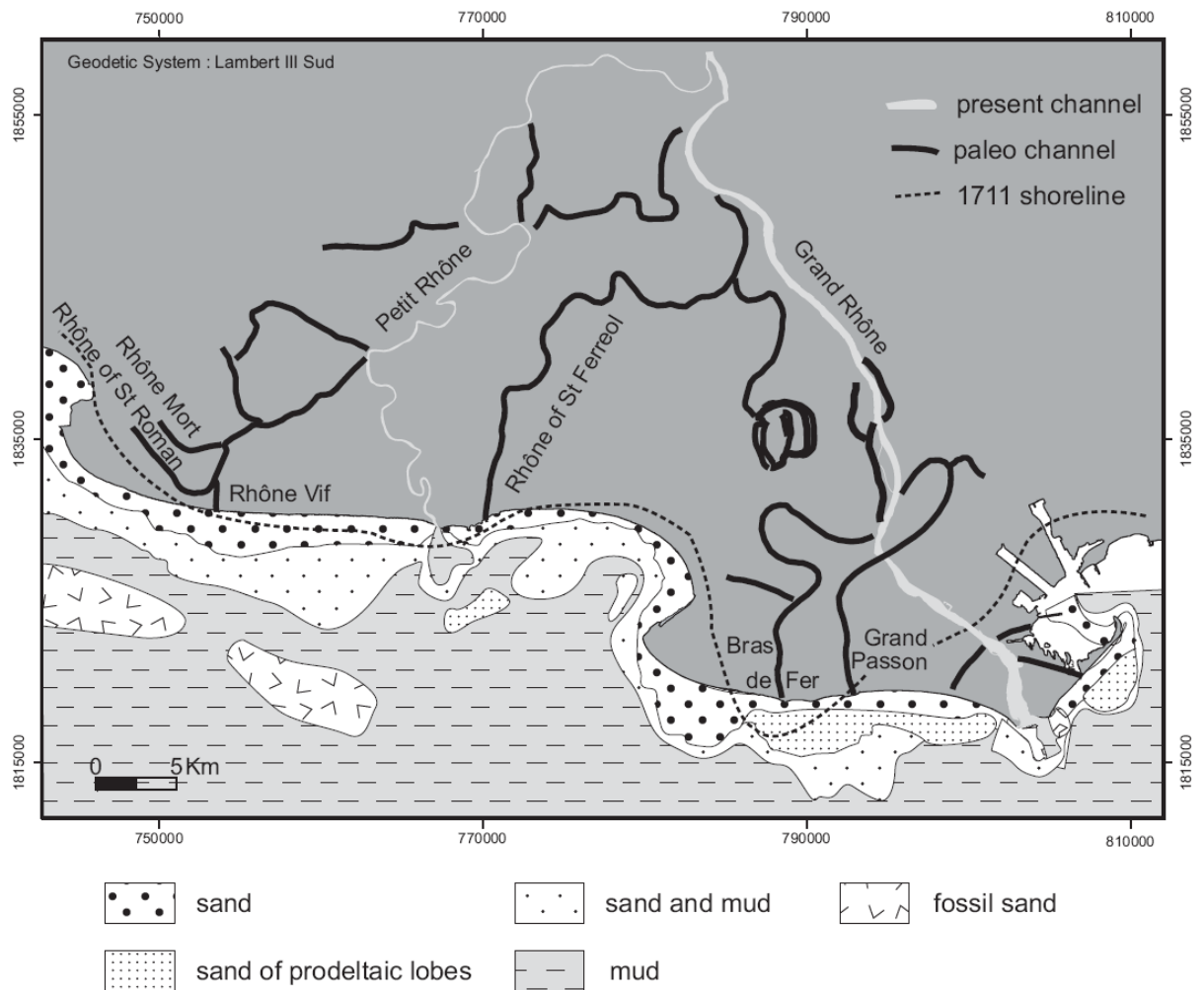


Fig. 16. Déplacement des embouchures (d'après Vella, 2005) et nature des fonds (d'après Blanc, 1997).  
(Sabatier, 2006).

## 2.2. Situation géographique et cadre géomorphologique

Par son dessin lobé, le littoral du delta du Rhône appartient à la catégorie des deltas dominés par la houle (Galloway, 1975). Les plages de sable (D50 d'environ 0,2 mm) sont bordées par un cordon dunaire discontinu et relativement bas, qui jouxte des étangs salés et des lagunes (Photographie 1). La partie submergée de l'avant côte présente un profil à barres d'avant côte (entre 2 à 6) qui correspond au type longshore-Bar-Through » ou « Dissipative » selon la classification de Wright et Wright et Short (1984) (Sabatier, 2001). Longitudinalement, le secteur du Golfe de Beauduc est le plus dissipatif, avec un maximum situé en aval dérive de la pointe. L'extrémité de la flèche de l'Espiguette représente un état intermédiaire, et du Grand Rhône au Grau de la Dent, puis du Pont de Rousty au Rhône Vif, les plages sont moins dissipatives, avec de fortes irrégularités en Petite

Camargue. Cette image révèle l'organisation sectorielle de la morphodynamique côtière, et permet de distinguer trois types de morphologies de l'avant côte du delta.

On distingue tout d'abord dans les zones en accrétion des plages larges (150 à 500 m) en pente faible, avec un cordon dunaire généralement bien développé (3 à 5m). Ces plages sont généralement caractérisées en été par la présence d'une dépression de haut et milieu de plage (bâche) et d'un bourrelet de bas de plage bien développé. En hiver, elles adoptent un profil plus régulier résultant d'une redistribution du bourrelet et d'une accumulation sédimentaire en haut de plage. Leur partie immergée est concave, marquée par une cassure de pente à 10 m de profondeur, avec une partie haute du profil en pente forte (2 %) et rectiligne depuis le rivage jusqu'à la cassure, et une partie basse du profil avec une pente plus douce (0,1 %), légèrement concave, depuis la cassure vers le large. Cette morphologie correspond aux secteurs en accumulation à long terme, au niveau de la Flèche de l'Espiguette (Fig. 17, Profil 222000), de la flèche et du golfe de Beauduc (Fig. 17, Profils : 260000 ; 270000) (Sabatier, 2001).

Ensuite, on distingue des plages étroites et constituées de sable très fin, qui représentent la majorité du Delta du Rhône, et qui sont particulièrement sensibles aux dynamiques marines. Ces profils correspondent aux plages des portions rectilignes du littoral, qui sont en érosion à long terme (Sabatier, 2001), dans les secteurs des salins d'Aigues Mortes (Petite Camargue), des Saintes-Maries-de-la-Mer (Plage Est) et des Salins de Giraud (littoral de Faraman) (Fig. 17). Les profils bathymétriques de ces plages sont rectilignes, à l'exception de la barre d'avant côte, et ont une pente moyenne de 1% (Fig. 17. Profil 245000).

Enfin, entre les secteurs rectilignes en érosion, et des secteurs en courbes en accrétion c'est à dire à l'Est des pointes de Beauduc et de l'Espiguette, et à l'Ouest de la Petite Camargue et de Faraman, on distingue des profils de forme concave en partie haute du profil (entre 0 et 10 m de profondeur, pente moyenne de 0,5 %) et convexe en partie basse de profil (entre 10 et 30 m de profondeur, pente moyenne de 1,5 %) (Fig. 17, Profils : 228000 ; 280000). Localement, ces profils peuvent reposer sur des lobes hérités, comme au niveau du Grau de la Dent sur le lobe du Bras de Fer, dont le démantèlement nourrit depuis le XVIIIème siècle la flèche de Beauduc (Blanc, 1977, Suanez et Bruzzi, 1999 ; Sabatier et al., 2006, 2009).



Photographie 1. Vue aérienne du Delta du Rhône (Petite Camargue). Cliché de la DRELRL.



Photographie 2. Vue aérienne de la pointe de l’Espiguette. Cliché de la DRELRL.



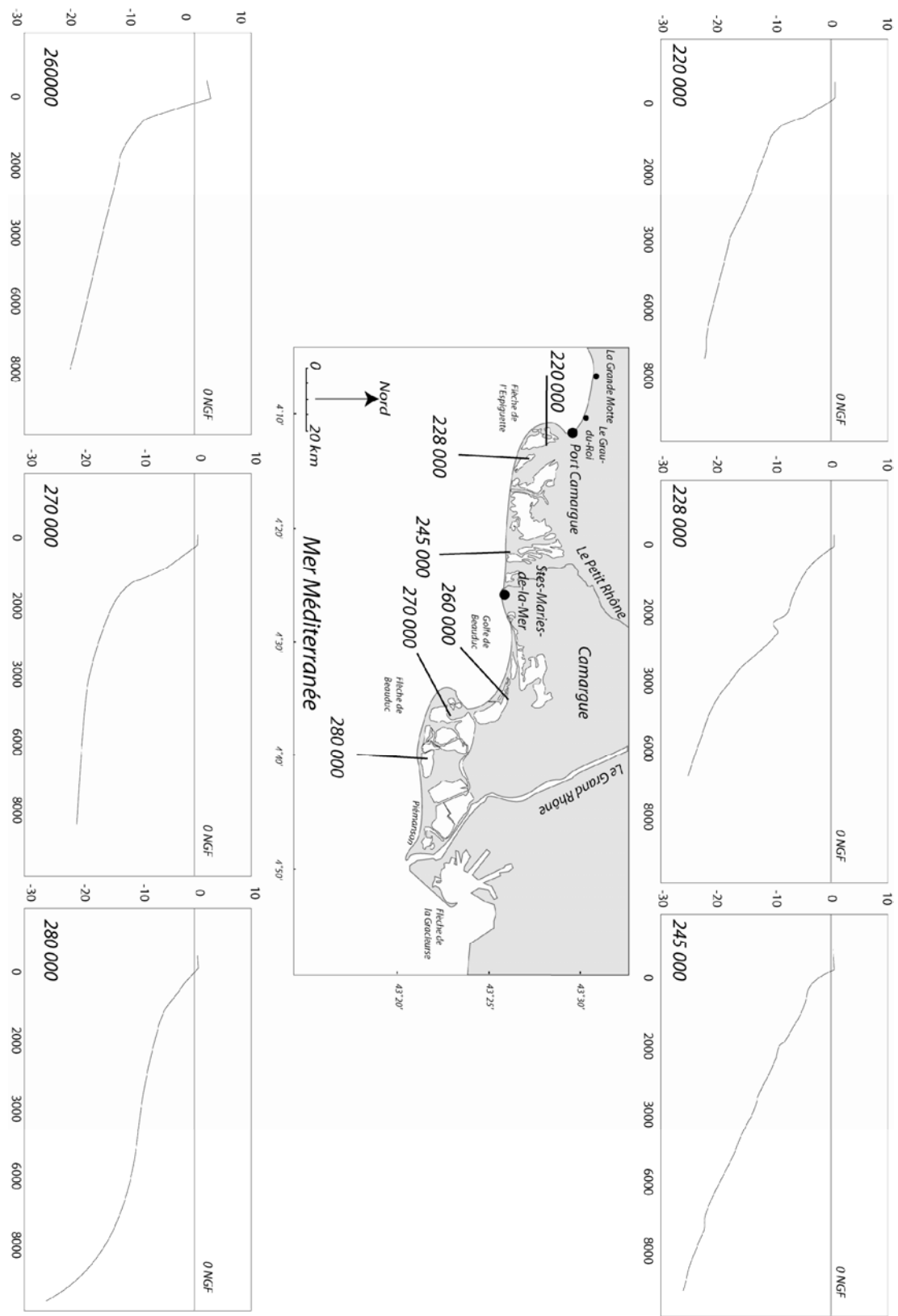


Fig. 17. Carte des profils type dans le Delta du Rhône. (Bathymétrie de 2002, SHOM, base de données Histolit, Numérotation des profils de la DRELR : Distance en mètres par rapport à la frontière Franco-espagnole).



### 2.3. Le Rhône et ses apports solides

Les apports du Rhône représentent actuellement 80 % des apports sédimentaires du Golfe du Lion, les bassins versants pyrénéo-languedociens, beaucoup plus réduits en taille, complétant les apports (Ibanèz et al., 1997). Actuellement, 10-15 % du débit du Rhône est écoulé à la mer par le Petit Rhône, et 85-90 % par le Grand Rhône (Ibanèz et al., 1997). Le débit annuel moyen (enregistrements de 1960 à 1996 mesurés au sommet du delta à Beaucaire) est de 1710 m<sup>3</sup>/s sans tendance significative durant le 20<sup>ème</sup> siècle (Antonelli et al., 2004), mais la fréquence des crues a diminuée depuis le début du 19<sup>ème</sup> siècle (Pichard, 1995), essentiellement en relation avec la fin du Petit Age Glaciaire. Simultanément, le changement d'occupation du sol et la reforestation ont réduit la charge solide (Bravard, 1989). Pour le début, le milieu et la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, le transport en suspension est estimé à 30 Mt / an environ (Surel, 1847 ; Pardé, 1925) ; 13 Mt / an (Sogreah, 1999) et entre 7,4 et 9,6 Mt / an (Antonelli et al., 2002 ; Pont et al., 2002) respectivement. Cette tendance a été accélérée depuis les années 1950 par la construction de barrages et de dragage (IRS, 2000 ; Pont et al., 2002). Durant les périodes de crues, une majorité des sédiments sont fins (Radakovitch, 1998), et sont déposés sur le plateau continental sans alimenter les plages adjacentes (Sabatier et al., 2006, 2009). Les sables les plus grossiers sont déposés sur le delta prodeltaïques entre 0 et -10 m de profondeur (Blanc, 1977 ; Maillet, 2005), et seule une faible partie est redistribuée longitudinalement au littoral au-delà de l'embouchure (Sabatier et al., 2006, 2009).

L'importance des apports en sédiments ainsi que les débits des fleuves est conditionnée par le climat et par l'occupation des sols par l'homme du bassin versant, en particulier à partir du Néolithique (début des défrichements et de la mise en culture). Les variations de ces apports ont induit à plusieurs reprises soit des avancées rapides, soit le déplacement et/ou la multiplication des embouchures, soit la stabilisation, soit le recul du trait de côte (Sabatier, 2001, Berné et al., 2002 ; Vella et al., 2005). Dans ces fluctuations à long terme, le XX<sup>ème</sup> siècle occupe une position particulière : il est caractérisé par un déficit sédimentaire dû à la réduction des apports fluviaux (Fig. 19) (Bravard et Piery, 1993 ; Liebault et Piegay, 2001 ; Pont et al., 2002 ; Antonelli et al., 2004). L'héritage sédimentaire, dont ce siècle bénéficie, est donc en cours de démantèlement et non renouvelable.

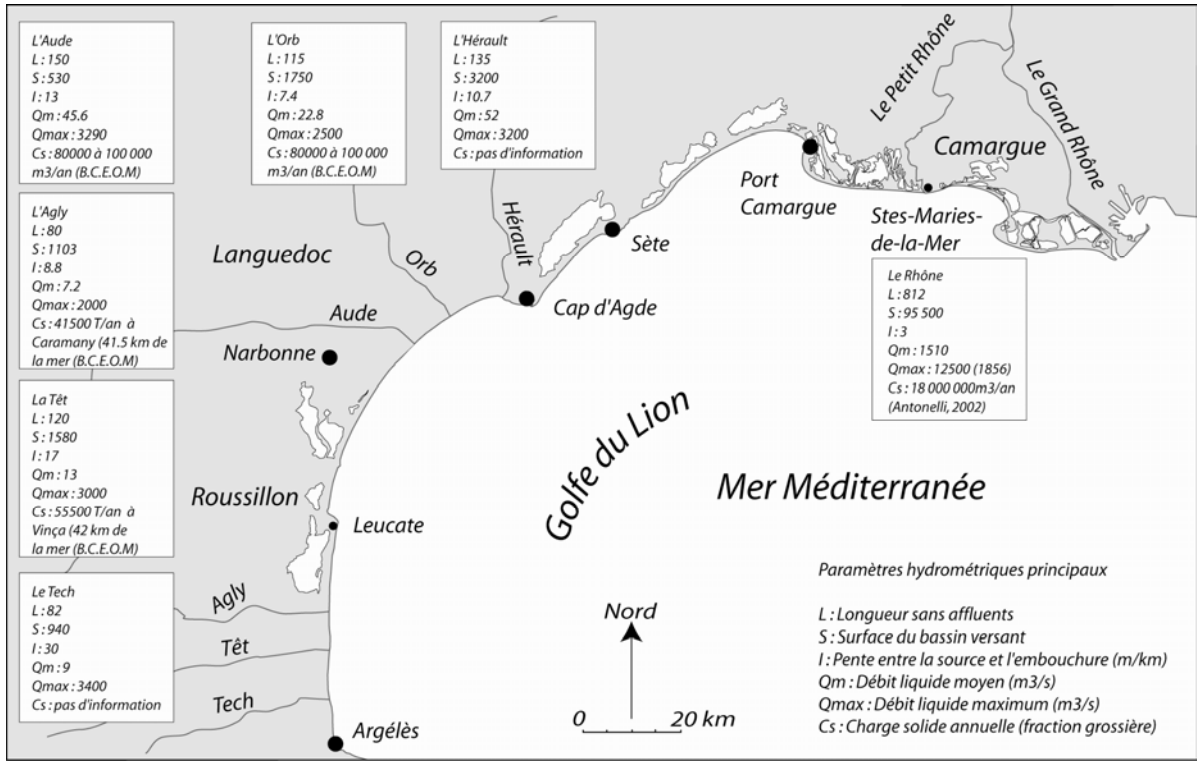


Fig. 18. Carte synthétique des principaux cours d'eau et de leurs caractéristiques dans le Golfe du Lion (Durand, 1999, Certain, 2002, Antonelli 2002).

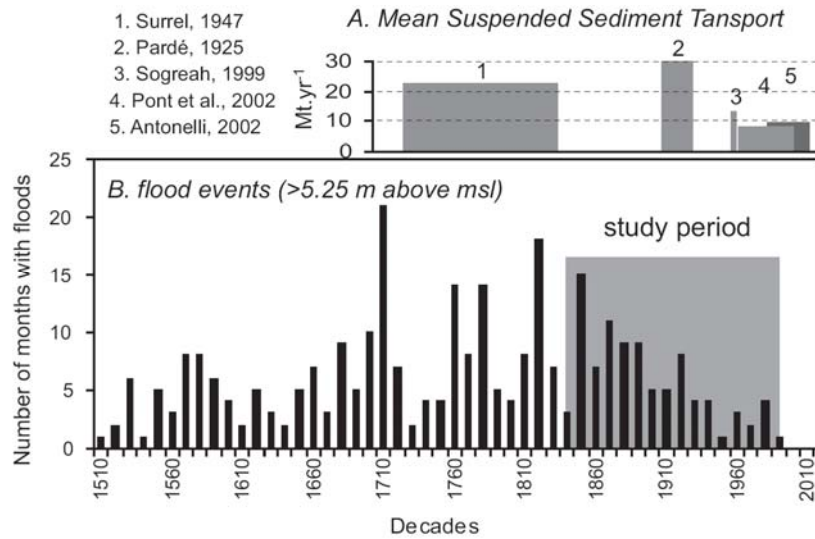


Fig. 19. Diminution du nombre de crues et de la charge en suspension déposée à la mer. A : transport en suspension moyen depuis différents auteurs. B : Fréquence des crues à Arles (Pichard, 1995). (Sabatier et al., 2006).

## 2.4. Houle et Marégraphie

Le rivage du Delta du Rhône connaît un régime microtidal (30 cm en moyenne), et il est essentiellement affecté par les vagues et les courants. Selon la terminologie de Wright et Short (1984), les plages du Golfe du Lion sont de type dissipatives à intermédiaires.

Au large du delta, les vagues proviennent de deux principales directions (Fig. 12. et Fig. 13) La direction la plus fréquente est celle de Sud-ouest (30 % du régime total), mais ces vagues sont généralement de faible énergie avec des hauteurs de 0,5 à 1 m et des périodes de moins de 6 s dans 80 % des cas. Ces vagues sont associées avec les vents de terre de Nord-ouest et Nord-Nord-Ouest (Mistral et Tramontane). Les vagues de Sud-sud-est et Est-sud-est représentent 16 et 11 % du régime total annuel, respectivement. Ces vagues de haute énergie mesurent plus de 2 m dans plus de 40 % des cas, avec des périodes de plus de 6 s dans plus de 25 % des cas. Elles sont associées avec des vents du large depuis le Sud-sud-est au Sud-est, avec des vitesses qui peuvent dépasser 100 km/h et des surcotes de plus de 1 m au dessus du niveau marin moyen. Sur les lobes prodeltaïques, la réfraction des vagues induit une concentration des orthogonales des houles, entraînant une augmentation de l'énergie des houles (Blanc, 1977). L'action des houles entraîne une redistribution latérale des sables, et organise la distribution longitudinale des cellules littorales (Durand, 1999 ; Certain, 2002 ; Sabatier et al., 2003), que nous présenterons dans le paragraphe sur l'évolution séculaire de l'avant côte du delta du Rhône.

La répartition saisonnière des houles montre une augmentation de l'agitation à l'automne, au début de l'hiver (septembre à janvier) et pendant une partie du printemps (avril-mai), alors que les mois d'été (juin à septembre) sont beaucoup plus calmes (Suanez, 1997).

## 2.5. Evolution séculaire de l'avant côte du delta

Comme d'autres deltas dans le monde (Syvitsky et Saito, 2007), le littoral du delta du Rhône est en érosion depuis plus d'un siècle (Sabatier et Suanez, 2003). Le problème actuel de gestion de cette frange littorale est lié à l'occupation et aux activités humaines localisées sur ce littoral en érosion (Suanez et Sabatier, 1999). Dans le détail, le recul est complexe et n'affecte pas l'ensemble de la ligne de rivage, car il est en rapport avec le transit littoral (Sabatier et Saunez, 2003) (Fig. 20). Ainsi, l'action des houles entraîne une redistribution latérale des sables, et organise la distribution longitudinale des cellules littorales (Sabatier et al., 2006 ; 2009), où les secteurs en accrétion (Pointe de l'Espiguette, Golfe et pointe de Beauduc), sont alimentés par des secteurs en érosion (Faraman et Petite Camargue).

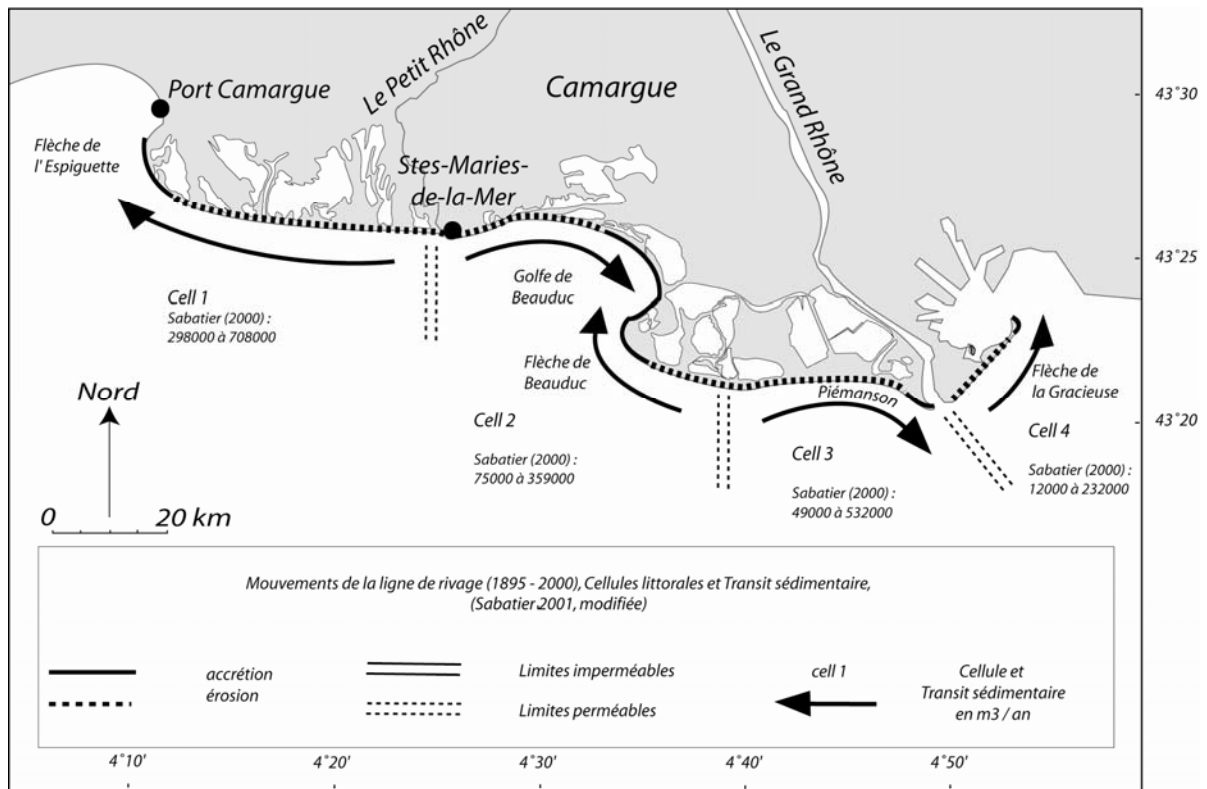


Fig. 20. Carte synthétique du fonctionnement dynamique du delta du Rhône (d'après Sabatier, 2001 ; 2006 ; 2009).

La comparaison des cartes bathymétriques entre 1895 et 1974 (Fig. 21) révèle l'évolution des fonds, où le recul de la ligne de rivage est en relation avec une érosion sous marine, et l'avancée est en accord avec une accumulation sous-marine. Les secteurs en érosion correspondent aux anciennes embouchures et aux secteurs de côte orientés Est-Ouest (Petite Camargue et Faraman). Sur ces secteurs en érosion, les sédiments hérités des lobes prodeltaïques du Petit Rhône et du Bras de Fer, sont déplacés le long du rivage, et alimentent les pointes de l'Espiguette, et le golfe et la pointe de Beauduc (Sabatier et Suanez., 2003). Le budget sédimentaire à long terme (1895 / 1974) entre 0 et - 10 m montre une importante accumulation au niveau de l'embouchure de Roustan ( + 2,49 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> / an +/- 0,25), alors que le reste de l'avant côte à l'Est, moins affecté par les apports fluviaux, montre un budget sédimentaire en légère érosion ( - 0,28 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> / an +/- 0,31), ou en équilibre si on considère les marges d'erreurs (Sabatier et al., 2009).

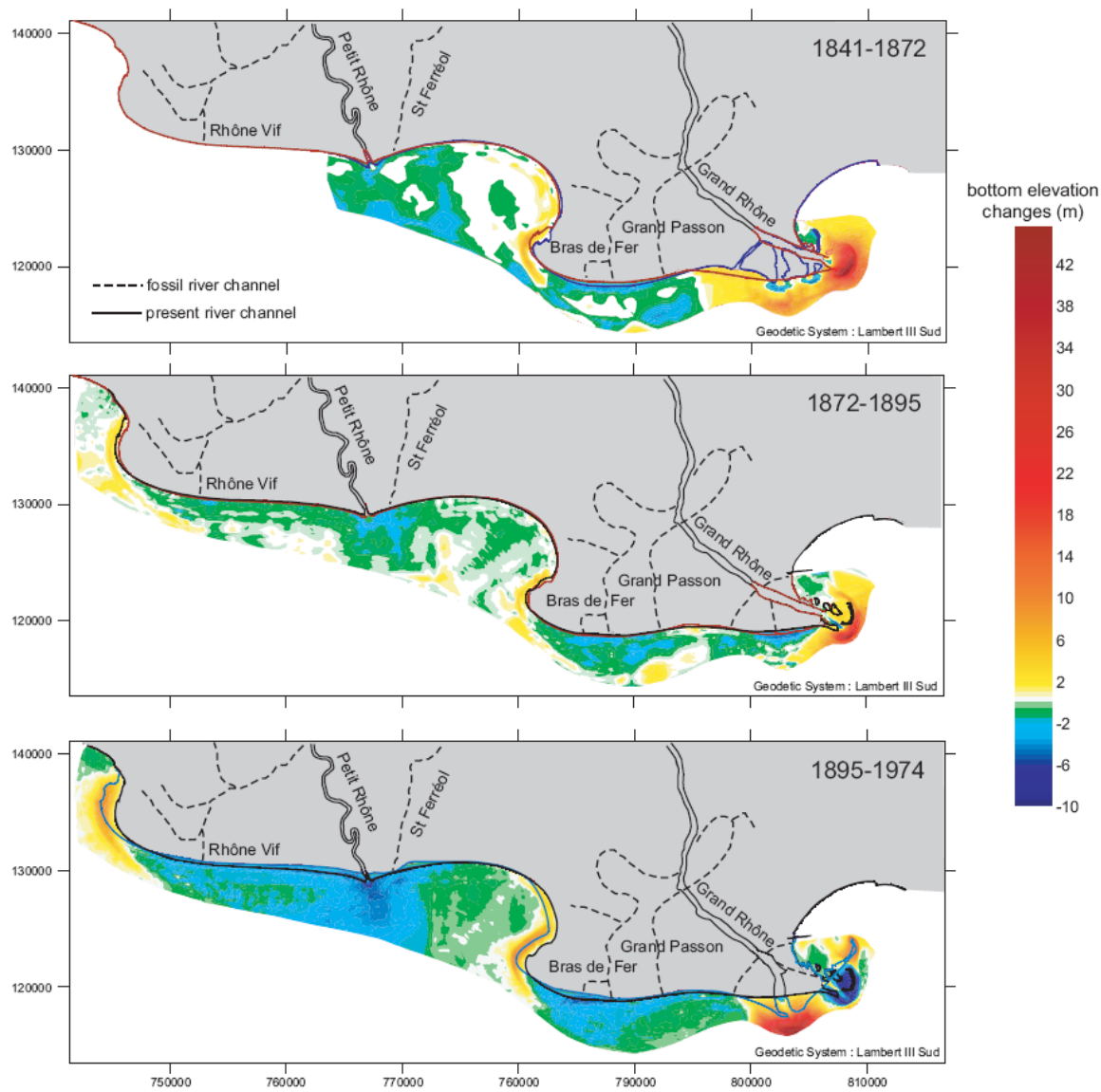


Fig. 21. Evolution bathymétrique de l'avant côte du delta du Rhône, pour trois périodes entre 1841 et 1974 (Sabatier et al., 2006).

### 3 - Travaux d'aménagement du littoral pour la protection côtière du Golfe du Lion

La figure 22 propose une cartographie des principaux ouvrages de protection en enrochement édifiés entre Argèlès et le Grand Rhône (Samat, 2007), et souligne l'importance de ce type de structure. Dans le Languedoc-Roussillon, seules les sections entre cap Leucate et l'embouchure de l'Aude, la partie centrale du lido du Cap d'Agde à Sète, la partie centrale du secteur entre Frontignan et Palavas sont relativement épargnés par les campagnes d'enrochements massifs. Le secteur entre Valras et le Cap d'Agde est largement « artificialisé ». De nombreux épis, brises lames et digues portuaires ont été implantés ainsi que des digues en enrochements pour protéger les campings de la côte de Vias (Photographie 3). Plus à l'Est une nouvelle section très aménagée apparaît avec le Port de Sète et les nombreux ouvrages autour de Frontignan. Enfin, le Golfe d'Aigues Mortes est particulièrement concerné par l'implantation d'ouvrages en enrochements.



Photographie 3. Vue aérienne d'aménagements côtiers dans le Languedoc-Roussillon, au niveau de Vias. Cliché de la DRELRL.



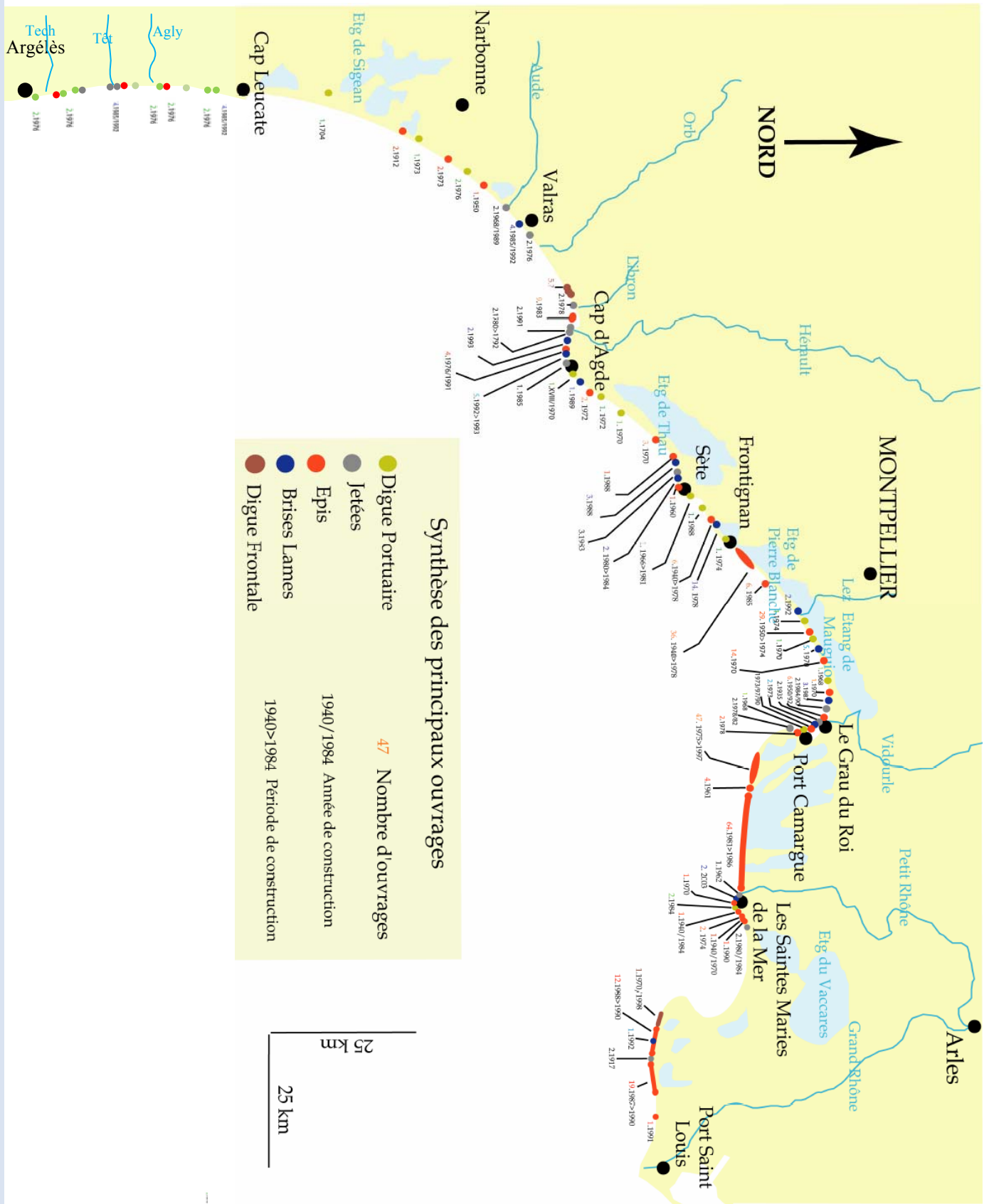


Fig. 22. Localisation et date d'implantation des principaux ouvrages entre Cap Leucate et le Grand Rhône (d'après Samat, 2007).

Aujourd'hui, plus de 80% de la ligne de rivage du delta du Rhône est équipée de structures de protections (Suanez et Sabatier, 1999) (Fig. 22). Le littoral de Petite-Camargue s'est vu doté de nombreuses digues (environ 7 km de longueur) et de 122 épis, construits entre 1984-1986 et 1992-1993. A l'extrémité Ouest du delta, la pointe de l'Espiguette accueille la grande Marina de Port Camargue, construite entre 1968 et 1975.

Le littoral de Faraman est équipé de 32 épis et de digues sur une longueur totale de 4 km, pour protéger l'industrie du sel, localisée en arrière de la ligne de rivage en érosion. Alors que les deux premiers épis ont été installés entre 1941 et 1942, l'intensification des travaux d'ingénierie a commencé depuis 1987. Sur le site de Véran, une digue a été construite sur la dune dans les années 70 pour éviter les inondations de tempête. Le long de ce site, le retrait de la plage était compris entre -3 et -8 m / an (Sabatier et Suanez, 2003), essentiellement du fait d'une augmentation du gradient du transport sédimentaire (Sabatier, 2001). A la suite du recul continu de la plage et d'une tempête cinquantennale en 1997, la digue a été complètement détruite puis reconstruite l'année suivante, au même endroit, mais sous la forme d'une digue frontale de 2,7 km de long. Sans ces aménagements, en 2000 la ligne de rivage aurait été 50 à 100 m à l'intérieur des terres par rapport aux aménagements (Sabatier et al., 2009).

La protection de la ville des Saintes-Maries-de-la-Mer (Photographie 4) a commencé dans les années 1930 avec l'installation de palissades en bois. Cependant, depuis les années 1980, la côte a été uniquement aménagée de structures de défenses dures. Aujourd'hui, la plage possède 3 murs de plages, et 8 épis, auxquels il faut ajouter la marina, construite dans les années 1980. Sans ces aménagements qui ont permis de fixer la ligne de rivage, la moitié de la ville aurait disparu avant 2000 (Sabatier et al., 2009). Cependant, la stabilisation de la ligne de rivage dans ce secteur a entraîné une accélération de l'érosion sous-marine et une augmentation de la pente des profils même pour le littoral en aval dérive (Samat, 2007). Ainsi, ce secteur est stabilisé artificiellement mais reste encore potentiellement en danger. La question de l'augmentation de la pente des profils et de l'énergie dans ce secteur, qui doit être liée aux phénomènes de réflexion des houles sur les aménagements, n'a pas encore été étudiée par des mesures précises (Sabatier et al., 2009).





Photographie 4. Vue aérienne de la ville des Saintes-Maries-de-la-Mer. Cliché de la Division Régionale de l'équipement du Languedoc-Roussillon.

## 4 - Conclusion de la présentation des plages du Golfe du Lion

Les caractéristiques hydro-sédimentaires du Golfe du Lion permettent de comprendre les grandes lignes de son fonctionnement naturel. Au final deux secteurs aux conditions de forçages relativement différentes apparaissent : le Languedoc-Roussillon et le delta du Rhône. Ce dernier subit l'influence des irrégularités d'écoulement de plusieurs fleuves alors que le delta du Rhône est soumis à l'influence exclusive du Rhône. Les vents potentiellement les plus morphogènes proviennent sur les deux secteurs du Nord Ouest et du Sud Est. Les houles principalement bidirectionnelle (Sud Ouest et Sud Est) en Languedoc, se distribuent entre l'Ouest Sud Ouest et le Sud Est sur le Delta du Rhône. Ce dernier présente également des amplitudes de houle aux diverses périodes de retour plus élevées qu'en Languedoc, où les surcotes marines sont en revanche plus fortes.

Finalement la partie Est du Golfe du Lion subit des houles dont les amplitudes aux périodes de retours, sont plus élevées qu'à Sète et à Saint-Cyprien. Leurs directions de propagation relativement étalées entre le SSW et le SE au Cap Couronne s'oppose au caractère bi directionnel des houles à Sète (SW et SE). Le Delta du Rhône semble donc soumis à une diversité et une intensité plus forte des dynamiques de houle.

Si les grandes lignes du fonctionnement à large échelle ont donc déjà été proposées, aucune quantification n'a encore été réalisée et les variations du rivage ne concernent majoritairement que la 2<sup>nd</sup> moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Dans les parties suivantes nous utiliserons donc des données inédites (bathymétries extraites de minutes et cartes marines du SHOM) pour quantifier l'évolution à long terme de ce secteur.

Dans ce travail, la mesure de la mobilité de l'avant côte du delta à long terme, ainsi que l'évolution de l'énergie développée dans le profil de secteurs aménagés ou naturels, offre l'opportunité d'analyser l'impact des aménagements sur la morphodynamique de l'avant côte. Ainsi, l'évolution à long terme des secteurs de Petite Camargue et des Saintes-Maries-de-la-Mer, qui présentent des aspects socio-économiques importants, seront étudiés plus particulièrement. Dans le Languedoc-Roussillon, l'influence des aménagements sera appréhendée par modélisation de tempêtes pour des secteurs naturels et aménagés.

## **Chapitre II - Les plages de poche de Provence**



# 1 - Etat de l'art sur la morphodynamique des plages de poches

Les côtes rocheuses représentent approximativement 80% des côtes mondiales (Trenhaile, 1987). Localement, ces côtes peuvent être découpées de baies de taille variable, encadrées de pointes rocheuses. Les sédiments fournis depuis les reliefs provoquent dans ces baies naturelles la formation de plaines alluviales plus ou moins développées, dont la terminaison aval se manifeste par la présence de plages de sables ou de galets, connues sous le nom de « pocket beach » ou « plages de poche » (Fig. 23).

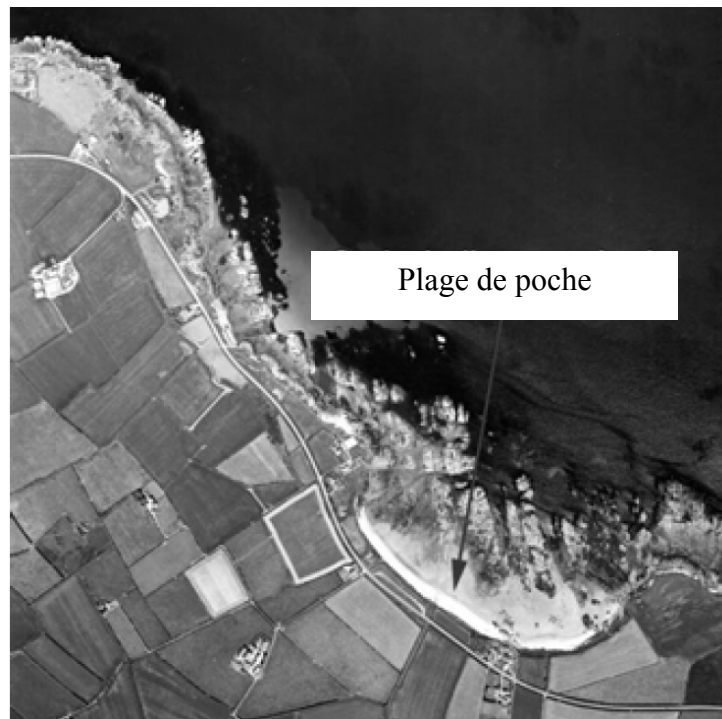


Fig. 23. Photographie aérienne de plage de poche, dont la morphodynamique est contrainte par la structure géologique (pointes rocheuses, roches sous-marines, falaises en arrière plage), (Outer Ards Peninsula, Irlande du Nord ; Jackson et Cooper, 2009).

Ces plages sont des unités sédimentaires littorales meubles, dont les formes, le transport sédimentaire et la morphodynamique sont essentiellement contrôlées par la, ou les pointes rocheuses qui les délimitent (Dehouck, 2006). En effet, ces pointes : réduisent l'agitation au rivage par phénomène de réfraction et de diffraction, contrôlent structurellement la forme et la dimension des plages, ainsi que l'origine des sédiments en bloquant les sorties/entrées longitudinales de sédiments.

## **1.1. Des milieux de faible énergie**

Les caps rocheux qui encadrent les plages de poche ont une influence sur la réfraction, la diffraction et l'atténuation des vagues. En effet, lorsque qu'une vague du large pénètre dans une baie, son énergie est redistribuée le long de la ligne de rivage. Ainsi, plus le rapport entre la distance qui sépare les pointes qui protègent la plage et la longueur de la ligne de rivage est important, plus l'énergie distribuée à la côte est réduite (Bishop, 1983). Par conséquent ces plages de poche sont des systèmes sédimentaires relativement « fermés » car ils sont abrités des houles du large, ce qui les diffère des plages « ouvertes » (Hegge, 1996). Dans la majeure partie des cas, elles ont un caractère exclusivement réfléchissant selon la classification de Short et Wright (1984).

## **1.2. Equilibre de la ligne de rivage avec les houles dominantes**

Une des principales caractéristiques des plages de poches se matérialise par la correspondance entre la forme et l'orientation de la ligne de rivage avec les houles dominantes diffractées par les pointes rocheuses (Davies, 1958) (Fig. 24) (Silvester and Hsu, 1993). Ce concept d'équilibre de la forme du rivage avec les conditions d'agitation a fait l'objet de nombreuses études morphodynamiques (Le Blond, 1979 ; Kellin et Menezes, 2001), et d'ingénierie (Silvester, 1960 ; Moreno et Krauss, 1999). Ainsi, différentes formules ont été proposées à partir de modèles statiques (Hsu et al., 1987), de modèles basées sur des spirales logarithmiques (Yasso, 1965 ; Silvester, 1970), et de modèles paraboliques (Hsu et Evans, 1989 ; Hsu et al., 2004). Ces modèles ont été analysés et discutés par Gonzales et Médina (2001), Klein et al., (2003), et récemment par Jackson et Cooper (2009). Si l'ensemble de ces auteurs admettent que ces équations peuvent refléter localement l'état de certaines plages, ils critiquent aussi la validité des résultats obtenus. En effet, il existe des limitations d'application liées tout d'abord à la difficulté de définir précisément un point de diffraction des vagues qui conditionne grandement la forme de la ligne de rivage modélisée, ensuite à la mobilité importante et localisée de la ligne de rivage lors d'excès ou de déficits sédimentaires comme au niveau d'embouchures, et enfin au contrôle géologique qui éloigne la forme de la ligne de rivage d'un équilibre traduit par une seule équation mathématique.

## **1.3. Faiblesse du transport longshore**

Comme la ligne de rivage des plages de poche est globalement en équilibre dynamique avec les conditions hydrodynamiques, la réfraction est telle que les vagues arrivent sur l'entière périphérie de la plage sans aucune incidence (Silvester, 1960) (Fig. 24). Le résultat est l'absence de transport longshore dominant. Lors d'une variation du bilan sédimentaire des plages ou des conditions d'agitation, la ligne de rivage s'adapte aux nouvelles conditions, avec une redistribution des sédiments le long du rivage, jusqu'à ce qu'elle retrouve un nouvel équilibre statique (Short, 1999).

Cette adaptation a été démontrée sur de nombreux sites, par la rotation du trait de côte en réponse à une modification de l'incidence des vagues qui peut être saisonnière ou sur de longues périodes allant jusqu'à 20 ans (Bird, 1993, Shyu-Ming and Komar, 1994 ; Short, 1999, Anthony, 2002). Dans ce dernier cas cependant, le transport longshore est bloqué par les pointes rocheuses qui encadrent les plages, lorsqu'elles s'enfoncent plus profondément que la profondeur d'action des houles sur le fond. La côte forme donc des pièges d'où le sable ne peut s'échapper latéralement. Les plages de poche sont donc des unités sédimentaires quasi indépendantes, et les sédiments dont elles sont composées sont caractéristiques des apports terrigènes de leur bassin versant correspondant.

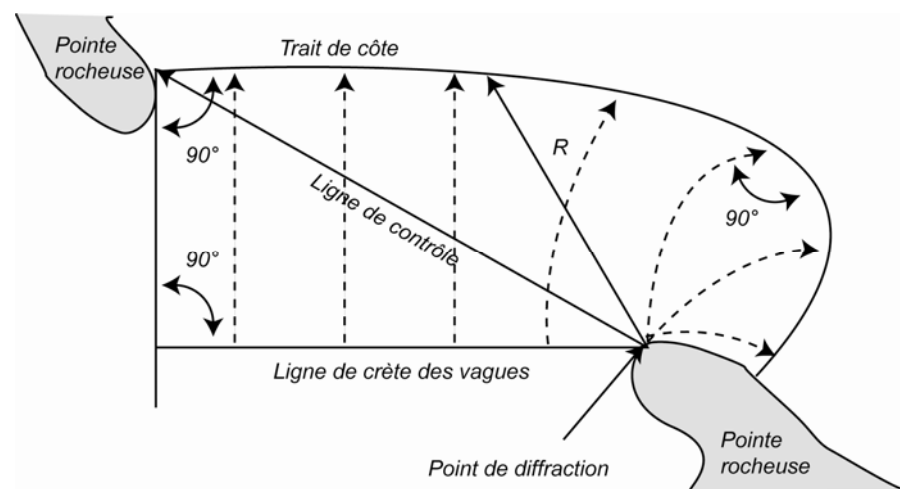


Fig. 24. Propagation de la houle dans les plages de poche (Silvester and Hsu, 1993). Quelle que soit la direction de la houle, l'angle d'incidence des houles est faible ce qui engendre une dérive littorale réduite et permet aux processus cross-shore de se distinguer.

Si les plages de poches ont fait l'objet de nombreuses études concernant l'influence des pointes rocheuses sur le contrôle de la ligne de rivage (Gonzales et Médina, 2001 ; Klein et al., 2003 ; Jackson et Cooper, 2009), en revanche l'influence du substrat dans la morphodynamique des fonds des plages n'a pas été étudiée à notre connaissance, certainement du fait de la difficulté de généraliser une théorie à un ensemble de plages de poches car elles sont toutes particulières. Dans ce travail nous essaierons donc d'identifier et d'estimer l'influence du substrat dans la morphodynamique à long terme des plages de poche de Porquerolles.

## **2 - Sélection et localisation des plages de poches étudiées**

Dans l'optique de mesurer l'évolution « naturelle » des plages de poche de Méditerranée Française à long terme, nous ne prendrons en compte que les plages pour lesquelles l'influence anthropique est limitée, que ce soit directement sur la plage (rechargements ou prélèvement de sables, digues portuaires), ou indirectement sur son bassin-versant (urbanisation, changement d'occupation du sol). Nous ne prendrons pas non plus en compte les plages directement influencées par les apports fluviaux, ou contrôlées par un transit littoral important, comme les grandes plages de Fréjus, de Pampelonne (entre le cap Camarat et le Cap de St Tropez), ou de l'Almanarre à l'Ouest de la presqu'île de Giens. Au final, les plages « naturelles », ou plutôt sans influence anthropique forte ne représentent qu'une très faible partie du littoral entre Martigues à Menton (vingtaine de sites).

Ainsi, 20 plages de poches réparties sur cinq sites de la Côte Bleue à la presqu'île de St Tropez ont été sélectionnés pour leurs caractéristiques morphodynamique « naturelles » et la disponibilité des données cartographiques et marégraphiques à long terme (Fig. 25). A l'Ouest de la Provence, nous avons sélectionné les plages de St Croix sur la Côte Bleue et de l'Arène à Cassis. Au Nord-Est de la rade d'Hyères, nous étudions les plages de La Léoube, Estagnol, Grand Jardin, Cabasson et Brégançon. Sur l'île de Porquerolles nous étudions les plages du Langoustier, d'Argent, de La Courtade, et de Notre Dame. Sur la côte du Massif des Maures à l'Est du Lavandou nous étudions les plages de La Fossette, d'Aigue Belle, de Pramousquier, du Canadel et du Rayol. Enfin sur la presqu'île de Saint Tropez les plages de la Briande, du Cap Taillat Nord et Sud, et de la Moutte ont retenu mon attention.



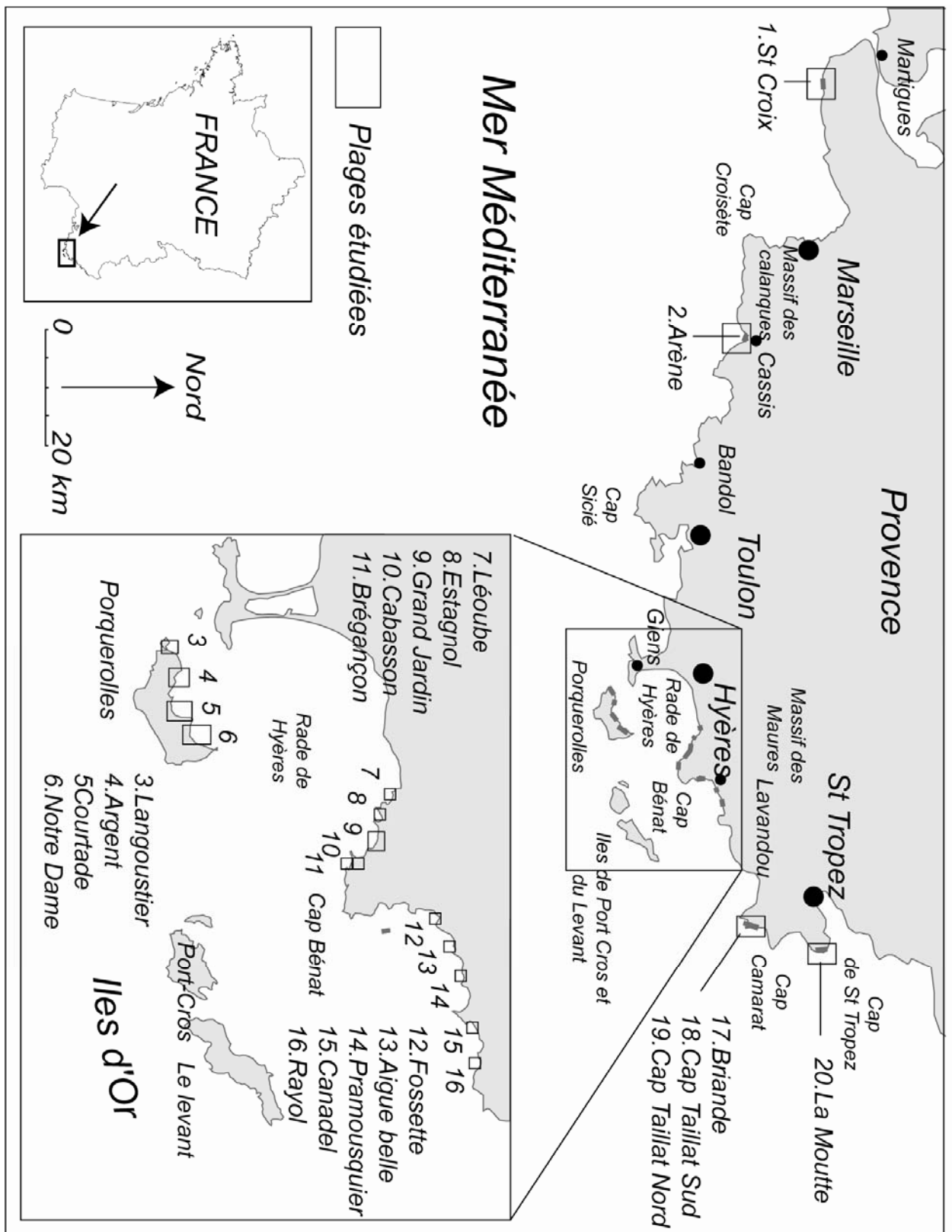


Fig. 25. Carte de localisation des plages de poche étudiées.

### **3 - Etat de l'art sur l'évolution géomorphologique à long terme des plages de poches « naturelles » de Provence**

Concernant les plages de poche « naturelles » de Provence, à notre connaissance aucune étude n'a porté directement sur leur évolution morphodynamique à long terme, ni sur l'impact de la montée de la mer. En effet, alors qu'il existe de nombreuses études privées et publiques sur l'impact d'aménagements côtiers construits sur différentes plages de Provence, les études des plages de poche « naturelles » ont fait seulement l'objet d'études sédimentologiques (Blanc, 1957, 1995 ; Jeudy de Grissac, 1975), archéologiques (Long, 1997, 2004 ; Borréani, et al., 1986, 1992), et floristiques avec l'étude de l'évolution des herbiers à *Posidonies* (Boudouresque, 1982 ; Charbonnel, et al., 1995 ; Ganteaume, et al., 2005). Ainsi, à la différence d'autres sections du littoral Méditerranéen Français comme le Delta du Rhône, ou le Languedoc-Roussillon, pour lesquelles nombre d'études géomorphologiques ont été menées, l'évolution des plages de poches naturelles de Provence reste relativement peu documentée.

### **4 - Contexte morpho-lithologique**

Le littoral Provençal étudié de Martigues à St-Tropez, se compose essentiellement de côtes rocheuses, avec à l'Ouest la Provence calcaire entre Martigues et la presqu'île de Giens, et à l'Est la Provence cristalline entre la presqu'île de Giens et St-Tropez. Ce contexte lithologique et structural produit une dizaine de golfes et de baies (Fig. 26), qui abritent des plages de poches qui alternent avec des pointes rocheuses.

Deux plages étudiées se localisent sur la frange littorale de la Provence calcaire: la plage de Sainte-Croix sur la Côte Bleue, et la plage de l'Arène à l'Est de Cassis. Ces plages ferment des vallées allongées et étroites entaillées à même le substrat et partiellement ennoyées par la mer, ce sont des plages de calanques. Mais la majorité des plages étudiées (18/20) se localisent en bordure de la Provence cristalline, plus précisément à la limite méridionale du Massif des Maures, composé de terrains métamorphiques et éruptifs (Fig. 27). Le contexte structural de ce massif est le résultat de deux orogénèses différentes (Notice géologique de la carte géologique). L'orogénèse hercynienne, il y a 300 millions d'années, a donné naissance à de grands plis isoclinaux à l'échelle de la région. L'ensemble a été plissé et schistosé, constituant une grande partie du stock lithologique, et des fossés d'effondrement de direction Nord-Est / Sud-Ouest se sont formés. Puis durant 50 millions d'années ce massif est érodé pour constituer un socle qui sera ensuite recouvert par la mer. Durant l'orogénèse provençale (il y a 25 millions d'années) le massif est ré-exhaussé et une poussée Sud-Ouest fait rejouer le réseau de failles Est-Ouest de façon senestre. Ces déplacements expliquent les décalages

observables entre les couches du continent et celles des îles (Fig. 27). Enfin, au cours du Quaternaire, ce relief sera ensuite érodé et disséqué par le réseau hydrographique, et Porquerolles qui formait alors une crête rattachée au Massif des Maures est devenue une île il y a 10 000 ans avec la remontée du niveau marin.

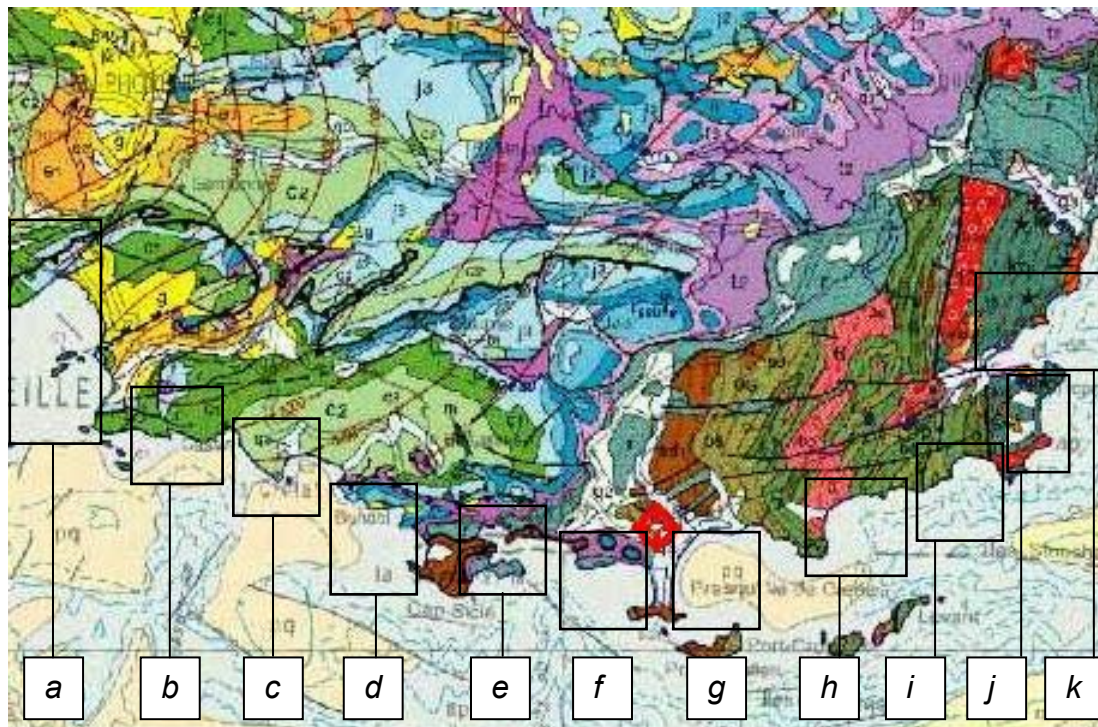


Fig. 26. Carte géologique de la région Provence, avec à l'Ouest la Provence Calcaire en couleurs vert clair et bleu, à l'Est la Provence Cristalline en couleurs rouge et vert foncé. Cadres : principaux golfes et baies abritant les plages de poche de Provence : (a) baie du Prado, (b) de Cassis, (c) de la Ciotat, (d) de Bandol - Sanary, (e) de Toulon, (f) de Giens, (g) d'Hyères, (h) de Bormes, (i) de Cavalaire, (j) de Pampelonne, (k) de Saint Tropez.

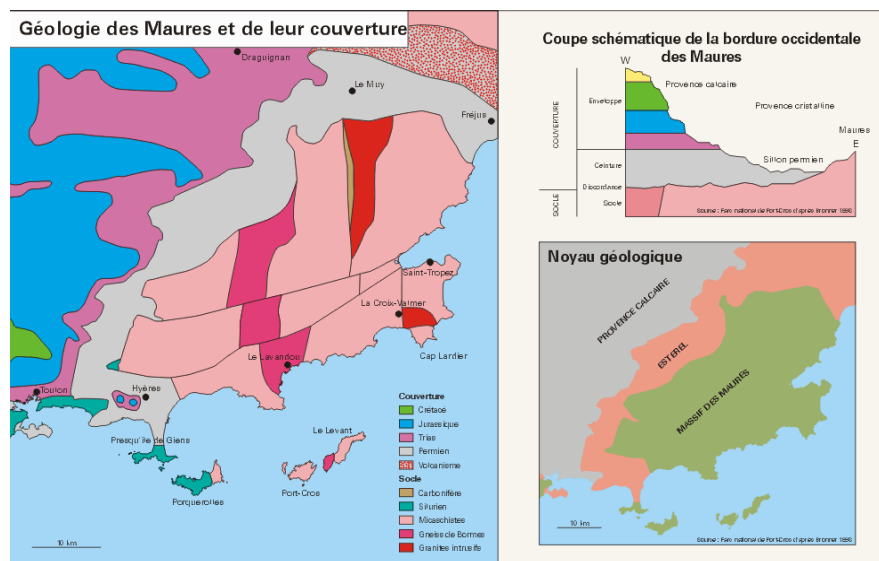


Fig. 27. Carte géologique du Massif des Maures (source : site internet du Parc National de Port-Cros).

Le découpage du littoral de Provence hérité de l'histoire géologique, est un facteur essentiel dans la mise en place et le fonctionnement des plages de poche. Par exemple, l'île de Porquerolles se distingue par sa forme particulière en croissant car elle dessine un arc d'environ 7 km de développement d'Ouest en Est à concavité tournée vers le Nord. Les strates décrivent une courbe régulière d'une extrémité à l'autre de l'île : N-S à l'Est, W-ESE à l'Ouest. Il s'agit d'un pli plurikilométrique qui correspond à un cylindre incomplet dont l'axe se prolonge vers le NNW. Compte tenu de l'âge relatif des strates, plus ancien au Sud et plus jeune au Nord, ce pli est par définition, un vaste synclinal matérialisé en plan par la forme de l'île (Bronner, et al., 1971). Comme l'orientation des plages est contrôlée par les pointes rocheuses qui les encadrent, les lignes de rivage suivent aussi l'organisation structurale de l'île, et s'orientent parallèlement aux strates en redessinant la forme de croissant tourné vers le Nord (Fig. 28).

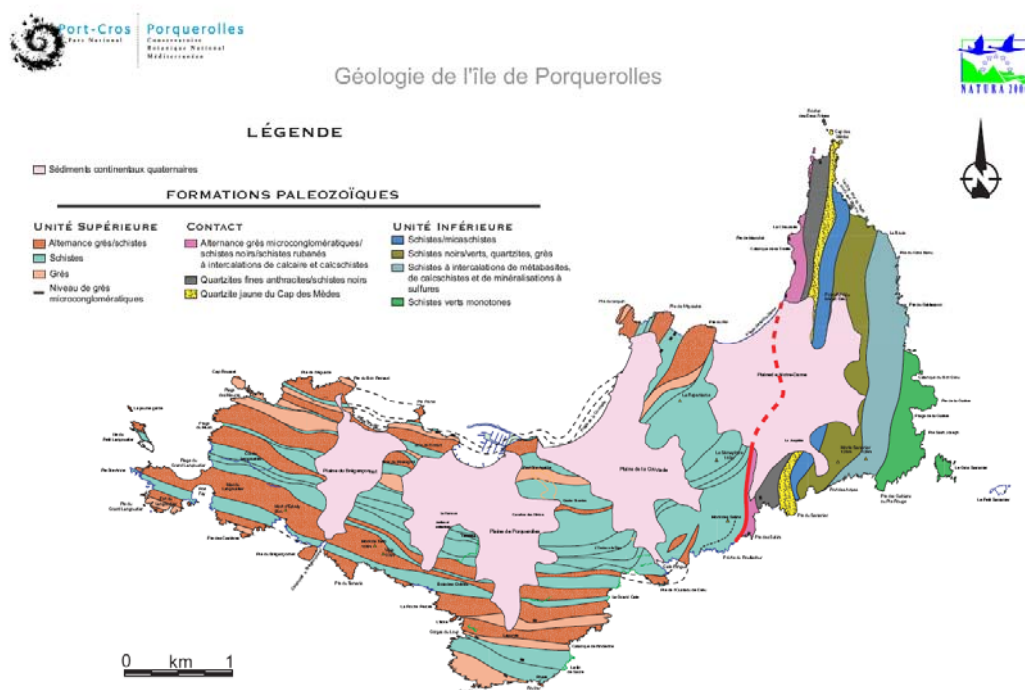


Fig. 28. Carte géologique de l'île de Porquerolles. La ligne de rivage des plages reflète l'organisation synclinale de l'île. On observe que les strates des pointes rocheuses qui encadrent les plages se relient en mer parallèlement aux lignes de rivage (trait pointillés). (source : Parc National de Port Cros)

Les plages de poche étudiées représentent les limites terre/mer de cônes de déjections et colluvions retenus dans les échancrures des zones rocheuses (Borréani et al., 1992) (Fig. 29). Par exemple, on trouve en arrière des plages du massif des Maures, d'épais épandages pléistocènes continentaux directement au contact du substrat (Borreani, et al., 1986 ; 1990, Provansal, 1991). Ces dépôts correspondent à des formations périglaciaires solifluées mises en place au cours des différentes phases froides du Quaternaire en position basse des versants (Borreani, M., et al., 1986).



Ils sont caractérisés par des dépôts de couleur rouge, dans lesquels alternent irrégulièrement des niveaux sableux très évolués et indurés avec des niveaux plus grossiers, dont la part de sables, cailloux et limons est extrêmement variable entre les plages (Photographie 5). Ces formations superficielles occupent l'ensemble des plaines et remplissent de larges talwegs qui passent sous les plages actuelles où ils sont recoupés en falaises vives (Borreani, et al., 1986). Ces falaises peuvent barrer la quasi-totalité de l'arrière plage comme sur les plages de Porquerolles, et être recouvertes localement par des dunes fossiles wurmiennes (Blanc et Bonifay, 1957) (plages du Nord-est de la rade d'Hyères : La Léoube, L'Estagnol, Grand Jardin, Cabasson). Au cœur et aux extrémités de ces falaises meubles on observe des affleurements du substrat dont la plus forte résistance à l'érosion entraîne progressivement leur mise en saillie sur les plages.



Photographie 5. Falaise vive en arrière de la plage d'Argent (secteur Ouest), qui laisse apparaître plusieurs niveaux de granulométrie différents.

La nature et l'épaisseur de ces falaises varie d'un à plusieurs mètres d'épaisseur suivant la nature du substratum et la topographie locale, mais sur toutes les plages, la fraîcheur de ces falaises et la nature des sédiments présents sur les plages qui coïncident généralement avec la composition de ces escarpements, démontre qu'elles peuvent fournir du matériel aux plages. Le recul des falaises s'effectue par la création d'une encoche d'érosion au pied de l'abrupt par les vagues. La mise en porte-à-faux de la partie supérieure du versant répond alors à l'appel du vide et finit par s'écrouler. Le recul peut s'effectuer plus rarement par glissement et par éboulement suite à de fortes pluies hivernales. Une fois dégagés de leur matrice argilo-limoneuse, les éléments les plus grossiers très hétérométriques (allant des sables fins au bloc décimétrique), alimentent les plages, tandis que les particules les plus fines sont exportées en suspension vers le large. Cependant ces falaises bloquent

aussi la migration vers la terre du système plage (Fig. 29), en particulier lorsqu'elles sont totalement nettoyées et qu'elles laissent apparaître la roche mère, c'est pourquoi ces plages sont généralement étroites.

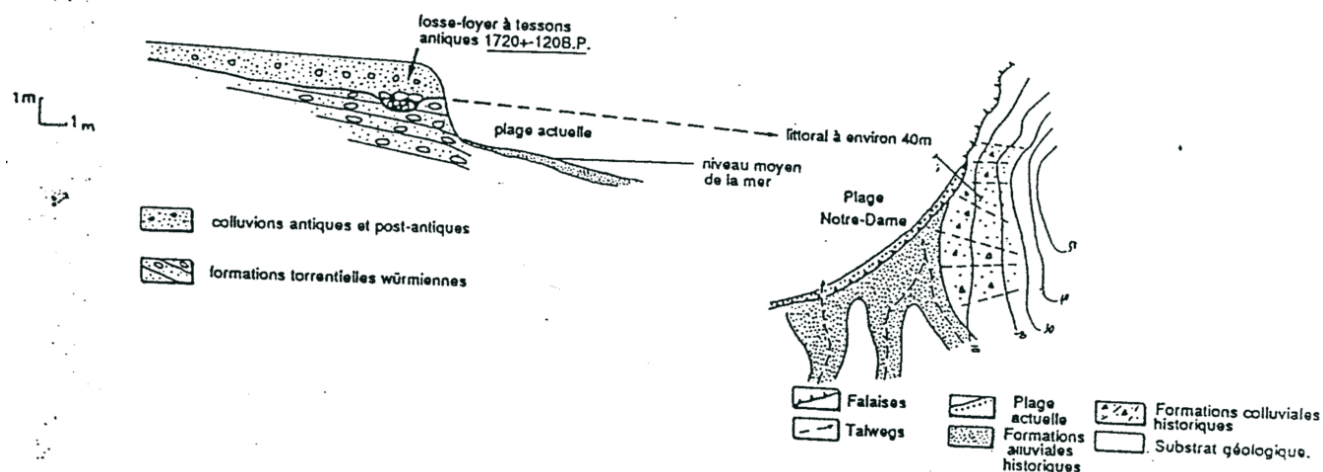


Fig. 29. Coupe de micro-falaise vive en arrière de la plage de Notre Dame (Borréani et al., 1992).

Si le contrôle structural est bien visible dans le dessin des lignes de rivage, et a été abondamment étudié dans la littérature, son rôle sur le prisme littoral est relativement peu connu hormis pour l'avant côte profonde et le plateau continental (Berne et al., 2005). A compter du 1<sup>er</sup> chapitre de la 3<sup>ème</sup> partie, nous chercherons à définir l'influence du contrôle structural dans le profil bathymétrique à partir de profils de sismique réflexion sur trois plages de Porquerolles.

## 5 - Forçages météo-marins

### 5.1. Conditions hydrodynamiques au large

#### 5.1.1 Régime des vents

La zone d'étude présente un caractère de transition entre le régime de vent du Golfe du Lion à l'Ouest, et le régime des vents de la côte d'Azur à l'Est. Cette transition est illustrée par la rose des vents des stations météorologique de Marseille, d'Hyères et du Lavandou (Fig. 30) qui mettent en évidence une distribution bimodale des vents en fréquence comme en intensité: avec le secteur Ouest Nord-Ouest, souvent associé aux régimes de Mistral, et le secteur Est, associé aux perturbations météorologiques de la dépression du Golfe de Gênes.

Dans la zone de Marseille, le régime des vents est proche de celui qui règne sur l'ensemble du Golfe du Lion, qui se caractérise par la prédominance du Mistral, soufflant généralement fort du Nord-Ouest, et d'un vent de mer, le marin qui souffle du Sud-est. Pour les côtes de Provence, du Cap Sicié à la frontière Italienne, la fréquence des coups de vents diminue de moitié par rapport au Golfe du Lion, et les vents proviennent aussi de deux directions opposées, mais ils s'infléchissent en suivant l'orientation de la côte en raison de l'influence des reliefs.

Au centre de l'espace étudié (plages de la Rade de Hyères), l'analyse des directions tri-horaires du vent à la station d'Hyères de 1966 à 2008 montre que le vent provient essentiellement depuis le secteur NW et du secteur E. Le vent de NW (300-330°) et de Nord (340-20°) domine en soufflant 44% du temps. Il s'agit du Mistral qui balaye les secteurs Ouest à Nord avec des vents moyens forts (6,14 m/s de force moyenne depuis le secteur Ouest) et en rafales (maximum de 24 m/s depuis le Nord-Ouest). Le vent d'Est atteint une vitesse moyenne comparable à celle du Mistral (5,8 m/s en moyenne et 23 m/s en rafales), mais il est trois fois moins fréquent (12,3% du temps), et moins variable en direction (provenance des secteurs de 70 à 110° maximum). Les autres secteurs comme les vents du Sud et du Nord-est sont beaucoup moins fréquents (autour de 10 % du temps) et environ deux fois moins forts que les coups d'Est et de Mistral.

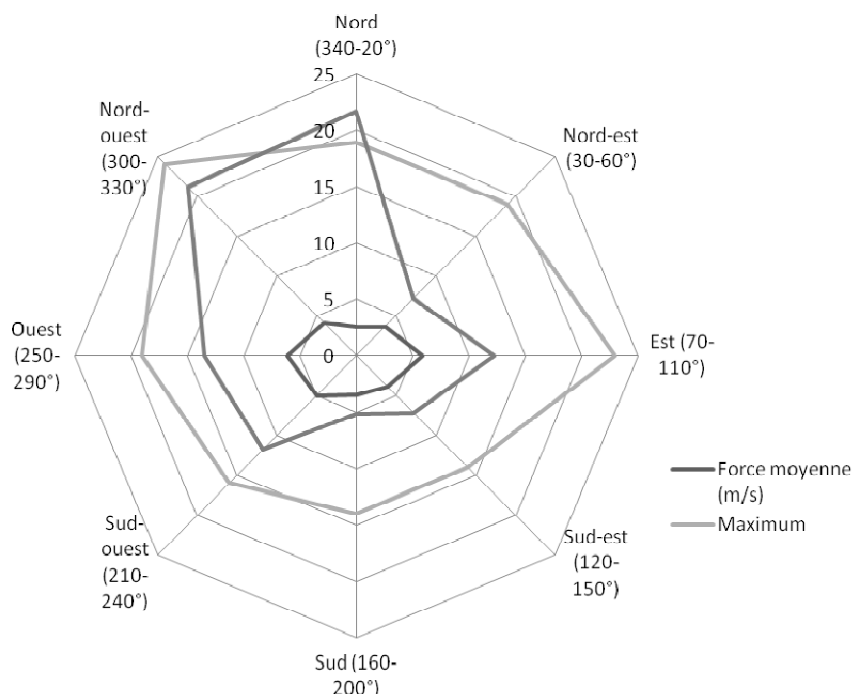


Fig. 30. Rose des vents à la station de Hyères 1966-2008 (part du temps en pourcentage des vents par secteurs à la station d'Hyères de 1966 à 2008 Source : Météo France, traitement : R. Capanni, thèse en cours).

### 5.1.2 Houle au large

Au large (Fig. 31), les vagues proviennent de deux principales directions. La direction la plus fréquente est celle de Sud-ouest (40 % du régime total), mais ces vagues sont généralement de faible énergie avec des hauteurs de 0,5 à 1 m et des périodes de moins de 6 s dans 80 % des cas. Ces vagues sont associées avec les vents de terre de Nord-ouest et Nord-Nord-Ouest (Mistral et Tramontane). Les vagues de Sud-est sont moins fréquentes car elles représentent seulement 25 % du régime total annuel, mais elles mesurent plus de 2 m dans plus de 40 % des cas, avec des périodes de plus de 6 s dans plus de 25 % des cas. Elles sont formées par les vents du large depuis le Sud-sud-est au Sud-est, et sont accompagnées de surcotes de plus de 1 m au dessus du niveau marin moyen. Dans l'année, le climat de houles se répartit inégalement entre une période hivernale regroupant les plus fortes tempêtes s'étendant d'Octobre à Mars, et une période estivale, d'avril à Septembre, durant laquelle les hauteurs sont 99% inférieures à 3 m (Géomer, 1996).



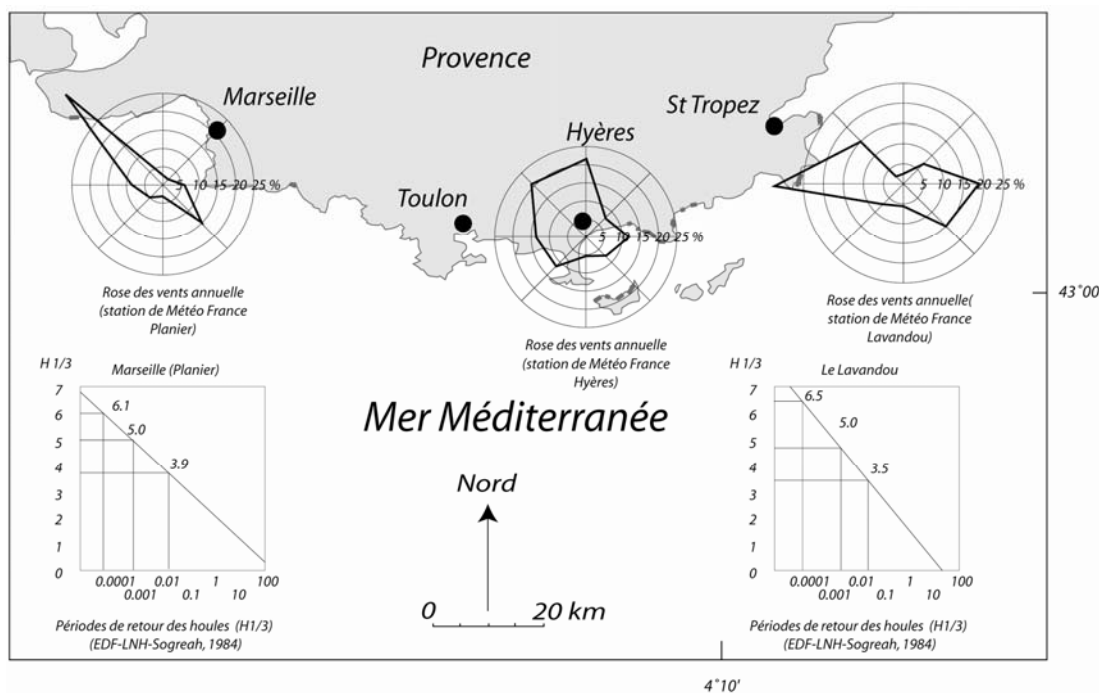


Fig. 31. Forçages météo-marins à l'échelle de la zone étudiée. Vents mesurés à Cap Couronne, Hyères et au Cap Bénat. Houle mesurée au Planier et au Lavandou. Source : CETMEF, LNH (Catalogue sédimentologique des côtes de France).

## 5.2. Conditions hydrodynamiques à la côte

Même si les observations des stations météorologiques de Marseille, Hyères ou du Lavandou permettent de définir un climat d'agitation local, elles ne peuvent refléter précisément les conditions d'agitations au niveau des plages étudiées. En effet, le caractère très découpé de la côte, les variations d'orientation des nombreuses baies et la protection qu'assurent les caps rocheux, modifient et réduisent de façon très sensible le régime des houles et des vents par rapport au large, et d'une plage à une autre (Blanc, 1957). La protection qu'assurent les îles et les caps rocheux est illustrée par des modélisations de hauteur de houle par secteurs d'agitation (Fig. 32), réalisée avec le modèle REF.DIFF, et disponibles quotidiennement de Toulon à Marseille (17 des 20 plages étudiées) sur le site internet Surf Ouest. D'après ces modélisations on observe, une protection de la rade d'Hyères par les îles de Porquerolles au Sud, de Port-Cros et du Levant à l'Est, et de la presqu'île de Giens à l'Ouest (Fig. 25) (Fig. 32). Ainsi, lorsque la houle au large est de 2,5 à 3 m quelque soit sa provenance, l'agitation au niveau des plages n'est que de 0,5 m maximum (Fig. 32). Ces plages sont d'ailleurs des zones de mouillage forains de l'antiquité (Long, 2004) à nos jours (Porcher, et al., 1985 ; Brigand L., et al., 2006) du fait de leur caractère protégé. Ces plages sont uniquement exposées aux vagues issues de la mer du vent de Nord-Ouest (Mistral), ce qui limite la génération des vagues au bassin local. Dans ce cas cependant, le fetch ne dépasse pas 10 km et la profondeur

moyenne de la baie ne dépasse pas 25 m, ce qui ne permet pas la formation de fortes vagues, même par tempête de Mistral. Ces plages sont « fetch-limited », et elles s'inscrivent par conséquent dans la classification des plages de faible énergie (Jackson et al., 2002). On observe dans une certaine mesure le même phénomène d'abri pour les plages situées entre le Lavandou et Cavalaire, qui sont protégées des houles du large par les îles de Port-Cros et du Levant ainsi que par de nombreux caps rocheux (Cap Bénat, Cap Nègre, Cap Lardier). A l'Est du secteur étudié, au niveau de la presqu'île de Saint-Tropez, les plages du Cap Taillat, de la Briande et de la Moutte sont plus exposées aux houles du large, en particulier des coups de mer d'Est, par contre elles sont totalement abritées des houles de Mistral qui souffle de terre. Enfin, à l'Ouest du secteur étudié (hors carte de modélisation) le fort degré de fermeture des plages de calanques de Cassis et de Sainte-Croix en font des plages particulièrement bien protégées, et ne sont exposées qu'aux houles de Sud.

Cette grande variété de sites, offre l'opportunité de mesurer l'évolution morphologique à long terme de plages de poche aux caractéristiques hydrodynamiques différentes. Dans le 6<sup>ème</sup> paragraphe de ce chapitre, nous proposerons un degré d'agitation des plages calculé à partir d'indices morphologiques (degré d'ouverture des plages) et hydrodynamiques (incidence des houles dominantes par rapport au rivage).

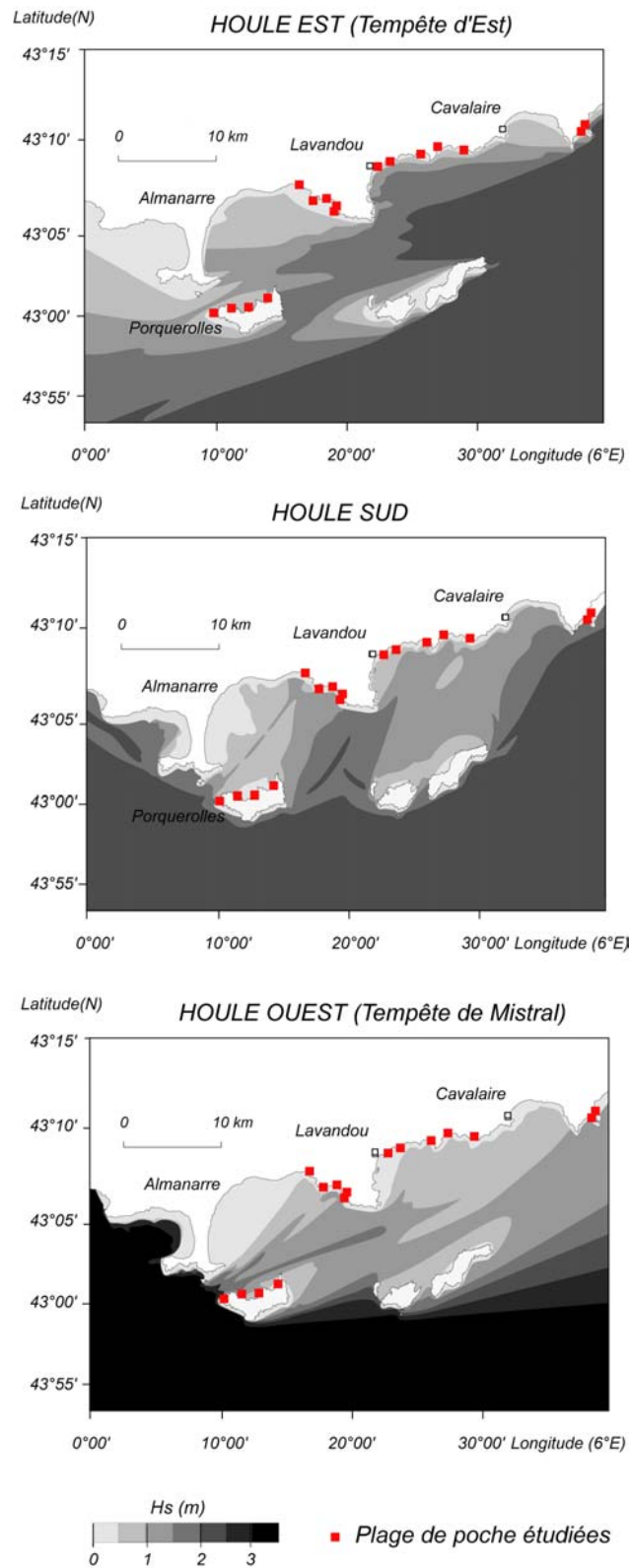


Fig. 32. Modélisation des hauteurs de houle ( $H_s$ ) entre Toulon et la presqu'île de Saint-Tropez par agitation d'Est, de Sud, et de Nord-ouest (houle de Mistral) (Modèle Ref-Diff). Les îles et caps rocheux réduisent significativement la hauteur des vagues au niveau des plages étudiées par rapport aux houles du large. Source : <http://surfouest.free.fr>.

### 5.3. Marégraphie et courantologie

L'impact de la montée de la mer à long terme sur les plages de poche constituant une des principales problématiques de ce travail, cette question sera particulièrement développée dans un chapitre dédié (Cf. Chapitre III). Nous présentons donc ici les variations rapides du plan d'eau.

Le rivage de Provence connaît un régime microtidal. En marées exceptionnelles de vives eaux, les niveaux peuvent atteindre les côtes de +0,40 m et -0,30 m (SHOM, annuaire des Marées, 2008). Les variations du niveau de la mer dues aux variations de pression atmosphérique et à l'effet de vents persistants sont beaucoup plus marquées que celles de la marée astronomique. En effet, sur ces côtes, par violente tempête de Sud-Est, l'élévation des eaux peut atteindre et même dépasser la cote + 1 NGF (Sogreah, 1984). L'abaissement par vent de Mistral peut atteindre -0,50 NGF. A Marseille l'amplitude maximale est de 1,50 m, à Toulon elle est plus faible : proche de 1,10 m (SHOM, annuaire des Marées, 2008). Cette diminution correspond à une diminution de la force des vents de terre en se déplaçant d'Ouest en Est.

Enfin, la circulation générale des courants en Méditerranée Occidentale est dominée par le courant Ligure, Est-Ouest le long de la côte en toute saison (Blanc, 1975). Cependant, les courants engendrés par cette circulation sont très faibles au voisinage de la côte, et comme les courants de marée, ils n'ont pas d'action significative sur le transport des sédiments des plages étudiées.

### 5.4. Les apports solides par les fleuves côtiers

La majorité des plages de poche étudiée correspondent à la terminaison aval d'un bassin versant susceptible de les alimenter en sédiments. Cependant, la surface de ces bassins est relativement réduite, ce qui ne permet pas la formation de cours d'eau pérenne. Ainsi, lors des plus fortes pluies, les écoulements atteignent la mer soit en nappes diffuses, soit par de multiples talwegs métriques qui entaillent les microfalaises au pied desquelles s'adosent les plages étudiées. Par conséquent, aucune embouchure ou cône de déjection pérenne ne sont visibles. Le suivi diachronique à long terme du trait de côte des plages de la rade de Hyères et le suivi topo-bathymétrique saisonnier des plages de Porquerolles devraient permettre de vérifier si des apports sédimentaires issus des bassins versants jouent un rôle significatif dans le bilan sédimentaire des plages.

A l'échelle de l'espace étudié, le fleuve le plus important est le Gapeau, au Nord de la rade d'Hyères. Il existe de nombreuses autres rivières ou ruisseaux de moindre importance comme le Pansard-Maravenne, le Bataillier au Lavandou, mais ces fleuves ne se jettent pas en mer directement sur les plages étudiées. D'une façon générale, leurs crues sont assez soudaines et brutales, alors que leurs débits d'étiage sont faibles et parfois presque nuls. Ainsi au cours d'études privées pour lutter contre les inondations (SOGREAH), le débit des crues centennales du Gapeau ont été estimés à 600

m<sup>3</sup>/s, et le module annuel à 5 m<sup>3</sup>/s. Cependant, on ne dispose guère de données sur les débits solides de ces principales rivières, du fait du caractère exceptionnel de leurs crues. Les travaux de Capanni (2008) montrent que les apports grossiers du Gapeau au littoral sont extrêmement faibles, même lors de crues importantes (1400 m<sup>3</sup> pour une crue vingtenale), et ces derniers n'alimentent les plages que sur 1,5 km de long depuis l'embouchure. Comme les plages étudiées les plus proches du Gapeau sont situées en amont dérive et à plus de 7 km de l'embouchure du Gapeau (Plages de Léoube, Estagnol), il semble peu probable qu'elles puissent être alimentées en sédiments par ce cours d'eau à l'échelle temporelle retenue pour ce travail.

Enfin, durant la période d'étude (100 ans), suite à une réduction significative des activités agricoles, on observe généralement une reconquête progressive de la végétation des bassins versants des plages sélectionnées, excepté pour le littoral du Lavandou à Cavalaire, progressivement urbanisé de lotissements et de routes goudronnées. Dans les 2 cas cependant, ces évolutions à long terme des bassins versants induisent une diminution des apports sédimentaires à la mer.

## 6 - Exposition des plages à la houle

Nous proposons d'appréhender l'exposition des plages de poche étudiées à partir d'un indice d'agitation qui se base sur des données morphologiques et hydrographiques simples. Nous avons basé notre approche sur le rapport de deux indices. D'une part, l'indice d'ouverture des baies (O), correspond au rapport entre la distance qui sépare les pointes qui encadrent les plages, et la profondeur des baies. Plus le rapport est faible, plus les plages sont fermées et par conséquent abritées (table 3 : exemple : Estagnole, Argent). Plus le rapport est grand, plus les plages sont ouvertes et exposées (table 3 : exemple : Courtade, Grand Jardin). D'autre part, l'indice d'exposition aux houles (E), est mesuré par l'angle d'incidence des houles dominantes au large et l'orientation moyenne du rivage de la plage. On admet que plus l'angle d'incidence est élevé moins la plage est exposée aux tempêtes frontales mais le transit longitudinal est plus important. Plus l'angle d'incidence est faible, plus la plage est soumise à des houles frontales dont l'énergie érode la plage. La somme de ces deux facteurs détermine un indice de l'agitation des plages (A) (table 3).

Sur les 9 plages de la rade d'Hyères, la moyenne de l'indice d'agitation est de 9,3 avec des valeurs variant de 3,1 pour la plage d'Argent, qui serait selon cet indice la plus abritée, à 13,9 pour la plage de la Courtade, qui serait la plage la plus exposée. Nous soulignons qu'il s'agit d'une méthode permettant une première approche de l'agitation des plages à partir de paramètres très simples, et qu'elle néglige nombre de paramètres comme les phénomènes de réfraction ou diffraction. La relation entre les résultats obtenus avec cet indice et les bilans sédimentaires nous permettra d'estimer la validité de la méthode.

	ouverture de baie (m)	profondeur de baie (m)	degré d'ouverture de baie (O)	incidence houles dominantes / rivage (°)	degré d'incidence (E) (incidence°/10)	indice d'agitation (A)
<i>Sainte Croix</i>	510	310	1,6	60	6	7,6
<i>Arène</i>	330	210	1,6	90	9	12,6
<i>Langoustier</i>	260	60	4,3	60	6	10,3
<i>Argent</i>	570	270	2,1	10	1	3,1
<i>Courtade</i>	790	160	4,9	90	9	13,9
<i>Notre Dame</i>	770	260	3	90	9	12
<i>Léoube</i>	440	82	5,4	20	2	7,4
<i>Estagnol</i>	300	300	1	20	2	3
<i>Grand jardin</i>	960	240	4	70	7	11
<i>Cabasson</i>	340	105	3,2	80	8	11,2
<i>Brégançon</i>	260	85	3,1	90	9	12,1
<i>fossette</i>	300	150	2	45	5	7
<i>Aigue belle</i>	510	170	3	90	9	12
<i>Pramousquier</i>	570	160	3,2	90	9	12,2
<i>Canadel</i>	610	220	2,7	80	8	10,7
<i>Rayol</i>	570	160	4	80	8	12
<i>La Briande</i>	500	140	3,5	80	8	11,5
<i>Cap Taillat Nord</i>	290	160	1,8	90	9	10,8
<i>Cap Taillat Sud</i>	960	280	3,4	60	6	9,4
<i>La Moutte</i>	600	140	4,2	90	9	13,2

table 3. Table des paramètres utilisés (degré d'ouverture : O, et d'incidence : E) pour calculer un indice d'agitation (A), pour les plages étudiées d'Est en Ouest.

## 7 - Caractéristiques morphologiques générales des plages

Les sites étudiés présentent des caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques différentes, à l'image des différentes conditions d'agitations et caractéristiques géologiques rencontrées le long de la côte de Provence. Nous présentons ici les spécificités hydrodynamiques, morphologiques et géologiques générales par plages. Les principales caractéristiques: longueur, largeur moyenne, pente moyenne, pente de la plage émergée, immergée et du talus pré-littoral, hauteur du haut de plage, nature de l'arrière plage et granulométrie, sont compilées par plage dans la table 4.

plages sélectionnées	longueur (m)	largeur de la plage émergée (m)	pente plage émergée (%)	pente minimale (plage sous marine) (%)	pente moyenne (%)	pente maximale (talus pré littoral) (%)	hauteur du haut de plage (m)	nature du haut de plage	granulométrie	orientation
1 St Croix	174	26	12	2,4	2,5	14	1	Falaise	sables-galets	Sud ouest
2 Arène	160	15	9	1,8	1,9	15	1	Falaise	sables-galets	Sud ouest
3 Langoustier	400	12	9	1,3	1,4	10	0,9	Micro falaise - petites dunes	sables-galets	Nord
4 Argent	540	14	6	1,4	1,4	13	0,7	Micro falaise - petites dunes	sable fin	Nord
5 Courtade	860	13	6	1,6	1,7	10	0,8	Micro falaise	sables moyens	Nord
6 Notre Dame	800	10	6	1,2	1,3	10	0,7	Micro falaise	sables fin	Nord
7 Léoube	510	11	10	1,3	1,3	13	1,5	Micro falaise - petites dunes	sable fin	Sud ouest
8 Estagnol	385	19	7	1,6	1,7	9	1,6	Micro falaise - petites dunes	sable fin	Sud ouest
9 Grand Jardin	1340	28	5	1,3	1,4	10	1,9	Micro falaise - petites dunes	sable fin	Sud ouest
10 Cabasson	338	15	9	1,6	1,7	13	1,6	Micro falaise - petites dunes	sables-galets	Ouest
11 Brégançon	215	11	13	1,5	1,7	20	1,8	mur de plage	sables-galets	Ouest
12 La Fossette	190	16	9	2,7	2,8	14	1,5	mur de plage	sables moyens	Sud
13 Aigue belle	260	10	12	3,1	3,3	20	1,1	mur de plage	sables moyens	Sud
14 Pramousquier	360	31	8	2,7	2,8	12	2,4	mur et petites dunes	sables moyens	Sud est
15 Le canadel	350	25	7	2,4	2,5	10	1,2	mur de plage	sables moyens	Sud est
16 Le rayol	300	17	8	3,4	3,6	20	1,4	Batiments	sables moyens	Sud
17 La Briande	360	20	13	1,5	1,7	20	2,6	Micro falaise - petites dunes	sable grossier	Sud ouest
18 Cap Taillat S	125	25	11	1,4	1,9	8	1	tombolo	sable grossier	Sud ouest
19 Cap Taillat N	210	25	4	1,0	1,0	5	1	tombolo	sable grossier	Est
20 La Moutte	430	18	5	1,3	1,3	15	1,2	Micro falaise - petites dunes	sable fin	Est

table 4. Caractéristiques générales des 20 plages sélectionnées d'Ouest en Est.



Les plages de poche étudiées sont caractérisées par un profil transversal relativement simple (Fig. 33) et homogène longitudinalement (Fig. 34 à Fig. 50). Comme les caps rocheux limitent les sorties/entrées longshore de sédiments, les plages de poche sont de véritables pièges à sédiments et sont donc constituées des apports terrigènes de leur bassin versant correspondant. Leur composition granulométrique est généralement mixte avec une part variable de sables et de galets suivant les plages.

La plage est très étroite (largeur comprise entre 5 et 20 m), de faible hauteur (hauteur maximale du haut de plage : 2 m NGF), avec des pentes de 0 à 3 % en moyenne, et adossée à des microfalaises de 0,5 m à 5 m de hauteur. La transition entre le milieu émergé et immergé est caractérisée par un estran peu pentu (2 à 4 %) dont le sommet le plus élevé (1,5 m NGF) constitue une rupture de pente dans le profil de plage. En période de calmes, une berme et des croissants de plage peuvent apparaître dans le profil, mais en période de tempêtes, l'ensemble de la plage émergée est transformée en estran, et les vagues extrêmes peuvent atteindre le pied des falaises. Le profil de plage devient alors linéaire et cambré, et il devient difficile d'opérer une distinction entre la plage émergée et l'estran car on n'observe plus de rupture de pente entre ces deux unités.

Ensuite, le pied de l'estran est marqué par un talus littoral en pente forte et de taille variable, inférieur à 70 cm, suivant que les conditions sont agitées ou calmes. Plus au large, une barre d'avant côte de très faible amplitude apparaît quelquefois durant la période estivale, mais cette structure est relativement rare sur ces plages.

Enfin, le profil immergé est de forme concave avec une diminution progressive des pentes (de 2,5 à 0,5 %), et de la granulométrie (Fig. 33 et table 5) (De Giovanni, 1972). Dans le profil, les sables terrigènes s'étendent de la plage immergée jusqu'aux fonds de -10 m environ, (Jeudy de Grissac, 1975), c'est-à-dire à limite au large du stock sableux, qui correspond généralement à la limite haute des herbiers de Posidonies qui se situe entre -2 et -10 m de profondeur), enfin pour certaines plages, les sables peuvent s'étendre plus au large comme pour la plage de Sainte-Croix (Arnaud-Fassetta et Vella, 1996).

Des données lithologiques recueillies par carottages réalisés en 1997 sous la direction de Claude Vella et Mireille Provansal (Giraud, 1999), ont permis de faire référence pour confirmer les résultats obtenus par la sismique réflexion. Cinq Carottages sous-marins ont été effectués à l'aide d'un carottier à percussion sur deux plages de Porquerolles (table 5). Trois carottes ont été faites à la Courtade le long d'un profil perpendiculaire à la plage dans le Sud-ouest de la plage. Deux carottes ont été faites sur la plage de Notre Dame dans la partie Est de la plage. Enfin, ces carottes ont fait l'objet de datations pour estimer les vitesses de dépôt (Giraud, 1999).

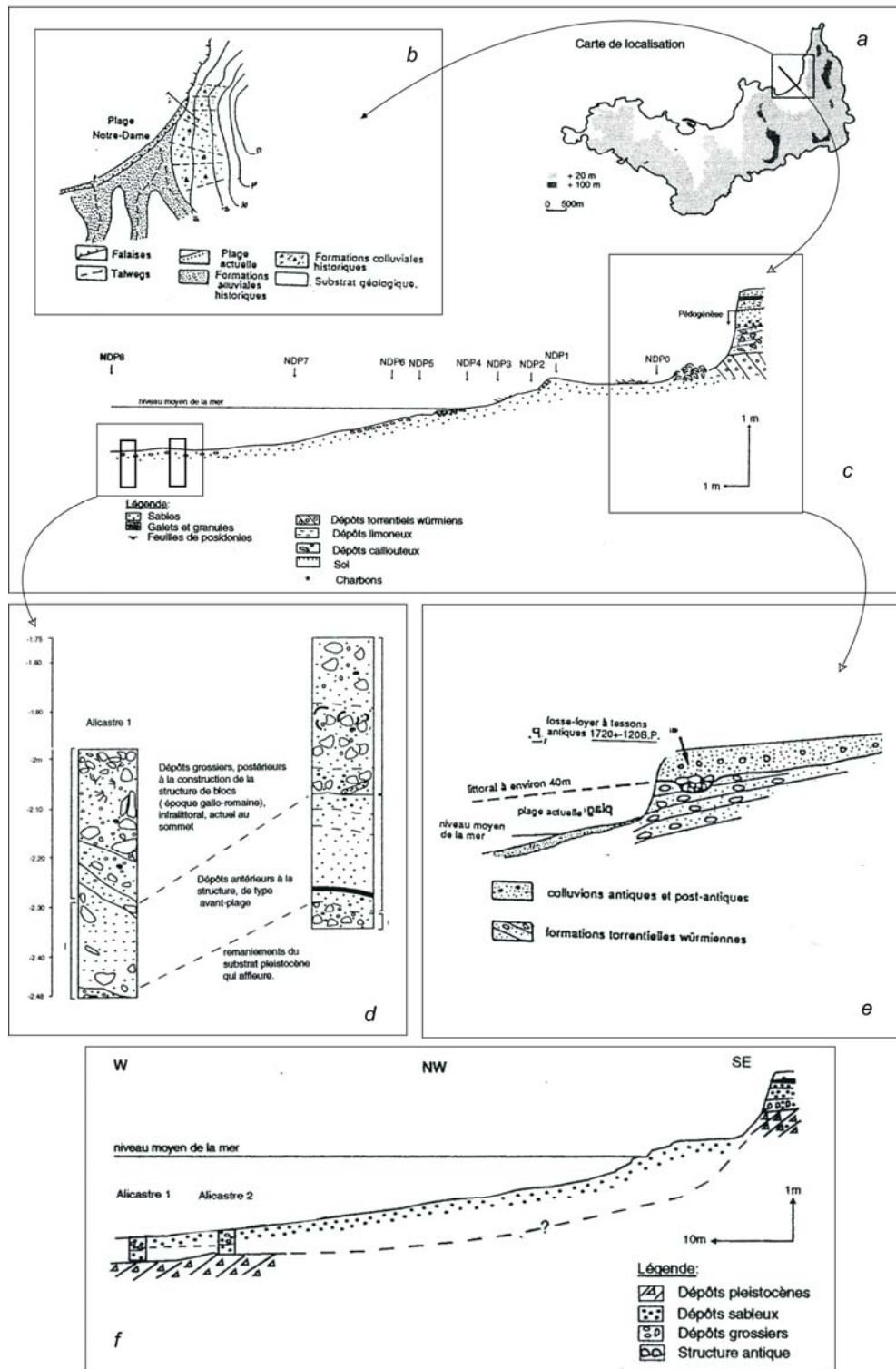


Fig. 33. Exemple de profil transversal de plage de poche Plage de Notre Dame (Porquerolles) Localisation du profil (a), zoom et contexte morpho-structural (b), profil et localisation d'échantillons granulométriques et des carottages (c), description des carottes (d), coupe en arrière plage (d) et interprétation des différents niveaux observés (e et f) (d'après Giraud, 1999 (DEA) ; Borreani, et al., 1992).

Echantillon	Plage immergée		Zone de Ressac			Plage émergée			
	ND P8	ND P7	ND P6	ND P5	ND P4	Moyenne plage		haute plage	
						ND P3	ND P2	ND P1	ND P0
So	0,31	0,4	1	0,97	0,94	0,74	0,76	0,67	0,48
SK	-0,11	0,06	-0,05	-0,19	-0,22	-0,3	-0,17	-0,2	-0,17
Mode (microns)	160	250	400	315	250	250	315	250	250
Grain moyen (microns)	186	236	611	510	479	286	284	281	266

table 5. Répartition transversale d'indices granulométriques, correspondant à la localisation des prélèvements figure 33 (Giraud, 1999).

Comme de nombreuses plages de Méditerranée, la partie inférieure du profil des plages et les affleurements rocheux sont colonisés par des massifs d'herbiers à posidonies, connus pour leur influence sur les dynamiques sédimentaires. Les herbiers atténuent les vagues et l'énergie des courants, et diminuent ainsi la remise en suspension des sédiments, le transport et l'érosion sédimentaire (Fonseca and Calahan, 1992 ; Terrados and Duarte, 1999 ; Garcia and Duarte, 2001 ; Marbà, 2002). L'ensemble de ces processus, qui ne sont pas encore parfaitement connus, ont une implication directe sur la morphologie des plages (Basterretxea et al., 2004). En effet, la limite supérieure des herbiers à *Posidonia oceanica* est conditionnée, entre d'autre facteurs, par l'équilibre sédimentaire. Ces herbiers poussent plus difficilement dans les petits fonds (inférieurs à 3-4 m de profondeur), car leur vitesse de croissance est proche de 1,5 cm/an (Boudouresque et al., 1984 ; Pergent et al., 1989 ; Marbà and Duarte, 2002), et ne peuvent se développer lorsque la sédimentation est plus importante. L'état de l'herbier reflète donc l'équilibre sédimentaire des plages (Tigny et al., 2007). A long terme (50-100 ans), les herbiers peuvent jouer un rôle actif dans le bilan sédimentaire en fournissant du sable biogénique et/ou en retenant des sables d'une éventuelle migration offshore. Il est reconnu que les herbiers de posidonies (*Posidonia Oceanica*) peuvent produire 60 à 70 gr m<sup>2</sup>/an de carbonate de calcium (Canals and Ballesteros, 1997), ce qui, rapporté à la surface totale de la rade de Hyères (113 km<sup>2</sup>), qui est entièrement colonisée par des herbiers (Ganteaume, 2005), représente une importante source de sédiments (7000 tonnes de carbonate de calcium par an). Des plages comparables de l'île de Mallorca sont composée de plus de 70 % de sédiments bioclastiques, dont la plus grande partie provient d'organismes associés avec les herbier à Posidonie (Jaume and Fornos, 1992 ; Rodriguez-Perea et al., 2000).

Au-delà des herbiers ou dans les passages entre ceux-ci, on trouve des sables coquilliers ou bioclastiques d'origine marine, présents surtout lorsqu'affleure le bedrock. On trouve ensuite entre les fonds de 20 et 75 m des vases sableuses. Enfin, au-delà, mais parfois à partir de 40 m, les vases proprement dites apparaissent (Blanc et Jeudy de Grissac, CNXEO, 1975). Enfin, pour l'ensemble des plages des affleurements rocheux influencent localement ce schéma morphologique général, en dessinant des cassures et des ressauts dans la topographie.

## 8 - Caractéristiques des plages étudiées

A l'Ouest de la Provence, les massifs calcaires de la côte Bleue et des Calanques abritent respectivement les petites plages de Sainte Croix, et de l'Arène.

1. Sainte Croix (Fig. 34) : cette plage est une plage de fond d'une calanque étroite (400 m de large) et encaissée (250 m de profondeur) encadrée par des falaises calcaires. La plage est divisée en deux parties de 40 mètres et 110 mètres par un pointement rocheux. Le secteur Ouest est plus large (60 m) et limité en arrière par un perré, et le secteur Est est large de 40 m au maximum et adossé au substrat calcaire. Le profil de plage émergé concave et en pente relativement forte (5%). Comme c'est souvent le cas dans les massifs calcaires, les talwegs sont à sec durant la majorité du temps. Cette plage est relativement protégée par le cap Couronne à l'Ouest et par la rade de Marseille et le cap Croisette à l'Est (indice d'agitation : 8), même si elle est exposée frontalement aux houles de Sud. Enfin, la plage immergée, composée de sables fins, s'étend loin en mer, à plus de 1000 m du rivage, et les herbiers de posidonies sont limités à quelques blocs colonisés à proximité des falaises. Malgré sa situation d'abri au fond d'une calanque, cette plage peut être un site de haute énergie par houle de Sud.

2. Arène (Fig. 35): La baie de Cassis relativement étroite et encaissée, à l'Est des hautes falaises entaillées par les calanques, et à l'Ouest des falaises de Cassis, abrite la grève de l'Arène. Cette grève de 150 m de long est adossée à une falaise vive décamétrique creusée dans des marnes. Cette falaise alimente en gravillons et galets une plage étroite, en pente faible (2%), et d'une quinzaine de mètres de large. En partie immergée, l'herbier de Posidonies y est peu développé, et le stock de sables est encadré par deux importants platiers rocheux. Cette plage est orientée au Sud-Est et soumise de ce fait aux houles de Sud-Est et de Sud-Ouest, (indice d'agitation : 11).

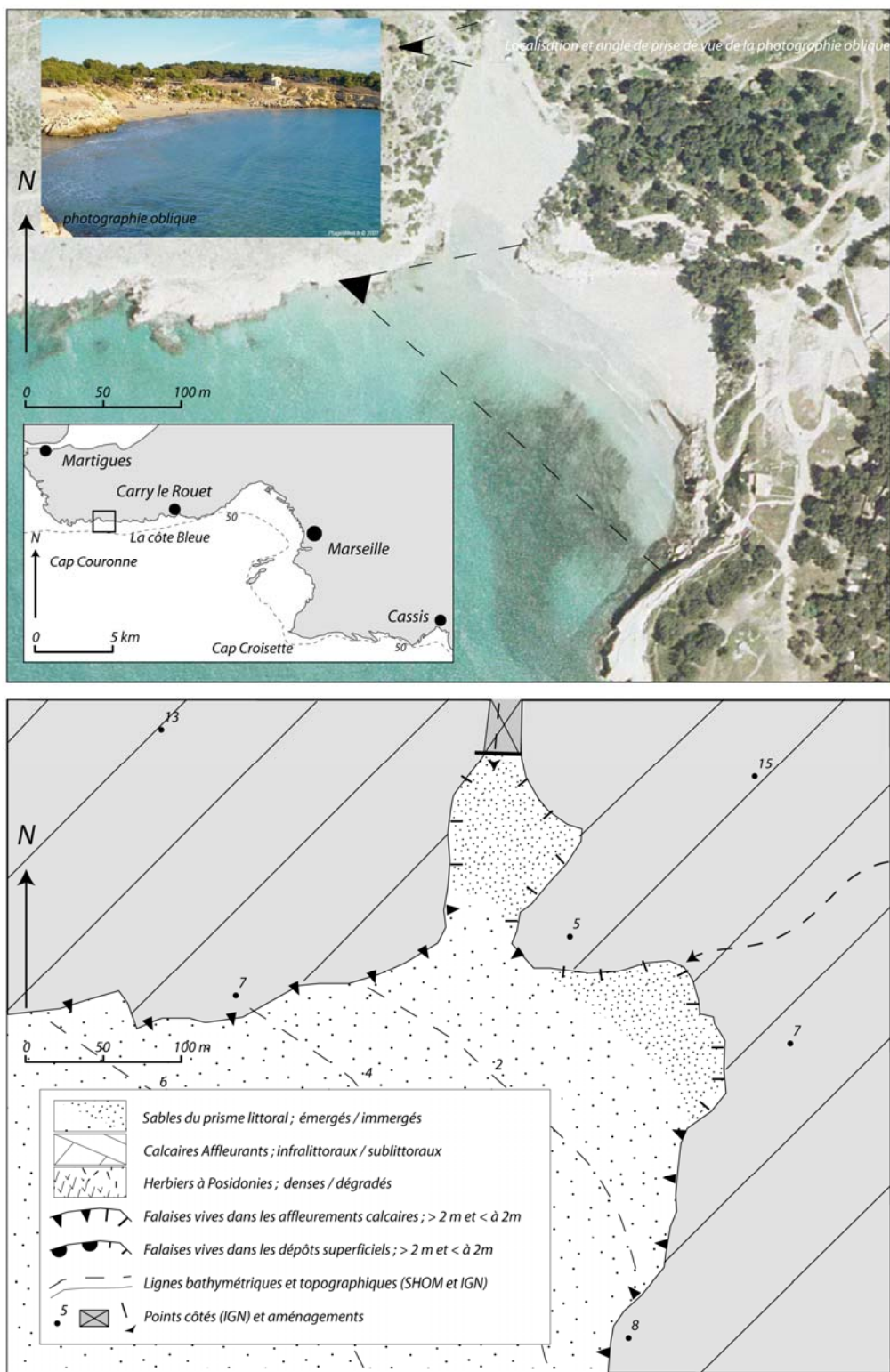


Fig. 34. Plage de Sainte Croix (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



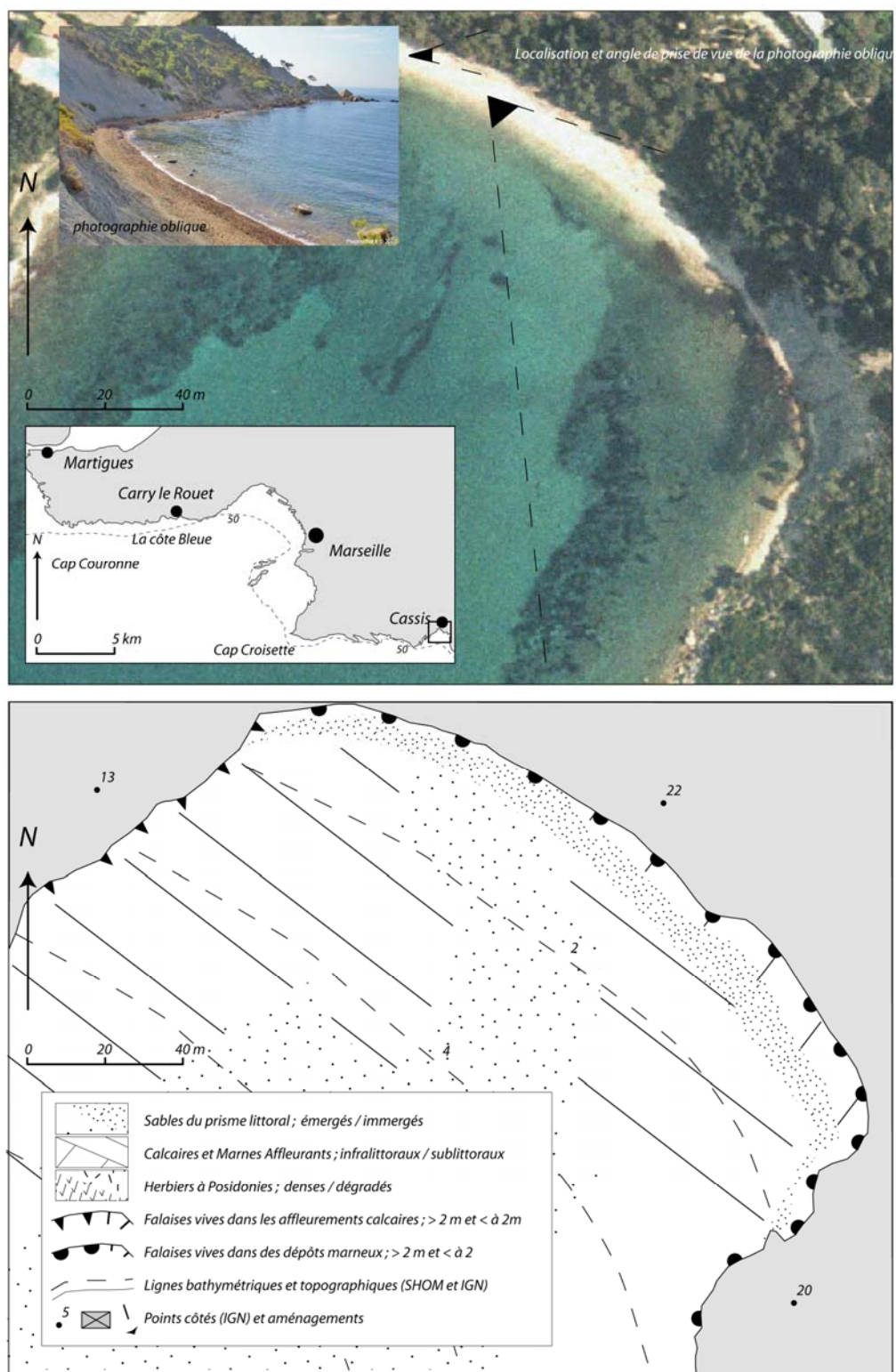


Fig. 35. Plage de L'arène (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).

Les plages de Porquerolles (Langoustier, Argent, Courtade et Notre Dame) sont les plages les plus étroites de l'ensemble des sites étudiés. Elles sont en pente douce et adossées à des microfalaises de dépôts pléistocènes de 0,5 m à 6 m de hauteur. La plage immergée s'étend en pente douce (1,5%), à des profondeurs variant entre 2 et 6 m environ, jusqu'à l'herbier de Posidonies. Ce sont les plages les plus abritées de l'ensemble des sites étudiées du fait de leur orientation vers le Nord, à l'abri des houles du large, quelle que soit leur orientation.

3. Langoustier (Fig. 36): cette plage correspond au rivage Nord d'un tombolo d'une longueur de 300 m de long et de 70 m de large environ, qui relie la pointe du Langoustier à l'île de Porquerolles. Elle est composée d'un stock limité de sables fins à grossiers, déposé sur un platier rocheux colonisé d'herbiers. Cette plage est adossée à l'Est à des falaises de 2 à 5 m de hauteur, et ailleurs à de microfalaises (1m maximum) creusées dans des tourbes (Borreani, et al., 1986). De par son orientation vers le Nord et sa position occidentale par rapport à l'île de Porquerolles, cette plage est extrêmement bien protégée des coups d'Est. Par contre la passe à l'Ouest qui sépare l'îlot de la Jaune Garde de la pointe du Langoustier, expose la plage à la diffraction des vagues du secteur Ouest (indice d'agitation : 10,3).

4. Argent (Fig. 37): cette plage est avec la plage de l'Estagnol, une des plages les plus abritées des plages étudiées (indice d'agitation : 3,1), de par son orientation vers le Nord-Est et son degré d'ouverture faible (2,1). Elle est séparée en deux secteurs très différents par une pointe rocheuse qui s'avance d'un vingtaine de mètres en mer : à l'Ouest une plage de 125 m de long, composée de galets et adossée à une falaise de micaschistes dessine un profil en pente forte, tandis qu'à l'Est une plage de sables très fins, en pente faible (1%) et adossée à des microfalaises de dépôts pléistocènes et protégée récemment (1990-2000) par une ligne d'énrochements. Cette différence de granulométrie dans un milieu contrôlé par la même agitation, témoigne de l'importance de la nature de l'arrière plage dans la composition sédimentaire de la plage. En mer, les sables s'étendent en pente douce jusqu'à l'herbier entre 4 et 5 m de profondeur.

5 et 6. Courtade (Fig. 38) et Notre Dame (Fig. 39) : ces deux plages présentent les mêmes caractéristiques : elles ont une même orientation (Sud-Ouest / Nord-Est), une longueur et une largeur comparables (environ 800 m de long et 10 m de large). Elles sont abritées des coups d'Est mais exposées frontalement aux houles de Nord-Ouest (indice d'agitation respectivement : 13,9 et 12). Ce sont donc les plages les plus exposées de l'île de Porquerolles. Elles sont adossées soit à des microfalaises de dépôts pléistocènes (entre 1 et 6 m), qui bloquent leur translation vers l'arrière, soit à des dunes fossiles dans les parties les plus basses des talwegs, qui sont entaillés par de petits ruisseaux temporaires. Comme pour la plage d'Argent, les sables s'étendent en pente douce (1,5 %) jusqu'à l'herbier qui se situe entre 4 et 5 m de profondeur.

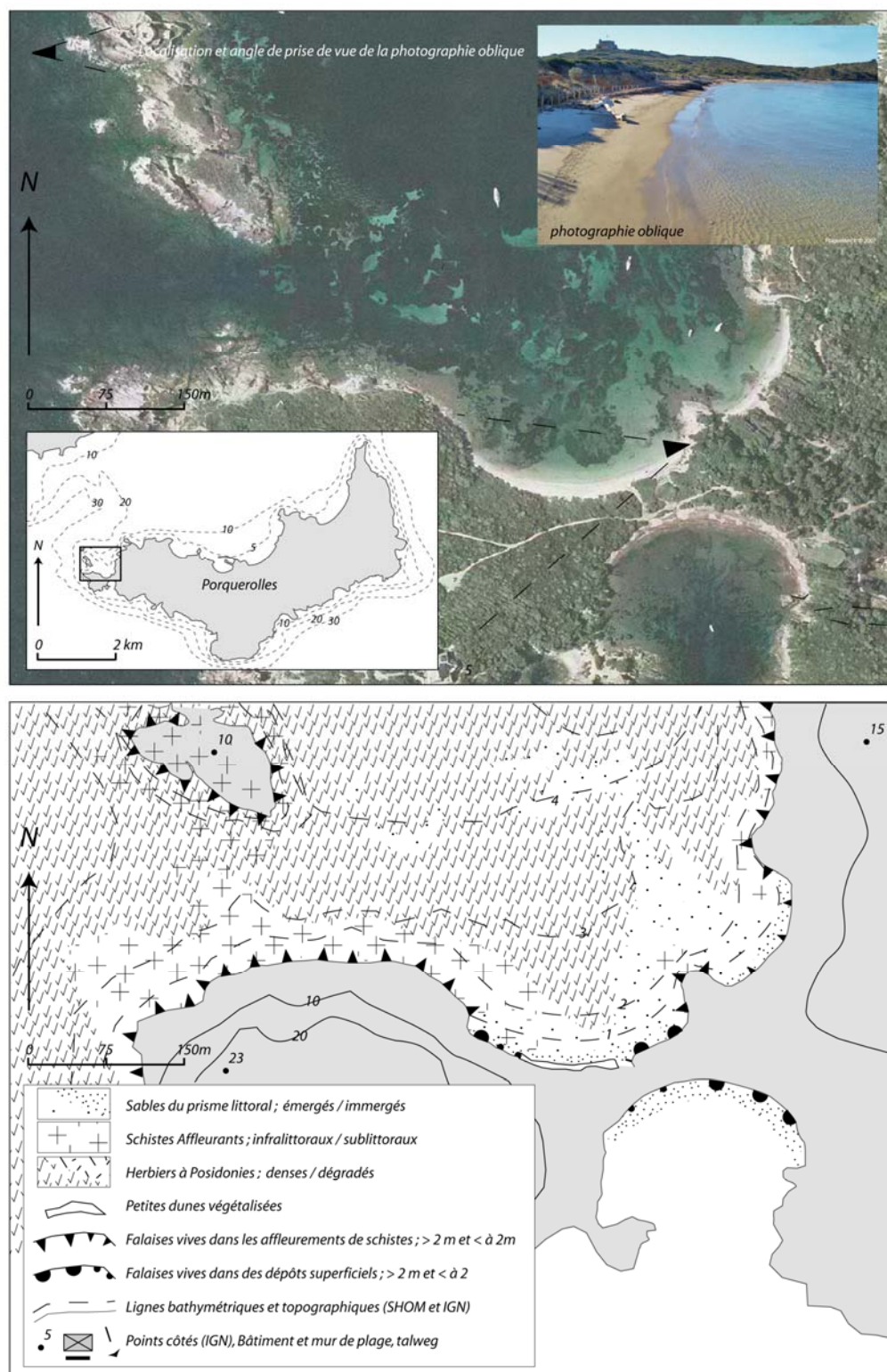


Fig. 36. Plage du Langoustier (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).





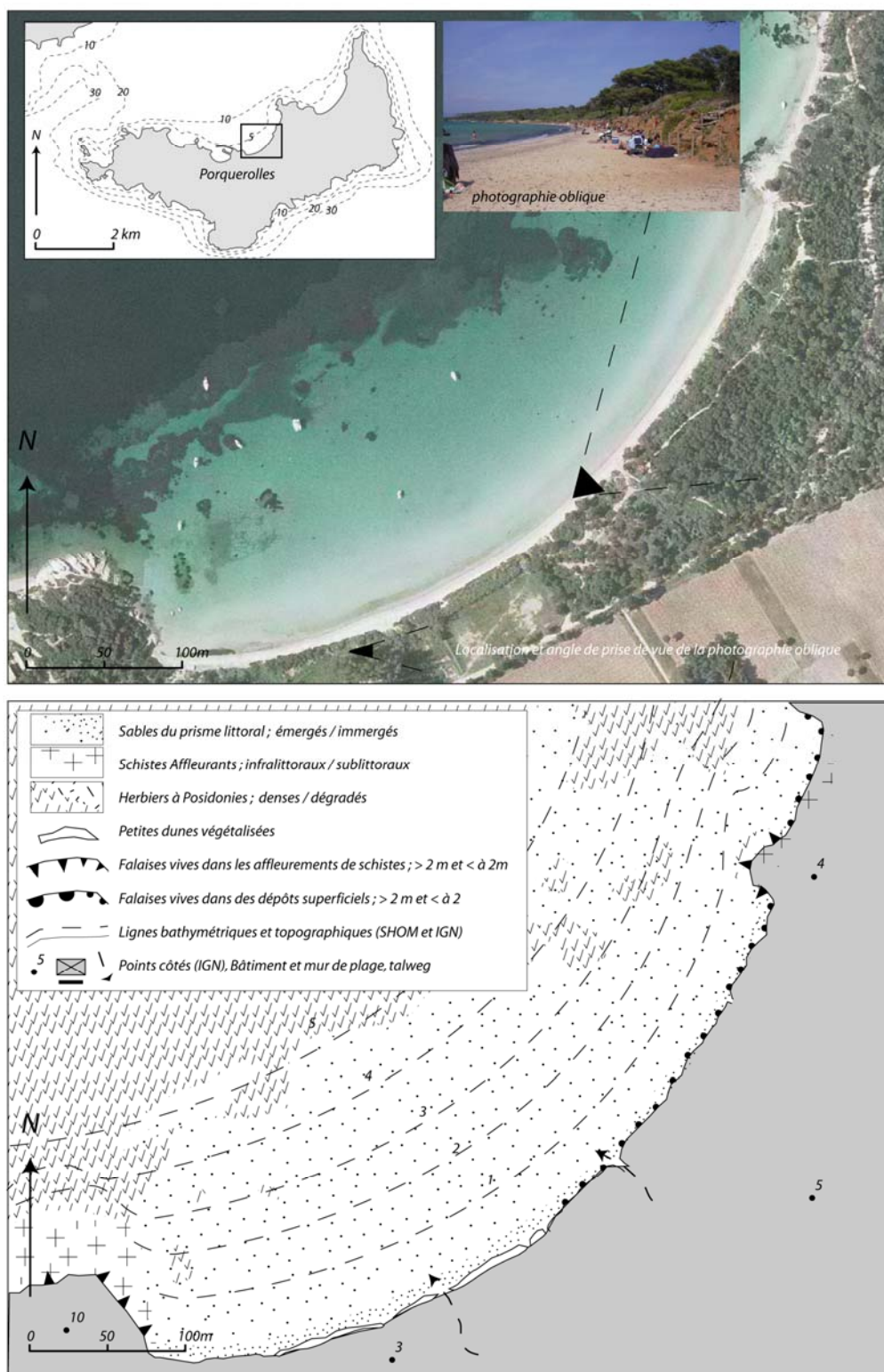


Fig. 38. Plage de la Courtade (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique cliché Sabatier).

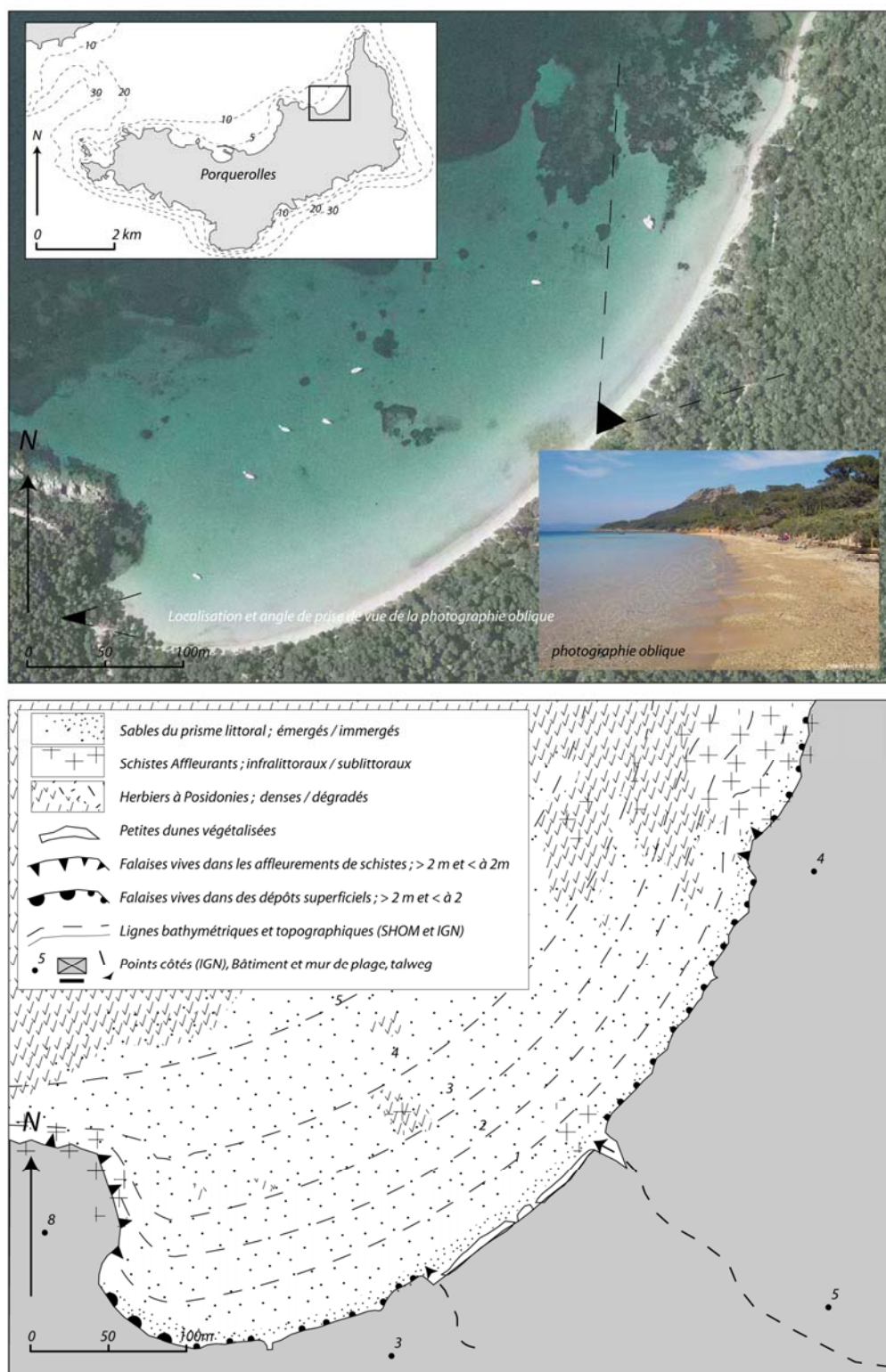


Fig. 39. Plage de Notre Dame (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



Les plages du Nord-Est de la rade de Hyères (Léoube, Estagnol, Grand Jardin, Cabasson, Brégançon) sont de longueur variable, entre 350 m (Brégançon) et 1400 m (Grand Jardin), mais présentent la même morphologie de plage émergée : en pente faible (2%), large d'une vingtaine de mètres au maximum et la partie centrale des plages est bordée de petites dunes végétalisées (maximum 1 m de hauteur), et le reste des plages est adossé à des micros falaises entre 1 m et 3 m de hauteur. La plage immergée est concave en pente douce, et son extension en mer est limitée par la présence de mattes d'herbiers bien développées entre -2 m et -5 m. La couverture végétale des bassins versants des plages de la rade d'Hyères est importante et ancienne dans la partie haute du réseau hydrographique, où elle est constituée majoritairement d'un maquis bas, de Pin d'Alep et de chênes liège. Les parties basses sont occupées en partie par des vignobles, déjà visibles sur les cartes de la fin du 19<sup>ème</sup>, qui ont peu évolué depuis. De petits ruisseaux temporaires débouchent sur les plages. Ces derniers s'encaissent dans des héritages alluviaux, mais l'absence de trace d'érosion dans les lits et les bassins versants, ainsi que la présence d'importants bouchons littoraux sableux, laisse supposer qu'à l'exception de crues exceptionnelles, les apports de ces ruisseaux à la mer sont très faibles.

7. Léoube (Fig. 40) : Suitée au Nord Ouest de la rade d'Hyères, la plage de la Léoube longue de 500 mètres et large d'une dizaine de mètres, est bien protégée des houles d'Ouest par un îlot et un platier rocheux affleurant colonisé d'herbier de posidonies, et totalement abritée de houles d'Est par de nombreuses pointes rocheuses dont le Cap Bénat à l'Est (indice d'agitation : 7,4). Le stock de sables immergés est encadré à l'ouest par le platier rocheux et à l'est par un herbier à Posidonie, et s'étend vers le large jusqu'à l'isobathe -5 m.

8. Estagnol (Fig. 41) : la plage de L'Estagnol est une des plages étudiée les plus abritées comme en témoigne son faible indice d'agitation (3). Le stock de sable de cette plage de 380 m de long pour 20 m de large environ, semble important car les premiers isobathes s'étendent plus loin en mer que pour les autres plages, et la limite au large de l'herbier se trouve vers -10 m environ. Les sables sont fins à moyens, et la plage est adossée à une falaise de 2 à 5 m d'hauteur qui disparaît sous un plaquage de sables éoliens.

9. Grand Jardin (Fig. 42) : la longue plage de Grand Jardin (1400 m) s'étend d'Ouest en Est. De par sa taille, son orientation et son ouverture, cette plage de sables fins à grossiers est plus exposée que les autres aux houles du Sud et à l'incidence des vagues de Mistral (indice d'agitation : 11). La plage est adossée à une falaise de 2 à 5 m d'hauteur et on observe localement de petites dunes végétalisées de 1,5 m de hauteur maximum.

10 et 11. Cabasson (Fig. 43) et Brégançon (Fig. 43) : A proximité du fort de Brégançon, les plages de Cabasson et de Brégançon sont deux plages jumelles séparées par un pointement rocheux colonisé d'herbiers qui se prolonge en mer d'une vingtaine de mètres. Au Nord, la plage de Cabasson de 330 m de long, 15 m de large et adossée à des petites dunes végétalisées, est plus développée que la plage de Brégançon au Sud (250 m et 11 m de large), et adossée à un mur de

plage. Ces deux plages orientées Nord/sud sont insensibles aux coups d'Est, mais sont exposées frontalement aux houles d'Ouest (indice d'agitation : respectivement 11,2 et 12,1). Ce sont par conséquent les plages les plus exposées du secteur Nord est de la rade de Hyères.

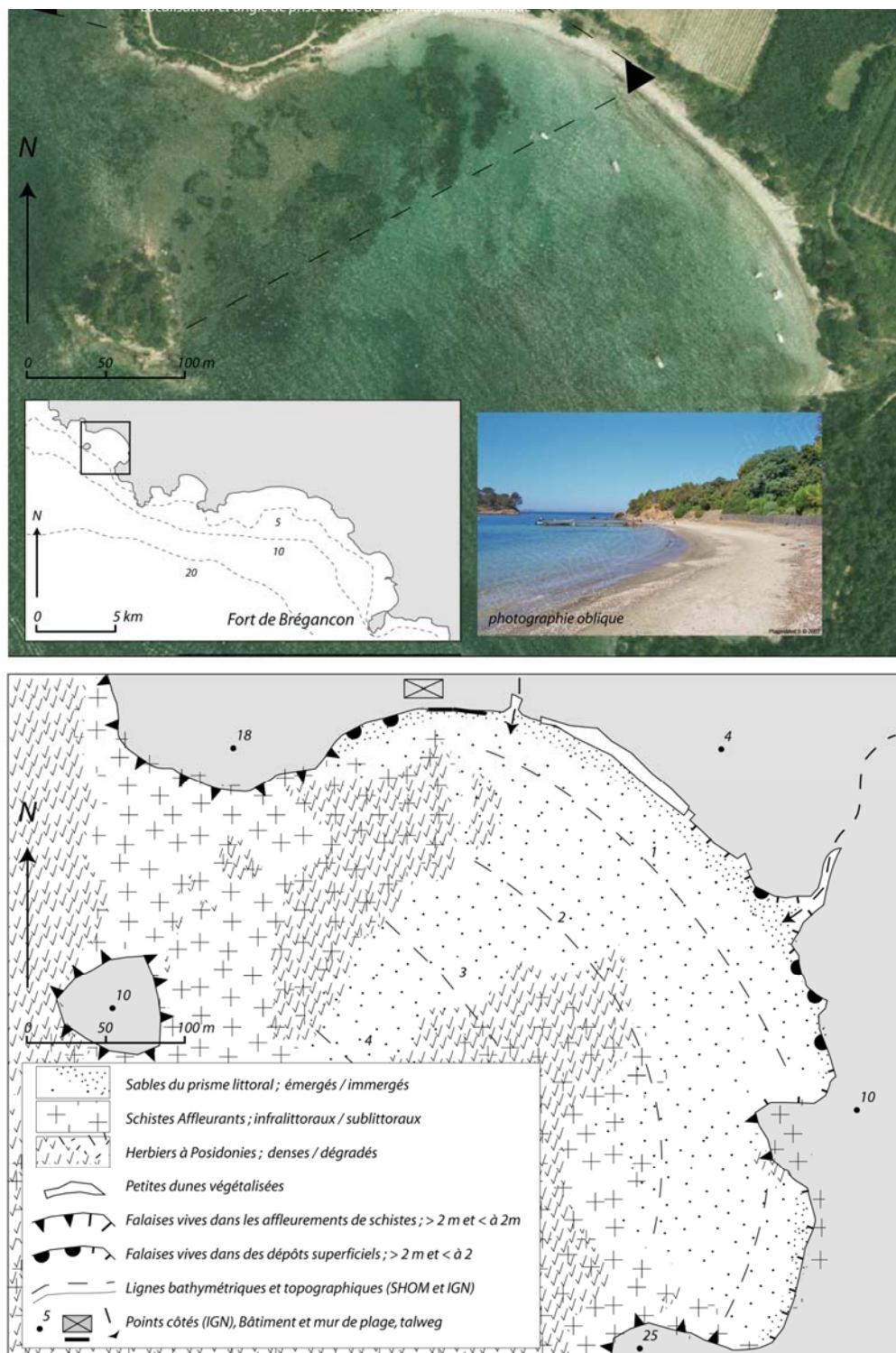


Fig. 40. Plage de La Léoube (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).

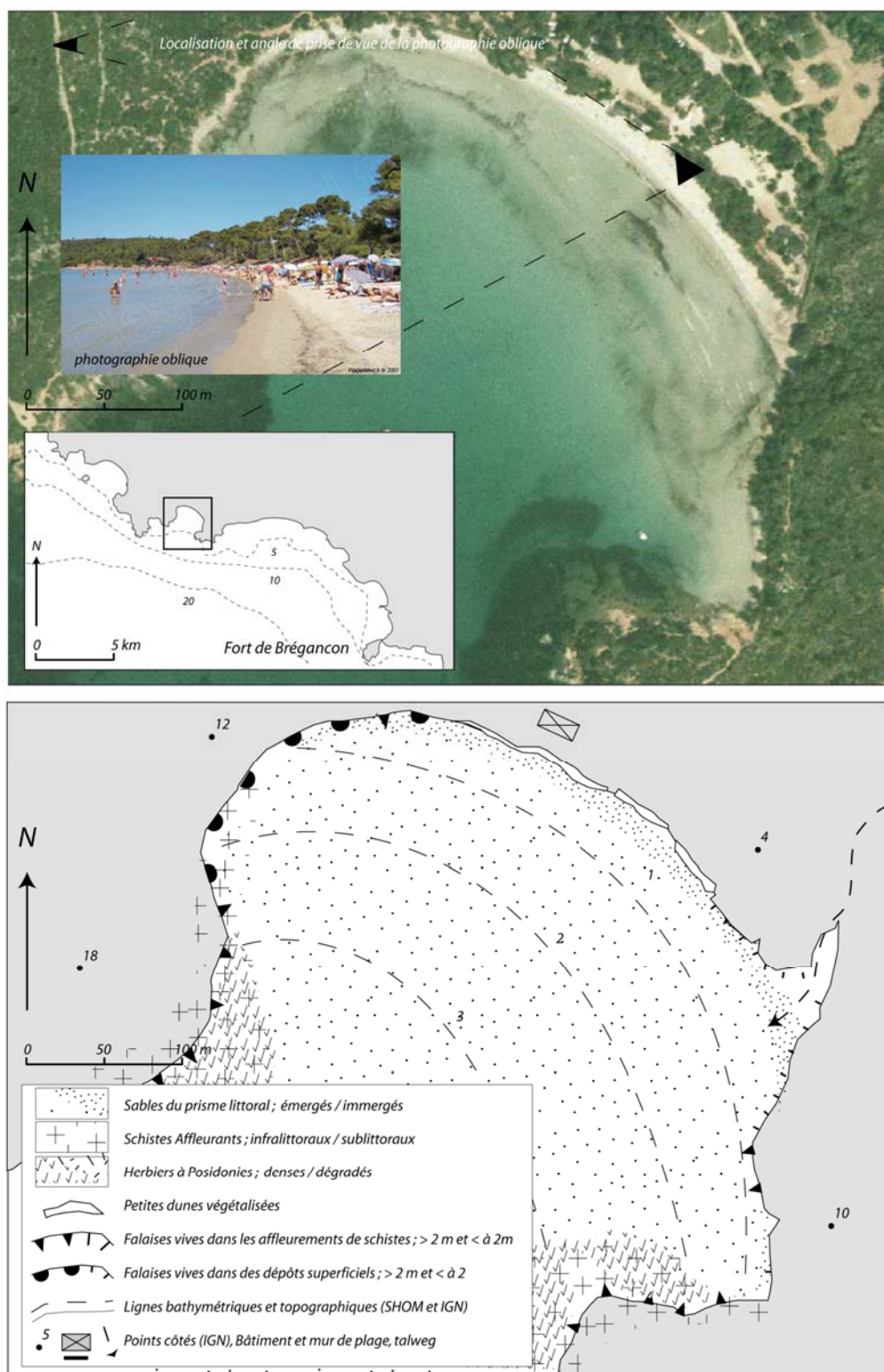


Fig. 41. Plage de L'Estagnol (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



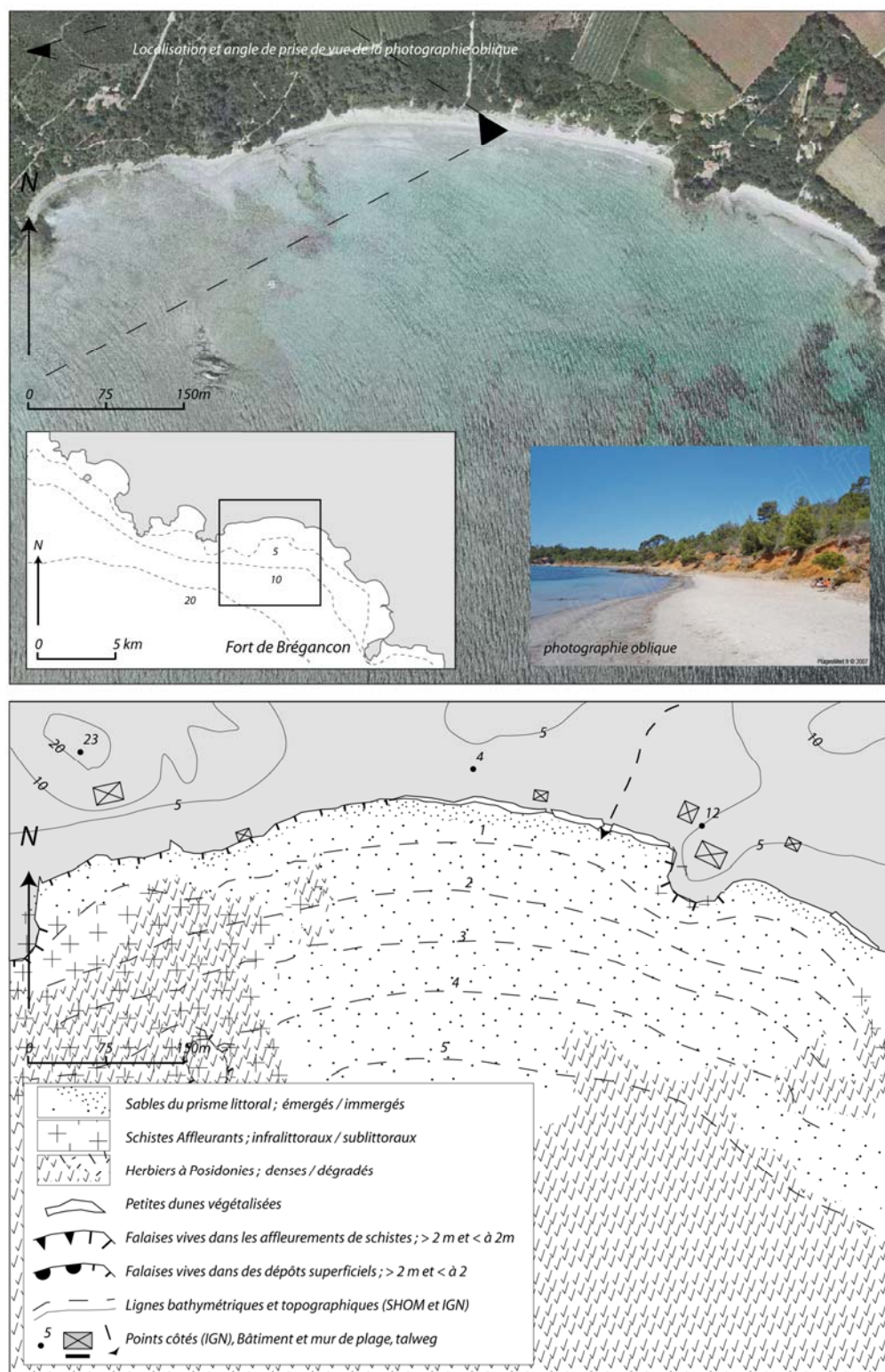


Fig. 42. Plage du Grand Jardin (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).

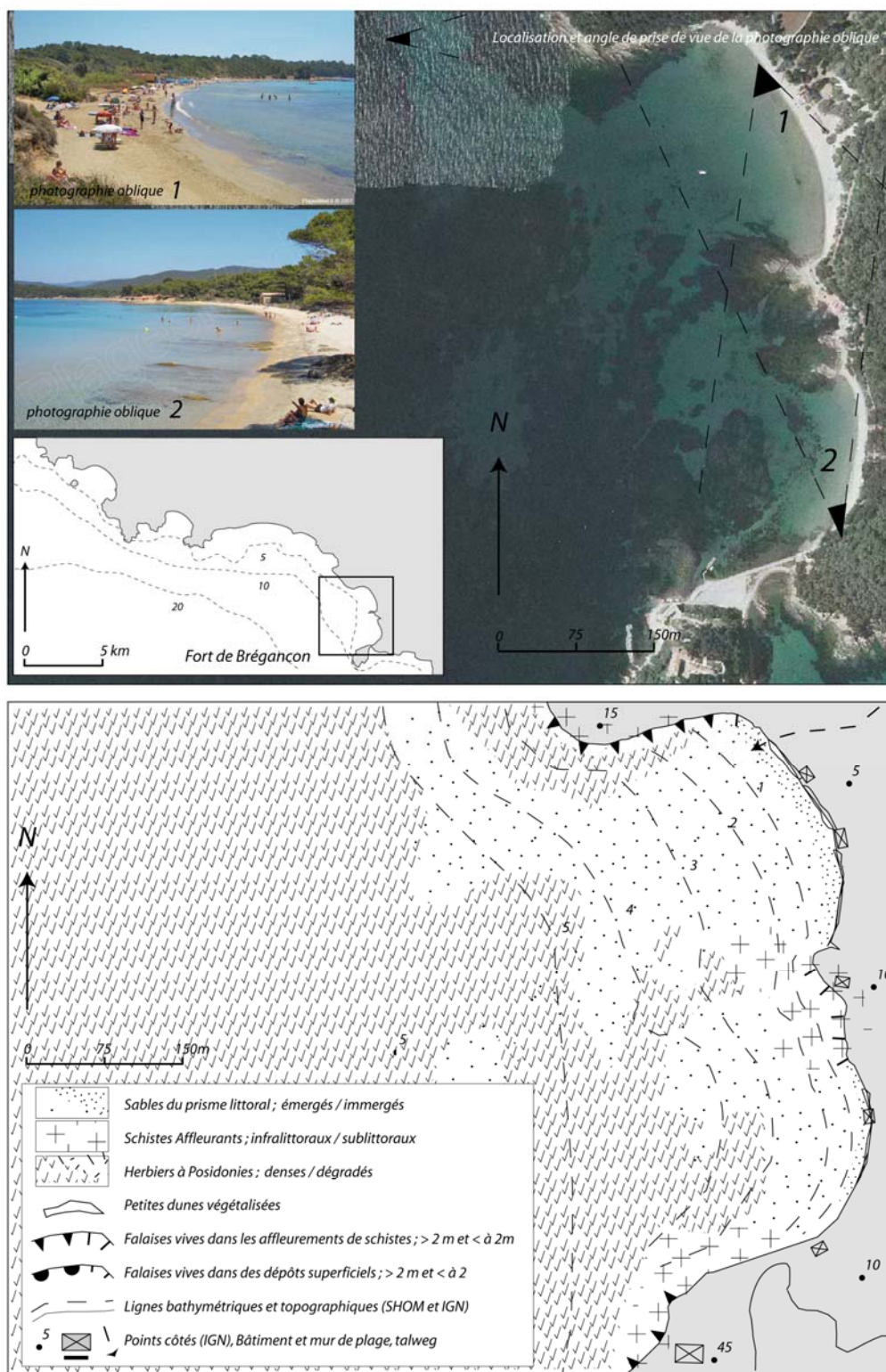


Fig. 43. Plages de Cabasson (au Nord) et de Brégançon (au Sud) (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



Du cap Bénat au cap de Cavalaire, ont été sélectionnées les plages de poches de la Fossette, d'Aigue belle, de Pramousquier, du Canadel, et du Rayol. Ces plages sont extrêmement protégées des houles d'Ouest par le cap Bénat, tandis que l'île du Levant protège ces plages des houles de Sud-Est. Par contre, elles sont directement exposées aux houles d'Est. En relation avec les conditions d'agitation, la plage émergée est relativement étroite (10 à 30 m) et en pente forte (5%), constituée de sables plus grossiers que dans les autres secteurs. Aussi, à la différence des autres plages étudiées, le dessin de bancs de sables dirigés vers le large dans l'herbier de posidonies laisse supposer qu'il existe des « rips currents » à l'extrémité de ces plages, favorisés par les parois rocheuses qui les limitent et par la pente assez forte de la plage émergée, due à l'absence de talus continental. Ces plages sont par conséquent, les plus exposées des plages étudiées. Enfin pour ces plages, les versants ont été occupés peu à peu par des résidences secondaires et des routes goudronnées, des années 1950 à nos jours, et l'arrière plage est souvent occupée par des hôtels, ou habitations privées « les pieds dans l'eau ». L'arrière plage est donc bordée par des murs de plage ou des bâtiments, qui sont atteints par les vagues lors des plus fortes tempêtes, et l'alimentation en sédiments depuis les bassins versants aux plages à du être limité voire stoppé par ces constructions. Ces plages sont par conséquent, les moins « naturelles » des plages étudiées.

12. Fossette (Fig. 44) : située à l'Ouest du littoral rocheux de la corniche des Maures, non loin du Langoustier, la plage de la Fossette est une petite plage de 180 m de long et une quinzaine de mètres de large en moyenne, orientée vers le Sud-Ouest. Par conséquent elle est relativement bien protégée des houles d'Est, avec un indice d'agitation de 7. Un important platier rocheux colonisé d'herbier limite vers le large un stock de sable limité. Cependant des sorties de sédiments sont visibles aux extrémités de la plage, dessinant des bancs de sable orientés vers le large à travers l'herbier de posidonies vers 8 / 10 m de profondeur.

13. Aigue Belle (Fig. 45) : Plus à l'Est, la plage d'Aigue belle longue de 250 m et large de 10 m en moyenne est orientée vers le Sud-Est. Elle est donc relativement exposée aux houles d'Est ce qui se traduit par un indice d'agitation relativement élevé de 12. Cette plage est limitée sur toute la longueur de l'arrière plage par des constructions. Les sables fins à grossier s'étendent loin en mer (-15 m environ) et l'herbier y est peu développé.

14. Pramousquier (Fig. 46) : A l'Est de Cavalière et du Cap Nègre, la plage de Pramousquier orientée Sud-Est, s'étend sur 300 m et 30 m de large environ, bordée en arrière plage par des constructions. Les sables fins à grossiers de cette plage s'étendent loin en mer (-15 m de profondeur environ) car l'indice d'agitation de cette plage est relativement élevé (13) car exposée aux houles d'Est.

15 et 16. Canadel (Fig. 47) et du Rayol (Fig. 48) : Ensuite la plage du Canadel et du Rayol sont deux plages comparables, avec une longueur de 300 m environ, une largeur de 20 m, avec une orientation vers le Sud et un arrière plage adossé à des falaises ou des constructions. Les sables de ces plages s'étendent loin au large (-15 m de profondeur environ), mais aussi le long des pointes

rocheuses qui les délimitent laissant supposer qu'il existe des sorties de sédiments vers le large. Comme la majorité des plages de la corniche de Maures, l'indice d'agitation est proche de 11 et 12 respectivement.

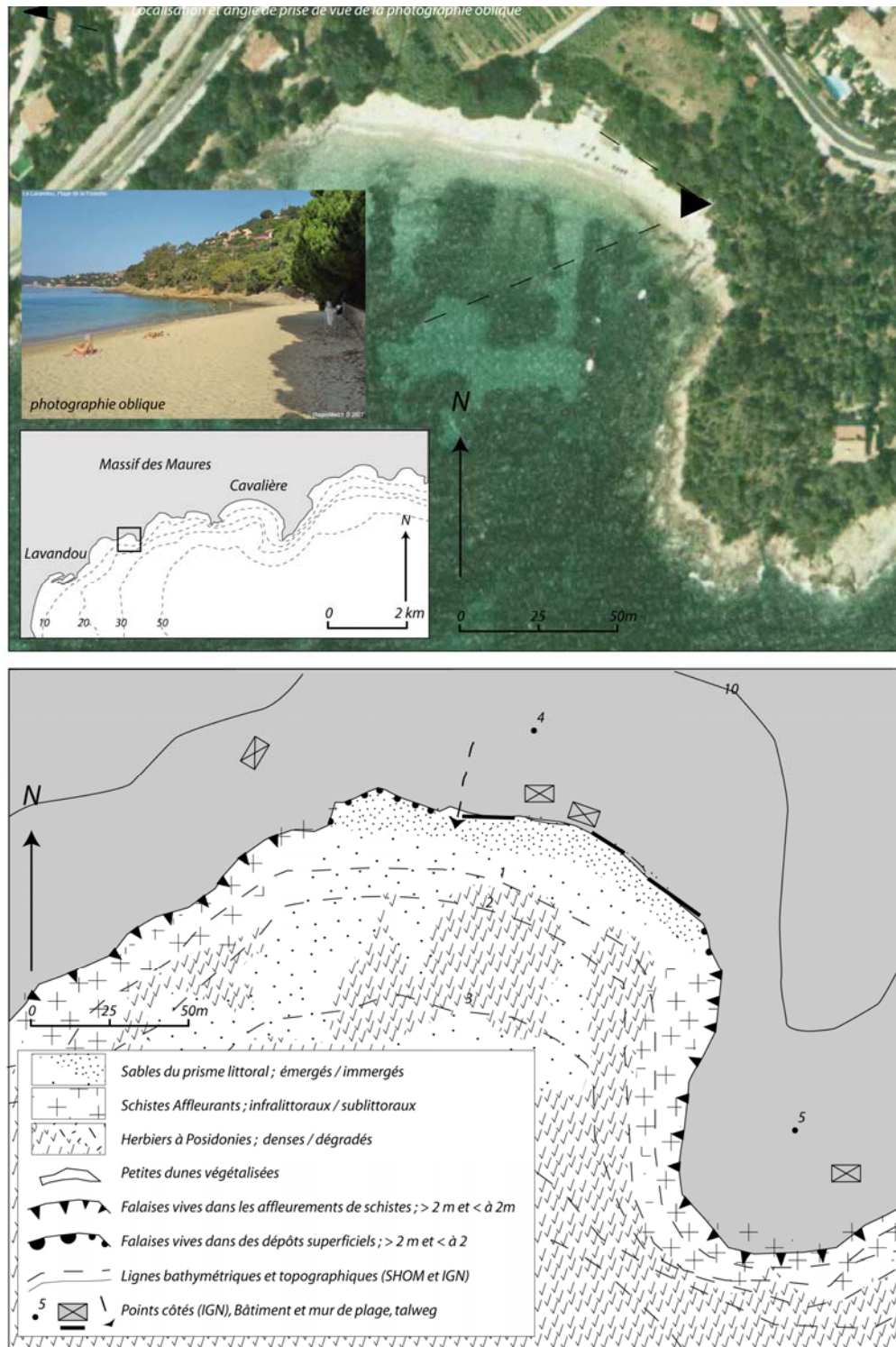


Fig. 44. Plage de la Fossette (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



Fig. 45. Plage d'Aigue Belle (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



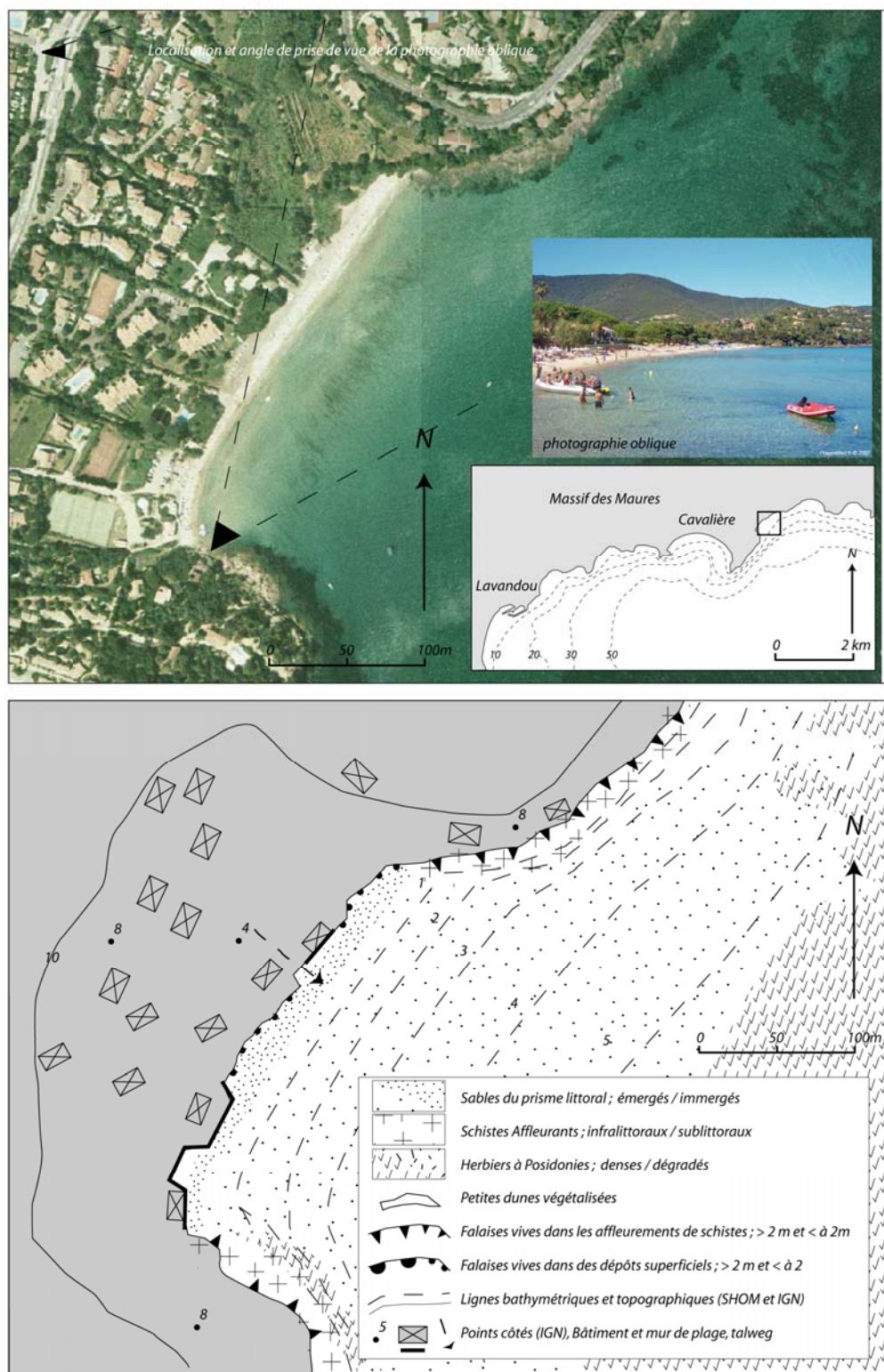


Fig. 46. Plage de Pramouquier (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).

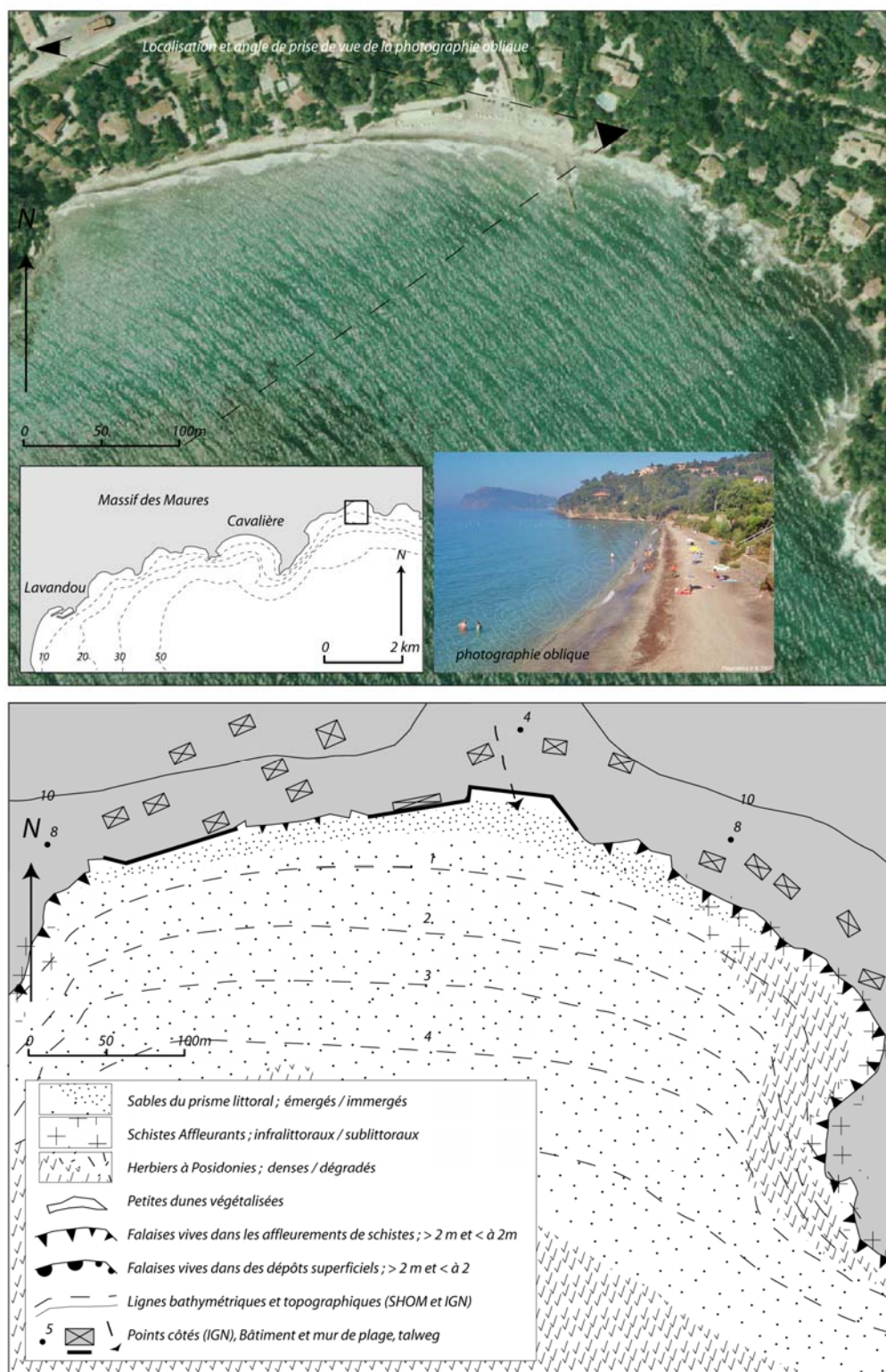


Fig. 47. Plage du Canadel (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).



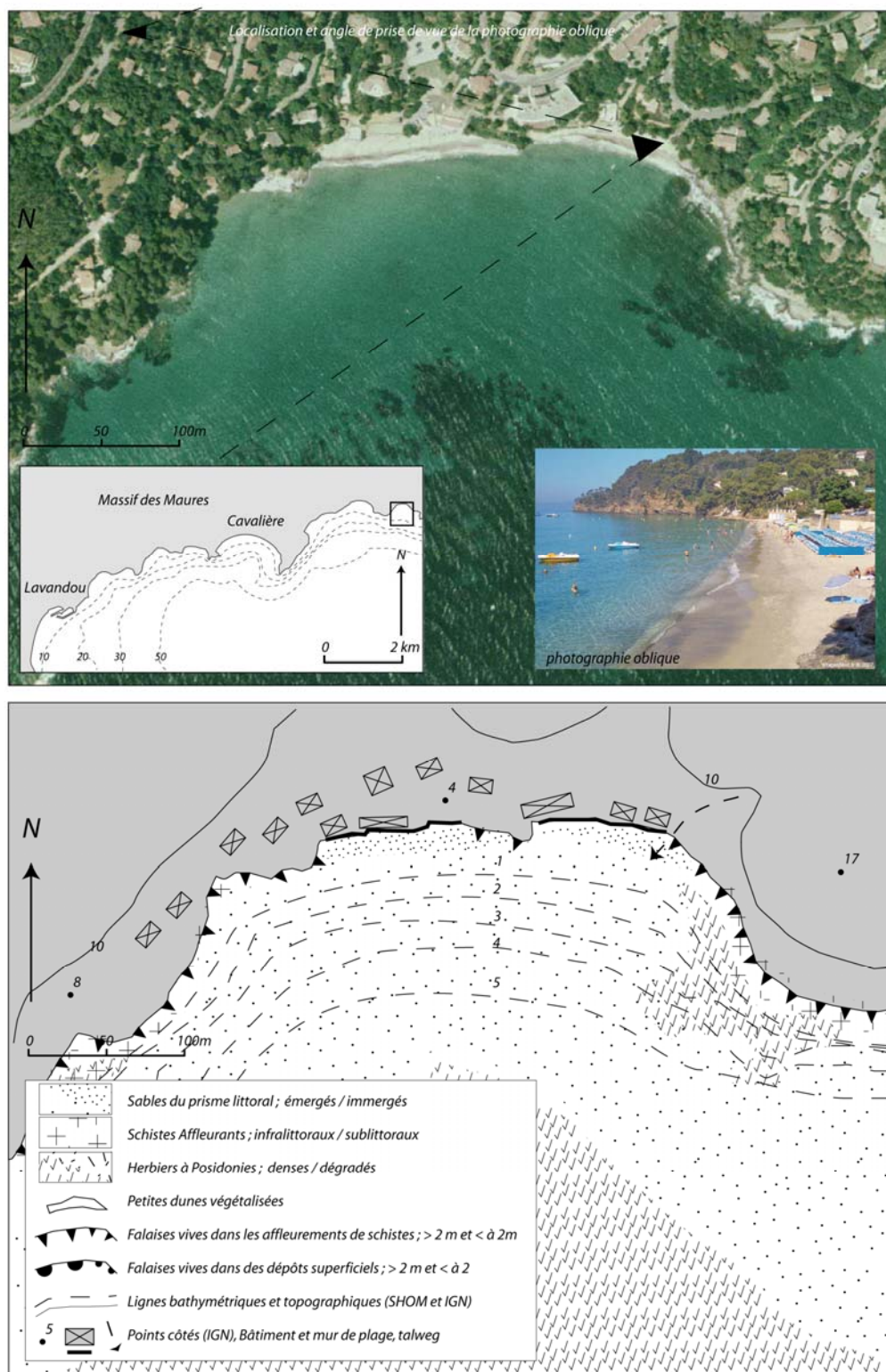


Fig. 48. Plage du Rayol (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).

Enfin, sur la Presqu'île de Saint-Tropez qui sépare la baie de Cavalaire du golfe de Saint-Tropez, entre le Cap Lardier et le Cap de Saint-Tropez, nous avons sélectionné les plages de la Briande, du Cap Taillat, et de la Moutte. De par leur ouverture et leur orientation perpendiculaire aux houles d'Est, les plages de ce secteur sont soumises à la même agitation que les plages de la corniche des Maures, c'est-à-dire qu'elles sont extrêmement bien abritées des houles d'Ouest, par contre elles sont exposées aux houles d'Est. Comme pour les plages du massif des Maures, la plage immergée s'étend peu au large, en pente forte, en relation avec un talus continental quasi absent.

17. La Briande (Fig. 49) : A l'ouest du Cap Taillat, la plage de La Briande est une plage de sables moyens à grossiers, de 300 m de long pour une vingtaine de mètres de large orientée Sud-Sud-Est. Cette plage est relativement peu protégée par la présence du Cap Taillat à l'Est (indice d'agitation : 11). En arrière plage on observe localement des petites dunes ou un escarpement taillé dans le substrat. En mer une pointe rocheuse qui s'enfonce en mer à l'ouest et un platier rocheux à l'Est délimite le stock de sables qui s'étend vers le large jusqu'à l'isobathe -6 m.

18 et 19 : Cap Taillat (Fig. 49) : Les plages du Cap Taillat Nord et Sud dessinent un tombolo large de 50 m en moyenne et long d'un centaine de mètres, reliant le Cap Taillat au continent. Malgré leur position en arrière du cap ces deux plages de sables grossiers sont relativement peu abritées (indice d'agitation : respectivement 11 et 9). Le stock de sable émergés semble limité et bordé en mer par un platier rocheux important et un herbier à Posidonies bien développé.

20 : La Moutte (Fig. 50) : La plage de La Moutte à l'extrémité Est de la presqu'île de Saint - Tropez fait 400 m de long pour une largeur moyenne de 18 m. Elle est exposée frontalement aux houles d'Est (indice d'agitation : 13). En mer le stock de sables grossiers est limité au Sud par un platier rocheux affleurant et au Nord par un herbier à Posidonies très développé. Enfin, c'est la seule plage à être bordée en arrière plage d'une dépression occupée par un étang.





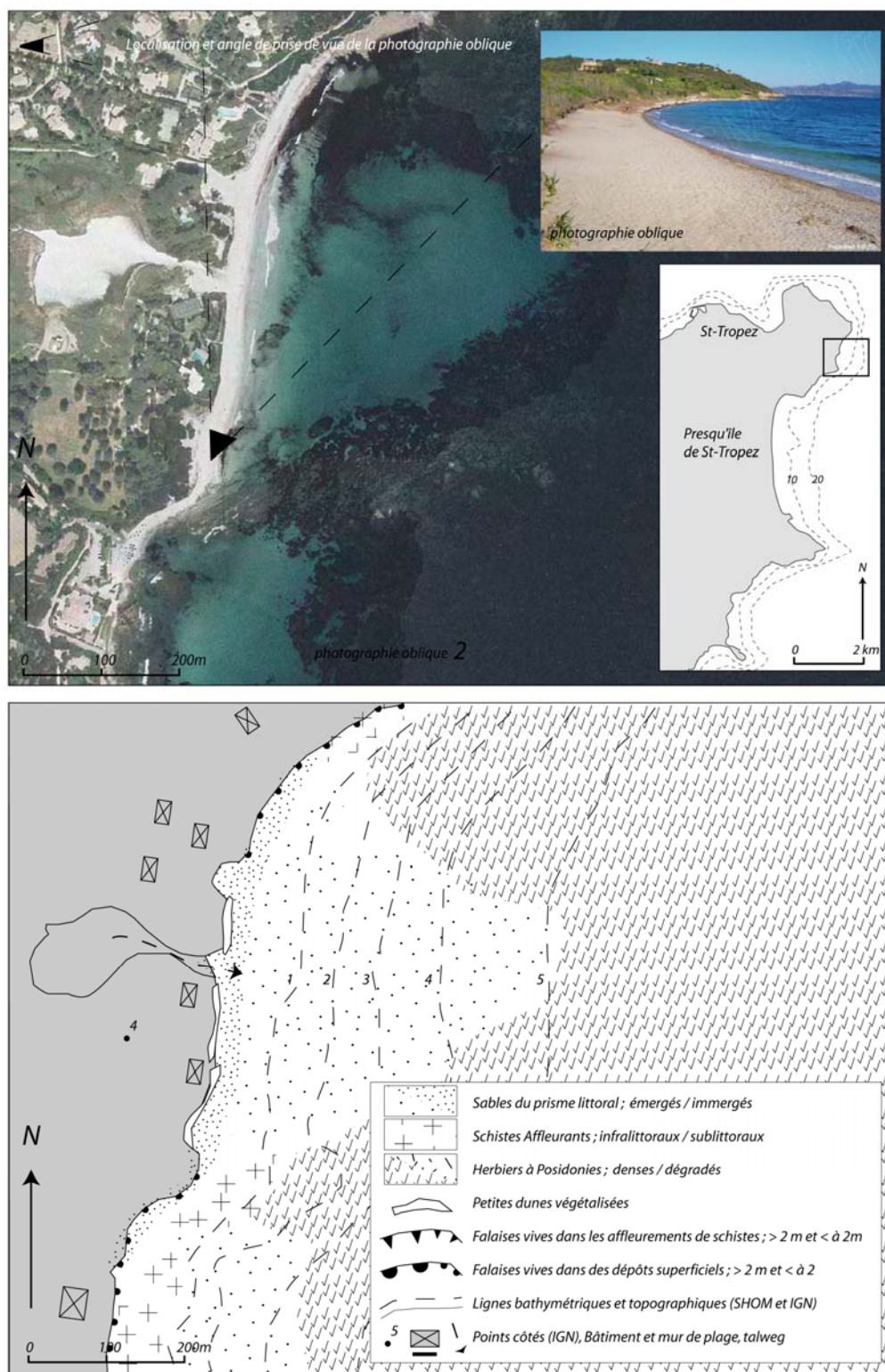


Fig. 50. Plage de la Moutte (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : [www.plagesmed.fr](http://www.plagesmed.fr)).

## 9 - Conclusion de la présentation des plages de poche

Les variations d'orientation des plages de poche étudiées, la protection que leur assurent certains caps entraînent la diversité des régimes hydrodynamiques auxquelles elles sont soumises, mais les différentes caractéristiques générales de ces unités (géologiques, géomorphologiques, hydrographiques), entraînent également une variété importante de leurs sédiments (Nesteroff, 1965). Cette diversité rend difficile leur étude morphodynamique, car chaque plage est « unique », et il est difficile de s'extraire de l'étude au cas par cas.

Globalement, ces plages peuvent être considérées comme des systèmes fermés, où les différents facteurs qui jouent sur les échanges sédimentaires sont limités. Selon la classification aujourd'hui reconnue de Jackson et al. (2002), les plages de poche étudiées sont de type « low énergie », (Jackson and Nordstrom, 1992 ; Suhayda and Oivanki, 1993). Le terme de « basse énergie » a été utilisé pour la première fois par Davies (1964) pour définir les plages protégées de la houle, où l'action des vagues est minimale comparé aux côtes exposées, car elles connaissent globalement une hauteur de vagues hors tempête inférieures à 0,25 m, une hauteur des vagues de tempête faibles (environ 0,50 m), et des plages étroites (environ à 25 m) (Jackson et al., 2002).

Comme l'action des vagues est limitée du fait du caractère abrité des plages de poche, que les transits sédimentaires sont réduits, et que les apports fluviaux sont limités, le rôle d'autres facteurs jouant dans la morphodynamique des plages, comme la montée de la mer, peuvent avoir un rôle plus important que sur d'autres types de plages (Hegge et al., 1996), comme les plages ouvertes, pour lesquelles la houle est un facteur dominant. Par conséquent ces plages de poche sont des sites privilégiés pour l'étude de l'impact de la montée de la mer. Le nombre de plages étudiées devrait permettre de déterminer s'il existe une tendance globale de l'évolution des plages ou s'il s'agit de phénomènes locaux. Si l'on réussit à distinguer un signal commun dans l'évolution à long terme, il sera d'autant plus fort que les unités sont nombreuses et différentes.

## **Chapitre III - Evolution passées et tendances futures des forçages : niveau marin et tempêtes**



# 1 - La montée de la mer

## 1.1. Introduction

Dans le contexte de réchauffement climatique global (Gornitz et al., 1982; IPCC 2001, 2007), les gestionnaires du littoral méditerranéen Français sont de plus en plus préoccupés par l'accélération actuelle et future du niveau marin. Les plages sont-elles menacées par la montée du niveau marin ? Comment vont-elles évoluer face à l'élévation marine annoncée pour le futur ? Dans les années 1980 et 1990, les études fondées sur les données des marégraphes montraient globalement une élévation du niveau marin de + 1,1 mm / an sur le 20<sup>ème</sup> siècle (Pirazzoli, 1986 ; Paskoff, 1987 ; Suanez et al., 1997 ; Woppelmann, 1997). Grâce aux mesures des satellites depuis 1992, il est certain que les océans s'élèvent en moyenne de 3,1 mm par an (Nerem et al., 2006), et la montée du niveau marin devrait s'accélérer encore d'ici la fin du 21<sup>ème</sup>, pour être au moins 4 fois plus rapide que durant le 20<sup>ème</sup> siècle. Ainsi, alors que des études ont porté sur la vulnérabilité des côtes Méditerranéenne face à la montée relative de la mer (RSLR) (Jeftic et al., 1992; Jimenez and Sanchez-Arcilla, 1997), les mesures récentes du niveau marin (Church and White, 2006) et les scénarios récents pour 2100 (IPCC, 2007), montrent l'importance de nouvelles analyses de la vulnérabilité des plages de Méditerranée face à la montée de la mer, à cause du développement socio-économique sans précédent de la frange côtière. En Provence, les activités économiques de la frange côtière sont considérables et principalement liées à l'industrie du tourisme. Ainsi, les retombées économiques du tourisme littoral s'élèvent à 4,6 billion euros par an, ce qui correspond environ à 1/5 des bénéfices de l'industrie Française du tourisme. Par conséquent la disparition des plages de Provence liée à une augmentation de l'érosion aurait de graves répercussions sur l'économie de la région.

Les plages de Provence sont en majorité des plages de poche dont le recul est relativement lent (Blanc, 1975, Clus-Auby, 2005), car elles sont relativement protégées des houles, ce qui est leur principale caractéristique. Néanmoins, ces plages sont adossées à des falaises ou des talus en arrière plage, et leur déplacement vers la terre est très limité, ce qui pose la question de leur pérennité face à la montée de la mer. Ainsi, l'étude de l'évolution de plages de poches de la côte Méditerranéenne à l'échelle séculaire, en relation avec les valeurs de l'élévation marine, devrait permettre de distinguer l'impact de l'élévation marine sur le recul du rivage. L'approche développée ici est novatrice car, excepté les travaux de Clus-Auby (2005) qui ont porté uniquement sur la frange littorale acquise par le conservatoire du littoral, aucune autre étude n'a pour l'instant entrepris d'étudier la relation entre élévation marine et l'érosion côtière sur les plages de Provence, du fait de leur faible mobilité qui laisse croire à une stabilité. Afin de distinguer l'impact de l'élévation marine sur la mobilité du rivage, il est tout d'abord nécessaire de connaître avec la plus grande précision possible les variations du niveau marin.



## 1.2. Définitions

Le niveau de la mer est défini comme l'interface entre la mer et l'atmosphère, mais ses attributs de hauteur et de variations restent souvent ambigus (Woppelmann, 1997). Le niveau moyen de la mer instantané est défini par Le SHOM par rapport au résidu ou l'écart entre le signal observe de hauteur du niveau de la mer et la marée : la surcote et décote. Cet écart est dû a des phénomènes atmosphériques et climatiques. Le niveau moyen de la mer découle alors d'une moyenne de cette grandeur sur une période donnée. On remarque toutefois l'absence de référence explicite dans cette définition. A l'échelle d'une vie humaine, le niveau marin moyen de la mer apparaît comme fixe. C'est d'ailleurs lui qui sert de référence pour mesurer l'altitude des reliefs des continents ou la profondeur des océans (Paskoff, 1993). Cependant, la simple observation de la mer montre que la hauteur du plan d'eau est variable. A l'échelle d'un siècle, les variations du niveau marin résultent principalement de la superposition de plusieurs forçages climatiques qui peuvent se rassembler en deux groupes selon leurs échelles de temps :

- des forçages lents comme les variations thermiques globales et/ou régionales par effet stérique et/ou la fonte des glaciers continentaux.
- des forçages rapides, inférieurs à quelques jours, comme la marée astronomique et les modifications du champ barométrique et du vent.

En d'autres termes, les variations transitoires du niveau marin associées aux conditions atmosphériques, se superposent à celles plus lentes, notamment celles liées aux variations des températures.

## 1.3. Variations récentes et futures du niveau marin mondial

### 1.3.1 Mesures par les marégraphes depuis la fin du 19ème

Avant les années 1990, les enregistrements des marégraphes constituaient la principale base de données pour la mesure de la montée du niveau marin (Nerem et al., 2006). Alors que certains enregistrements remontent jusqu'à la fin du 19<sup>ème</sup>, la majorité datent seulement du milieu du 20<sup>ème</sup> siècle et ne couvrent pas de façon homogène les océans. Douglas et Peltier (2001) ont montré d'après les enregistrements de plus de 50 ans depuis des marégraphes distants des régions tectoniquement actives, que la vitesse d'élévation du niveau marin moyen était de  $+1,84 \pm 0,35$  mm / an durant le 20<sup>ème</sup> siècle. Des estimations plus récentes confirment ces valeurs. Holgate et Wood-worth (2004) à partir de 177 marégraphes indiquent une vitesse de  $1,7 \pm 0,4$  mm / an pour la période 1950/2000, alors que Church et al. (2004) proposent une valeur de  $1,8$  mm / an  $\pm 0,3$  mm / an, sur la même période mais en apportant des corrections à partir des données des satellites. Enfin, aucune accélération significative de l'élévation marine n'a été détectée par les marégraphes (Nerem et al.,



2006) jusqu'à ce que Church et White (2006) aient trouvé une accélération de  $0,013 \pm 0,006$  mm / an en étendant la période d'étude de 1870 à 2001 (Fig. 51).

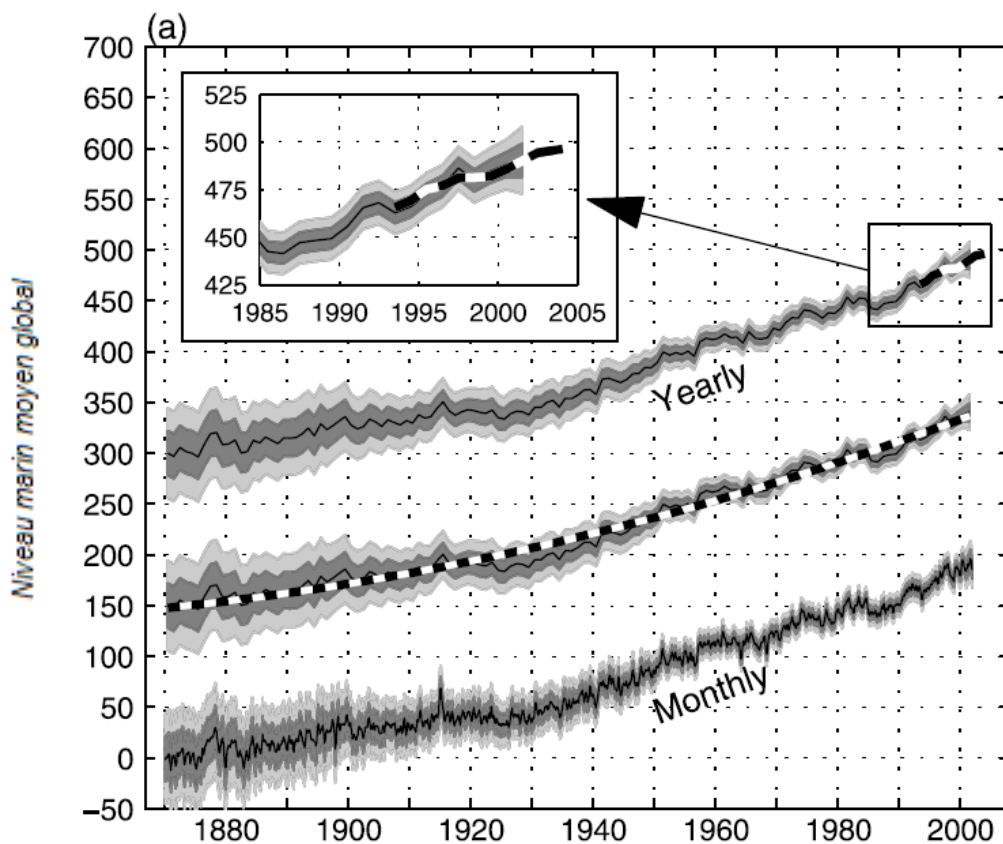


Fig. 51. Elévation globale du niveau marin moyen mesuré depuis les marégraphes sur la période 1870/2001 (en noir) et surimposition des enregistrements des satellites entre 1992 et 2002 (zoom). Moyenne mensuelle, annuelle avec quadratique fit to the yearly values, et moyenne annuelle. La surface grisée correspond à l'intervalle d'incertitude en fonction des écarts type. (Church et White, 2006).

### 1.3.2 Mesures par les satellites depuis 1993

D'importants progrès ont été réalisés quant à la connaissance de la hausse actuelle du niveau moyen global de la mer grâce aux les satellites altimétriques. Ainsi depuis 1993 avec TOPEX/Poseidon, et depuis 2001 avec Jason-1, on mesure le niveau marin avec une précision millimétrique, et ces nouvelles techniques coïncident avec une nette accélération de l'élévation du niveau marin ét ablie à  $+3,1 \pm 0,4$  mm / an sur 13 ans (Fig. 52). On ne sait pas, pour l'instant, s'il s'agit d'une accélération ou d'une simple fluctuation décennale (Nerem et al., 2006). Cependant, comme l'avaient montré les enregistrements des marégraphes sur le siècle (Douglas, 1992, Douglas et al., 2001), il existe de grandes différences régionales (Fig. 53).

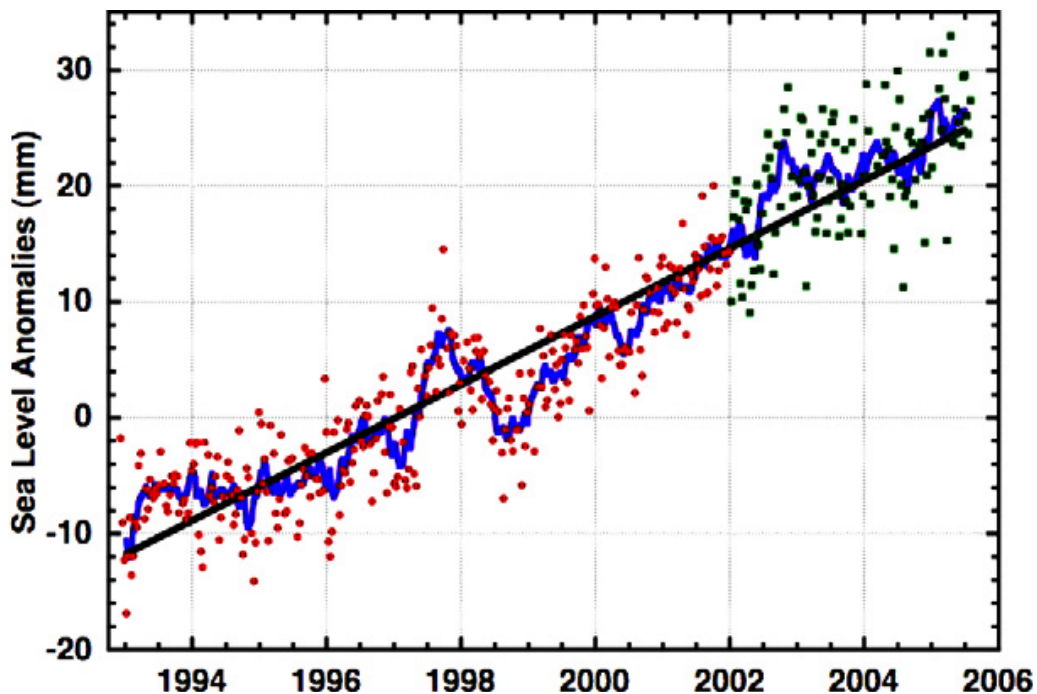


Fig. 52. Courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer d'après les observations des satellites altimétriques TOPEX/Poseidon et Jason- 1 entre 1993 et 2006. Les points (rouges pour TOPEX/Poseidon, verts pour Jason-1) correspondent aux estimations brutes tous les 10 jours. La courbe bleue représente un lissage sur 60 jours. La droite noire décrit la pente calculée par la méthode des moindres carrés (Nerem et al., 2006).

### Sea level trends from Topex-Poseidon (Jan.1993-Mar.2005)

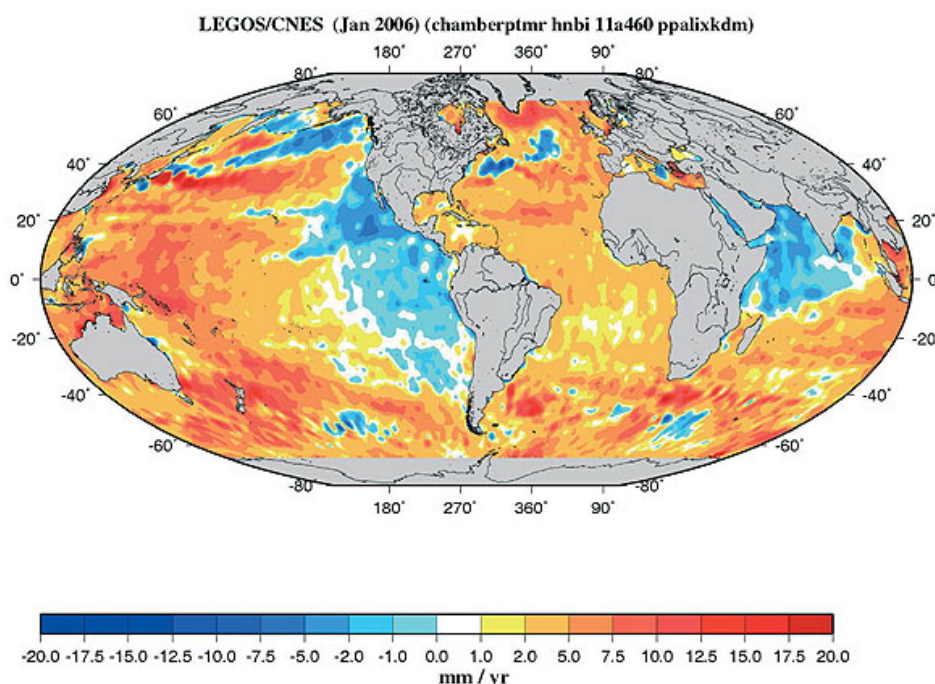


Fig. 53. Carte de la distribution géographique des vitesses de variations du niveau de la mer mesurées par altimétrie spatiale, pour la période 1993-2005. Echelle de couleur en millimètres par an (Legos/CNES, 2006).

### 1.3.3 Les causes de l'élévation du niveau marin

Les variations eustatiques peuvent être définies comme les changements globaux de volume d'eau océanique dus à la dilatation thermique de l'eau, d'une part, et d'autre part la fonte ou à la formation de glace continentale. De récentes observations des variations de température des océans et des bilans de masse des glaces continentales montrent que la hausse actuelle du niveau de la mer résulte de l'effet combiné de l'expansion thermique des océans et de la perte de masse des glaciers de montagne et des calottes polaires (Nerem et al., 2006). Les informations de température pour le calcul des variations du niveau marin lié à l'expansion thermique des océans, appelée aussi élévation stérique, provenaient essentiellement des mesures des navires qui montrent depuis 50 ans un réchauffement global significatif (Levitus et al., 2005). Ce réchauffement contribuait à l'élévation du niveau marin pour environ 0,4 mm / an pour les 50 dernières années (Antonov et al., 2006 ; Ishii et al., 2006) soit 25 % de l'élévation observée (Nerem et al., 2006). Depuis les enregistrements des satellites, l'élévation stérique accélère entre 1,2 mm / an (Antonov et al., 2006, Ishii et al., 2006) et 1,6 – 1,8 mm / an (Lombard et al., 2005, 2006 ; Willis, 2004, 2007). Cependant, ces variations sont non uniformes à l'échelle du globe et considérablement variables entre deux décennies.

Ensuite, environ 1,5 mm / an de l'élévation marine observée sur les deux périodes (50 dernières années et dernière décennie), ne peut être expliqué uniquement par l'expansion thermique. La fonte des glaces participent aussi à l'augmentation du volume des océans (Lombard et al., 2005 ; Miller et Douglas, 2004). D'une part, la fonte des glaciers de montagne a contribué à l'élévation du niveau marin de 0,5 mm / an sur les 4 dernières décennies, et 0,8 +/- 0,35 mm / an sur la période 1993 / 2003, avec des marges d'erreur importantes (Dyugeroev et Meier, 2005). D'autre part les différentes études du volume des calottes polaires (Nérem et al., 2006) estiment leur contribution à 0,2 à 0,4 mm / an dans l'élévation marine pour la dernière décennie. La contribution totale de la fonte des glaces (glaciers de montagne et des calottes polaires) serait donc de 1-1,2 mm / an sur la même période.

Enfin, la combinaison de l'élévation stérique (1,6 mm / an) et de la fonte des glaces (~1,1 mm / an) expliqueraient une élévation de 2,7 mm / an (table 6) sur les + 3,1 mm / an mesurés. Les 0,4 mm / an qui manquent pour « fermer » le budget de l'élévation marine sur la dernière décennie (+3,1 mm / an) pourraient être attribués à la contribution des eaux terrestres, cependant elle reste difficile à estimer. De nouvelles techniques spatiales, telles que GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) et ICESat (lancé en 2003), devraient offrir d'importantes contributions sur la compréhension du rôle des glaces et eaux continentales dans les variations du niveau de la mer (Chambers et al., 2004 ; Lombard et al., 2006).

Source of sea level rise	Rate of sea level rise (m per century)	
	1961 – 2003	1993 – 2003
Thermal expansion	0.042 ± 0.012	0.16 ± 0.05
Glaciers and ice caps	0.050 ± 0.018	0.077 ± 0.022
Greenland ice sheets	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07
Antarctic ice sheets	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35
Sum of individual climate contributions to sea level rise	0.11 ± 0.05	0.28 ± 0.07
Observed total sea level rise	0.18 ± 0.05 <sup>a</sup>	0.31 ± 0.07 <sup>a</sup>
Difference (Observed minus sum of estimated climate contributions)	0.07 ± 0.07	0.03 ± 0.10

Note:

<sup>a</sup> Data prior to 1993 are from tide gauges and after 1993 are from satellite altimetry

table 6. Observations du taux d'élévation du niveau marin moyen et estimations de la contribution de différentes sources sur la période 1961/2003 et 1993/2003. En m / an. (IPCC, 2007).

### 1.3.4 Estimations de l'élévation future du niveau marin

Les prévisions de l'élévation du niveau des mers au cours des prochaines décennies sont faites à partir de simulations numériques de l'évolution future du système climatique, pour différents scénarios plausibles d'émissions de gaz à effet de serre et d'expansion démographique (Church, 2006). L'IPCC (International Panel on Climatique Change) réunit des groupes de travail composé de scientifiques travaillant sur le changement climatique et ses conséquences. Un rapport synthétique de l'état des connaissances est fait à chaque rencontre (1990, 1995, 2001, 2007), et fait autorité en matière de changement climatique. Ainsi, selon l'IPCC (2007), « pour le futur (2100) quelque soit le scénario, la hausse du niveau de la mer se poursuivra au cours des prochains siècles à une vitesse dépendant du scénario étudié, mais en général supérieur à ce que nous connaissons aujourd'hui. Pour les prochaines décennies, la dilatation thermique de l'océan continuera d'être le facteur dominant. En effet, en raison de l'énorme capacité thermique de l'eau de mer, la chaleur accumulée dans l'océan au cours du temps causera une hausse inexorable du niveau de la mer. »

Case	Temperature Change (°C at 2090-2099 relative to 1980-1999) <sup>a</sup>		Sea Level Rise (m at 2090-2099 relative to 1980-1999)
	Best estimate	Likely range	Model-based range excluding future rapid dynamical changes in ice flow
Constant Year 2000 concentrations <sup>c</sup>	0.6	0.3 – 0.9	NA
B1 scenario	1.8	1.1 – 2.9	0.18 – 0.38
A1T scenario	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.45
B2 scenario	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.43
A1B scenario	2.8	1.7 – 4.4	0.21 – 0.48
A2 scenario	3.4	2.0 – 5.4	0.23 – 0.51
A1FI scenario	4.0	2.4 – 6.4	0.26 – 0.59

table 7. Projections moyennes globales du réchauffement de la température et de l'élévation du niveau marin pour la fin du 21ème siècle selon différents scénarios de l'IPCC 2007. La projection du niveau marin ne prend pas en compte les incertitudes des interactions avec le cycle du carbone, car des lacunes existent dans la littérature à ce sujet.

Cependant, depuis le premier rapport de l'IPCC (1990) jusqu'en 2006, l'élévation observée de la montée de la mer a augmenté plus vite que les projections moyennes de l'IPCC (Church, 2006), et correspond aux projections les plus pessimistes (Fig. 54). Enfin, de nouvelles projections basées sur la relation statistique entre l'élévation de la température et la montée de la mer (Rahmstorf, 2007) projettent que la montée de la mer pour 2100 pourrait atteindre + 1,4 m, bien au dessus des projections de l'IPCC.

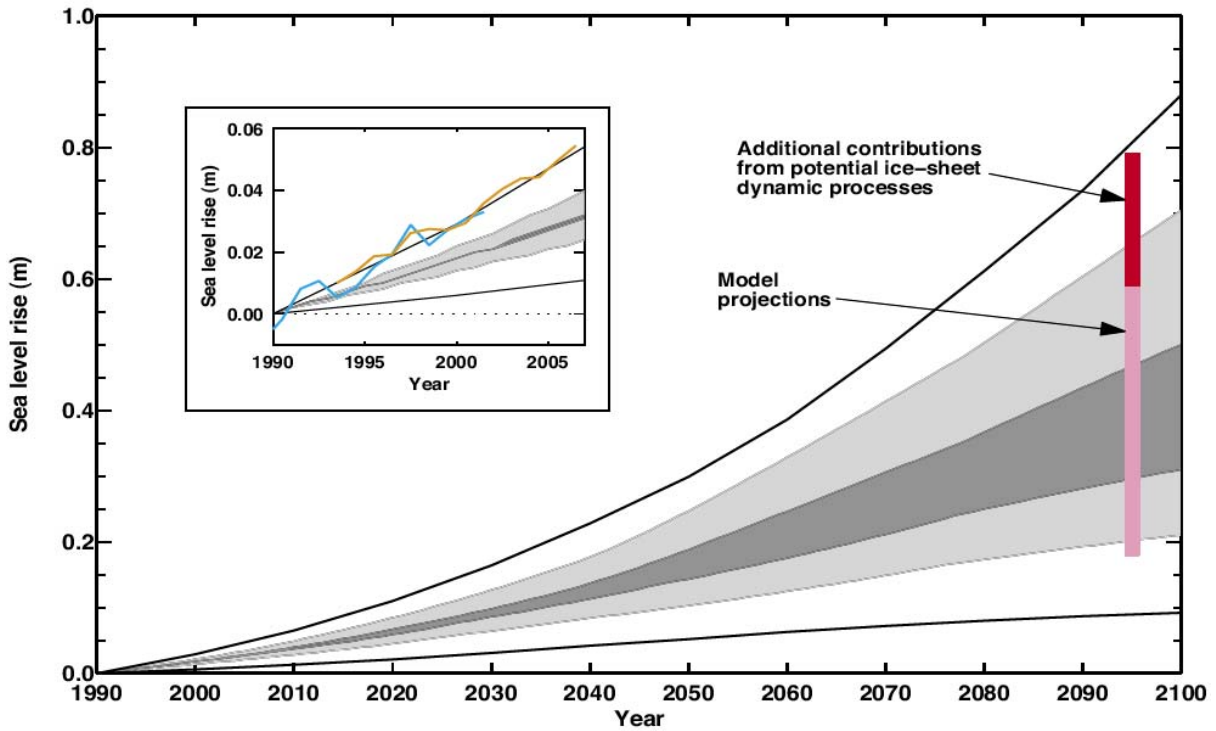


Fig. 54. Projection de la montée de la mer pour le 21ème siècle. Les projections en grisé sont celles du troisième rapport de l'IPCC (2001) pour la période 1990 à 2100. Les nouvelles projections de l'IPCC 2007 sont représentées par la section rose de barre positionnée en 2095. La section rouge correspond aux modèles qui prennent en compte la contribution de la fonte des calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique (AR4 IPCC 2007). Le petit graphique montre en lignes de couleur le niveau marin de 1990 à 2006 mesuré par les marégraphes (en bleu) et par les satellites (en orange). L'élévation actuelle du niveau marin correspond aux projections pessimistes de 2001. D'après Church et al. (2006) et AR4 IPCC (2007).

## **1.4. Variations passées du niveau marin de la frange côtière de Méditerranée Française**

### **1.4.1 Variations du niveau marin de 30 000 BP à la fin du 18<sup>ème</sup> siècle.**

La compilation des valeurs relatives au niveau marin pour la fin du Pléistocène et pour l'Holocène (Fig. 55) montre qu'entre 18 000 ans BP et environ 6000-5000 BP, le niveau marin était environ 120 m plus bas que le niveau actuel (Pirazzoli, 1996, Mörner, 1996). En Méditerranée, les principaux résultats des études concernant la variation à très long terme du niveau marin montrent que durant le Maximum Glaciaire, le niveau marin était 105-115 m plus bas que le niveau actuel (Pirazzoli, 1996 ; Vella, 1999 ; Morhange, 1996, 2001 ; Lambeck et Bard, 2000).

Ensuite, le niveau marin le long de cette section de côte s'est élevé continuellement depuis le dernier maximum glaciaire, et à aucun moment durant l'Holocène, le niveau marin n'a été aussi haut qu'il est aujourd'hui (Lambeck et Bard, 2000 ; Morhange, 2001).

Ainsi, le niveau marin monte de façon régulière entre 6 300 et 4 000 BP, à une vitesse d'environ 2 mm/an (Fig. 55). Entre 4 000 et 3 500 BP, un stationnement autour de -2 m durant plus d'un millénaire est observé par Vella et Provansal (2000), avant d'être remis en question par Morhange et al. (2001). De 3 000 à 1 500 BP, l'élévation se poursuit sans oscillation importante à un rythme plus réduit, estimé à 0,7 mm/an. Enfin, le dernier millénaire de notre ère est caractérisé par une relative stabilité du niveau relatif de la mer.



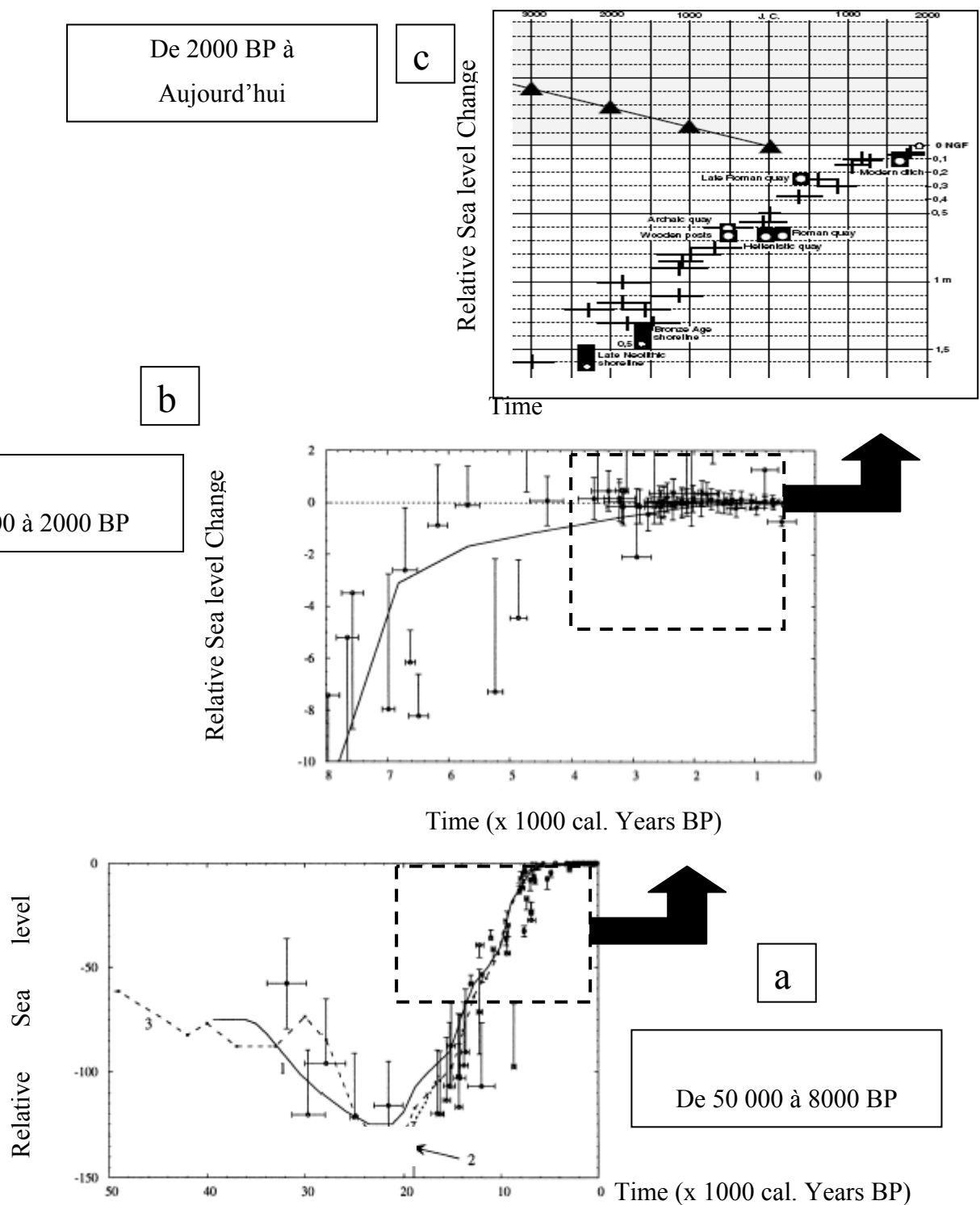


Fig. 55. Evolution du niveau marin corrigés pour les variations glacio-hydro-isostatiques pour la côte méditerranéenne française (les barres d'erreur incluent les incertitudes concernant les observations de terrain et les incertitudes des modèles). (a) pour les derniers 50 000 ans (Lambeck et Bard, 2000), (b) pour les derniers 8000 ans. (Lambeck et Bard, 2000), (c) pour les 3000 dernières années (Morhange et al., 2001.)

### 1.4.2 Variations du niveau marin depuis un siècle : les données des marégraphes

Pour définir la valeur de montée de la mer pour les sites et la période étudiés, nous disposons des données de 6 marégraphes répartis le long de la zone étudiée avec d'ouest en Est : Marseille (1885 à 2006), Toulon (1961 à 2003), Brégançon (Mars 1992 à Juin 1992), Cavalaire (Septembre 1972 à avril 1974, et deux jours en Avril 2000), Nice (1981 à 2002) et Monaco (1960 à 2000) (Fig. 56). Les données des marégraphes de Monaco, Nice, Toulon, Brégançon et Cavalaire ont été fournis par le CETE Méditerranée, les données du marégraphe de Marseille ont été fournis par l'IGN.

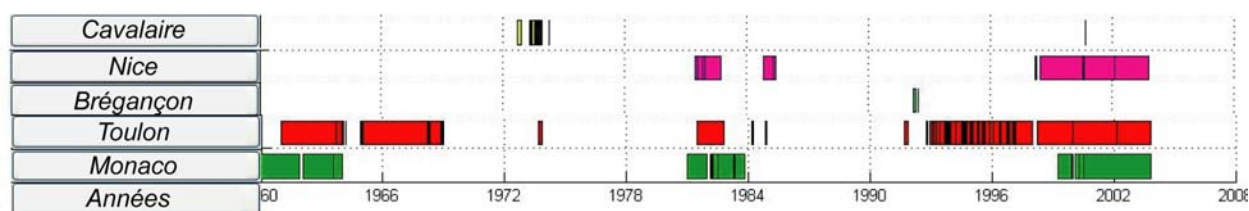


Fig. 56. Distribution temporelle des enregistrements des marégraphes de Cavalaire, Nice, Brégançon, Toulon, Monaco (Frédéric Pons, CETE Méditerranée).

Le niveau marin a été mesuré par des marégraphes mécaniques. Un stylo encreur, entraîné par un flotteur, trace en continu les variations du niveau marin sur un papier millimétré placé sur un marégramme. Pour chaque marégraphe, la mesure utilise un système planimétrique calé sur la surface de la mer. Les marégraphes fournissent des hauteurs (distances géométriques) de l'interface entre la mer et l'atmosphère par rapport à une référence arbitraire, par exemple une référence caractéristique comme le niveau des plus basses mers, mais cela peut être aussi un niveau moyen ou un ellipsoïde, ou plus souvent un repère matériel proche. La cote de ce repère étant déterminée dans le système de référence choisi, elle permet d'exprimer les valeurs de hauteur dans ce système (Woppelman, 1997), ici le niveau NGF, qui a été fixé à Marseille à la fin du 19<sup>ème</sup> à partir de la moyenne des enregistrements marégraphiques enregistrés entre 1885 et 1897 (Guery et al., 1981).

L'analyse des données des marégraphes soulève un certain nombre de difficultés lorsque l'on cherche à estimer la tendance séculaire (Douglas, 1991, 2001 ; Peltier, 2001). D'une part, les données marégraphiques présentent des couvertures temporelles et spatiales peu homogènes (Church et al., 2004). D'autre part, les tendances indiquées par les marégraphes varient beaucoup d'un observatoire à l'autre (Woodworth, 1990 ; Douglas, 1992). Enfin, la variabilité apparaît non seulement à l'échelle mondiale, mais aussi aux échelles régionales et locales (Pirazzoli, 1985 ; Woppelman, 1997).

Ainsi, même si la zone étudiée est relativement bien encadrée géographiquement par les stations, et qu'elle peut être considérée comme tectoniquement stable à l'échelle de la fin du Pleistocène (Bonifay, 1980 ; Bonifay et Courtin, 1980 ; Collina-Girard, 1992) et sur la période étudiée (O.Bellier, Communication orale), les durées d'enregistrement sont variables et non continues, ce qui limite leur interprétation. Par conséquent « avec plus de cent années d'enregistrements de marégraphes, seuls Brest et Marseille possèdent, en France, les données requises pour mettre en évidence une variation à long terme du niveau de la mer. En effet, les fluctuations locales des niveaux moyens annuels sont telles que la tendance ne peut être détectée que si la durée des observations est voisine du siècle » (SHOM, 2009).

Ainsi, seules les données obtenues depuis le marégraphe de la station d'Endoume à Marseille peuvent être traités pour définir une élévation du niveau marin à long terme pour la zone, puisque les premiers enregistrements dont nous disposons datent de 1885. L'analyse est ici basée sur les travaux de Suanez et al. (1997) qui a traité les données du marégraphe entre 1885 et 1993, dont nous proposons une réactualisation en étendant le traitement jusqu'en 2005. A partir des enregistrements journaliers, la série de mesures a été synthétisée en une valeur moyenne annuelle. Ces données mettent en évidence, malgré une forte variabilité interannuelle, une tendance à la hausse (Fig. 57). De 1885 à 2005, l'élévation du niveau de la mer atteint 130 mm, soit +1,1 mm par an, ce qui est en accord avec les analyses de différents auteurs (Pirazzoli, 1985 ; Blanc et Faure, 1990 ; Suanez et al., 1997). Enfin ces valeurs sont comparables à la majorité des sites considérés comme stables tectoniquement à l'échelle séculaire (Emery et al., 1988), et cette tendance est confirmée par les résultats de l'altimétrie radar avec les satellites Topex Poséidon et Jason 1 (Nérerm et al., 2006).

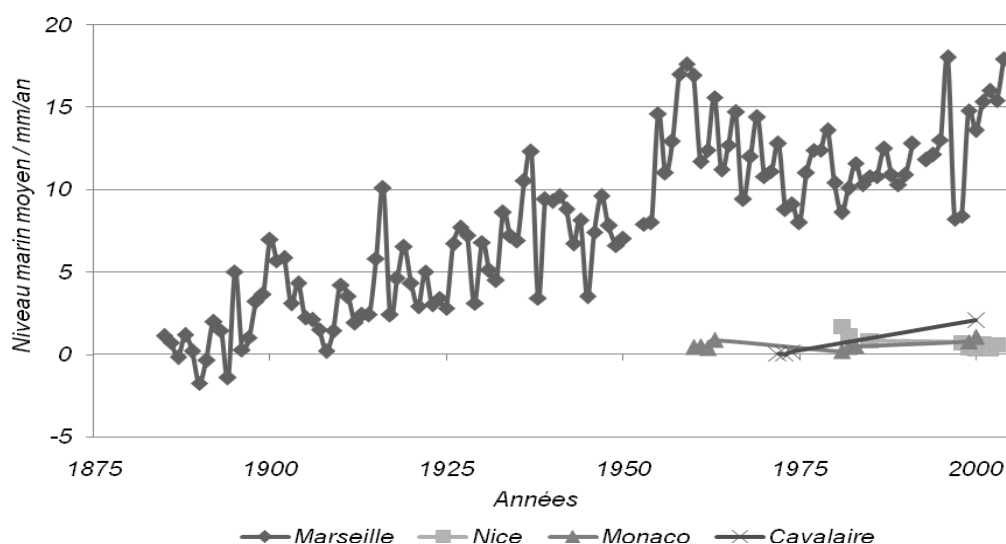


Fig. 57. Elévation marine d'après les Marégraphes de Méditerranée Française orientale. Source : pour les stations de Nice, Monaco et Cavalaire : CETE Méditerranée ; pour la station de Marseille : IGN.

Pour comparaison avec les données des autres marégraphes dont nous disposons, l'évolution de Marseille entraîne une bonne corrélation ( $r^2 = 0,75$ ) avec la station de Cavalaire (coefficient de Bravais Pearson : 0,75 pour un seuil de significativité de 0,26 à 2 % d'erreur). En revanche, il n'existe pas de corrélation avec les autres stations et en particulier celle de Nice. En effet, la station de Nice est la seule à indiquer une baisse du niveau marin. Les périodes d'enregistrement des autres stations sont trop courtes pour être significatives et comparées entre elles. Il en serait de même si l'on disposait de la même période d'observation à Marseille : les données ne nous permettraient pas de déceler une tendance valable du fait de la très forte variabilité interannuelle. En effet, on note trois périodes intermédiaires pour Marseille: de 1885 à 1955 (+ 8 cm); de 1955 à 1975 (-3 cm) et de 1975 à 2004 (+7 cm). La tendance est associée à des oscillations cycliques, qui relèveraient de la variabilité climatique (Suanez et al. 1997).

### 1.4.3 Variations du niveau marin récent: les données satellitales

Environ la moitié du signal de l'élévation marine en Méditerranée est due aux variations des échanges à Gibraltar et à l'évaporation et aux précipitations (Laricol et al., 2002), l'autre moitié est reliée aux effets de contraction-dilatation dus aux échanges de chaleur entre l'atmosphère et l'océan (Cazenave, A., 2004). Cela signifie d'une part que la fonte des glaces du globe participent à l'élévation du niveau de la Méditerranée, et d'autre part que les variations régionales, annuelles et saisonnières sont extrêmement marquées (Fig. 58 et Fig. 59). Par exemple, les variations du niveau marin calculées sur 4 ans, de 1992 à 1996, fait apparaître la forte variabilité saisonnière qui peut atteindre 20 cm, avec des pics en automne et des minima au printemps. (Laricol et al., 2002). Nous supposons que pour l'étude des variations à long terme du niveau marin, l'effet de ces variations sur les variations morphologiques est lissé à long terme.

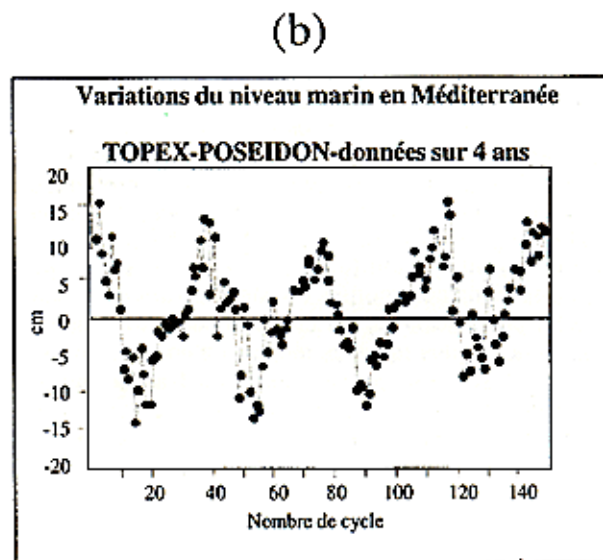
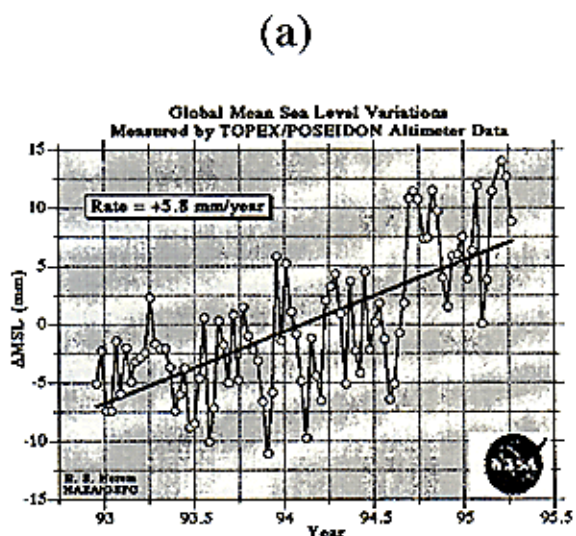


Fig. 58. Variations du niveau marin global calculées sur 4 ans, de 1992 à 1996. Depuis quelques années, le niveau moyen des océans s'est élevé d'environ 5,8 mm/an (a) ; en Méditerranée, une tendance identique est observée, mais avec une dérive qui peut atteindre 1 cm/an (b). Mais dans un cas comme dans l'autre, il subsiste une forte incertitude car il est nécessaire de disposer d'enregistrements à plus long terme. Laricol et al., 2002, Journal of marine system) (CLS, Space Oceanography Division, France).

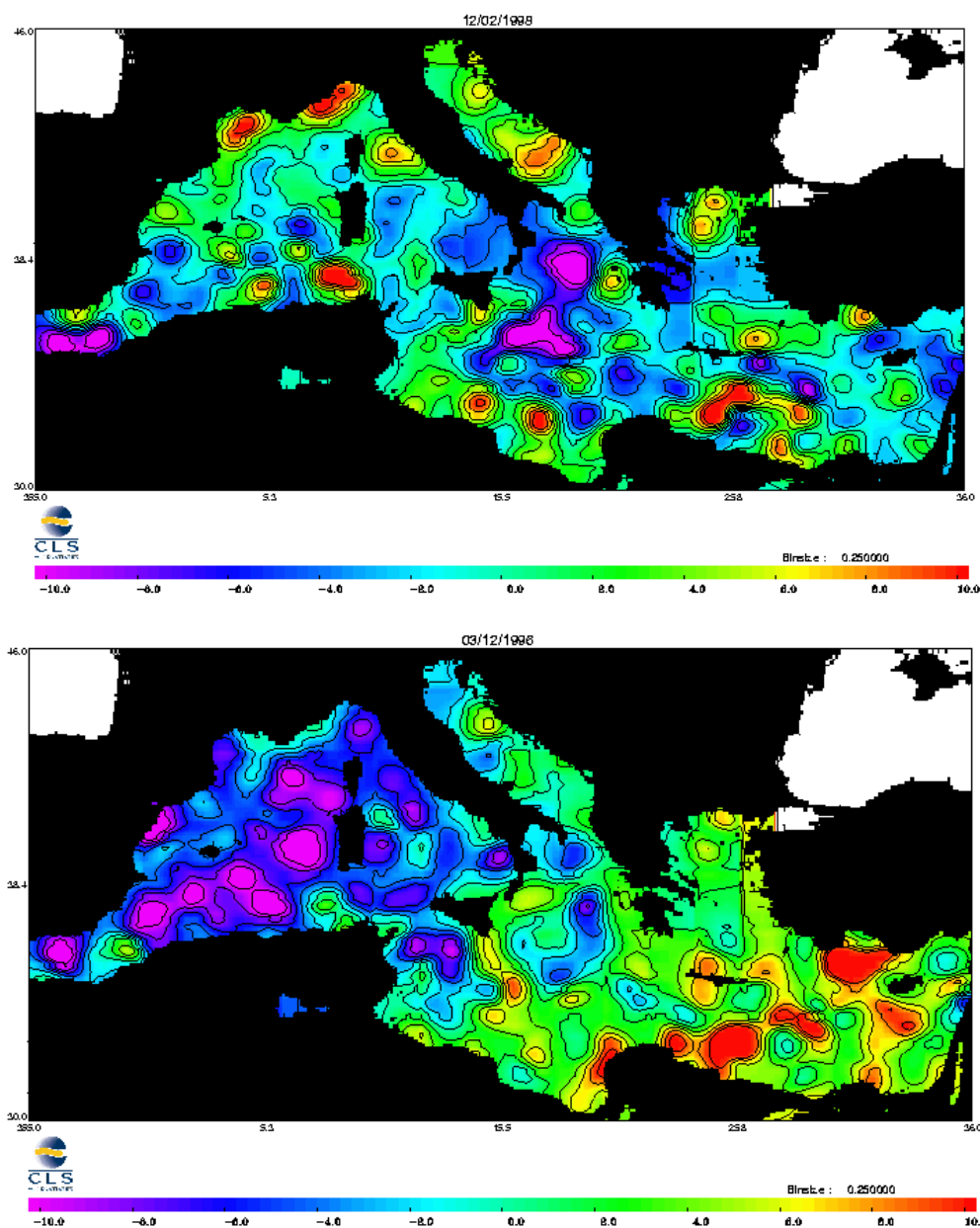
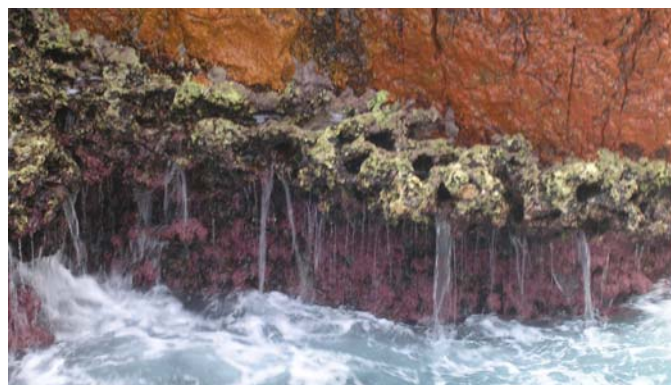


Fig. 59. Anomalies négatives et positives des variations du niveau de la mer relative à un moyen de quatre ans) observée les 12/02/1998 et 03/12/1996, par TOPEX/POSEIDON. L'échelle est de -10 centimètre (bleu) à +10 centimètres (rouge). (CLS, Space Oceanography Division, France).

#### 1.4.4 Variations du niveau marin récent en Provence: les bio-indicateurs

Nombre de caractéristiques biologiques et morphologiques sur les côtes rocheuses de la région Provence, indiquent une élévation du niveau marin. Ainsi, sur de nombreuses falaises rocheuses sans aucune encoche, des populations de *Lithophyllum* ont leur limite supérieure 20 à 40 cm au dessus de la surface de leur corniche, qui est généralement morte et recouverte par des algues sublittorales. Ce développement est cohérent avec l'élévation marine de 10 cm durant le siècle dernier. En effet, le développement de cette corniche étant rapide (1-3 cm par an), la corniche est capable de suivre de près les mouvements du niveau marin. De même, à Marseille, la limite supérieure des balanes vivantes, qui s'arrête brusquement au niveau marin moyen, est + 12 cm au dessus du 0 NGF (Morhange et al., 2001), niveau fixé à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle d'après la moyenne des relevés marégraphiques entre 1885 et 1897 (Guéry et al., 1981). En conclusion, le déplacement vers le haut de la limite des balanes et des populations de *Lithophyllum* sont de très bon indicateurs de l'élévation rapide du niveau marin (Boudouresque et al., 1972).



Photographie 6. Développement de la limite supérieure d'une corniche à *Lithophyllum* (cap Dramont).



## 2 - Les tempêtes

### 2.1. Introduction

Les tempêtes jouent un rôle important dans l'évolution des plages (Nicholls et Hoozemans, 1996). Ces événements peu fréquents mais de forte intensité peuvent se traduire par des phénomènes de submersion, et selon le bilan sédimentaire des plages, par une érosion ou une accrétion du rivage sous les mouvements sédimentaires qu'elles engendrent. Par conséquent les tempêtes constituent avec la montée de la mer, le principal risque de submersion et d'érosion des littoraux, et elles sont considérées comme une contrainte majeure à l'appropriation croissante des espaces côtiers par les populations et leurs activités. Les conséquences de la tempête Xynthia du 28 février 2010 rappellent que l'impact des tempêtes dépend aussi de la réponse humaine apportée face à ces aléas (Paskoff, 1993; Nicholls et al., 1996).

Dans le contexte du changement climatique, la question des impacts anthropiques sur le climat est particulièrement importante. Ulbrich et Christoph (1999) ont montré que le décalage de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) à partir de 1975 peut être en partie attribué à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre d'origine anthropique et donc au changement climatique au sens strict du terme (Fig. 60). En effet, deux expériences de simulation de la pression atmosphérique ont été réalisées avec un modèle de circulation général. La première simule la pression atmosphérique de 1900 à 1990 en forçant le modèle avec une concentration fixe en CO<sup>2</sup> atmosphérique, égale à celle observée au début du 20ème siècle. Autrement dit, l'objectif de cette expérience est la simulation de la variabilité naturelle du climat. La deuxième expérience simule la pression atmosphérique en forçant le modèle avec l'augmentation de la concentration en CO<sup>2</sup> atmosphérique telle que celle observée au cours du 20ème siècle, dont l'origine est désormais clairement attribuée aux activités anthropiques (IPCC, 2007). La première expérience ne montre aucun changement significatif de la position de l'ONA alors qu'ils se déplacent clairement dans la deuxième expérience (Ullmann, 2008 ; Ulbrich et Christoph, 1999). Des changements similaires dans les conditions barométriques moyennes à l'échelle de l'ONA ont également été simulés par d'autres modèles climatiques et toujours sous l'influence de l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre (Carnell et al., 1996).

Or, ces simulations, en accord avec les dernières mesures des climatologues (Wakelin *et al.*, 2003; Ullmann et al., 2007), sont favorables à l'augmentation des vents de Sud-Est dans le Golfe du Lion, et donc à une augmentation du climat de houles et des phénomènes de surcotes (Sabatier et al., 2009). Ce constat révèle l'importance de la question de l'impact morphologique des tempêtes dans l'évolution de l'avant côte du Golfe du Lion, dans le cadre du changement climatique.

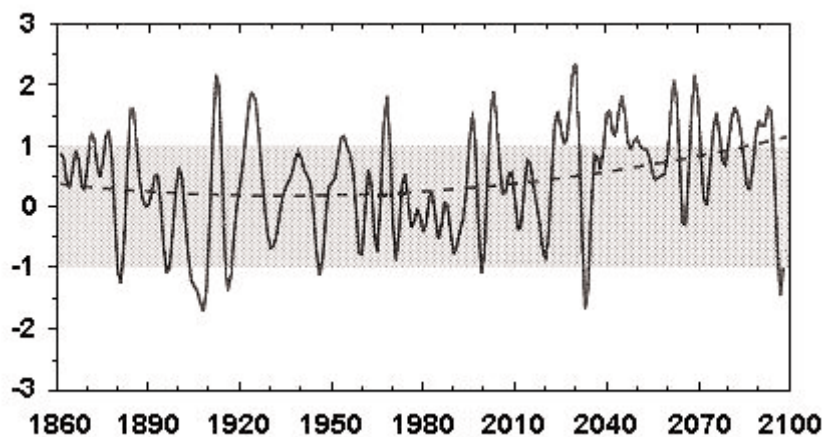


Fig. 60. Indice normalisé de l'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO) calculé par modèle climatique (Ulbrich et Christoph, 1999). L'augmentation de l'indice au cours du temps se traduit par une activité plus importante dans le rail des dépressions.

## 2.2. Définitions et caractérisation des tempêtes

L'abondance croissante d'information sur la magnitude des tempêtes et leurs conséquences peut porter à croire que leur fréquence et leur intensité a augmenté brusquement. Il est donc nécessaire de trouver des indicateurs synthétiques qui permettent d'une part de définir et caractériser le phénomène, et d'autre part d'évaluer sa variabilité. Classiquement, les épisodes de tempêtes sont caractérisés par les paramètres usuels de houle ( $H_{\max}$ ,  $H_{\text{sig}}$ ) et de vent ( $U_{\max}$ ). Par exemple durant la tempête de décembre 1997, une des plus forte tempête qu'ait connu le littoral du Golfe du Lion avec les tempêtes de 1982 et 2003, la hauteur significative atteint presque 7 m (6,98 m mesuré à bouée de Marseillan le 16 décembre à 20 h 30), et le vent a atteint la vitesse de 180 km/h à Sète. Cependant ces deux indicateurs ne rendent pas compte de l'élévation du plan d'eau qui aggrave les impacts, car le niveau d'attaque des vagues est directement dépendant de l'élévation du plan d'eau. Ainsi, lors des tempêtes, une élévation anormale du niveau marin est observée le long du littoral, lié à la baisse de la pression atmosphérique (effet barométrique inverse) et aux forts vents qui poussent et accumulent la masse d'eau vers la côte (Pirazzoli et al, 2006). Le niveau de la mer observé est alors supérieur à celui normalement atteint par la marée astronomique. C'est ce que l'on appelle la surcote marine ou la marée météorologique. Selon Bruzzi (1998), pour le littoral du delta du Rhône, les épisodes de surcotes les plus élevées correspondent également aux tempêtes les plus morphogènes. Ainsi, un seuillage à 38 cm permet d'isoler les événements exceptionnels géomorphologiquement actifs dans les processus d'érosion du littoral et confirme l'intérêt des surcotes comme indicateur de magnitude des tempêtes. Enfin s'ajoute aussi la durée des tempêtes qui permet d'individualiser les événements d'une durée suffisante pour avoir un impact sur le système littoral.

Plusieurs recherches sur le thème des tempêtes ont abouti à la définition de seuils permettant d'individualiser les épisodes de tempêtes, mais celles-ci s'appuient sur des critères et des valeurs différentes en fonction des auteurs et des sites étudiés. Par exemple, sur la côte orientale des Etats-Unis (Dolan et Davies, 1994, Fucella et Dolan, 1996), le seuil des tempêtes a été fixé à 1,5 m de hauteur significative. Dans le delta du Rhône Bruzzi et Provansal (1996) qualifient de tempétueux tout évènement à pouvoir morphogène important (érosif ou constructif) correspondant à l'association d'une hauteur significative de houle > 1 m, de vents marins > 11 m/s, et des surcotes > 0,4 m N.G.F. Sur le littoral du Languedoc-Roussillon, Durand (1999) s'inspire des paramètres définis pour le delta du Rhône et propose de considérer comme tempêtes les épisodes dont la hauteur significative est > à 1,5 m, avec un vent à 11 m/s, des surcotes N.G.F. > 0,3 m, et une durée minimale de 24 h. Enfin, Certain et Barrusseau (2004) observent pour le littoral du Languedoc-Roussillon que les tempêtes sont significativement morphogènes quand la hauteur significative est supérieur à 4 m.

Il est donc difficile de déterminer lequel des paramètres sélectionnés pour caractériser les tempêtes a le plus d'influence sur l'érosion des plages. De plus dans la littérature, les travaux affichent des résultats contradictoires, certains donnant plus d'importance à la force de la houle (Dolan et Davis, 1992) tandis que d'autres soulignent le rôle du niveau de l'eau (Vellinga, 1982 ; Steetzel, 1991 ; Zhang et al., 2001). Dans tous les cas cependant, une augmentation de la hauteur de houle, des surcotes, et de la durée des événements tempétueux sont considérées comme un paramètre amplificateur de l'érosion. La distinction du rôle de la fréquence des tempêtes par rapport à leur intensité dans l'évolution de l'avant côte prend tout son intérêt dans le cas d'un changement climatique qui pourrait affecter ces deux paramètres simultanément ou non (Sabatier, 2007). C'est ce que nous tenterons d'étudier pour le littoral du Languedoc-Roussillon dans le dernier chapitre de ce travail.

### **2.3. Les tempêtes dans le Golfe du Lion :**

Le Golfe du Lion est soumis au climat Méditerranéen qui n'est pas exempt de phénomènes violents. Même s'il ne se situe pas sous les principales trajectoires des perturbations de l'Atlantique (Rogers, 1997), de fortes dépressions peuvent néanmoins y transiter (Alpert et al, 1990, Bouligand et Pirazzoli, 1999). Ces dernières, dont la grande majorité se produisent principalement d'octobre à mars (Bruzzi, 1996), sont responsables de l'apparition de vents violents qui entraînent la formation de fortes houles (Bouligand et Pirazzoli, 1999; Pirazzoli et al, 2006; Ullmann et Pirazzoli, 2007).

Face à l'aléa des tempêtes, le Golfe du Lion présente des enjeux particulièrement importants. Le littoral y est en effet densément peuplé et concentre de nombreuses activités socio-économiques. C'est le cas par exemple du tourisme balnéaire des côtes de l'Hérault ou encore des importants flux commerciaux et pétroliers du port autonome de Marseille. Les enjeux sont également naturels, notamment pour la Camargue, zone protégée mais menacée par les pics de niveau marin atteints lors

des tempêtes qui ont entraîné un recul du trait de côte de plus de 100 mètres en un siècle (Sabatier et Suanez, 2003). Ce Golfe est donc particulièrement vulnérable face aux tempêtes et concentre une multitude de « points chauds » où les risques sont sérieux.

Ainsi, les tempêtes exceptionnelles de 1982, 1997 et de 2003 ont profondément érodé et marqué le paysage littoral et ces épisodes restent encore aujourd'hui considérés comme des tempêtes particulièrement destructrices, en particulier pour les infrastructures côtières. Les effets de ces tempêtes se sont manifestés pendant les événements eux-mêmes (inondations marines, recul du rivage, destructions d'équipements côtiers...) mais aussi de manière durable en détruisant notamment le cordon dunaire de plusieurs plages de Camargue et du Languedoc-Roussillon. Cette destruction a pour conséquence directe de permettre à des tempêtes de plus faibles énergies d'inonder l'arrière plage et de mettre en péril les activités socio-économiques qui se développent dans ce secteur. Le maintien du cordon dunaire joue donc un rôle fondamental dans la limitation des invasions marines, mais ce dernier, qui est essentiellement attaqué durant les tempêtes les plus fortes, pourrait être soumis à des érosions plus intenses dans le cas d'une augmentation de la force et/ou de l'intensité des tempêtes liées à un changement climatique.

### **2.3.1 Conditions atmosphériques associées aux tempêtes**

Les tempêtes dans le Golfe du Lion sont liées à la présence d'une dépression au niveau du Golfe de Gascogne (Moron et Ullmann, 2005). Le principal forçage est le vent qui lui est associé et qui tourne autour de la dépression dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Les côtes du Golfe du Lion sont alors grandes ouvertes aux vents de mer soufflant du Sud, capables de pousser la masse d'eau vers les côtes et entraîner une élévation importante du niveau de la mer sur le littoral (Ullmann et al, 2007; Ullmann et Pirazzoli, 2007). Pour analyser les conditions atmosphériques des tempêtes dans le Golfe du Lion, Ullmann (2008) a déterminé sur la période 1986-1995 les directions et les vitesses du vent en relation avec les surcotes.

Ainsi, en ce qui concerne les directions des vents, au Grau-de-la-Dent et à Sète, plus de 50 % des surcotes > 20 cm sont associées à des vents soufflant de 80° à 120°. Les vents locaux de Sud-est (figure 1) sont donc responsables de la formation d'un pic local de surcote sur ces côtes. A Marseille, plus de 60 % des surcotes > 40 cm sont associées à des vents de sud soufflant de 120° à 200°. Mais 30% d'entre elles sont également associées à des vents de secteur nord de 280° à 340° (Fig. 61). En effet, malgré l'orientation générale Est-Ouest des côtes de cette partie du Golfe, le marégraphe de Marseille est localisée à Endoume sur une côte localement orientée Nord-Sud et ouverte sur la mer vers l'Ouest. Par conséquent, elle est également exposée à des vents de Nord-ouest de 280° à 340° capables d'accumuler une masse d'eau au niveau du littoral pour former un pic de surcote enregistré par le marégraphe de Marseille. On observe un phénomène similaire à Port-Vendres où des épisodes de vents de secteur nord (320° à 340°) peuvent localement entraîner un pic de surcote (Fig. 61).

En ce qui concerne les vitesses des vents, la plupart des fortes surcotes sont associées à des vents de plus de 10 m/s (Fig. 62). Plus de 75% des surcotes  $\geq 40$  cm au Grau-de-la-Dent se produisent durant des épisodes de vents  $>10$  m/s (60% à Sète et Port-Vendres et 70% à Marseille). Pour la relation entre les événements marins extrêmes et la vitesse du vent, les conditions de site ont un rôle moins important. La formation d'un pic de surcote sur une côte dépend surtout de la combinaison favorable entre la direction du vent et l'exposition locale de cette côte. Quant à la vitesse, plus celle-ci est importante, plus le vent semble capable d'entraîner une forte surcote.

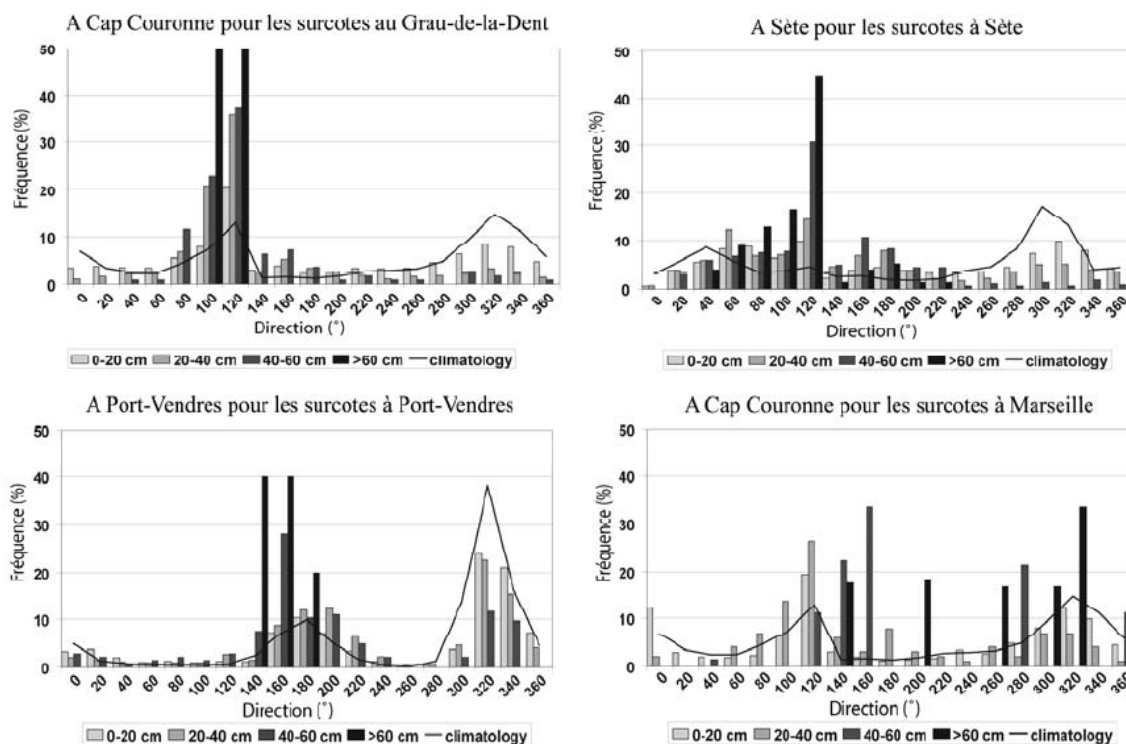


Fig. 61. Direction des vents associés aux surcotes aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations d'enregistrement du niveau marin.

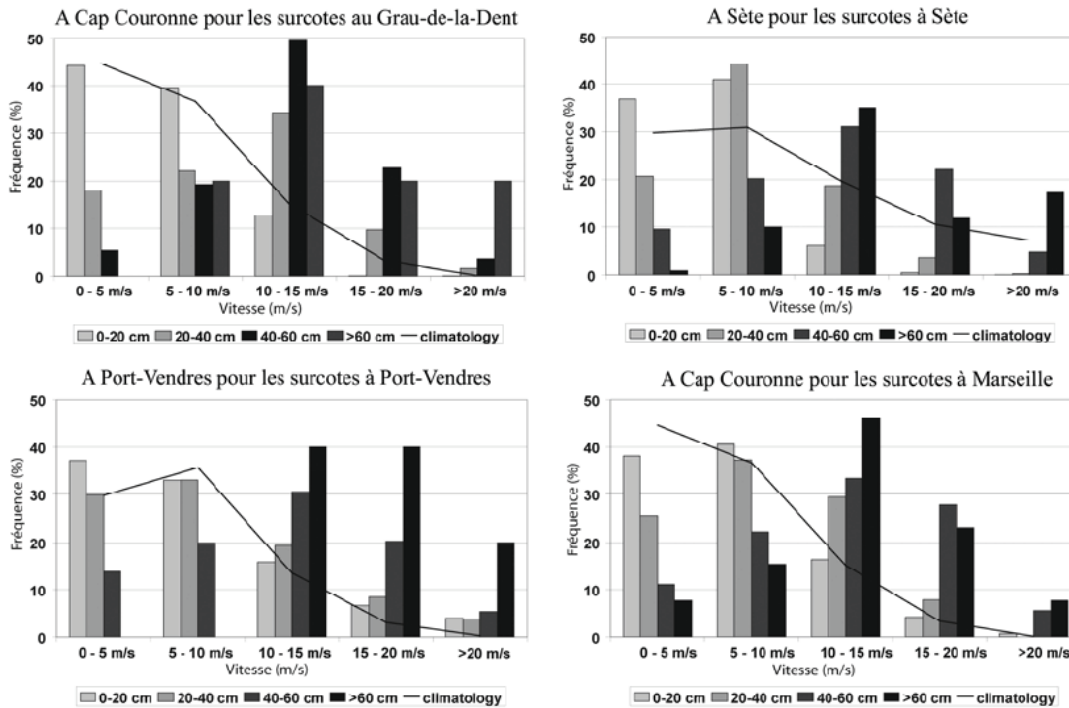


Fig. 62. Vitesse des vents mesurés aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations de mesure du niveau marin en fonction de différents seuils de surcotes.

Ainsi, dans le Golfe du Lion, les conditions de vents associées aux tempêtes sont régionalement cohérentes. Pour ce golfe ouvert, les forts vents de mer dépassant les 10 m/s soufflant de secteur Sud sont favorables à la formation de fortes surcotes. Malgré cette homogénéité spatiale régionale, les caractéristiques géographiques locales et surtout l'exposition des côtes et leur ouverture sur la mer entraînent pour chaque station de mesure des associations préférentielles entre direction du vent et forts pics locaux de surcotes. Bien que les fortes surcotes marines sont régionalement associées à une configuration barométrique favorable (dépression sur le Golfe de Gascogne) et aux vents de sud soufflant sur une large fenêtre spatiale, il n'en reste pas moins que les forts pics locaux de ces surcotes sont atteints quand le vent local favorise l'accumulation d'eau sur une zone littorale particulière. Ainsi les différentes orientations du trait de côte modulent la répartition de l'énergie des plus fortes houles, et le dessin semi-circulaire du Golfe du Lion laisse donc présumer de probables “effets de golfe”.



## 2.4. Variabilité au cours du 20<sup>ème</sup> siècle

### 2.4.1 Relation entre le changement climatique et l'augmentation des vents de Sud-Est

Différents modes de variabilité atmosphérique régissent le climat de l'Europe : des conditions météorologiques locales et instantanées jusqu'aux lentes oscillations climatiques agissant à de très vastes échelles spatiales comme l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) (Wakelin et al, 2003). Partant du constat que le climat est un système multi-scalaire dynamique, Ullmann (2008) a analysé comment les tempêtes dans le Golfe du Lion, qui sont des événements ponctuels et localisés, sont intégrées à ces conditions atmosphériques agissant à différentes échelles spatio-temporelles. Le but étant de comprendre si le changement climatique « global » au 20ème siècle a pu avoir un impact sur les tempêtes à l'échelle du Golfe du Lion. Il en ressort qu'en relation avec le déplacement de la ONA durant la seconde moitié du 20ème siècle, la fréquence annuelle des vents de Sud-Est > 5 m/s montre une augmentation significative aux trois stations météorologiques du Golfe du Lion, de + 0,28 %/an à Cap-Couronne, de + 0,14 %/an à Sète et de + 0,13 %/an à Port-Vendres (Fig. 63). Ce changement a augmenté la probabilité d'occurrence des dépressions transitant autour du Golfe de Gascogne et donc le risque de tempêtes et de forts vents de Sud-Est à l'échelle du Golfe du Lion, ce qui s'accompagne logiquement d'une (faible) intensification et d'une multiplication des pics de niveau marin extrême dans le Golfe du Lion (Ullmann et al, 2007; Ullmann 2008).

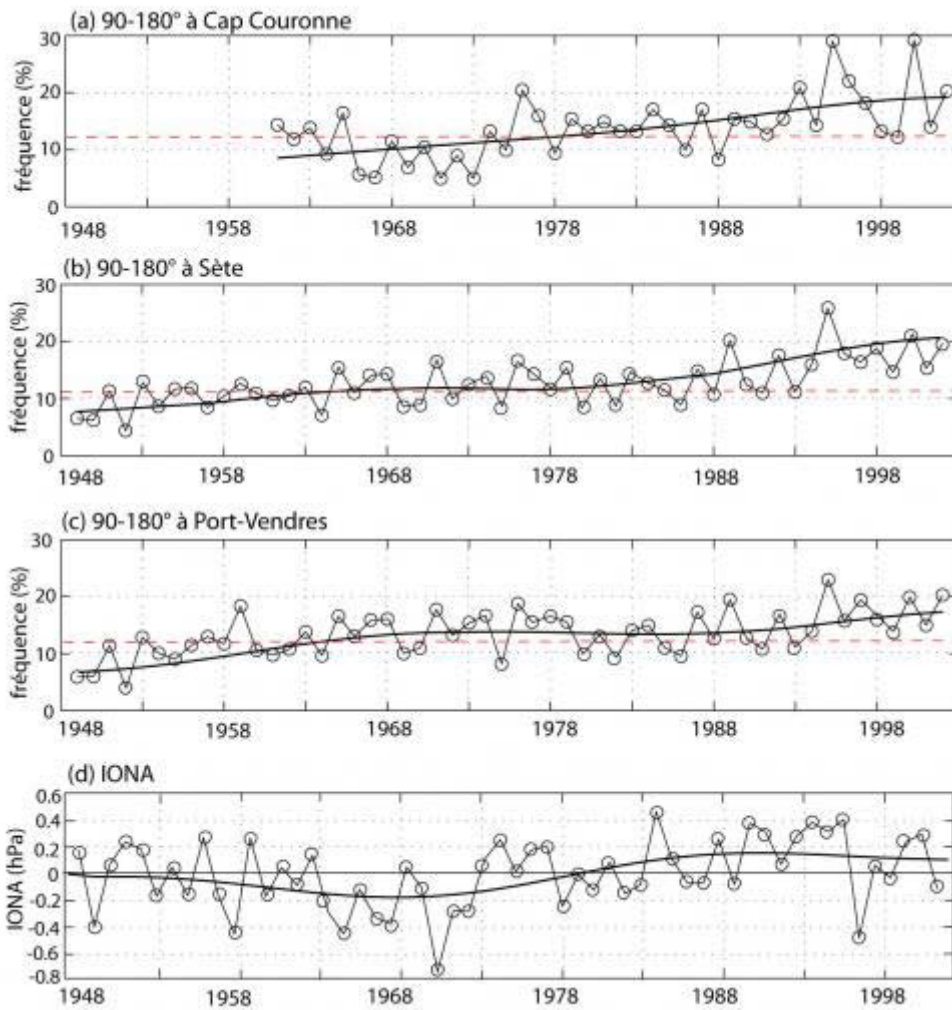


Fig. 63. Fréquence annuelle (en %) des vents de Sud-Est (a) de 1961 à 2002 à Cap Couronne, (b et c) de 1949 à 2002 à Sète et à Port-Vendres.

#### 2.4.2 Relations entre les conditions atmosphériques et les variations du niveau marin.

L'analyse spatiale du comportement des niveaux marins extrêmes dans le Golfe du Lion sous l'influence de ces conditions météorologiques a été réalisée par Ullmann (2008) qui a étudié quatre séries marégraphiques localisées autour du Golfe du Lion: Grau-de-la-Dent en Camargue (43°3N - 5°E), Sète (43°1N - 3°4E) et Port-Vendres (43°01N - 3°02E) de 1986 à 1995 et Marseille (43.1°N - 5.22°E) en 1986 et de 1998 à 2003. Pour chaque valeur de niveau marin, la marée astronomique a été retranchée afin de ne garder que la valeur de la surcote marine, c'est-à-dire le niveau de la mer uniquement forcé par les conditions météorologiques.

<b>Surcotes horaires (cm)</b>	<b>Grau-de-la-Dent</b>	<b>Sète</b>	<b>Port-Vendres</b>	<b>Marseille</b>
Grau-de-la-Dent	1,00	0,79	0,76	*
Sète	0,85	1,00	0,89	*
Port-Vendres	0,79	0,89	1,00	*
Marseille	0,71	0,73	0,83	1,00
<b>Maximums journaliers (cm)</b>	<b>Grau-de-la-Dent</b>	<b>Sète</b>	<b>Port-Vendres</b>	<b>Marseille</b>
Grau-de-la-Dent	1,00	0,78	0,76	*
Sète	0,81	1,00	0,88	*
Port-Vendres	0,75	0,89	1,00	*
Marseille	0,63	0,71	0,81	1,00
<b>Moyenne mensuelle (cm)</b>	<b>Grau-de-la-Dent</b>	<b>Sète</b>	<b>Port-Vendres</b>	<b>Marseille</b>
Grau-de-la-Dent	1,00	0,93	0,92	*
Sète	0,95	1,00	0,93	*
Port-Vendres	0,91	0,93	1,00	*
Marseille	0,94	0,92	0,92	1,00

table 8. Corrélation entre les valeurs des surcotes horaires (haut du tableau) et entre les valeurs des surcotes maximums journalières (bas du tableau) de 1986 à 1995 entre Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres et en 1986 seulement avec Marseille.

Ullmann indique qu'autour du Golfe du Lion, les variations des hauteurs des surcotes marines sont spatialement très ressemblantes à différentes échelles de temps (table 8). Malgré la forte cohérence régionale de ces variations, il est intéressant de noter qu'à une échelle de temps assez fine (horaire ou journalière), elles semblent être les plus ressemblantes entre les deux stations pourtant les plus éloignées. Par contre, pour les deux stations les plus proches, Marseille et le Grau-de-la-Dent (éloignées seulement de 40 Km), elles sont le plus faiblement corrélées. Cependant, avec les moyennes mensuelles, ces différences n'existent plus. Les stations de Marseille et Port-Vendres montrent d'une part des expositions bien particulières par rapport à l'exposition générale du Golfe du Lion et celles du Grau-de-la-Dent et de Sète, d'autre part, elles présentent des côtes rocheuses alors que les stations de Sète et du Grau-de-la-Dent (ainsi que la majorité du littoral du Golfe du Lion) présentent des côtes basses et sableuses. Ces particularités semblent influencer les variations de la hauteur des surcotes à l'échelle locale et à des pas de temps fins. Enfin localement, en raison de l'exposition particulière de la côte et de son ouverture sur la mer, les pics de surcotes sont associés à des directions de vents de Sud. Par ailleurs, à Marseille et Port-Vendres, les caractéristiques géographiques locales des côtes permettent la formation d'une forte surcote dans des conditions de vents de Nord.

### 2.4.3

### Augmentation de l'intensité et de la fréquence des surcotes

Ullmann (2008) a montré à l'échelle du 20<sup>ème</sup> siècle, une hausse des niveaux marins extrêmes au Grau-de-la-Dent de + 0,31 mm/an, en relation avec la montée du niveau marin moyen (+ 0,20 mm/an) à laquelle se superpose l'élévation des surcotes (+ 0,12 mm/an), liée à l'augmentation de la fréquence des vents de Sud à Sud-est dans le Golfe du Lion. Par conséquent, à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle, le niveau aujourd'hui centennal (> 1 m NGF) pourrait se produire plusieurs fois par hiver. Suanez (1997), avait aussi mis en évidence cette évolution par une analyse plus simple, et ces évolutions sont confirmées par les travaux de Sabatier et al. (2009), qui mesurent une lente augmentation de la hauteur maximale des surcotes (+ 3,0 mm/an +/- 0,6 mm ; p>99%), ainsi qu'une augmentation de la fréquence annuelle du nombre de surcotes (+ 0,07 j/an +/- 0,02 j/an ; p>99 %) (Fig. 64). Ainsi, ces tendances suggèrent une augmentation des agents de forçages climatiques à long terme (Sabatier et al., 2009).

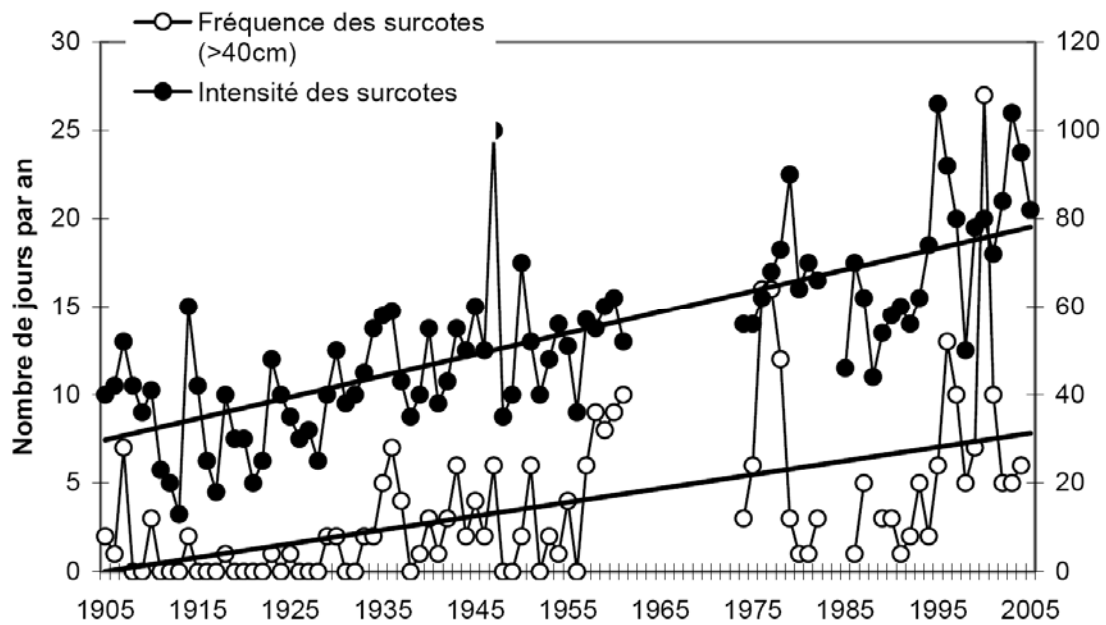


Fig. 64. Intensité et fréquences des surcotes (Sabatier et al., 2009).

## 2.5. Les projections sur le 21<sup>ème</sup> siècle

Au 21<sup>ème</sup> siècle, la hauteur et la fréquence des surcotes dans le Golfe du Lion, même si celles-ci devraient rester stationnaires, vont se superposer à un niveau marin moyen inéluctablement croissant.

En effet, la variabilité des percentiles saisonniers du niveau marin uniquement induit par le forçage atmosphérique montre une stabilité, voire même une légère diminution au 21<sup>ème</sup> siècle quelle que soit le scénario de quantité de gaz à effet de serre simulé (pessimiste ou optimiste) (Fig. 65) (Ullmann (2008).

Cependant, la hausse du niveau marin moyen au 21<sup>ème</sup> siècle est estimée entre un minimum de + 1,5 mm/an (+ 1 mm/an), une moyenne de + 4 mm/an (+ 3 mm/an) et un maximum de + 7,5 mm/an (+ 6,5 mm/an) dans le cas de scénarios d'émission de gaz à effet de serre pessimistes et optimistes (Ullmann, 2007). En intégrant la remontée du niveau marin moyen aux hauteurs d'eau uniquement induites par l'atmosphère, les percentiles 90% montrent une hausse très forte au 21<sup>ème</sup> siècle pour deux scénarios envisagés (Fig. 66). Des projections récentes montrent que les observations de la période 1975-2006 semblent être dans la fourchette haute, voire même au-delà (Rahmstorf et al., 2007). Cela suggère, que dans le cas où d'autres forçages naturels ne compenseraient pas (comme des éruptions volcaniques majeures et répétées ou une baisse de la constante solaire), la hausse moyenne du niveau marin devrait se situer entre + 2 mm/an et + 6 mm/an.

Par conséquent, en terme de fréquence de niveaux marins extrêmes, une différence d'amplitude de remontée du niveau marin moyen de +1 mm/an entraîne une différence très importante dans la fréquence annuelle des niveaux  $\geq 100$  cm correspondant aujourd'hui au niveau centennal.

Ces travaux mettent en relief l'accroissement de la vulnérabilité qu'implique une élévation lente du niveau marin moyen, entraînant la multiplication des épisodes de submersion sur les côtes sableuses basses et fortement anthropisées du Languedoc-Roussillon. Compte tenu de ces observations, on peut émettre l'hypothèse d'une augmentation de l'impact des tempêtes. Si l'on se réfère aux dégâts causés par les dernières grandes tempêtes (1982, 1997, 2003), on mesure les conséquences économiques d'un tel phénomène. Il est donc légitime de s'intéresser à leurs impacts morphologiques (cf. Partie III ; chapitre 3).

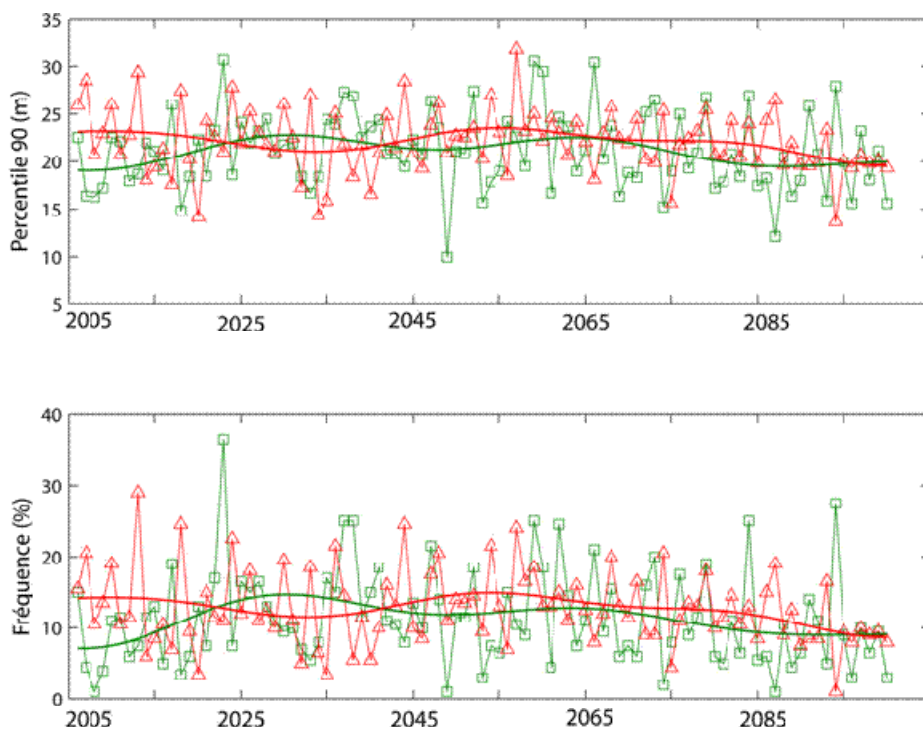


Fig. 65. Variabilité interannuelle des percentiles 90% du niveau marin (en haut) et de la fréquence des niveaux marins  $> 20$  cm (en bas) de 2005 à 2100 issue de la régression linéaire avec les pressions de surface simulées pour deux scénarios d'émission de gaz à effet de serre.

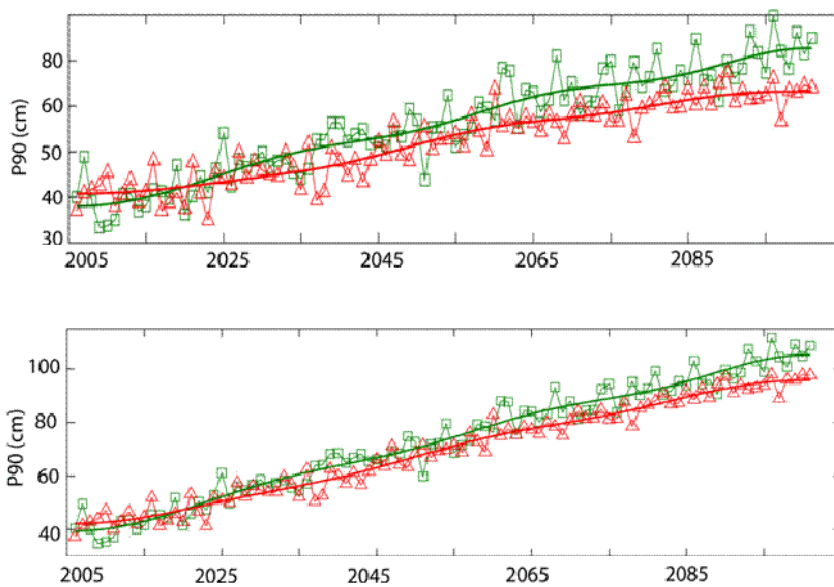


Fig. 66. Percentile annuel 90% des niveaux marins pour l'estimation moyenne de la remontée du niveau marin de  $+3$  mm/an et de  $+4$  mm/an (en haut dans le cas de scénarios optimistes d'émission de gaz à effet de serre) et pour l'estimation haute de  $+6,5$  mm/an et  $+7,5$  mm/an (en bas dans le cas de scénarios pessimistes d'émission de gaz à effet de serre).



### **3 - Conclusion des forçages marins : montée de la mer et augmentation des tempêtes**

Avec l'augmentation de la force des tempêtes (Ullmann et al., 2007), et la lente montée de la mer (Suanez et al., Sabatier et al., 2009), l'érosion et les inondations liées aux surcotes marines risquent d'augmenter au cours du XXIème siècle (Ullmann et al., 2009). Ces immersions temporaires (quelques heures à quelques jours) se limitent à la plage lorsqu'elle présente un bilan sédimentaire positif et que le cordon dunaire est suffisamment large pour assurer une protection des secteurs situés en arrière. En revanche, lorsque la plage est en érosion et que le cordon dunaire est mal développé ou ouvert de brèches, la mer peut ennoyer la côte lors des plus fortes tempêtes ce qui se traduit par des dégâts matériels souvent importants engendrant des pertes économiques préjudiciables pour les communes littorales. Afin de limiter les dégâts et les inondations marines lors des tempêtes, les plages doivent être considérées comme une protection naturelle, faisant office d'amortisseur des plus fortes houles, mais sans présenter les inconvénients des ouvrages artificiels (Samat et al., 2009).

Dans ce travail, nous proposons tout d'abord sur la base de l'analyse de l'évolution bathymétrique à long terme de l'avant côte du Golfe du Lion, de comparer par modélisation l'évolution de l'érosion potentielle de tempêtes en fonction de la morphologie de profils de plage de 1895 par rapport à celle de 2006.

Ensuite, nous nous donnons pour objectif de distinguer l'impact morphologique de deux types de tempêtes différentes (tempêtes de l'hiver 1995/96 et hiver 1997/98), ainsi que l'influence de la morphologie anté-tempête sur l'érosion potentielle des tempêtes.

## **Conclusion générale de la présentation des sites d'étude**

Le but de cette partie était dans un premier temps, de définir le cadre morphologique de notre secteur d'étude en se référant aux travaux antérieurs pour le Delta du Rhône et le Languedoc-Roussillon, et à nos propres travaux pour les plages de poches de Provence. L'ensemble de ces données constituent un recueil général des tendances dynamiques sur les différents secteurs. Cette approche était nécessaire à la compréhension des phénomènes locaux, en relation avec l'évolution du littoral à long terme, l'impact de la montée de la mer et des tempêtes, qui seront étudiés dans la troisième partie de ce travail.



## **Partie II : Méthodologies**



# Chapitre I - Acquisitions des données





# 1 - Données bathymétriques-traits de côte à long terme

## 1.1. Compilation des cartes marines et minutes de 1895-1896

Afin de quantifier l'évolution morphologique de la ligne du rivage et de l'avant côte de nos terrains d'études durant une période de temps la plus longue possible, nous avons recherché des données à la fois les plus anciennes et les plus précises disponibles pour les comparer aux données récentes disponibles ou à des levés de terrain effectués par nos soins.

L'analyse des cartes anciennes permet d'apprécier l'évolution du rivage au cours des 350 dernières années. Cependant, quantifier la mobilité des plages à partir de ces documents reste une tâche difficile en raison de leur imprécision. Les problèmes liés à l'utilisation des cartes anciennes ont été discutés par un grand nombre d'auteurs (Carr, 1980, 1962 ; De Boer et Carr, 1969 ; Anders et Byrne, 1991). En Méditerranée jusqu'en 1850, la plupart des cartes sont peu fiables et l'esthétisme prime sur la précision cartographique. Elles sont réalisées dans un but militaire et beaucoup de ces cartes sont de simples reproductions de documents cartographiques plus anciens. Il est recommandé de les utiliser dans un but descriptif car ils ne peuvent servir au mieux qu'à démontrer la présence de certaines formes littorales. L'échelle à laquelle elles sont réalisées est souvent trop petite et implique une généralisation cartographique et des simplifications dans le tracé de la ligne de rivage. Très souvent, les formes d'accumulation de taille modeste ne sont pas représentées. Par exemple les cartes de Cassini (Fig. 67) ne sont pas assez précises pour faire une analyse quantitative de l'évolution du trait de côte et ne donne pas d'information concernant les fonds.

Les données les plus anciennes et les plus précises qui existent pour l'étude quantitative de l'évolution du trait de côte et des fonds en Méditerranée Française sont les cartes marines et leurs minutes de construction réalisées par les hydrographes du XIXème siècle (1842-1896-95), et conservées par le SHOM à Brest. Ces cartes sont considérées comme les premières cartes hydrographiques modernes. Leur construction repose sur une méthode scientifique développée par Beautemps-Beaupré. Les mesures du trait de côte sont effectuées par triangulation en utilisant un théodolite couplé avec un cercle hydrographique, et le positionnement est réalisé à partir de repères fixes sur le terrain. Les mesures de sondes ont été effectuées à la cordelette plombée, depuis des embarcations propulsées à la rame par mer d'huile et/ou belle, dont la position est mesurée par le suivi de théodolites. La profondeur de chaque point de sonde a été évaluée par un lissage de plusieurs points de mesures successifs, de manière à annuler l'erreur liée à la houle. Une correction marégraphique des sondes est effectuée à partir d'enregistrements marégraphiques durant une année dans un port de référence proche de la zone cartographiée. Les cotes minimales du plan d'eau sont



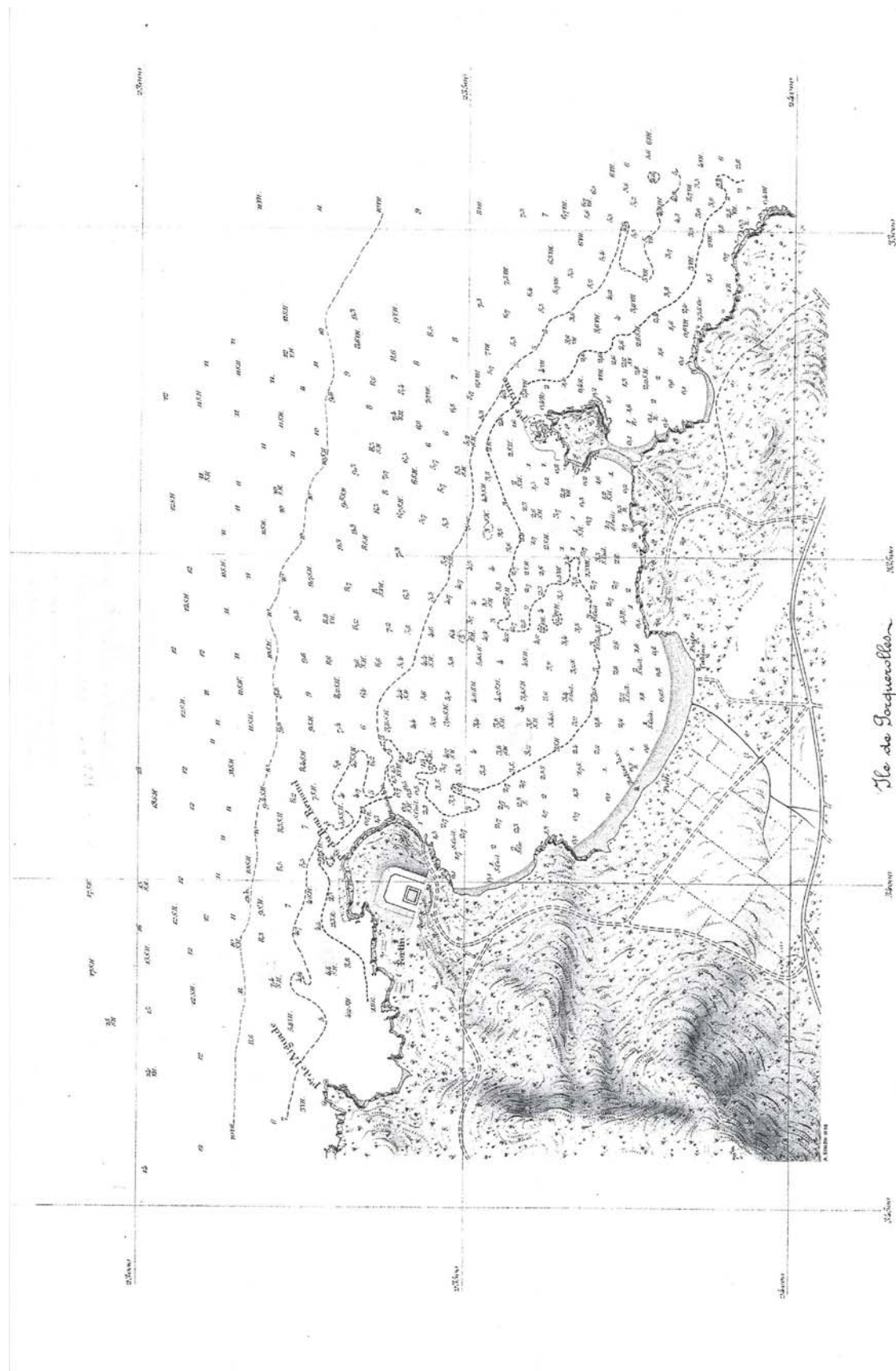


Fig. 68. Exemple de Minute définitive : « Anse du Bon Renaud » 1896, secteur de la plage d'Argent.



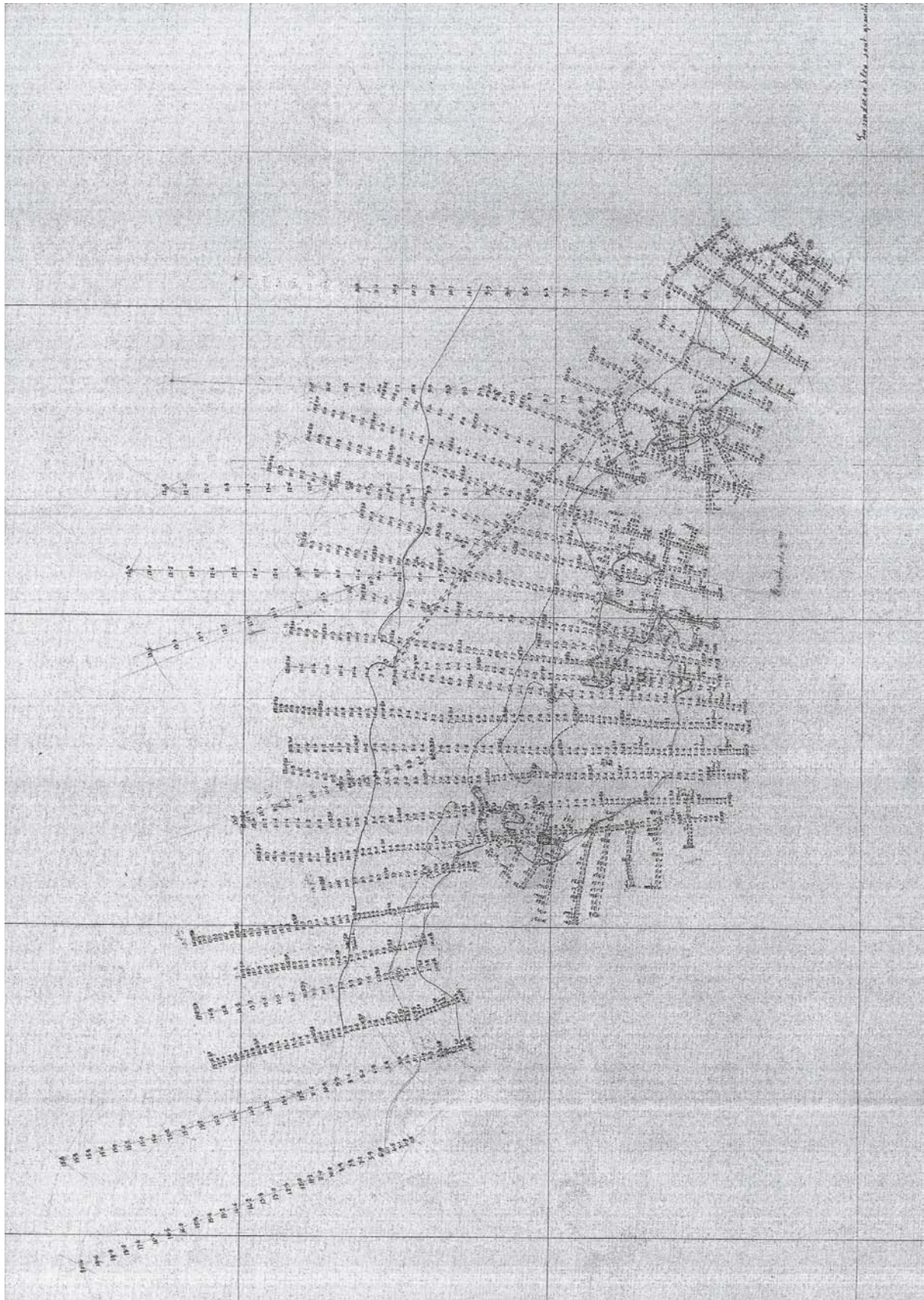


Fig. 69. Exemple de Minute de construction. « Anse du Bon Renaud » 1896, secteur de la plage d'Argent.

## 1.1. Bathymétries et traits de côte acquis dans le Languedoc-Roussillon

Dans le Languedoc-Roussillon l'analyse de l'évolution morphologique à long terme est conduite à partir de 2 levés de traits de côte et de bathymétries (entre 0 et -20 m minimum), couvrant le littoral entre Argèlès au Sud et Port Camargue au Nord (table 9 et Fig. 71).

Le trait de côte et la bathymétrie les plus anciens de cette étude (1895 et 1896) ont été extraits à partir de 12 minutes de constructions et 6 cartes marines de 1895 (Fig. 70), provenant des fonds cartographiques du SHOM que nous avons numérisé.

La bathymétrie récente date généralement de 1984 (localement de 1982 et 1985 au niveau de Sète), et elle est extraite de la base de données HISTOLIT (SHOM) (figures Fig. 71, Fig. 72, Fig. 73, Fig. 74, Fig. 75). Le trait de côte récent n'étant pas disponible à partir des levés bathymétriques de 1984, il a été numérisé à partir de photographies aériennes de 1989 gracieusement mises à disposition par l'EID Méditerranée et géoréférencées par nos soins.

<b>Date</b>	<b>Données</b>	<b>Extension géographique</b>	<b>Profondeurs</b>	<b>Source</b>
1895	<i>Trait de côte et bathymétrie</i>	<i>Toute la zone d'étude</i>	<i>0 à 20 m</i>	<i>SHOM</i>
1984	<i>Bathymétrie</i>	<i>Toute la zone d'étude (excepté Sète)</i>	<i>0 à &gt; 30 m</i>	<i>SHOM</i>
1982 / 1985	<i>Bathymétrie</i>	<i>Secteur de Sète</i>	<i>0 à 20 m</i>	<i>SHOM</i>
1989	<i>Trait de côte</i>	<i>Toute la zone d'étude</i>	<i>- -</i>	<i>EID Mediterranean</i>

table 9. Données utilisées pour l'analyse morphologique du Languedoc-Roussillon.



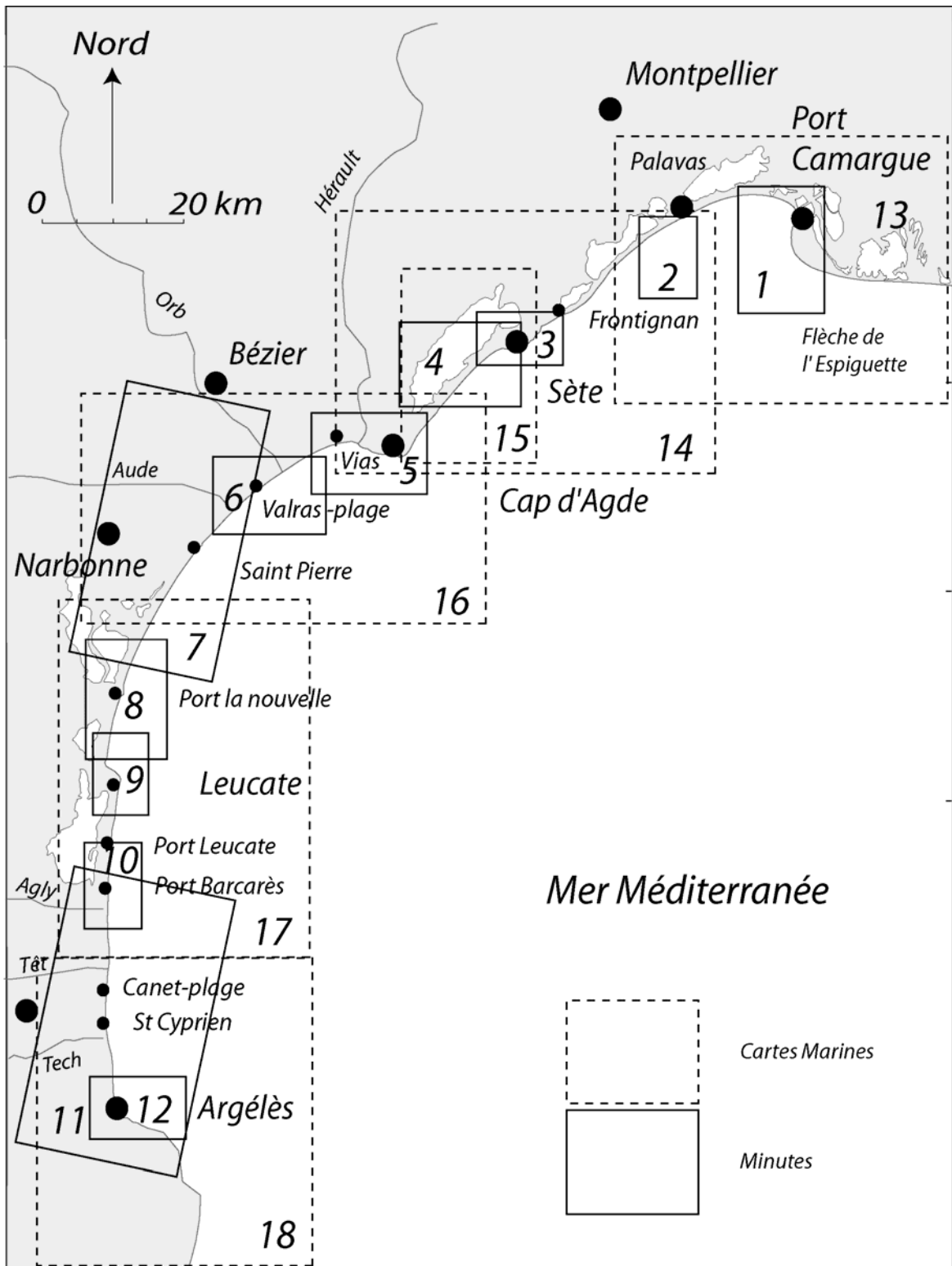


Fig. 70. Mosaïque des cartes et Minutes de construction de 1895 traitées pour l'approche morphologique à long terme de la frange littorale du Languedoc-Roussillon.

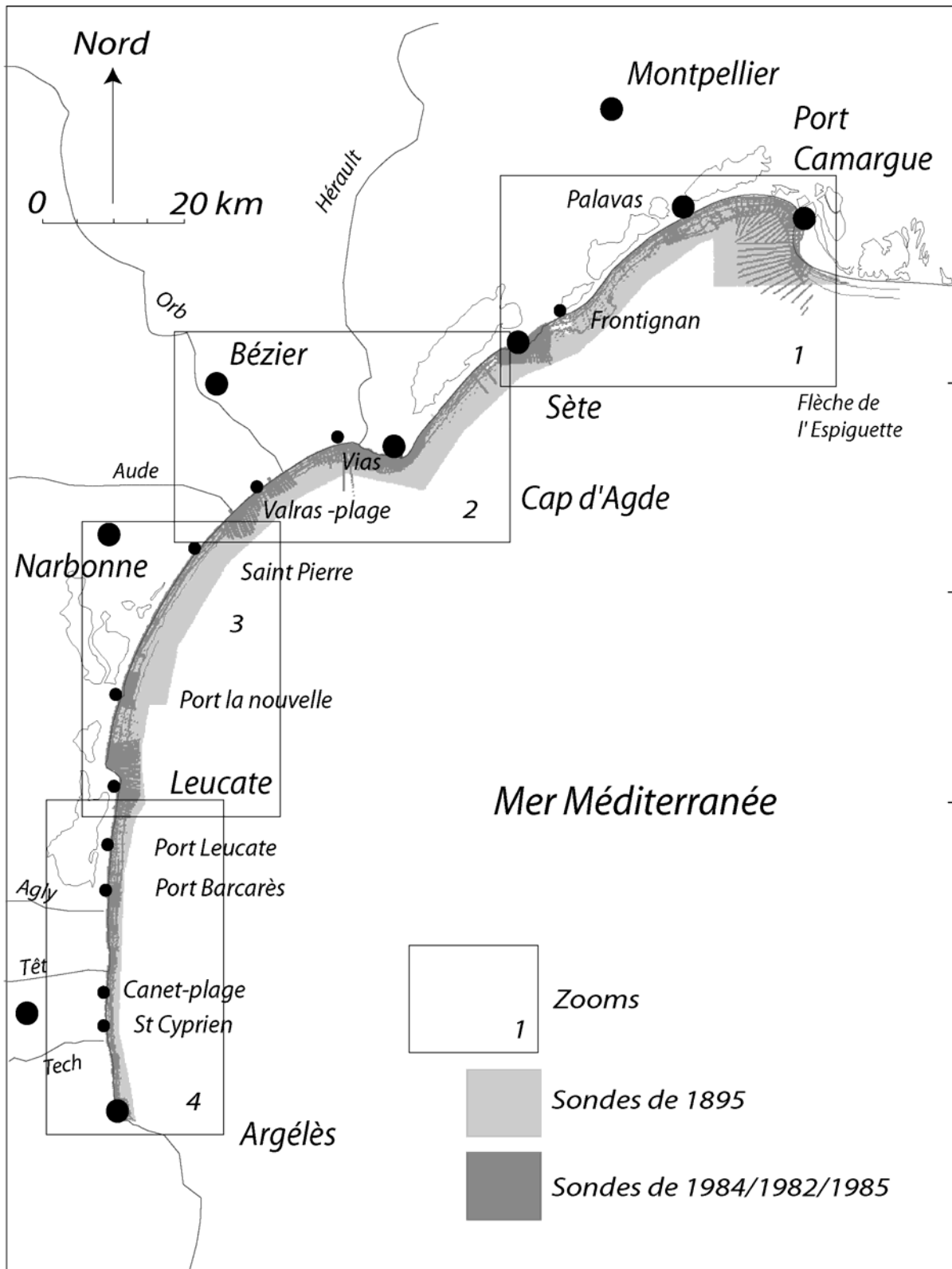


Fig. 71. Vue générale du semis de sondes de 1895 numérisées et des sondes acquises extraites de la base de données HISTOLIT (1982/1984/1985) pour le Languedoc-Roussillon, et cadres de zoom présentés dans les figures suivantes (Fig. 72, Fig. 73, Fig. 74 et Fig. 75).

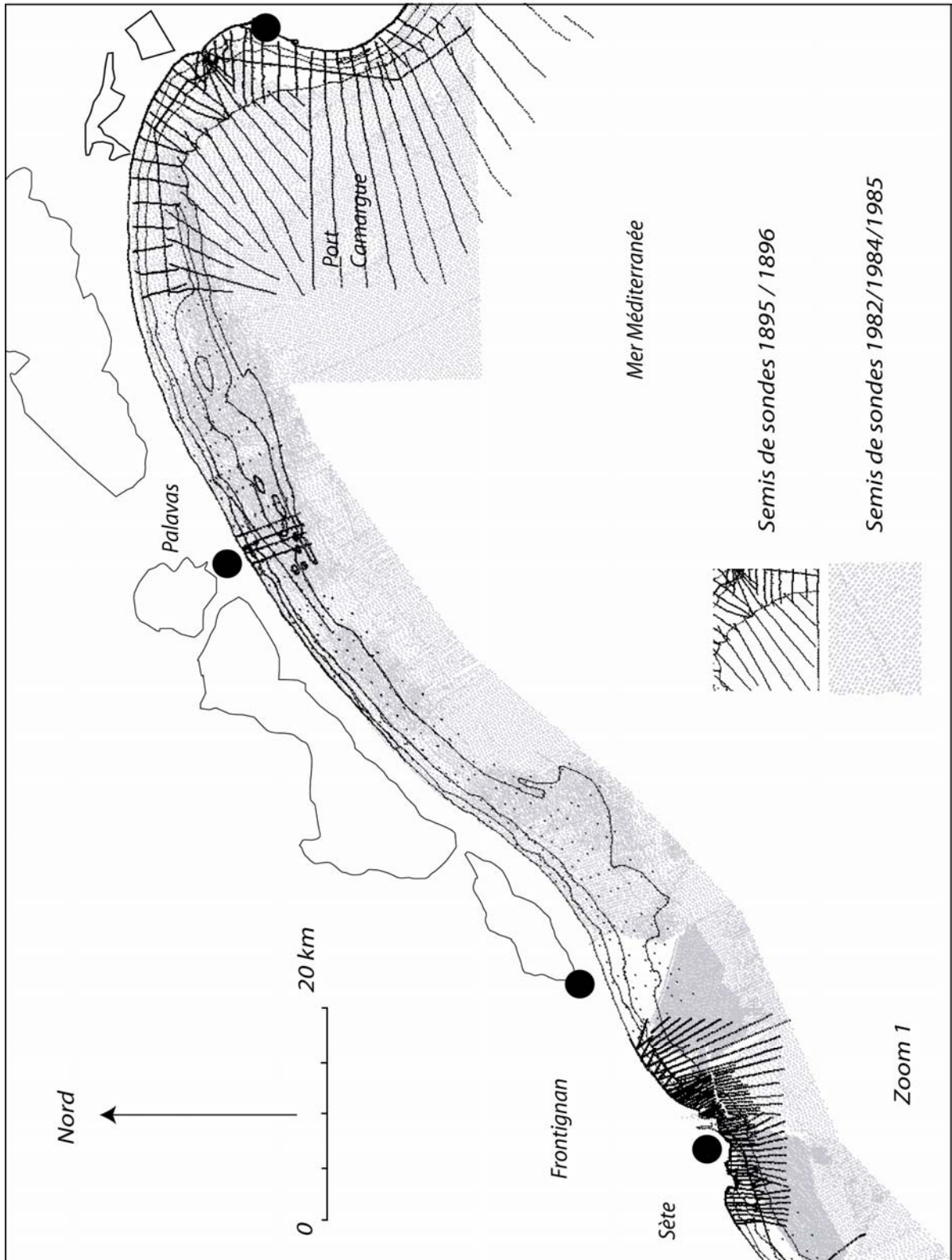


Fig. 72. Zoom 1 : semis de sondes numérisées (1895) et semis de sondes récentes (1982/1984/1985) extraites de la base de données HISTOLIT) pour le Nord du Languedoc-Roussillon, de Port Camargue à Sète.

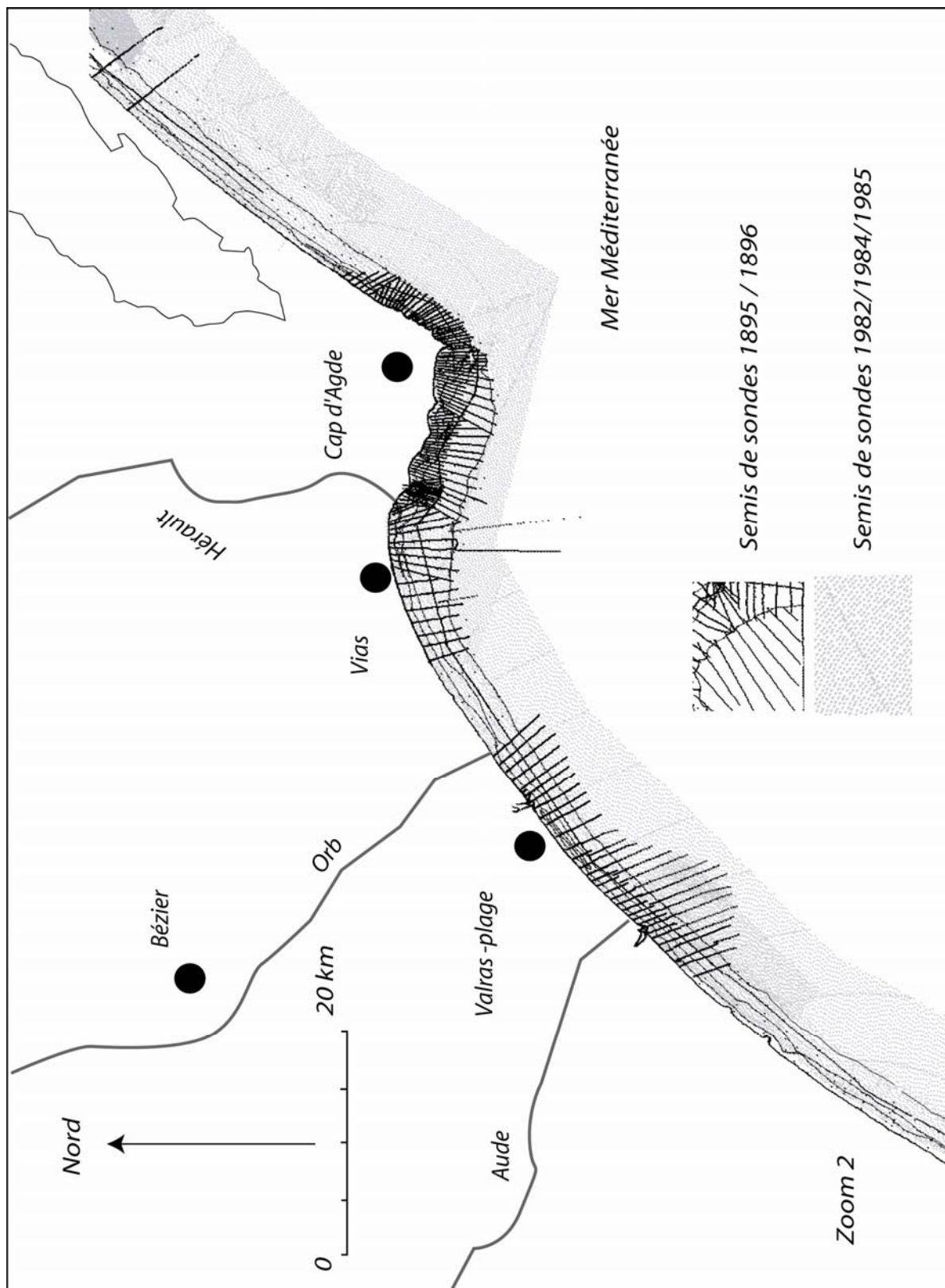


Fig. 73. Zoom 2 : semis de sondes numérisées (1895) et semis de sondes récentes (1982/1984/1985, extraites de la base de données HISTOLIT) pour le centre-nord du Languedoc-Roussillon, secteur du lido de Sète à Saint-Pierre-sur-Mer.



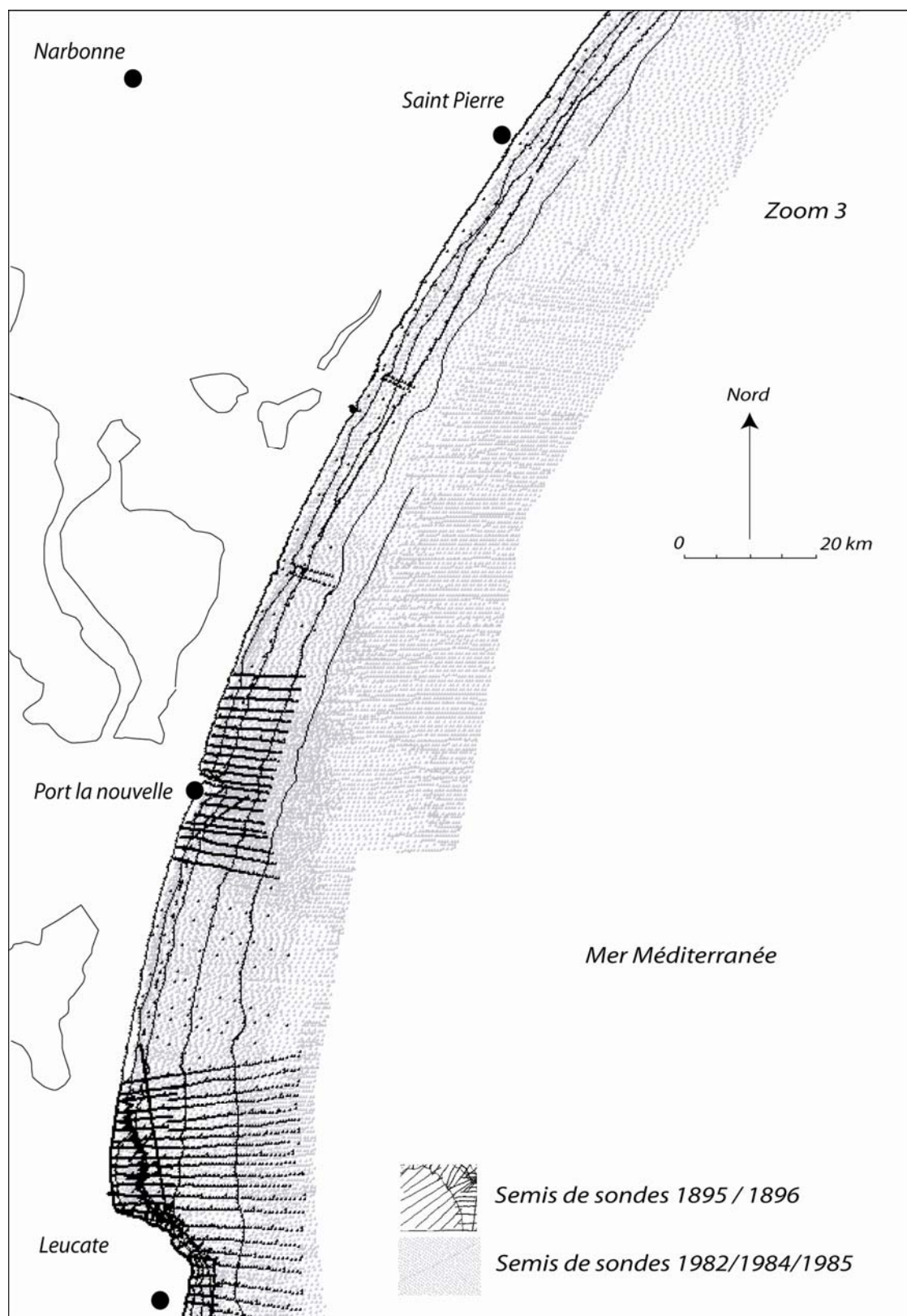


Fig. 74. Zoom 3 : semis de sondes numérisées (1895) et semis de sondes récentes (1982/1984/1985, extraites de la base de données HISTOLIT) pour le centre-sud du Languedoc-Roussillon, secteur de Saint-Pierre-sur-Mer à Leucate.

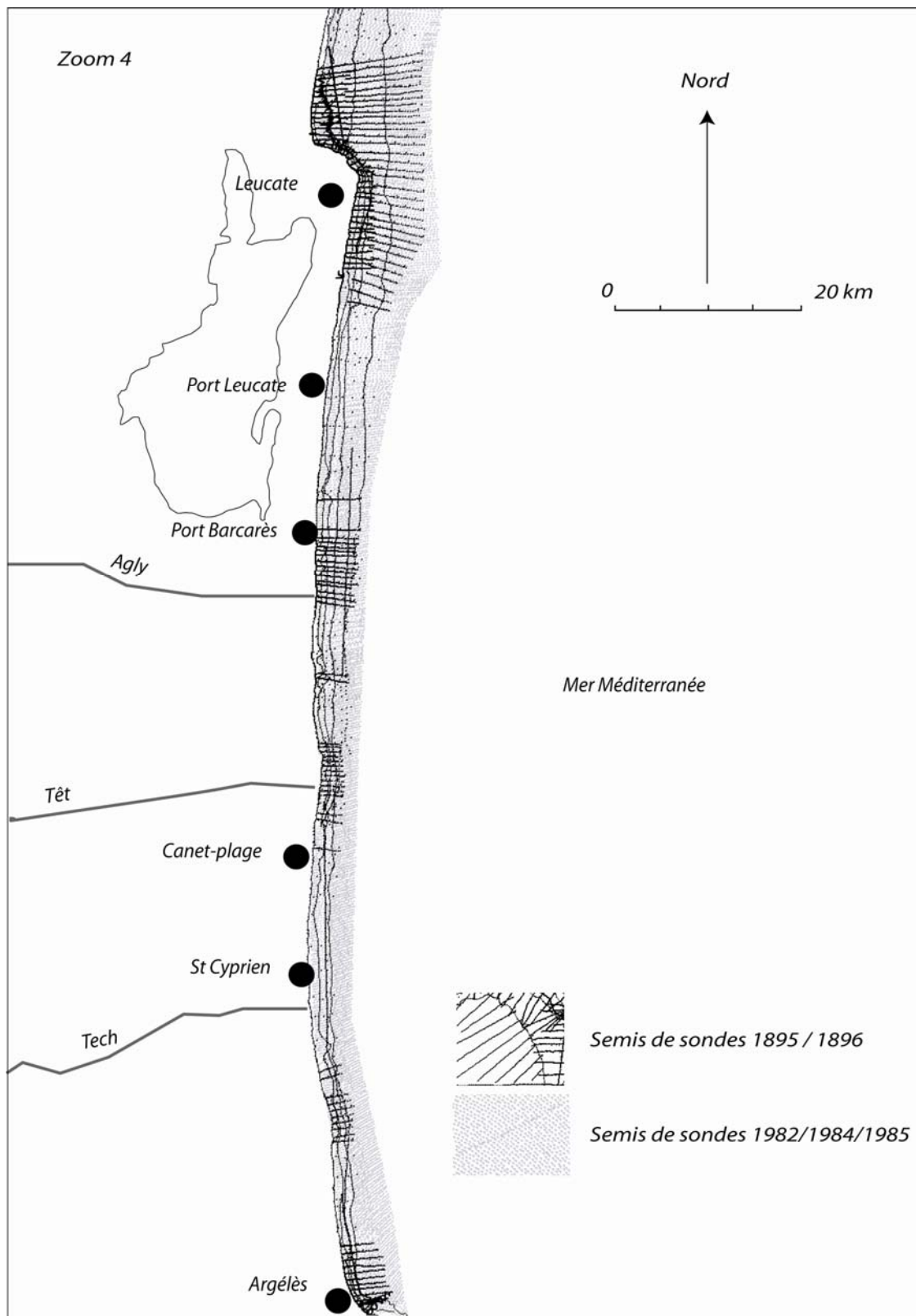


Fig. 75. Zoom 4 : semis de sondes numérisées (1895) et semis de sondes récentes (1982/1984/1985, extraites de la base de données HISTOLIT) pour le centre-sud du Languedoc-Roussillon, secteur de Leucate à Argelès



## 1.2. Bathymétries et traits de côte dans le Delta du Rhône

L'analyse de l'évolution morphologique à long terme du delta du Rhône est réalisée à partir de 3 levés de traits de côte et de bathymétries couvrant le littoral entre Port Camargue et l'embouchure actuelle du Grand Rhône, entre 0 et -20 m minimum (Fig. 76, Fig. 77, Fig. 78). Le trait de côte et les sondes les plus anciennes datent de 1895, elles ont été numérisées par Sabatier (2001) et constituent aujourd'hui une partie importante de la base de données HISTOLIT. La bathymétrie des années 1980, avant l'aménagement du littoral, est une compilation de sondes de 1977/1975/1984 extraites de la base de données HISTOLIT déjà utilisée par Sabatier (2001). Le choix de ces dates a été contraint par la disponibilité de données sur l'ensemble du secteur. Pour la bathymétrie des années 1980, le trait de côte n'étant pas disponible à partir des levés bathymétriques, il a été numérisé à partir de photographies aériennes de 1977 qui étaient déjà géoréférencées par le CEREGE. Nous considérons que les écarts dans le temps entre le trait de côte et les bathymétries récentes, soit 2, 7 et 9 ans au maximum, ont relativement peu d'importance sur la morphologie par rapport à l'échelle de temps séculaire étudiée. De plus, ces dates présentent l'avantage de considérer une période où la présence d'ouvrages en enrochements est très faible puisque ces derniers sont construits à partir du début des années 1980. Dans le texte, cette compilation de données de 1975/1977/1980/1984 sera nommée « 1980 ». Enfin, les données bathymétriques récentes datent de 2006, ont été fournies par la DIREN-PACA et réalisées par la société SEMANTIC, et le trait de côte est extrait de l'ortho photographie de l'IGN 2003 (table 10).

<b>Date</b>	<b>données</b>	<b>Extension géographique</b>	<b>Profondeurs</b>	<b>Source</b>
1895	Trait de côte et bathymétrie	Toute la zone d'étude	0 à 25 m	SHOM
1984	Bathymétrie	Ouest de la zone d'étude	0 à > 80 m	SHOM
1975	Bathymétrie	Centre et Est de la zone	0 à > 80 m	SHOM
1977	Bathymétrie	Embouchure du Grand Rhône	0 à > 40 m	SHOM
1977	Trait de côte	Toute la zone d'étude	- -	CEREGE
2003	Trait de côte	Toute la zone d'étude	- -	IGN
2006	Bathymétrie	Toute la zone d'étude	0 à > 50 m	DIREN PACA

table 10. Données utilisées pour l'analyse des profils bathymétriques dans le delta du Rhône.

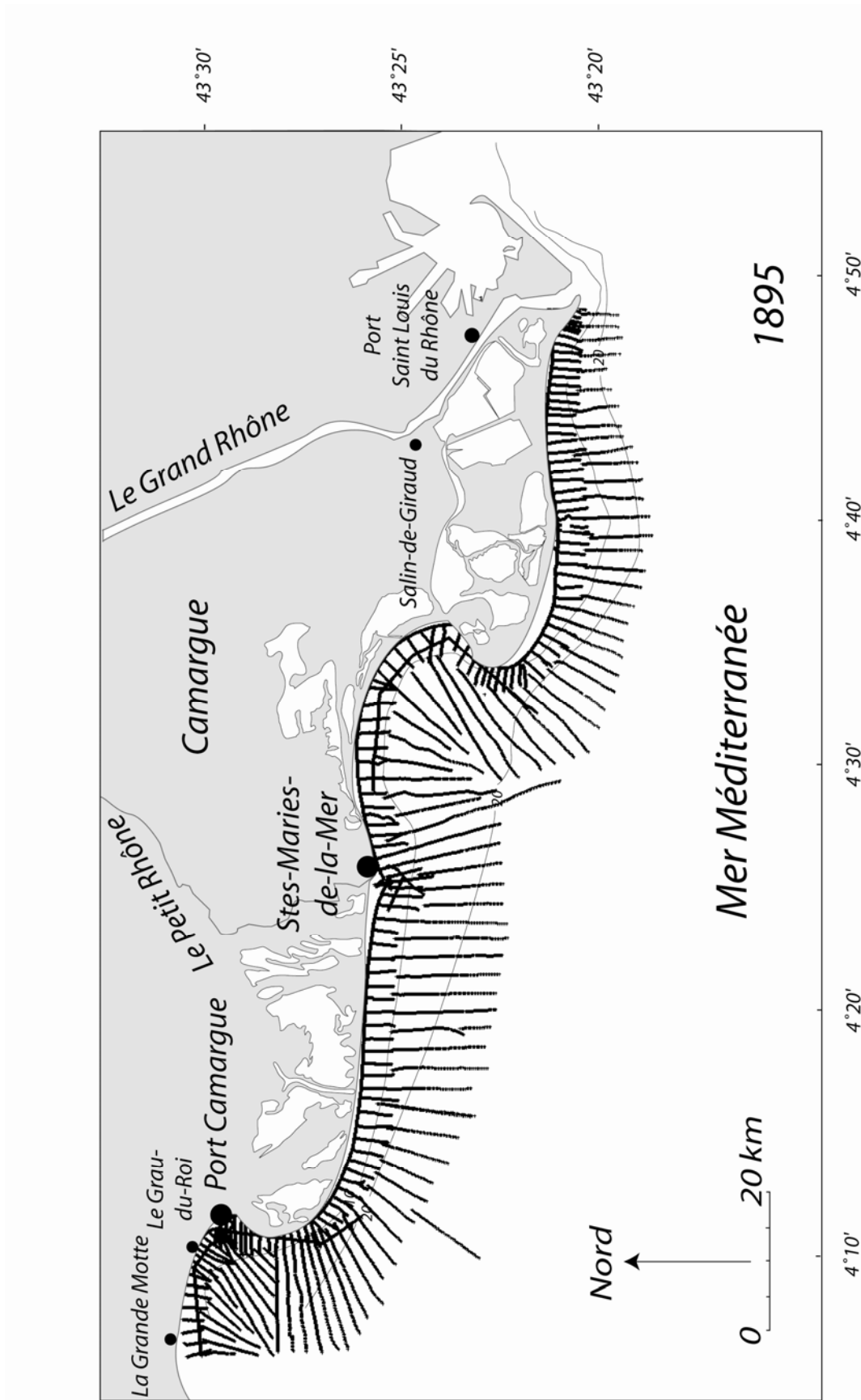


Fig. 76. Semis de sondes du levé de 1895 (source Sabatier, 2001).

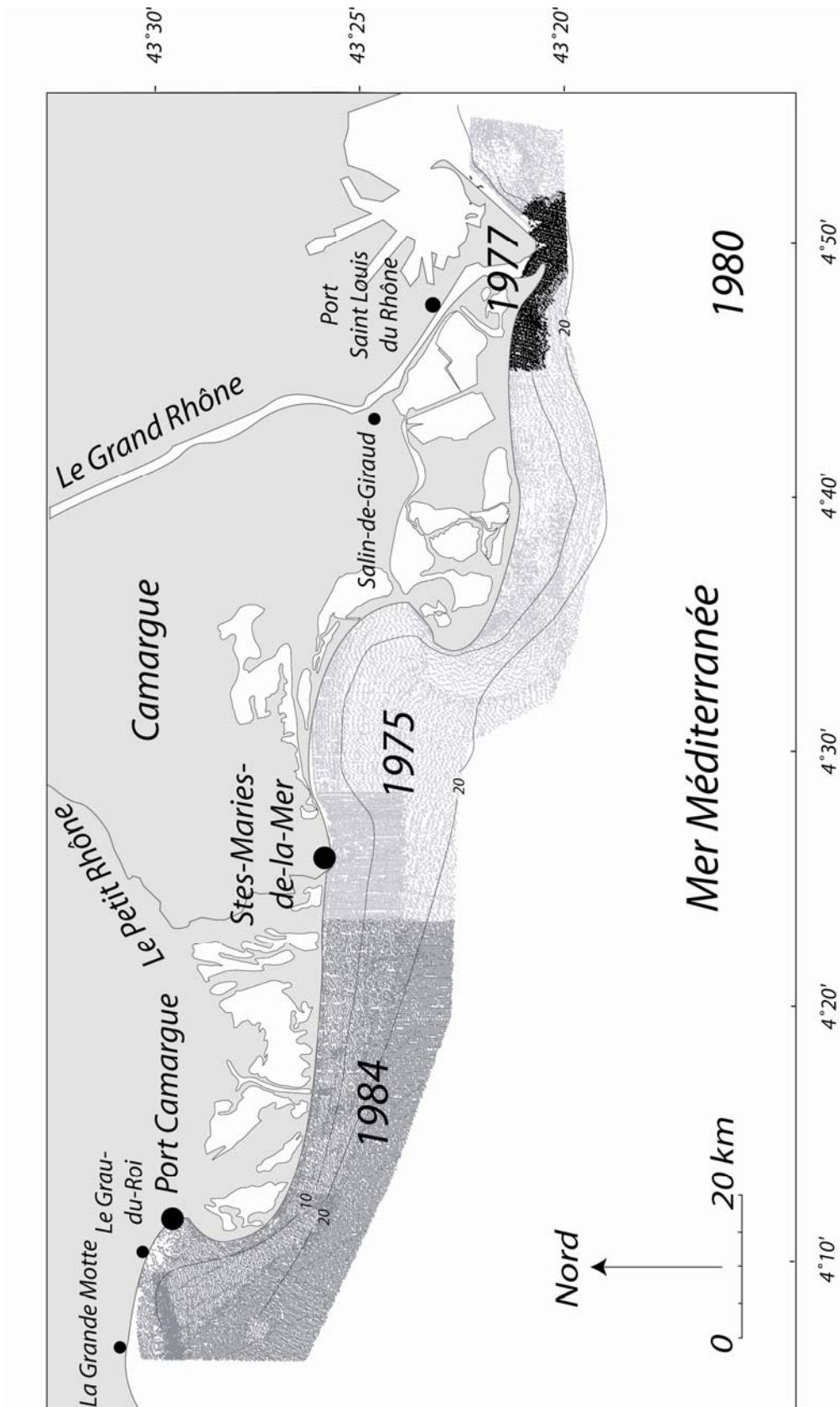


Fig. 77. Compilation des sondes 1977/1975/1984 extrait de la base de données HISTOLIT pour la bathymétrie des années 1980.

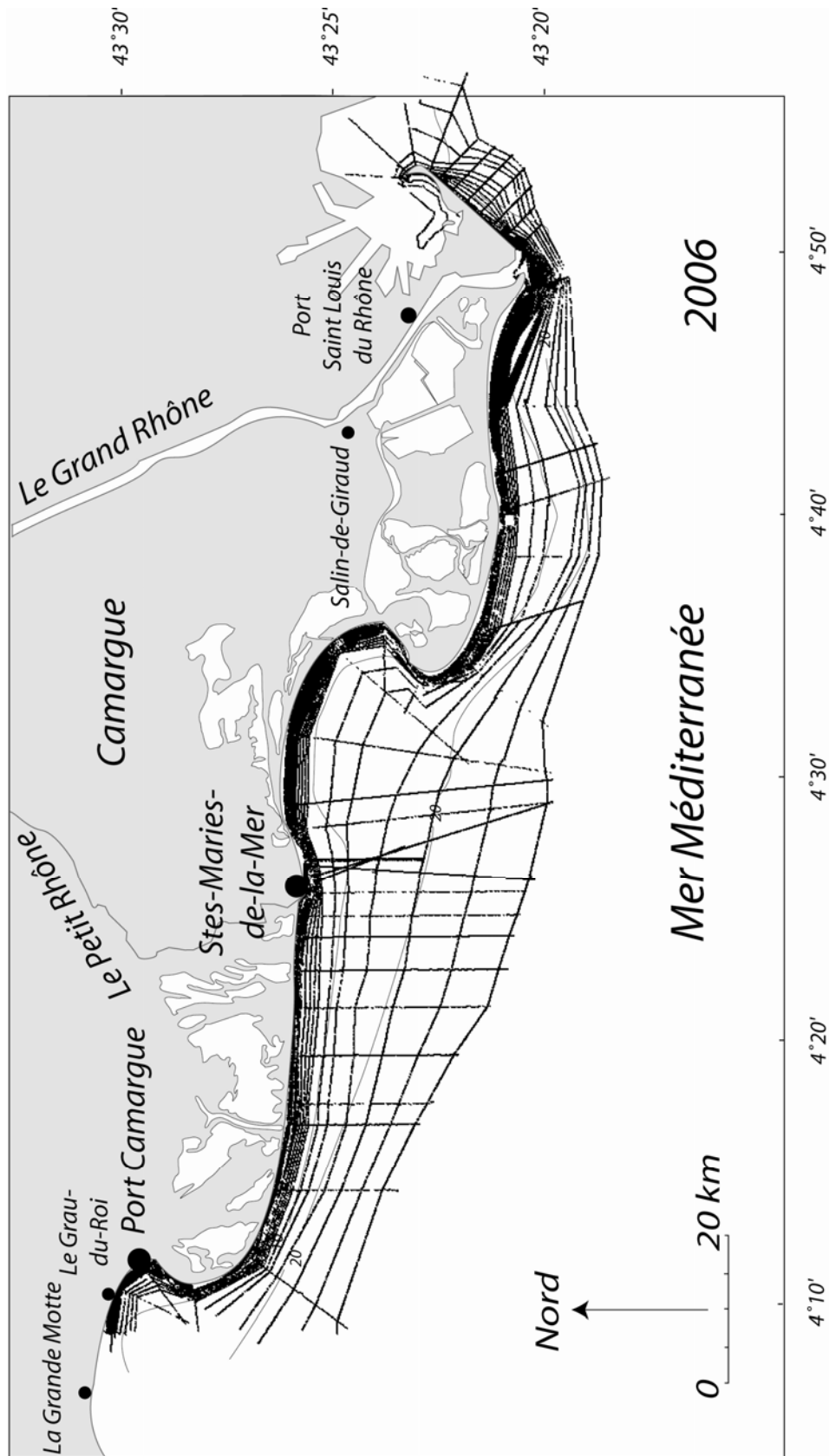


Fig. 78. Semis de sondes de 2006 fourni par la DIREN-PACA et levés par SEMANTIC.

### 1.3. Bathymétries et traits de côte acquis pour les plages de poche de Provence

L'analyse de l'évolution morphologique à long terme des plages de poche de Provence est réalisée à 3 échelles d'espace (table 11, Fig. 79).

Tout d'abord, une analyse de l'évolution du trait de côte à long terme est menée sur 20 plages de Provence entre deux dates : 1896 et 1998, extraites respectivement de cartes anciennes et de l'ortho photographie de l'IGN (table 11).

Ensuite, l'analyse diachronique de l'évolution du trait de côte de 9 plages de la rade de Hyères est conduite à partir de cartes anciennes (1896), de photographies aériennes couvrant le siècle (1924, 1950, 1977, 1998, 2003). Les photographies de 1924 ont été fournies numérisées et ortho référencées par le Crie Paca. Les photographies de 1950 et 1977 ont été commandées et traitées pour cette étude. Les photographies de 1998 et 2003 proviennent de l'ortho photographie de l'IGN, fournies gracieusement par le CG Var / CRIGE PACA (table 11).

Enfin, sur ces 9 plages de la rade de Hyères, l'analyse de l'évolution bathymétrique à long terme est réalisée à partir de levés bathymétriques, entre 0 et -10 m minimum. Les sondes et trait de côte de 1896 (Fig. 81, Fig. 82) sont extraites des minutes et cartes anciennes que nous avons numérisées, et la morphologie récente a fait l'objet de relevés topo-bathymétriques saisonniers durant 2 années (2007-2008) (Fig. 89, Fig. 90) (Cf. paragraphe 2 : données et bathymétries à court terme sur les plages de poche). Ces levés de terrain récents ont deux objectifs : tout d'abord acquérir la position actuelle du trait de côte et des fonds de l'ensemble des plages, et ensuite mesurer leur mobilité saisonnière sur trois plages représentatives des plages de poche étudiées (Argent, Notre Dame et Langoustier), afin d'évaluer si les tendances à long terme ne sont pas « bruitées » par les variations saisonnières. Cette démarche n'a pas été entreprise sur les autres sites car la variabilité saisonnière est déjà relativement connue (Suanez, 1997 ; Bruzzi, 1998, Durand, 1999, Akouango, 1999 ; Certain, 2002, Sabatier, 2001).

<b>Date</b>	<b>Données</b>	<b>Extension géographique</b>	<b>Profondeurs</b>	<b>Source</b>
1896	Trait de côte	20 plages	- -	SHOM
1896	Bathymétrie	9 plages de la rade d'Hyères	0 à > 10 m	SHOM
1896/1998	Trait de côte	20 plages	- -	CRIGE PACA
1924/1950/1977/1984/ 1998/2003/2008	Trait de côte	9 plages de la rade d'Hyères	- -	CRIGE PACA / CEREGE
Relevés saisonniers	Trait de côte et bathymétrie	3 plages de la rade d'Hyères	0 à > 10 m	CEREGE

table 11. Données utilisées pour l'analyse des plages de poche de Provence.

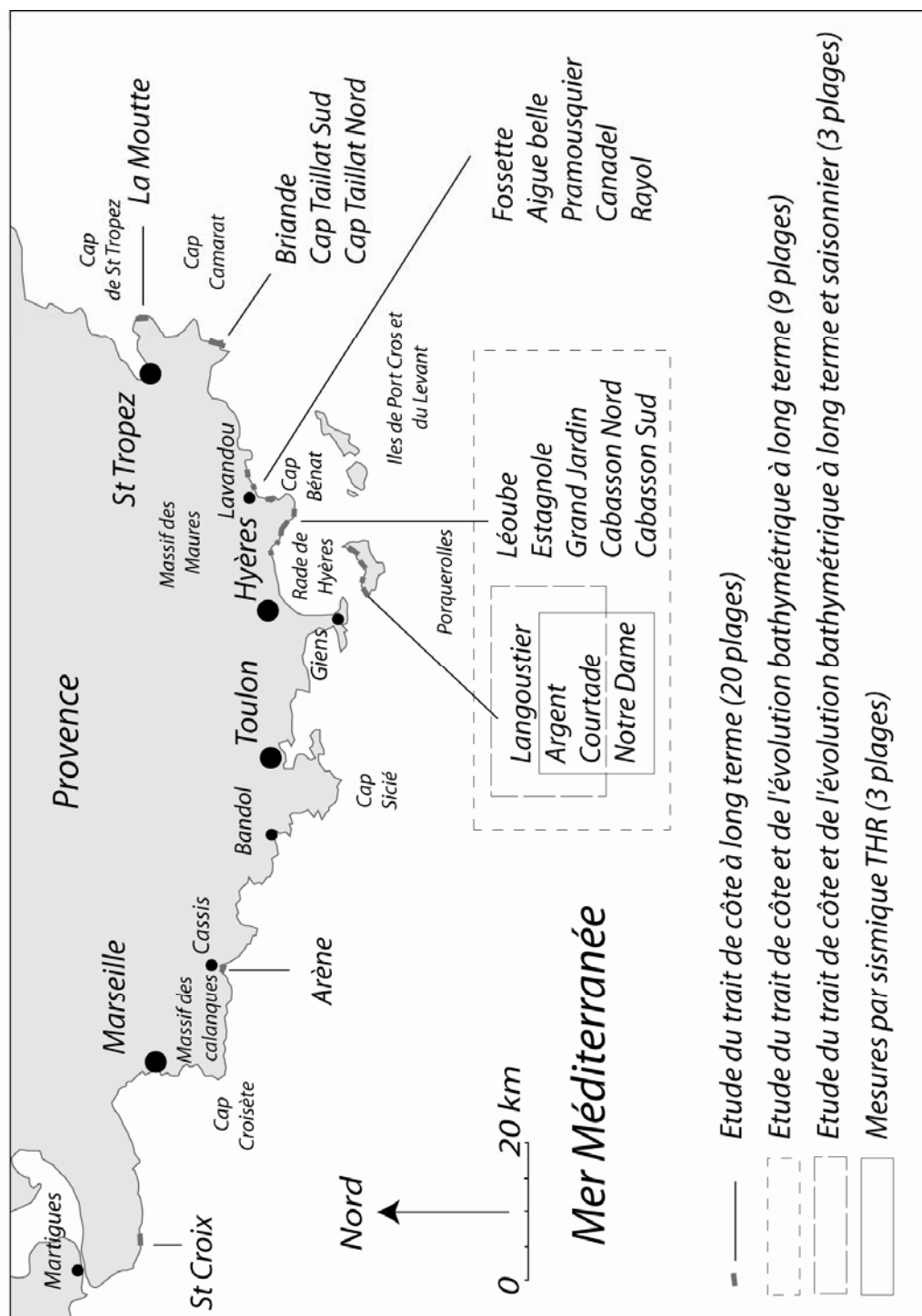


Fig. 79. Carte de localisation des plages de poche étudiées et échelle temporelle d'analyse. Analyse de l'évolution du trait de côte à long terme (1896/1998) pour l'ensemble de 20 plages étudiées. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) pour 9 plages de la rade d'Hyères. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) et saisonnier (2007/2008) pour 3 plages de Porquerolles. Levés de sismique THR (Très Haute Résolution) sur trois plages de Porquerolles.



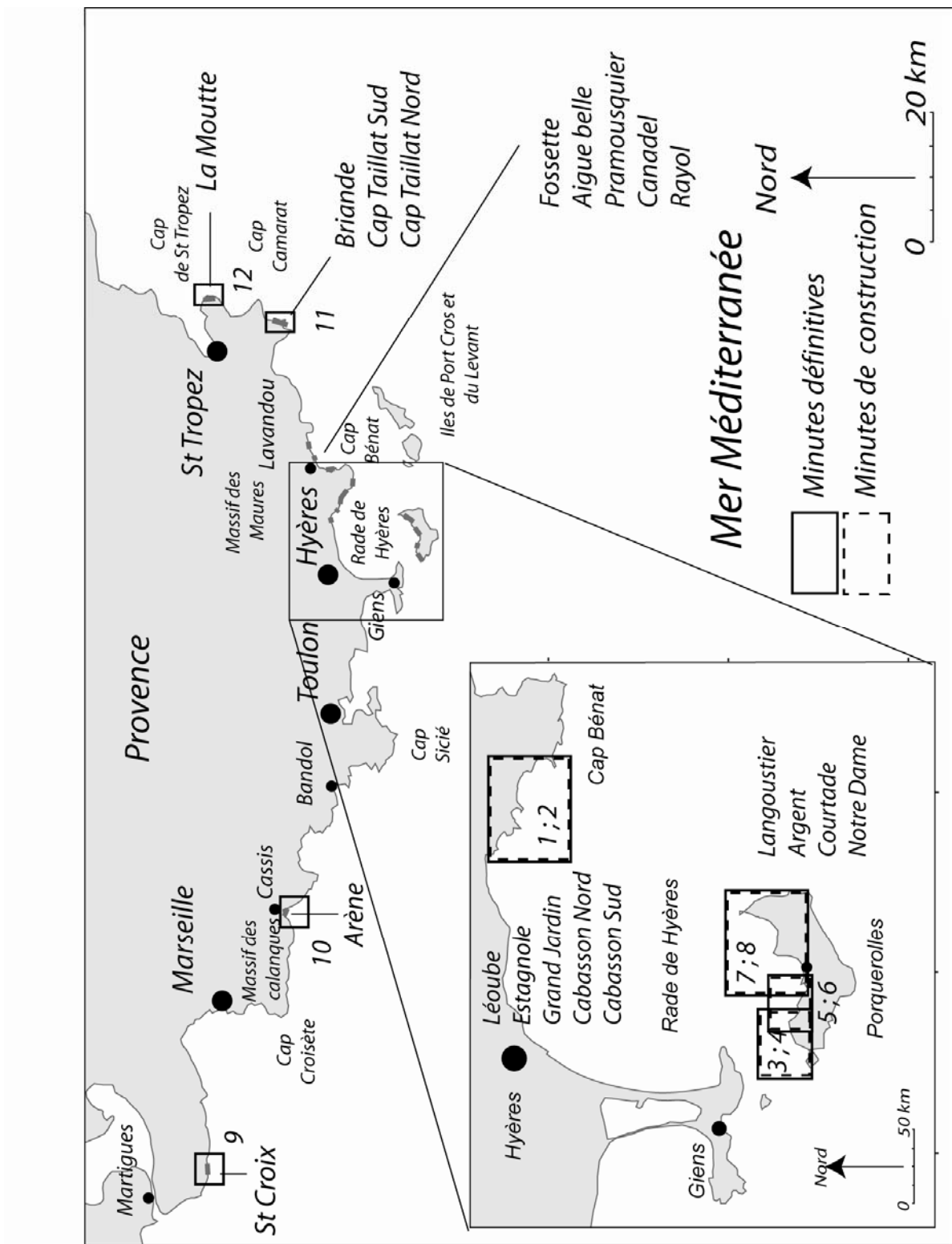


Fig. 80. Mosaïque des cartes et Minutes de construction de 1895 traitées pour l'approche morphologique à long terme des plages de poche de Provence.

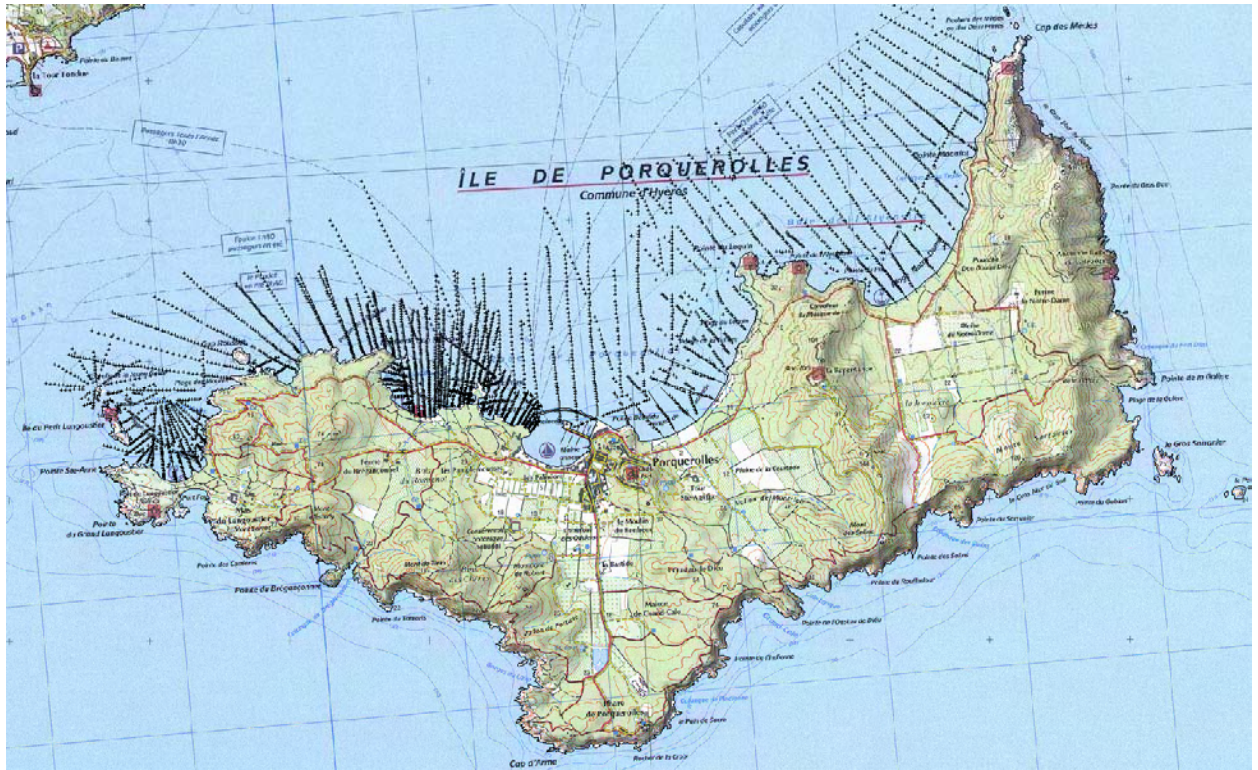


Fig. 81. Semis de sondes numérisées (1895) pour les plages de poche de Porquerolles (Fond de carte 1/25 000° IGN).

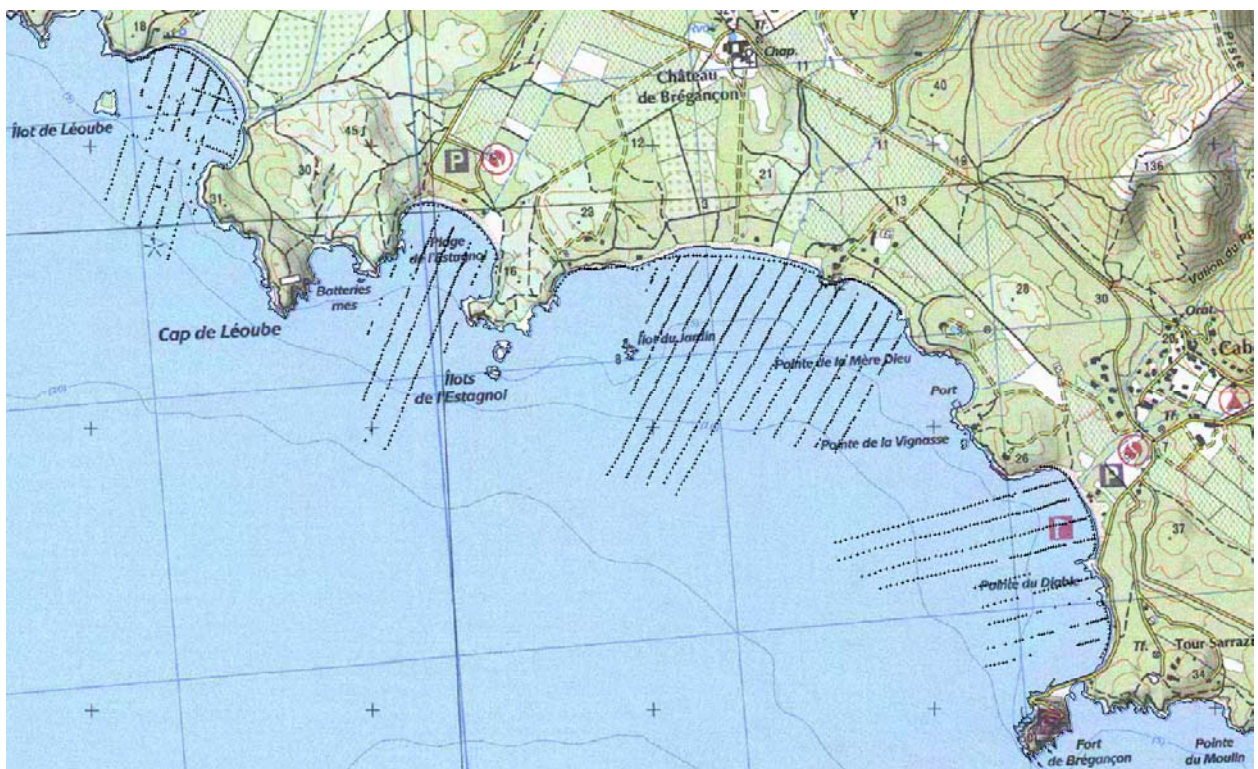


Fig. 82. Semis de sondes numérisées (1895) pour les plages de poche du Nord de la rade d'Hyères (Fond de carte 1/25 000° IGN).



## **1.4. Traitement des données du trait de côte et de la bathymétrie à long terme**

Le traitement des cartes anciennes et des photographies aériennes s'inspire de travaux français (Suanez et Simon, 1997 ; Durand, 1998, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003) et anglo-saxons (Dolan et al, 1980, 1991 ; Cromwell et al, 1991 ; Theiler et Dancourt, 1994 ; Zoukez et al., 2003). Nous détaillerons successivement la numérisation des cartes et photographies, leur orthorectification par rectification géométrique à partir de points d'amer communs ou par changement de référentiel géodésique, et la numérisation des traits de côte et points de sondes.

### **1.4.1 Numérisation des cartes anciennes et photographies aériennes**

La numérisation est une étape importante qui détermine la qualité des documents qui feront l'objet d'une correction. Les cartes et minutes anciennes sont scannées à 300 Dpi. En fonction de leur échelle, les photographies aériennes ont été scannées à différentes résolutions afin d'obtenir une taille de pixel de 0,5 m, au moins équivalente à notre support de rectification, l'orthophonie IGN. Cependant, sur les clichés à plus petite échelle (1/30000°), la résolution argentique de la photo est un facteur limitant à la perception des plus petits détails, malgré la haute résolution de la numérisation (Robin, 2002).

### **1.4.2 Orthorectification des cartes anciennes, des photographies aériennes, et incertitudes**

La majorité des documents scannés ont subi une rectification géométrique qui s'appuie sur le repérage en XY de points d'amer communs à chaque cliché et à un document choisi comme référence (Dolan et al., 1980 ; Jiménez et al., 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2006). La méthode de correction polynomiale calcule un facteur de correction pour ajuster un ensemble de points d'amer sur leur position véritable, et corrige simultanément les déformations inhérentes aux photographies.

Le document de référence sur lequel s'appuie la correction polynomiale doit être exempt de toute déformation géométrique. Dans cette étude, nous avons opté pour l'utilisation des ortho photographies réalisées par l'IGN sur les campagnes aériennes de 1998 et 2003 (BD-Ortho IGN). Ces images sont à la fois corrigées et géoréférencées et disposent d'une résolution de 0,5 m. Elles se prêtent donc parfaitement aux types de traitements numériques que nous souhaitons effectuer.

Les images ont été corrigées à l'aide du logiciel Er Mapper© (Fig. 83). La juxtaposition de l'image de référence et de l'image corrigée permet de repérer rapidement les formes et les objets stables du paysage qui sont restés identiques entre deux dates. En s'appuyant sur des éléments du

paysage considérés comme invariables, tels que les plans de schistosité du platier rocheux, les diaclases et roches affleurantes, un nombre important de points d'amers a pu être numérisé. Dans cette étude, la correction des images s'appuie sur un minimum de 50 points d'amers pour les photographies aériennes et un minimum de 30 points pour les cartes anciennes. Ces points ont été répartis de la façon la plus homogène possible à proximité des formes d'accumulation étudiées. Compte tenu de la résolution à laquelle les clichés ont été numérisés, le repérage des amers a pu être extrêmement précis, y compris sur les cartes et minutes anciennes.

L'incertitude induite par la correction géométrique est évaluée par le logiciel au niveau de chaque amer. Elle est appelée erreur RMS (*Root Mean Square Error*) et correspond à la moyenne au carré de la différence en pixel entre les coordonnées d'un amer sur le document de référence et celles de ce même amer sur la photographie une fois qu'elle a été corrigée. Il est admis qu'un modèle polynomial est de qualité à partir du moment où tous les amers ont une erreur RMS < 1 pixel (Durand, 2000). A l'exception des cartes anciennes pour lesquelles l'erreur RMS est proche de 4 pixels, soit 2 m, nous avons généralement réussi à abaisser l'erreur RMS des photographies aériennes en dessous de ce seuil, soit +/- 0,25 m.



Fig. 83. Recalage des clichés de 1950 sur la mosaïque de l'ortho photographie de 1998 servant de référence (secteur de Porquerolles).

Pour les minutes de construction couvrant le linéaire côtier du Languedoc-Roussillon (cartes du Languedoc Roussillon, n° 1 à 12, Fig. 70), seuls sont représentés les sondes, les lignes bathymétriques, le trait de côte et les grilles de projection Hydro (Fig. 84). Par conséquent, le nombre de points d'amers étant insuffisant pour réaliser une rectification géométrique par amers,

nous avons dû utiliser une correction par changement de référentiel géodésique. Cette méthode par changement de référentiel géodésique repose sur la reprojection des grilles visibles sur les cartes et minutes anciennes, qui sont en projection locale dite « Hydro », en une projection de type « Lambert zone III », à l'aide d'équations polynomiales mises au point et fournies par les hydrographes du SHOM. Ces formules sont actuellement utilisées dans le cadre d'études du SHOM visant à numériser les anciennes sondes et à les projeter dans un référentiel géodésique contemporain afin de mesurer les évolutions de la bathymétrie. Une fois les cartes reprojétées sur le document de référence, des décalages maximaux de 5 m à 10 m ont été mesurés dans la position de certaines pointes rocheuses, censées connaître uniquement des évolutions mineures. Les variations sont supérieures à celles produites par l'analyse de photographies, mais finalement rapportées à une échelle pluri décennale, elles peuvent être considérées comme précises.

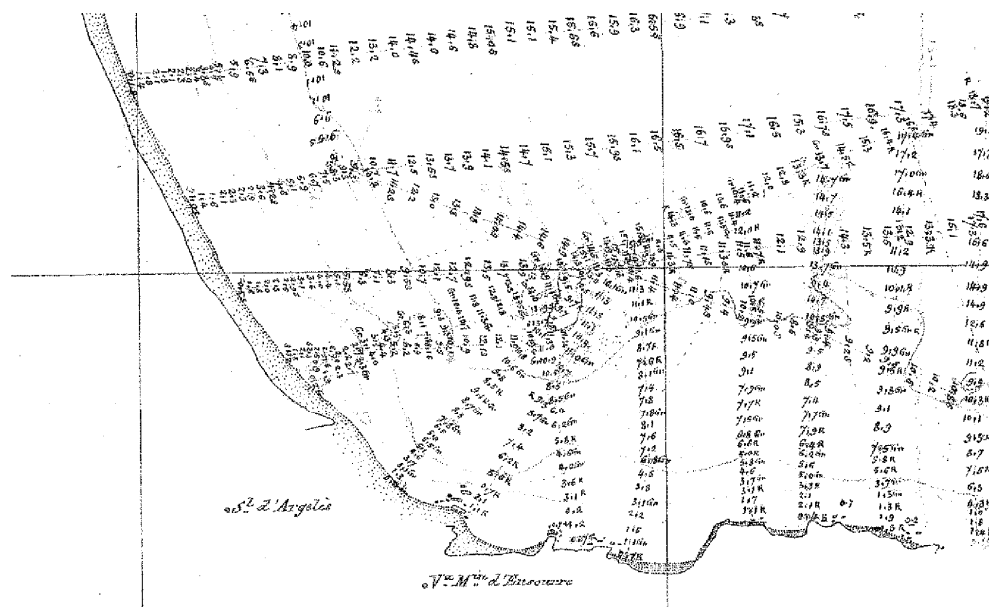


Fig. 84. Détail de la minute de construction du Languedoc-Roussillon (1895), secteur d'Argèles. Sont représentés, les grilles de projection Hydro, le trait de côte et la limite à terre de la plage, les points de sondes et isobathes. Le nombre d'amer étant insuffisants pour faire une rectification géométrique qui s'appuie sur le repérage en XY de points d'amer, les équations du SHOM ont été utilisées pour faire une correction par changement de référentiel géodésique.

A l'issue de ces traitements, les images sont rectifiées (rectification polynomiale de 3<sup>ème</sup> ordre), géoréférencées en coordonnées Lambert III Sud, et intégrées dans un système d'Information Géographique (SIG, MapInfo 8©). Une fois les documents cartographiques et photographiques assemblés en mosaïques afin de couvrir tout le secteur étudié, la numérisation manuelle des traits de côtes, des sondes et des lignes bathymétriques est alors possible.

### **1.4.3 Numérisation des traits de côte, lignes bathymétriques et points de sondes, extraits des cartes et minutes anciennes et incertitudes**

Les traits de côte, points de sondes et lignes bathymétriques des cartes et minutes anciennes ont été numérisées manuellement, et géoréférencées en X Y en Lambert III Sud (MapInfo 8©). Au total 57551 points de sondes ont été numérisés pour ce travail. Cette procédure entraîne une erreur horizontale maximum de 3 pixels de largeur, soit +/- 1,5 m. En ce qui concerne les valeurs de profondeur des sondes et isobathes, nous avons tenu compte de la montée du niveau de la mer, qui a été déduite à partir des enregistrements de Marseille, disponibles depuis 1885. Un référentiel commun (NGF) à toutes les cartes a été utilisé après ces corrections pour les relevés du XIXème siècle. A l'issue de ce traitement, les données extraites sous format X Y Z sont directement utilisables pour la réalisation de Modèles Numériques de Terrain (MNT).

### **1.4.4 Numérisation des traits de côte extraits des photographies aériennes et incertitudes**

La littérature fait état de plusieurs lignes de référence susceptibles d'être utilisées pour retranscrire la mobilité du trait de côte (Boak et Turner, 2005). En fonction des caractéristiques des sites étudiés, certains auteurs se basent sur les laisses de pleine mer (Crowel *et al.*, 1991 ; Dolan *et al.*, 1980 ; Douglas et Crowel, 2000), sur la végétation supratidale (Stéphan et Suanez, 2004 ; Thieler et Danforth, 1994), ou encore le pied de dune. Dans notre cas, compte tenu de la diversité des environnements sédimentaires étudiés et de leur contexte microtidal commun, nous avons choisi comme de nombreux auteurs travaillant en Méditerranée (Jiménez et al. 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2006) d'utiliser la ligne de rivage instantanée, c'est-à-dire la ligne qui marque la limite où s'arrêtent les eaux marines à un moment donné, qui correspond à l'instant des prises de vue aériennes. Or cette limite n'est pas toujours évidente à déterminer en fonction des clichés. Certains auteurs proposent de numériser plusieurs fois le même trait de côte afin d'estimer les écarts liés à l'interprétation, mais cette méthode est longue lorsque le nombre de données à traiter est important. Moore et Griggs (2002) et Zink (2002) proposent une façon plus rapide de déterminer cette erreur en partant du principe que le trait de côte numérisé ne correspond pas à une ligne sans épaisseur, mais à une bande au sein de laquelle se trouve la position réelle du trait de côte. En effet, l'observation des photographies nous permet la mise en évidence de trois zones sur la totalité d'entre elles (Fig. 85) : deux zones de certitude incontestables, qui sont la plage émergée et la mer, et entre ces deux unités, une zone d'incertitude, dans laquelle il est difficile de positionner la limite terre/mer. Cette zone correspond à l'estran, sur lequel se dissipe l'énergie terminale de houles au terme de leur propagation (jet de rive). L'incertitude est donc due aux gradients d'humidité qui affectent cette zone, à sa pente, et aux différents albédos qui en résultent. Nous déterminerons donc le trait de côte



comme la ligne médiane à équidistance des limites des zones de certitudes. Cette approche délimite la zone du swach instantané et permet donc le calcul d'une marge d'erreur égale à plus ou moins la demi valeur de la distance séparant les limites des zones (Fig. 85), soit une erreur horizontale de 3 pixels de largeur, équivalente à +/- 1,5 m.

Il faut ajouter à cette valeur l'influence de la marée sur la variation du niveau marin, qui déterminera donc un balancement des dynamiques du jet de rive. Nous ne disposons pas de marégrammes susceptibles de nous permettre de corriger les observations de position par rapport au niveau réel instantané de la mer. Mais on peut considérer une élévation liée aux variations de niveau par la marée réelle, résultat de la marée astronomique (marée prédite) et de la composante météorologique (élévation barométrique et set-up lié au vent), qui est proche de 0,3 m en moyenne en Méditerranée (SHOM, Annuaire des marées, 2008). La projection d'une dénivellation verticale de 0,3 m sur une pente à 10%, valeur de la pente moyenne du swach des plages étudiées, correspond à une distance horizontale de 3 m.

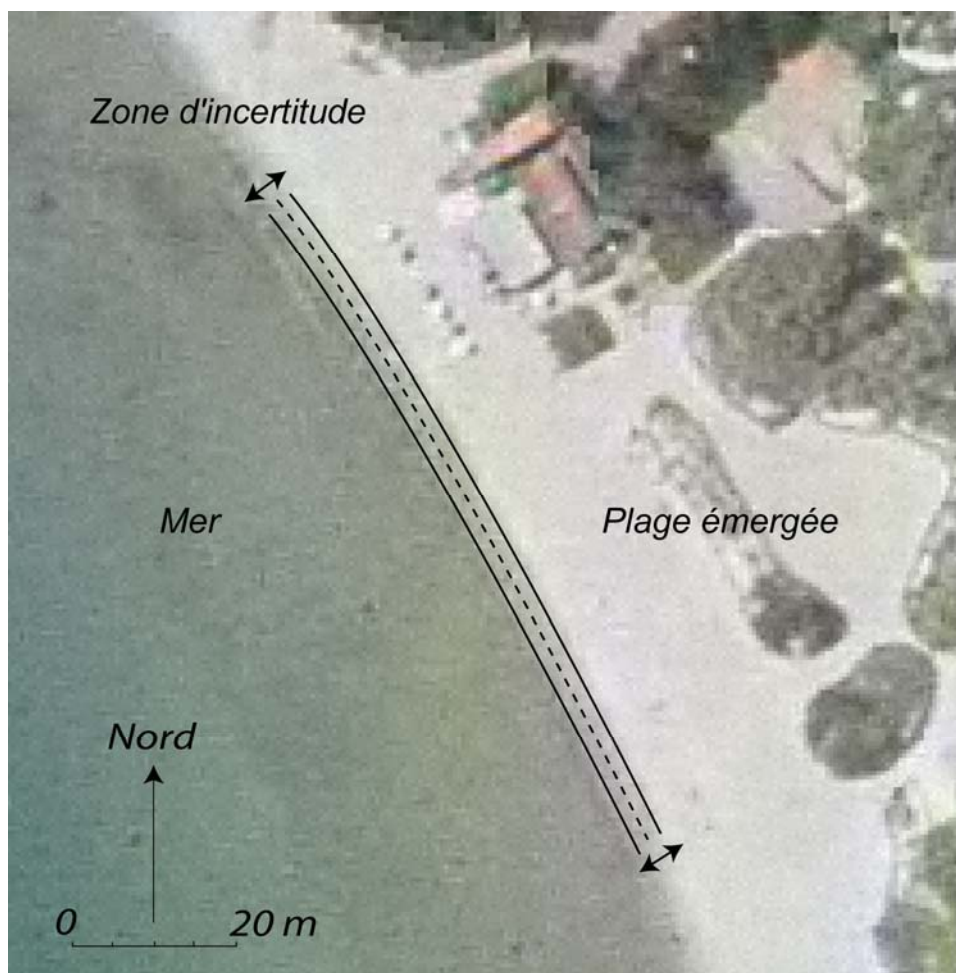


Fig. 85. Détermination visuelle de la position du trait de côte (pointillés) lors de la numérisation des traits de côte extraits de photographies aériennes verticales, et zone d'incertitude liée au balancement du jet de rive (Plage de Cabasson, rade de Hyères (BD ortho 1998).

### 1.4.5 Calcul de la marge d'erreur totale horizontale et verticale des données utilisées pour l'analyse séculaire

Malgré la mise en pratique de méthodes rigoureuses pour quantifier l'évolution littorale, les résultats obtenus comportent une part d'incertitude horizontale et verticale. Nous avons reconnu trois sources d'erreurs horizontales potentielles, tenant à la qualité des données brutes (précision des cartes ou photographies aériennes), au processus de rectification (erreur RMS), et enfin à la digitalisation des données (interprétation du trait de côte et des sondes). L'addition de ces trois sources d'erreur donne alors la marge d'erreur horizontale totale à estimer lors de l'utilisation de ces données (Fig. 86). Elle varie suivant la qualité des données et de leurs traitements.

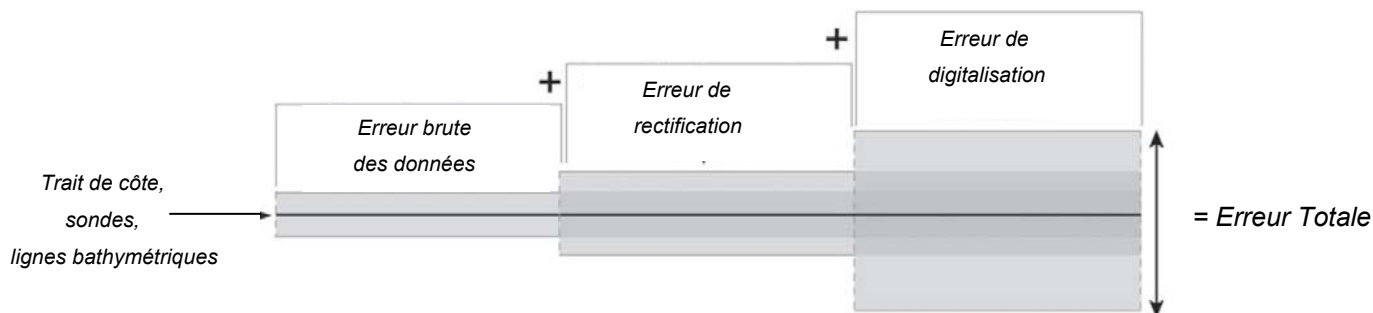


Fig. 86. Synthèse des différentes erreurs liées au traitement numérique et à la digitalisation des données cartographiques et photographiques (d'après Stéphan, 2009).

En ce qui concerne les erreurs horizontales des données extraites des cartes et minutes anciennes, le processus de rectification conduit à une erreur liée au calcul des modèles polynomiaux. Cette erreur a été évaluée à 4 pixels maximum pour les cartes anciennes soit +/- 2 m. Ensuite, l'erreur de digitalisation a été estimée à une bande moyenne de 3 pixels de largeur, soit +/- 1,5 m. L'addition de ces deux sources d'erreur donne alors une incertitude planimétrique totale et maximale de +/- 3,5 m pour le trait de côte de 1895.

Pour l'erreur des traits de côte extraits des photographies aériennes (1924 à 1984), compte tenu de la résolution à laquelle les clichés ont été numérisés, nous considérons l'erreur des données brutes est équivalente à la taille de numérisation du pixel, soit +/- 0,5 m. Ensuite le processus de rectification conduit à une erreur de 1 pixel maximum pour les photographies aériennes, soit +/- 0,5 m. Enfin, l'erreur de digitalisation du trait de côte a été estimée à une bande moyenne de 3 pixels de largeur au sein de laquelle se trouve la position réelle du trait de côte, soit +/- 1,5 m, et l'erreur liée

aux variations du niveau marin a été estimée à +/-1,5 m. La part d'incertitude maximale peut être alors estimée à +/- 4 m.

Pour les traits de côte issus de la BD ortho de l'GN (1998 et 2003), le même raisonnement produit une marge d'erreur totale et maximale de +/- 3,5 m.

En ce qui concerne l'erreur verticale des bathymétries, cette dernière peut être évaluée selon la somme des erreurs dues aux variations du plan d'eau, aux houles et aux performances de la sonde à main ou du sondeur. L'erreur verticale des sondes ne sera pas corrigée en fonction des erreurs horizontales des levés du fait de l'organisation bathymétrique douce et peu accidentée des fonds. Autrement dit, comme les fonds présentent des pentes relativement faibles, l'erreur de positionnement du bateau lors des levés n'entraîne pas d'erreur significative dans les mesures de sondes.

En 1895, les mesures ont été effectuées à la cordelette plombée, depuis des embarcations propulsées à la rame par mer d'huile et/ou belle. La profondeur de chaque point de sonde a été évaluée par un lissage de plusieurs points de mesures successifs, de manière à annuler l'erreur liée à la houle. Les hydrographes du SHOM admettent une erreur d'une amplitude de 0,30 m avec cette technique pour les profondeurs les plus importantes (Sabatier, 2001). La fiabilité de cette méthodologie a été mise à l'épreuve en vérifiant la stabilité des zones rocheuses. La comparaison de profils bathymétriques de 1895 par rapport aux profils bathymétriques récents au niveau de ces zones rocheuses confirme l'écart maximum de 0,30 m entre les profils, constituant une précision suffisante pour mettre en évidence des évolutions morphologiques pluri-décimétriques.

Les bathymétries récentes extraites de la base de données HISTOLIT ont été réalisées au sondeur à ultrasons dont la marge d'erreur verticale est généralement considérée proportionnelle à la profondeur (environ 2 %), soit +/- 0,20 m à 20 m de fond, et au GPS, précis en XY à +/- 7 m.

Les bathymétries du delta du Rhône en 2006 fournies par la DIREN PACA ont été levées par la société SEMANTIC à l'aide d'un sondeur monofaisceaux dont la marge d'erreur verticale est généralement considérée proportionnelle à la profondeur (environ 2 %), soit +/- 0,20 m, et au DGPS, précis en X Y à +/- 0,02 m.

En conclusion, nous rappelons que pour être le plus précis possible, nous avons retenu les marges d'erreur estimées maximales. Il est peu probable que ces seuils soient systématiquement atteints. De plus, lors des calculs de volume, l'intégration d'un très grand nombre de points fait tendre vers zéro la partie aléatoire de l'erreur liée à la mesure, conférant une précision verticale encore supérieure dans le cas de ces calculs de volumes (Thomas et al., 2002).

## 2 - Données bathymétriques et traits de côte à court terme sur les plages de poche

Le semis de sondes de la base de données HISTOLIT n'étant pas assez dense et proche du rivage des plages de poche étudiées, l'ensemble de ces plages a fait l'objet de relevés topo-bathymétriques. Ces levés de terrain ont deux objectifs, tout d'abord acquérir la position actuelle du trait de côte et des fonds, et ensuite de mesurer leur mobilité saisonnière sur trois plages représentatives (Argent, Notre Dame et Langoustier), à partir de six levés échelonnés entre le mois d'Avril 2007 et le mois d'Avril 2009 (Fig. 87). La première année (2007) quatre levés ont été réalisés : au printemps (03/2007), avant l'été (06/2007) et en automne (10/2007), afin de mesurer les variations saisonnières estivales et printanières, et celles liées à une tempête d'Est (entre le 10/10/2007 et le 31/10/2007) ( $H_{sig} = 4,2 \text{ m}$  ;  $T_p = 8\text{s}$ ). Les années suivantes (2008/2009), deux levés ont été conduits (09/2008 et 04/2009) pour mesurer l'évolution annuelle (du 10/2007 au 09/2008) et hivernale (09/2008 au 04/2009). Par leur caractéristiques, les tempêtes qui ont précédé les levés sont représentatives des tempêtes du secteur de Porquerolles.

Ces levés saisonniers n'ont pas été effectués dans l'optique de décrire précisément l'évolution morphodynamique à l'échelle saisonnière et événementielle, mais pour quantifier de manière globale la mobilité à court terme de ces plages, afin de savoir si les observations faites sur le long terme (trait de côte et bathymétries), ne sont pas perturbées par des variations saisonnières importantes.

Un protocole rigoureux a été respecté pour effectuer ce suivi et garantir une bonne précision des données. Les levés bathymétriques ont été réalisés à l'aide d'un sondeur à ultrasons (Tritech 500) couplé à un DGPS (TRIMBLE 5800) en mode cinématique (RTK), embarqués sur un ZODIAC (Photographie 7). Les sondes sont enregistrées simultanément par un logiciel d'acquisition spécialisé (HYPACK), qui permet de corriger en post traitement les variations du niveau marin. La position (X,Y,Z) est corrigée en temps réel par une station de mesure installée sur des points géoréférencés. Ces points ont été matérialisés par un clou topographique scellé dans une surface horizontale plane avec un ciel dégagé pour un bon enregistrement des satellites. Un ensemble de points de calage (ne connaissant pas de variations significatives) a été également réparti sur nos secteurs d'étude et ont servi à contrôler la pertinence de la mesure d'un levé à l'autre. Ainsi, à chaque levé, la base fixe du DGPS a été positionnée sur son point de mise en station et les points de calage ont été mesurés. En se basant sur les décalages de positionnement observés au niveau des différents points de calage, l'incertitude de ces mesures a été calculée en planimétrie (X,Y) à  $\pm 2 \text{ cm}$  et en vertical (Z) à  $\pm 2 \text{ cm}$  pour la topographie et  $\pm 7 \text{ cm}$  pour la bathymétrie ( $\pm 5 \text{ cm}$  de marge d'erreur liée au sondeur).

L'erreur de ces mesures est donc insignifiante en comparaison des décalages potentiels associés au traitement numérique des photographies aériennes et des cartes anciennes.

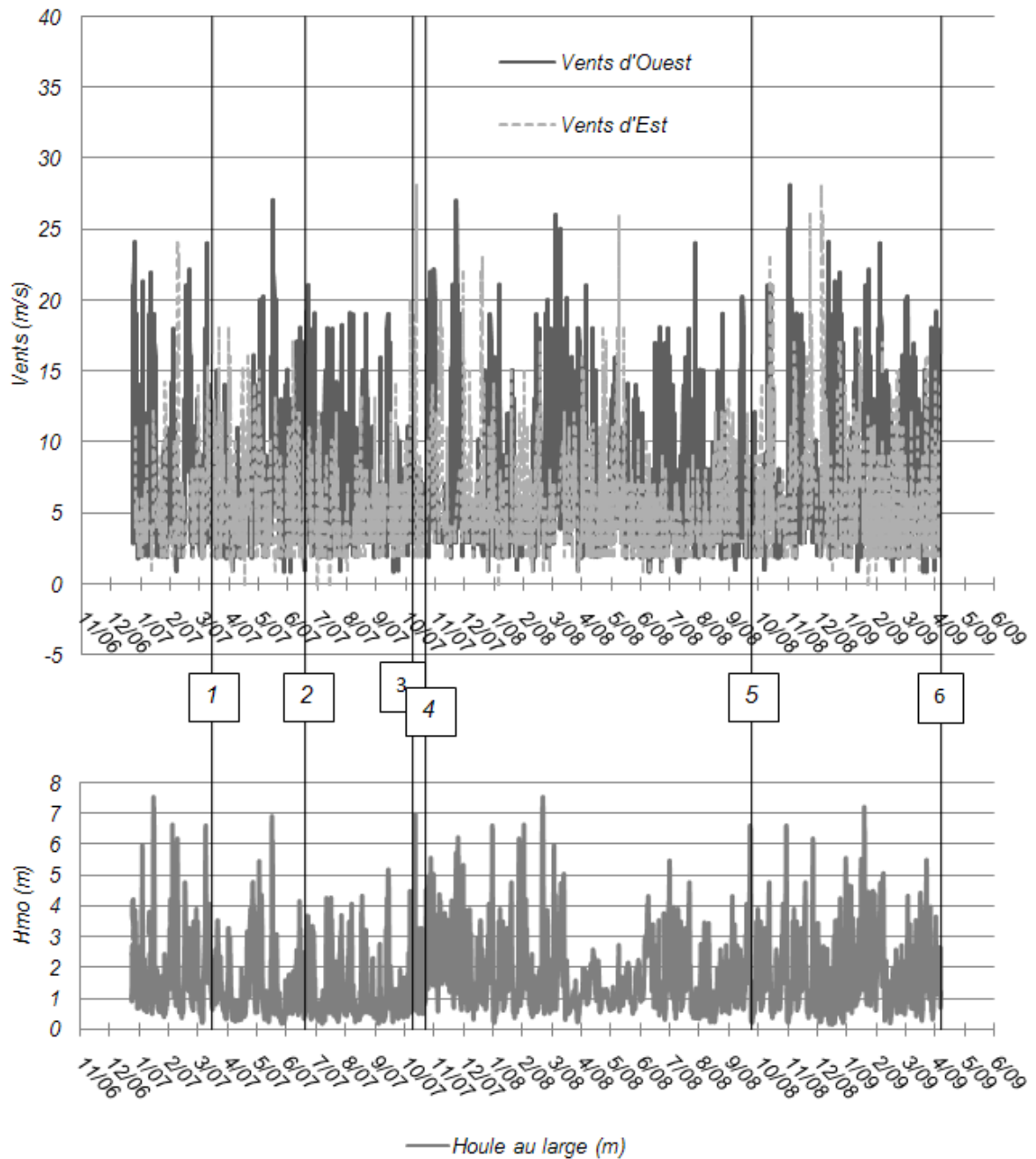


Fig. 87. Dates de levés saisonniers sur les plages de Porquerolles (1 : 07/03/2007 ; 2 : 14/06/2007 ; 3 : 11/10/2007 ; 4 : 31/10/2007, 5 : 18/09/2008, 6 : 31/04/2009). Vents et Houles enregistrés trois mois avant et pendant la période de levés (du 01/01/2007 au 15/04/2009). Vents enregistrés à la station d'Hyères (Vents en m/s) (Source Météo France) par secteur Est et Ouest. Houle enregistrée au Sud de Porquerolles (en mètres) (source CETMEF, base de données Candhis).



Le semis de points mesurés est extrêmement dense (Fig. 88, Fig. 89 et Fig. 90) (un point de sonde en moyenne tous les 5 m en moyenne par levé), et couvre l'ensemble des plages depuis le rivage (0,30 m de profondeur) jusqu'à l'herbier au large. Les bathymétries récentes des plages de poche de Provence ont été enregistrées directement sur le terrain sous format YXZ en Lambert III Sud par le logiciel d'acquisition HYPACK. Le même logiciel est ensuite utilisé pour vérifier visuellement les mauvaises sondes acquises lors des levés (liées à des turbulences au niveau du sondeur, objets flottants entre deux eaux...). Ce traitement n'entraîne pas d'erreur significative.



Fig. 88. Exemple de semis de sondes et de profils topographiques des levés récents (07/03/2007) sur la plage d'Argent, île de Porquerolles, sur fond orthophoto de l'IGN 2003.

Les levés topographiques ont été effectués avec le même appareillage mais le sondeur est remplacé par une perche portée par un arpenteur qui sillonne la plage en profils serrés pour relever la totalité de la plage (Photographie 7). Les limites naturelles sont levées (pointes rocheuses, talus, microfalaises, affleurement rocheux) de façon à pouvoir « fermer » les relevés dans la perspective de construire des MNT. Enfin, les levés bathymétriques et topographiques servent à construire des MNT sous le logiciel Mapinfo 8® et tous les levés de terrain sont raccordés au système de géoréférencement français NGF (IGN 69).





Photographie 7. Matériel embarqué (Sondeur Tritech 500, centrale d'acquisition Hypack, Zodiac 4,70 m). Arpenteur équipé d'une perche et d'un DGPS TRIMBLE 5800 RTK. Station de base du DGPS positionnée sur un point géoréférencé. (Plage de Notre Dame, île de Porquerolles).

L'ensemble des levés ont permis de dresser six MNT des plages et d'en extrapoler la position du trait de côte considéré ici comme le zéro NGF. De cette manière la position du trait de côte n'est pas influencée par les variations de hauteur du plan d'eau, et la marge d'erreur entre deux traits de côte est limitée à celle liée au DGPS et à l'extrapolation du MNT. Compte tenu de la précision du DGPS et des processus recherchés, cette erreur est négligeable ( $\pm 5$  cm en X, Y et Z). A l'issue de ces différents traitements, nous disposons donc dans un référentiel géodésique commun (Lambert 3 Sud et NGF) de relevés de sondes marines et terrestres depuis la limite de l'herbier à Posidonies jusqu'à la plage.



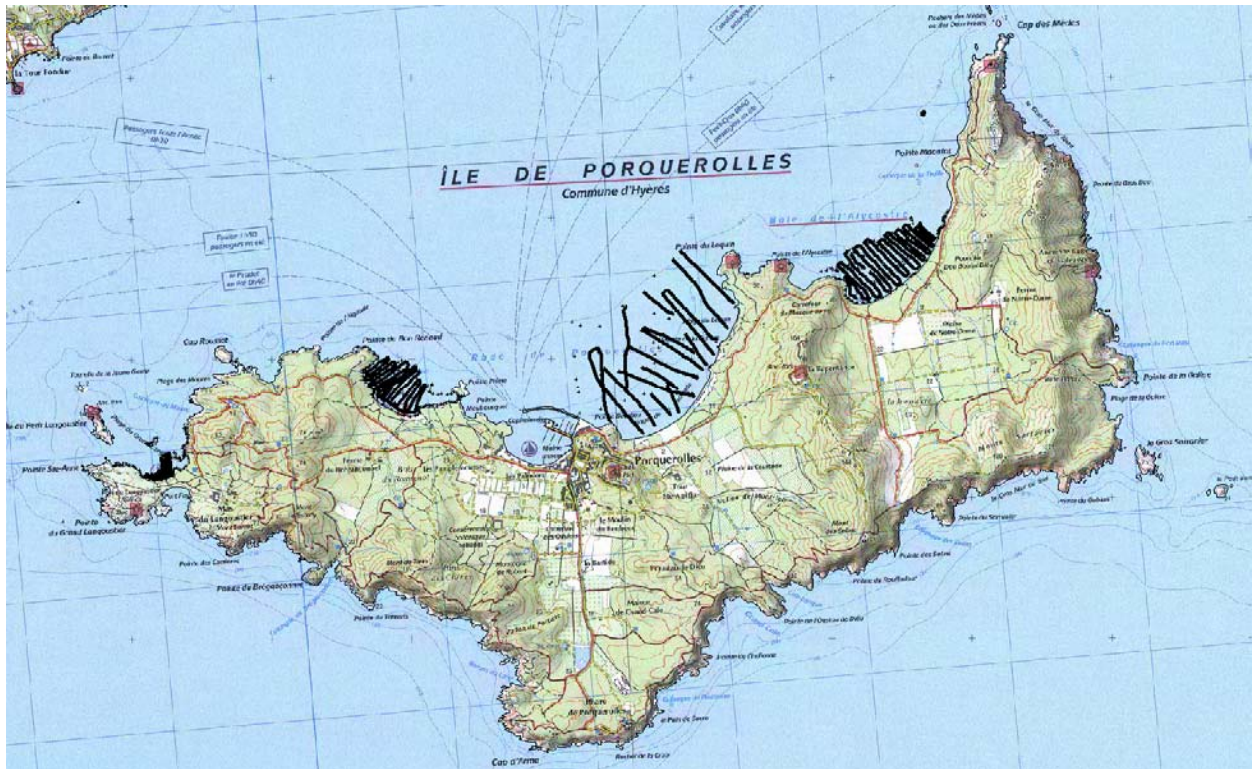


Fig. 89. Semis de sondes récentes levés sur les plages de poche de Porquerolles (exemple du semis du 14/04/2008) (Fond de carte 1/25 000° IGN).

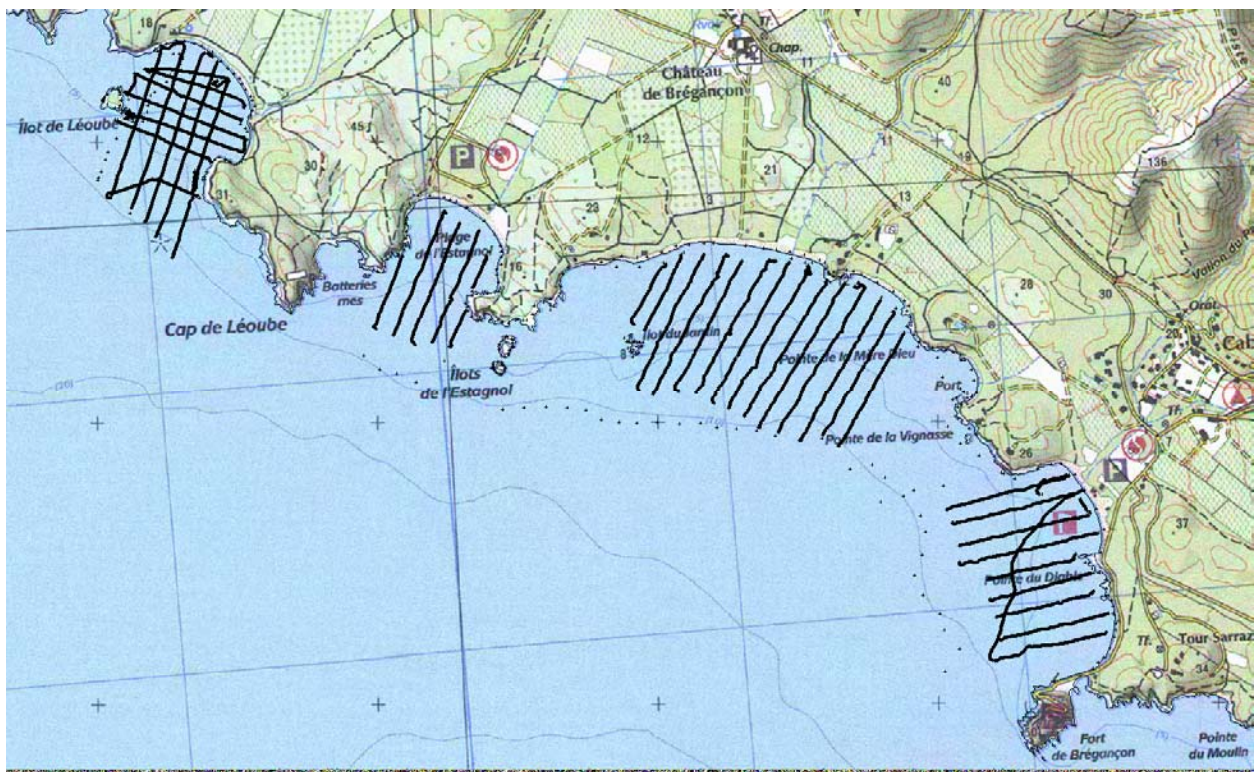


Fig. 90. Semis de sondes récentes (2008) levés sur les plages de poche du Nord de la rade d'Hyères (Fond de carte 1/25 000° IGN).

### 3 - Quantification des volumes de plage : sismique réflexion et carottages

L'analyse de l'évolution morphologique à long terme des plages de poches est complétée par une quantification du volume sédimentaire par sismique réflexion. L'acquisition a été faite avec un « Sediment Echo Sounder SES 2000 » (Photographie 9, table 12), sur une bande de fréquence large de 6kHz à 12kHz, qui procure une résolution verticale de l'ordre de 5 cm.



Photographie 9. Sediment Echo Sounder SES 2000 embarqué.

En moyenne, 5 km de profils ont été effectués sur chaque site (exemple de trace de route Fig. 91). Le nombre de profils sismiques est donc très important (les profils sont espacés en moyenne de 25 m) afin de permettre une extrapolation correcte des volumes de sables des sites étudiés (Fig. 92). Au large les relevés vont jusqu'à -10 m environ, et à la côte ils s'arrêtent vers -2 m en raison du tirant d'eau du bateau.

---

<i>Water depth range</i>	<i>1 ... 1,500 m</i>
<i>Vertical resolution</i>	<i>up to 6 cm</i>
<i>Penetration depth</i>	<i>up to 50 m</i>
<i>Accuracy of the depth measurement</i>	<i>0.02 m + 0.02% of the water depth</i>
<i>Primary transmitter frequency</i>	<i>ca. 100 kHz</i>
<i>Secondary transmitter frequency</i>	<i>4, 5, 6, 8, 10, 12, 15 kHz</i>
<i>Transmitter pulse length</i>	<i>0.07...1 ms</i>
<i>Repetition rate</i>	<i>up to 50 s</i>
<i>Beam width</i>	<i>±1.8° @ 4...15 kHz</i>
<i>Beam steering range</i>	<i>±16°</i>
<i>Transducer dimensions</i>	<i>ca. 20 cm × 20 cm</i>

---



table 12. Paramètres principaux de l'appareillage de mesure par sismique très haute résolution, SES-96 and SES-2000.

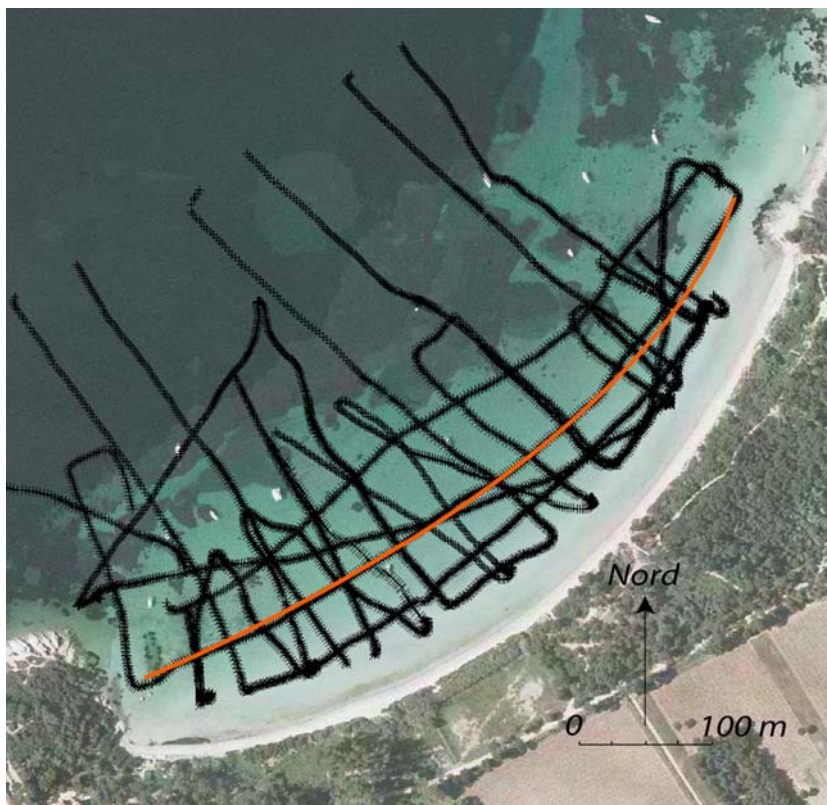


Fig. 91. Route suivie pour les mesures de sismique réflexion (plage de la Courtade, Porquerolles), et trace du profil sismique donné comme exemple en Fig. 92.

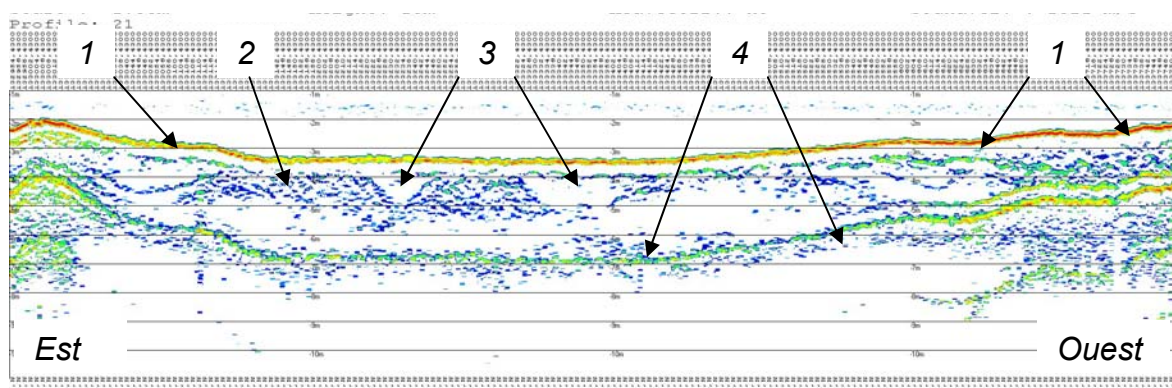


Fig. 92. Image donnée en temps direct par l'écho-sondeur. Profil longitudinal parallèle à la ligne de rivage, d'Est en Ouest, par -3 mètres de fond environ (Plage de la Courtade). C'est à partir de ce type d'image que sont interprétés les horizons sismiques pour la définition des isopaques utilisés ensuite pour créer par MNT les enveloppes en 3 dimensions des différentes unités sédimentaires. 1 : sables (enveloppe blanche) ; 2 : unité à granulométrie hétérogène (bleu); 3 : talwegs comblés par des sables. 4 : Echo du multiple.

tel-00511971, version 1 - 26 Aug 2010



## 4 - Données bathymétriques pluri-annuelles dans le Languedoc-Roussillon

Dans le dernier chapitre de cette étude (Partie III, chapitre 3), l'impact des tempêtes repose sur l'analyse de 31 profils bathymétriques levés par la Division Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon (DRELR) entre 1993 et 2001 et analysées par Pons et Sabatier (2003) (table 13, Fig. 93 et annexes X). La DRELR a collecté des profils de la plage émergée depuis Argèlès jusqu'à Port Camargue (Ouest Camargue) identifiés par une numérotation en Kilomètres par depuis la frontière Espagnole. Ces profils ont été levés depuis la barre interne (entre -1 et -2 m) jusqu'à environ -12 m à l'aide d'un GPS et d'écho-sondeur embarqués. Les sondes ont été effectuées en moyenne tous les 10 mètres et ont été rapportées au zéro N.G.F. Leur maillage est donc extrêmement dense (de 50 à 200 sondes par profil). Les profils ont été dressés à un intervalle de temps généralement annuel. Même si la densité des profils est inégale selon les secteurs (assez faible au Nord de la Côte Roussillonnaise et dans le Narbonnais, et plus dense dans le département de l'Hérault), ils permettent de représenter les différents types de plage du littoral étudié (plages de lido, plages proches d'embouchure, aménagées ou naturelles). De plus ils concernent les portions de littoral en érosion qui soulèvent des questions de gestion du littoral (Argèlès, Vias, Tamarissière, lido de Sète, Palavas).

Ces données ont déjà été partiellement utilisées par Durand (1998), Barusseau et al., (1994) Akouango (1997), Sabatier et Provansal, (2000), Certain et Barrusseau (2004), mais les profils n'avaient pas alors subi les corrections élaborées par Pons et Sabatier (2003). Ensuite, Sabatier et al. (2004) ont utilisé ces relevés bathymétriques pour déterminer les variations de la profondeur de fermeture dans le Languedoc-Roussillon entre 1998 et 2001. Le jeu de données a récemment été utilisé par Certain et al., (2003, 2005) pour analyser la mobilité des barres au niveau du Lido de l'étang de Thau près de Sète. Enfin, Samat (2007) a défini l'impact des aménagements dans le LR sur cette base de données. Mais aucune de ces études n'ont traité directement de l'impact des tempêtes sur le court et moyen terme, à savoir comment la partie haute de l'avant côte réagit à une tempête exceptionnelle, ou à des hivers tempétueux différents : plutôt calmes avec une tempête exceptionnelle, ou pourvus de tempêtes moins énergétiques mais plus fréquentes.



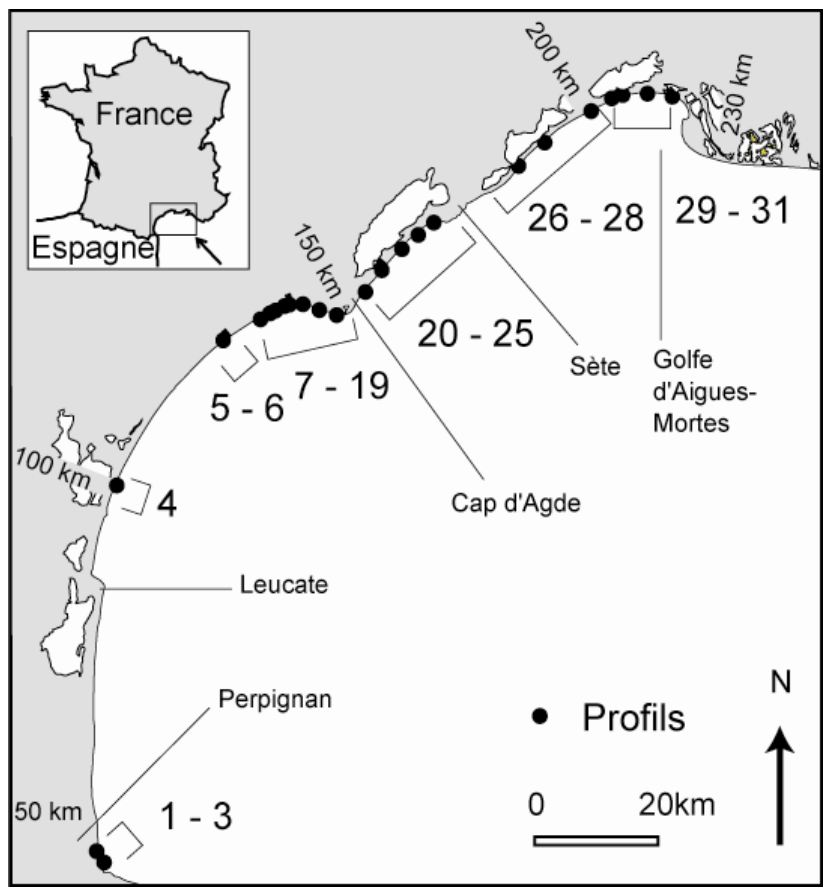


Fig. 93. Localisation des 31 profils de la DRELRL, sélectionnés pour l'étude des tempêtes des différents types de plages du Golfe du Lion.

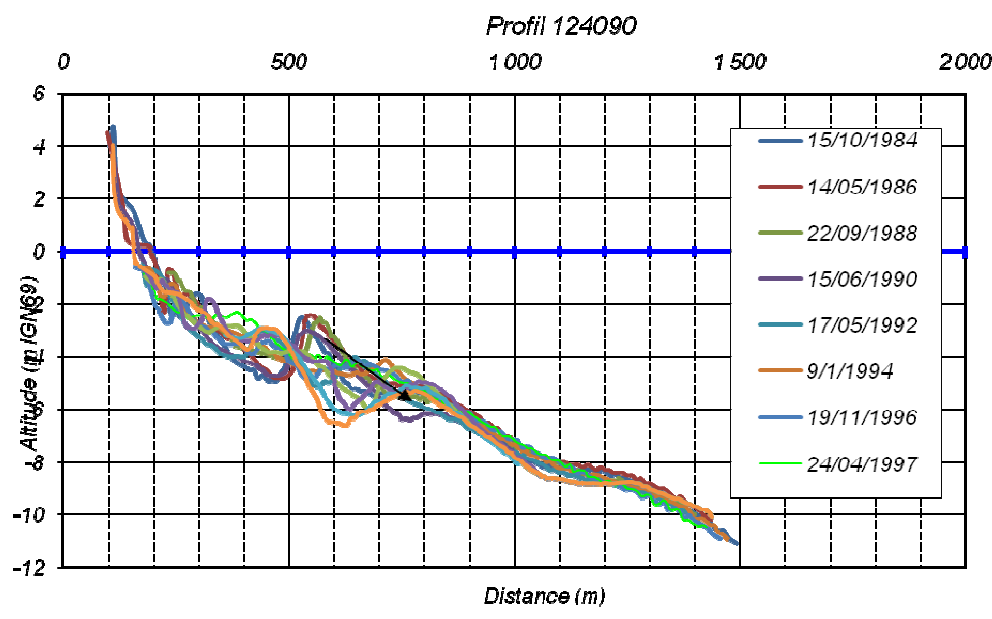


Fig. 94. Exemple de profil de la DRELRL Profil n° 5 (500 m environ au Sud-Ouest de l'embouchure de l'Aude).

<b>n°</b>	<b>Distance/Esp</b>	<b>localisation</b>	<b>93</b>	<b>94</b>	<b>95</b>	<b>96</b>	<b>97</b>	<b>98</b>	<b>99</b>	<b>00</b>	<b>01</b>	<b>02</b>
1	41500	Sud Argelès	nl	9	nl	6	nl	5	nl	2	7	nl
2	41660	Sud Argelès	nl	9	nl	6	nl	5	nl	2	7	nl
3	41830	Sud Argelès	nl	9	nl	6	nl	5	nl	2	7	nl
4	101730	Nord la Nouvelle	nl	9	nl	nl	5	10	12	7	7	nl
5	124090	grau de Vendres	nl	6	nl	11	4	5	11	7	7	nl
6	125130	grau de Vendres	nl	6	nl	11	4	5	11	7	7	3
7	134730	Nord Valras	nl	6	nl	11	12	5	11	7	7	3
8	137160	La redoute	nl	6	nl	11	12	5	nl	7	7	3
9	139860	Farinette	7	5	nl	7	9	5	nl	7	7	3
10	140360	Farinette	7	5	6	7	9	7	nl	nl	7	nl
11	141020	Farinette	7	5	6	7	9	7	nl	nl	7	3
12	141260	Farinette	7	5	6	7	9	7	nl	nl	7	3
13	141390	Farinette	7	5	6	7	9	7	nl	nl	7	3
14	142050	Tamarissière	7	5	6	7	9	7	nl	8	7	3
15	142495	Tamarissière	7	5	6	7	9	7	nl	nl	7	nl
16	142770	Tamarissière	nl	5	6	6	9	6	nl	nl	7	nl
17	142935	Tamarissière	7	5	6	7	9	6	nl	7	7	3
18	143320	Ouest Hérault	7	5	6	7	9	6	nl	nl	7	3
19	145745	Est Hérault	7	5	6	7	9	nl	nl	7	7	3
20	149060	Cap d'Agde	8	5	nl	7	9	10	nl	7	7	3
21	152890	Est Cap d'Agde	8	5	6	7	9	nl	nl	nl	8	2
22	153520	Est Cap d'Agde	8	5	6	7	9	nl	nl	nl	8	2
23	160435	Lido de Sète	nl	8	nl	6	9	5	10	7	8	1
24	163490	Lido de Sète	nl	8	nl	6	9	5	10	7	8	1
25	185590	Lido de Sète	nl	8	nl	9	nl	5	10	8	8	3
26	192600	Lido de Sète	nl	6	nl	9	10	5	10	8	8	3
27	193845	Lido de Sète	nl	6	nl	9	10	5	10	8	8	3
28	204935	Nord golfe Aigues	nl	8	nl	9	nl	5	9	8	8	3
29	208985	Nord golfe Aigues	nl	8	nl	9	5	5	9	8	8	3
30	214395	Nord golfe Aigues	nl	8	nl	9	nl	5	9	8	8	nl
31	216490	Nord golfe Aigues	nl	8	nl	9	nl	5	9	8	8	nl

table 13. Profils fournis par la DRELRL et utilisés dans cette étude. Numérotation des profils pour cette étude (1 à 31) et correspondance en Kilomètres par rapport à la frontière Espagnole (41500 à 216490). Les numéros dans les colonnes des années de levés (1993 à 2002) représentent le mois durant lequel les profils ont été relevés. (nl : non levés) (source : DRELRL).

## 5 - Acquisition des données de houle

Dans les études précédentes (Durand, 1999, Sabatier et al., 2004 ; Certain et al., 2005 ; Sabatier et al., 2009), les données de houle au large dans le Golfe du Lion provenaient d'une bouée Datawell non directionnelle et souvent déplacée, mouillée au large de Marseillan (SE du lido de Sète), par 30 m de fond environ. Les enregistrements sont effectués depuis janvier 1989 au rythme de 8 mesures par jour, acquises à 2Hz sur une durée de 20 minutes et espacées de 3 heures à 30 minutes. Mais cette base de données présente des lacunes importantes en particulier pour les périodes de forte agitation (Sabatier et al., 2009), et ne renseigne pas les directions de houles. Compte tenu de ces lacunes, la perception d'une éventuelle recrudescence des tempêtes et leur impact sur le littoral ne peut être estimée qu'à partir de modélisations à moyenne échelle en déterminant d'abord l'évolution des champs de pression atmosphériques, puis les champs de vents et enfin la houle côtière à une échelle locale. Cette approche, d'abord développée sur la côte Atlantique française par Météo-France, est disponible aujourd'hui en Méditerranée. Cette nouvelle base de données fournie par la société Globocéan et sous financement du SYMADREM est constituée des paramètres d'état de mer (modélisation WaveWatch III) et de vent (modèle ECMWF) avec une résolution spatiale de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  au pas temporel de 3 heures pour les années 1993 à 2002. WaveWatch III est un modèle numérique de 3ème génération (Tolman, 1989), dont les sorties sont des spectres d'états de mer desquels sont déduits les paramètres réduits usuels tels que :  $H_s$ ,  $T_p$  et directions. Une validation et des comparaisons sont effectuées avec les mesures satellitales disponibles (Fig. 96 et Fig. 97) (Topex-Poseidon (CNES): de 1993 à 2002, Ers-1 and Ers-2 (ESA): de 1993 à 2002, Geosat Follow-On (NOAA): depuis Janvier 2000, Jason (CNES): depuis Janvier 2002, et Envisat (ESA): depuis Avril 2002). Cette nouvelle base de données de houle au large sans lacunes, ouvre de nouvelles perspectives pour l'étude de l'impact morphologique des tempêtes dans le Languedoc-Roussillon.

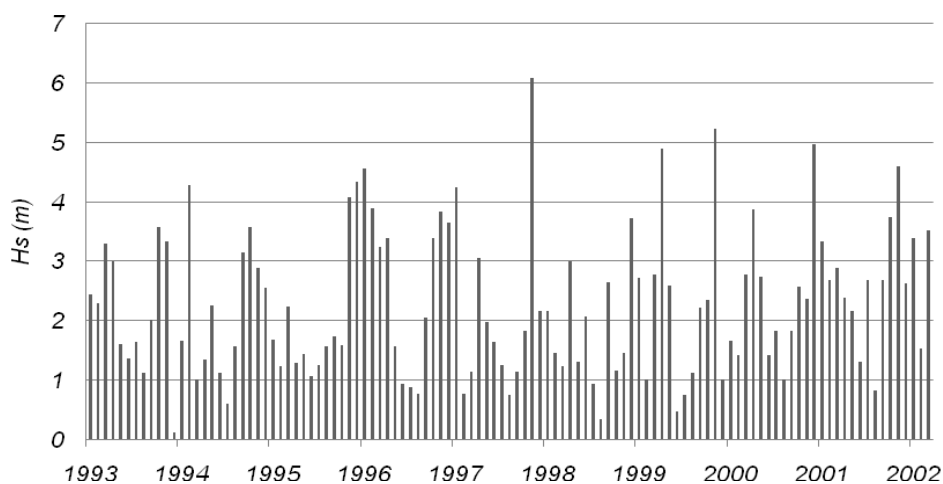


Fig. 95.  $H_{sig}$  max mensuelle sur la période de janvier 1993 à mars 2002, D'après les données de houle au large propagées par WW3, Globocéan.

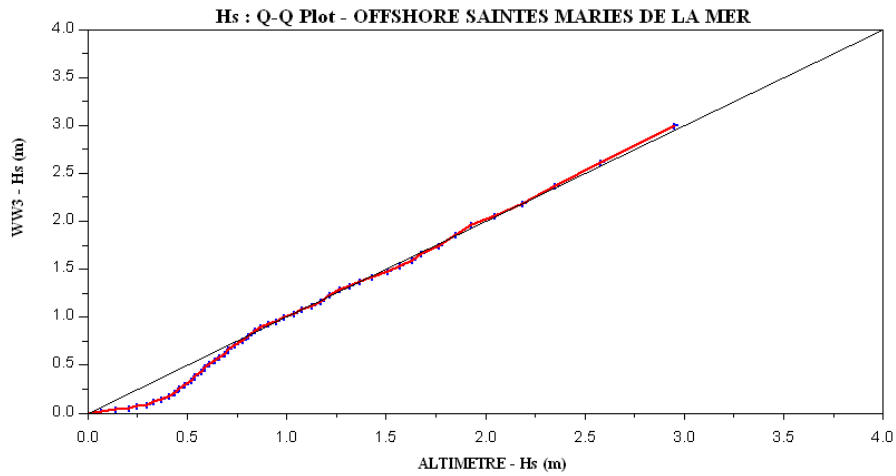


Fig. 96. Q-Q plot – Hs altimétrique / Hs modélisé. On observe une bonne corrélation entre les deux distributions à l'exception des faibles valeurs de Hs où l'imprécision sur la mesure satellitale est (relativement) importante (source Globocéan).

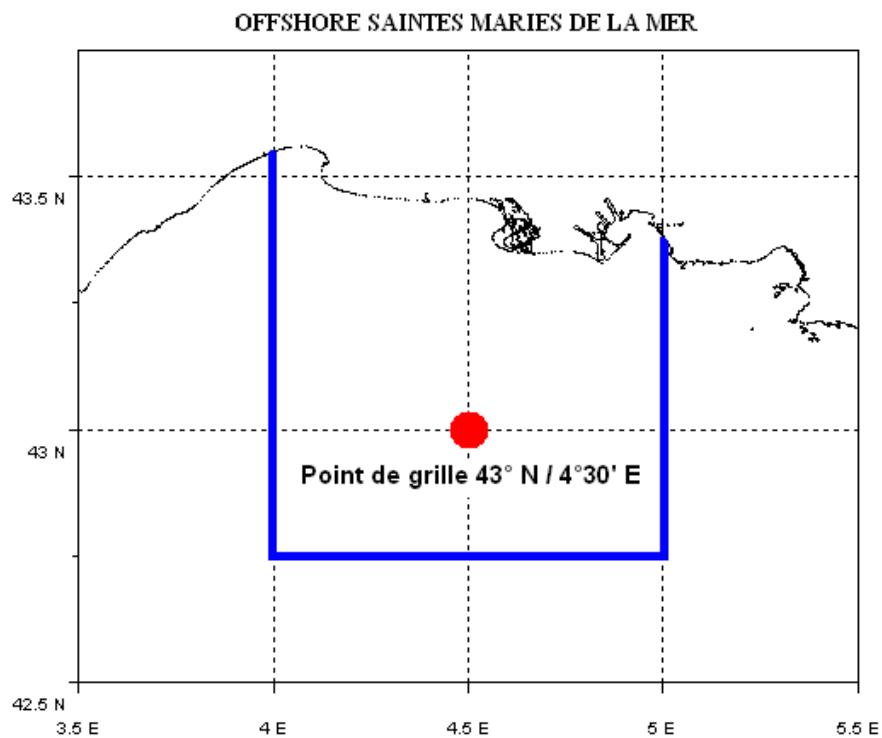


Fig. 97. Point de la grille du modèle WW3 utilisé dans notre étude (Source Globocéan).

## 6 - Modélisation Unibest

Afin d'acquérir une meilleure compréhension de l'impact des tempêtes sur la morphodynamique des plages et du rôle que tient la morphologie sur la propagation de la houle, nous avons réalisé différentes simulations numériques (énergie et transport sédimentaire) avec le modèle 2DV UNIBEST-TC (Delft Hydraulics, 1994). UNIBEST-TC signifie: "UNIform Beach Sediment Transport Time dependent Cross-shore".

La prise en main du logiciel (UNIBEST-TC 2.10A) et une partie des simulations ont été réalisées lors d'un séjour de trois semaines à l'Université Technologique de Delft, sous la direction de Dirk Jan Walstra, qui est notamment à l'origine du développement de ce modèle (Userguide for UNIBEST-TC, Walstra, D.J.R., 2002).

Ce modèle simule l'hydrodynamique, le transport sédimentaire cross-shore le long d'un profil perpendiculaire au rivage et sa réponse morphologique (Gootjes, 2000 ; Walstra, D.J.R., 2002, Van Rijn et al., 1993).

Le transport sédimentaire est calculé sous l'action combinée du vent, des vagues, des courants longshore et cross-shore. Ces forçages peuvent être constants, ou en séries temporelles.

Le modèle UNIBEST- TC est composé de 6 sous-modules (Fig. 98) qui sont :

- module de propagation des vagues,
- module de courant dans le profil,
- module de calcul des vitesses orbitales des vagues,
- module de transport de fond,
- module de transport en suspension,
- module d'évolution morphologique du profil.

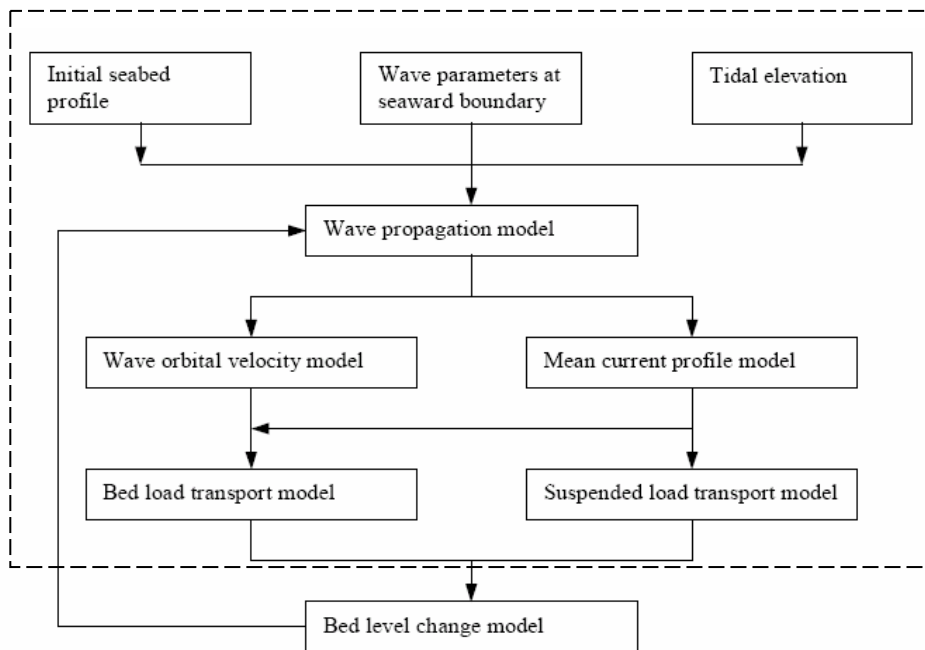


Fig. 98. Représentation schématique d'UNIBEST-TC, et modules utilisés pour cette étude (Walstra., 2002).

A partir de la morphologie (profils de la DRELRL) et des conditions hydrodynamiques (depuis les données au large de Globocéan les vagues ont été propagées à 10 m de fond selon la théorie linéaire), UNIBEST-TC calcule le niveau de l'eau, la hauteur significative des vagues, les courants et les transports sédimentaires associés. Pour cette étude, la majorité de paramètres par défaut définis par les concepteurs du modèle ont été conservés (Table des paramètres, annexes B). En effet, les études précédentes qui ont testé et validé UNIBEST-TC, ont montré que ces paramètres donnaient les meilleurs résultats. (Walstra et al., 2001; Kleinhout, 2000 ; Sorgedragger, J.M., 2002 ; Burger, M., 2003). Néanmoins, un certain nombre de paramètres, dépendants des conditions locales, ont été nécessaires pour paramétrer le modèle (granulométrie, salinité, viscosité, caractéristiques de l'arrière plage) (Table des paramètres, annexes B).



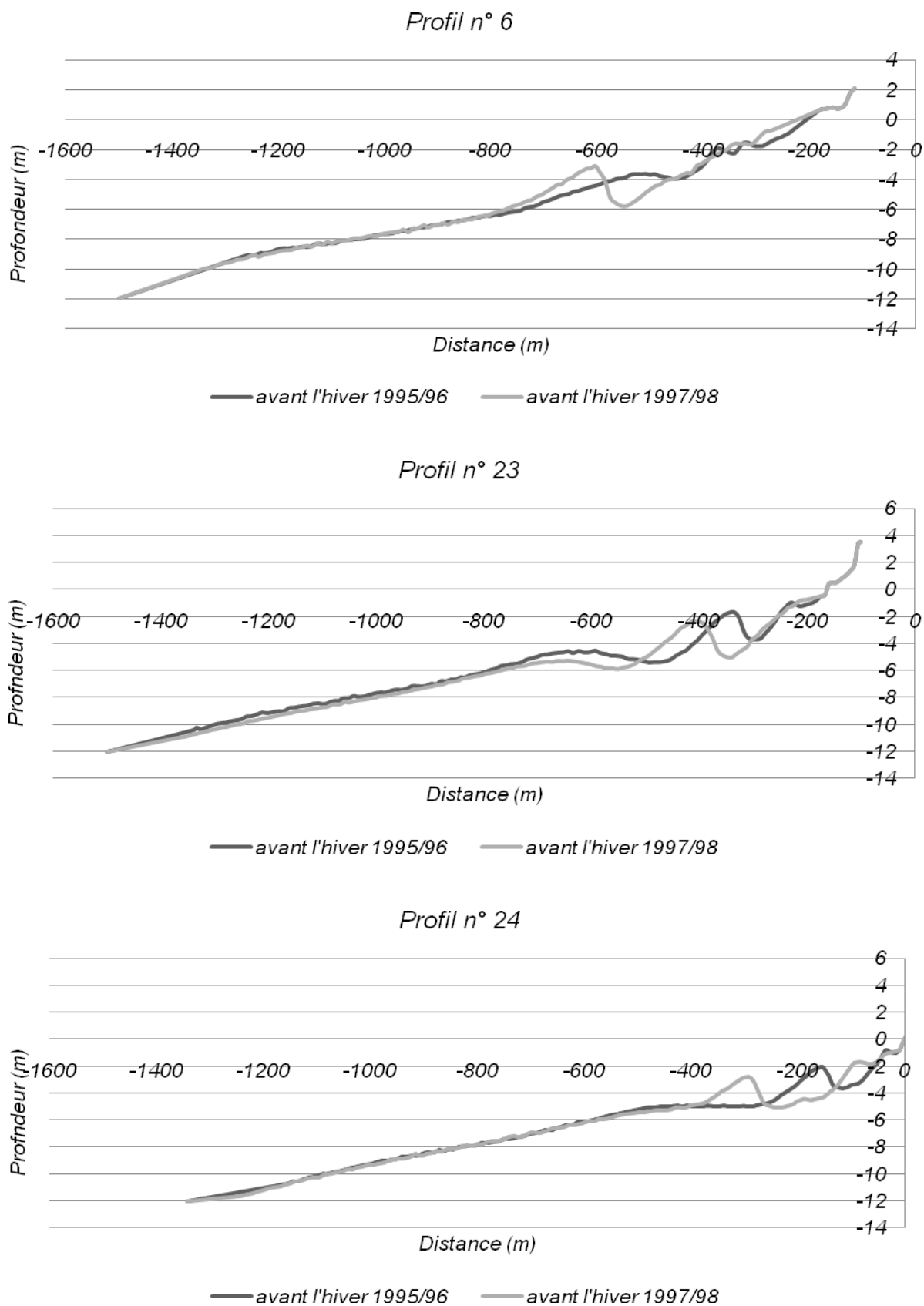


Fig. 99. Exemples de profils utilisés pour les modélisations (profil 6 : Nord embouchure de l'Aude ; 23 et 24 : Lido de Sète).

De nombreux paramètres en sortie du modèle (34 au total) peuvent être représentés directement sous forme de graphiques ou extraits sous forme de séries temporelles. Ces paramètres correspondent aux résultats obtenus en cascade par les différents modules de calcul d'UNIBEST-TC (Fig. 98). Les sorties concernent tout d'abord la propagation des vagues, puis l'énergie dissipée dans le profil, ensuite le calcul des courants associés, puis le transport sédimentaire, pour enfin obtenir une modification de la morphologie du profil, (qui modifie en retour la propagation des vagues). Ce logiciel a donné des résultats satisfaisants qui ont fait l'objet de publications scientifiques (Bosboom et al., 1997 ; Burger, 2003, Sorgedraeger, 2002, Walstra, 2002), mais il est surtout été utilisé dans des études d'ingénierie côtière par les Universitaires (Van Rijn et al., 2003 ; Ruessink, 2005) et bureaux d'études Hollandais.

UNIBEST-TC a été utilisé dans deux objectifs : Le 1<sup>er</sup> pour évaluer l'évolution de l'énergie de la houle sur des bathymétries de 1895 et 1984/2006. Le second pour déterminer l'impact de 2 différents types d'hiver tempétueux sur le transport sédimentaire, ainsi que le rôle de la morphologie anté tempête sur l'impact des tempêtes. Nous n'avons pas utilisé le dernier module d'UNIBEST-TC (bed level change model), car le calage du modèle pour simuler le type d'évolution répond plus à des facteurs numériques que ceux liés aux processus physiques. De plus, l'absence de données de terrain disponible avant, pendant et immédiatement après les tempêtes ne nous permet pas de calibrer raisonnablement le modèle. C'est pourquoi dans cette étude, le volume total de transport sédimentaire (au fond et en suspension) exprimé dans le profil en m<sup>2</sup>/sec, sera considéré comme un indicateur de l'influence des tempêtes simulées sur les profils de plage.



## **Chapitre II - Exploitation des données**



# 1 - Quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme

## 1.1. Variations du rivage à long terme

Pour l'ensemble des sites étudiés, l'évolution des lignes de rivage sont obtenues par la superposition diachronique des traits de côtes extraits des cartes anciennes et des photographies aériennes (Map Info 7.5) (synthèse table 14).

Dans le Languedoc-Roussillon l'évolution de la ligne de rivage est mesurée entre 1895 et 1989.

Dans le delta du Rhône elle est mesurée de 1895 à 1977, et de 1977 à 2006.

Pour les plages de poche, pour dresser un bilan à l'échelle régionale, l'évolution du trait de côte est mesurée entre 1896 et 1998 pour 20 plages de poche naturelles de Provence (Cf. Chapitre sur la présentation des sites étudiés). Ensuite, le trait de côte est mesuré de façon diachronique pour 9 plages de poche de la rade d'Hyères (1896 ; 1924 ; 1950 ; 1977 ; 1998 ; 2003 ; 2008). Enfin, pour qualifier la mobilité saisonnière, la mobilité du trait de côte est mesurée sur 3 plages de Porquerolles à partir de 7 relevés topo-bathymétriques sur trois ans.

Dans le golfe du Lion, les mesures d'évolution du rivage sont effectuées entre deux dates selon la « end point rate », qui consiste à calculer un taux d'érosion à partir de la position du trait de côte au début et à la fin de la période d'étude. Ces mesures sont faites le long de transects représentatifs, répartis tous les kilomètres environ, d'Argelès à Port Camargue (Dolan *et al.*, 1991 ; Crowel *et al.*, 1993).

Pour les plages de poches, la vitesse d'évolution des traits de côte entre les dates a été déterminée sur chacune des plages de poche à partir d'une régression linéaire. Pour ce type de plages, il a été difficile de sélectionner sur chaque site un transect représentant au mieux la mobilité de l'ensemble de l'édifice sédimentaire car les évolutions sont souvent variables le long de ce type de plages. Par conséquent, les tendances ont été déterminées à partir des bilans surfaciques qui constituent, à nos yeux, une valeur plus synthétique. Ainsi, les mesures d'évolutions de la position du trait de côte entre les différentes dates sont calculées par surface de plage rapportée à leur longueur. Ces surfaces ont été calculées sur le logiciel MapInfo 8. Cette méthode procure pour chaque plage, une valeur moyenne métrique des variations du rivage.



## 1.2. Bilans sédimentaires à long terme

Pour l'ensemble des sites étudiés, l'exploitation des relevés de sondes de chaque levé est réalisée par construction de Modèles Numériques de Terrain (MNT) (synthèse table 14), à partir d'une grille de calcul créée par une triangulation et une interpolation linéaire entre les points (Map Info 8). Compte tenu des densités de points de sondes différentes d'une campagne à l'autre, la comparaison est effectuée à partir de grilles à maillages identiques, construites en se basant sur la campagne bathymétrique aux relevés de sondes la moins dense. L'importante densité des sondes a permis une comparaison fiable entre les différents relevés bathymétriques (un point de sonde tous les 30 m minimum le long des radiales de navigation). La superposition des différents MNT produits a ensuite permis de réaliser des calculs de volumes d'évolution qui mettent en évidence les zones d'abaissement et d'exhaussement des fonds marins à long terme.

Dans le Languedoc-Roussillon l'évolution diachronique des fonds est obtenue par superposition des MNT de 1895 et 1984.

Dans le delta du Rhône elle est mesurée par superposition des MNT de 1895 et 1980 (1977/1975/1984), et de superposition des MNT de 1977 et 2006.

Pour les plages de poche, elle est mesurée par superposition des MNT de 1896 et 2008, pour 9 plages de poche de la rade d'Hyères. Enfin, six levés de terrain récents sur les plages de poche visent à retracer la mobilité actuelle à une fréquence bimestrielle à annuelle, à partir d'un suivi topomorphologique. Le haut degré de précision des données de terrain, acquises entre Mars 2007 et Avril 2009, doit nous permettre d'analyser en détail le fonctionnement de ces plages au cours de notre période d'observation. Ces campagnes de levés ont été effectuées pour quantifier les variations saisonnières et exceptionnelles liées aux tempêtes : deux levés encadrent une tempête d'Est et deux levés encadrent une tempête d'Ouest. Les données de terrain ont été utilisées pour réaliser 6 cartes bathymétriques par site.

Pour l'avant côte du Golfe du Lion les mouvements compris entre +/- 0,35 m ont été pris en compte pour calculer les marges d'erreur (somme de la marge d'erreur des cartographes du 19<sup>ème</sup> et des levés récents). Les mouvements supérieurs à 0,35 m ont été pris en compte pour le calcul des bilans sédimentaires à long terme. Pour les plages de poche les mouvements inférieurs à +/- 20 cm ont été pris en compte pour calculer les marges d'erreur (somme de la marge d'erreur des cartographes du 19<sup>ème</sup> : +/-15 cm, et des levés récents : +/- 5 cm). Les mouvements supérieurs à +/- 20 cm ont été pris en compte pour le calcul des bilans sédimentaires à long terme. Les variations volumétriques entre les dates ont été rapportées par mètre carré pour permettre des comparaisons entre les plages. Les calculs de volume sont interrompus au large aux limites des sables non colonisés par l'herbier à posidonies et lorsque le substrat rocheux était atteint. En effet, la topographie des fonds est trop perturbée dans ces deux milieux et les restitutions bathymétriques manquent de précision.

### 1.3. Synthèse des dates des données utilisées pour la quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme

Temps	Plages de poche de Provence		Languedoc-Roussillon		Delta du Rhône	
	trait de côte	bathymétrie	trait de côte	bathymétrie	trait de côte	bathymétrie
données anciennes	1896	1896	1895	1895	1895	1895
	1924					
	1950					
	1977					
	1984		1989	1984/1982/1985	1977	1975/1977/1984
	1998					
	2003					
	07/03/2007	07/03/2007			2006	2006
	14/06/2007	14/06/2007				
	11/10/2007	11/10/2007				
	31/10/2007	31/10/2007				
	18/09/2008	18/09/2008				
	10/09/2008	10/09/2008				
données récentes	14/04/2009	14/04/2009				

table 14. Synthèse des levés bathymétriques et des traits de côte exploités pour l'analyse séculaire de l'avant côte, en fonction des sites et des dates.

### 1.4. Relevés de sismique réflexion sur les plages de poche

L'analyse séculaire de l'évolution des bilans sédimentaires des plages de poches est complétée par des relevés de sismique réflexion. Cette prospection par sismique à Très Haute Résolution a deux principaux objectifs. Tout d'abord, cartographier et quantifier la structure interne et le remplissage sédimentaire en sables de quatre plages de Porquerolles (Langoustier, Argent, Notre Dame, Courtade). Ensuite, estimer le stock sédimentaire disponible qui participe aux transits sableux.

En nous basant sur les principes de stratigraphie sismique énoncés par Mitchum et al., (1977), et Payton, (1977), l'analyse et l'interprétation des profils (Fig. 92) ont été réalisés en se basant des MNT et des cartes isopaques des horizons sismiques ont été réalisées par contourage manuel avec le logiciel « ISE 2.9 ». Chaque unité est caractérisée par sa géométrie, ses surfaces limites et un ensemble de faciès sismiques définis en particulier par l'amplitude, la continuité, la fréquence et la configuration des réflecteurs.

## 2 - Variations morphologiques de l'avant côte du Golfe du Lion

### 2.1. Sélection des profils bathymétriques

Depuis les MNT anciens (1895) et récents (1984), nous avons extrait 219 profils bathymétriques qui correspondent en majorité aux radiales de levés des hydrographes de 1895 (soit 1 profil tous les kilomètres environ d'Argèlès à l'embouchure du Grand Rhône) (Fig. 102) (Map Info 7.5). Ces profils facilitent l'interprétation des évolutions morphologiques tout en permettant une quantification rigoureuse de l'évolution de l'avant côte et de sa morphologie entre la ligne de rivage et -20 m environ (exemples de profils Fig. 100 et Fig. 101).

Dans le delta du Rhône, l'analyse est réalisée à partir de 77 profils de plage (Fig. 102), levés en 1895, 1980 et 2006, depuis Port Camargue jusqu'à l'embouchure du Grand Rhône (Fig. 102).

Dans le Languedoc-Roussillon, l'analyse est réalisée à partir de 142 profils de plage (Fig. 102), levés en 1895 et 1984, depuis le Sud d'Argèlès Plage jusqu'à Port Camargue (soit 1 profil tous les kilomètres).

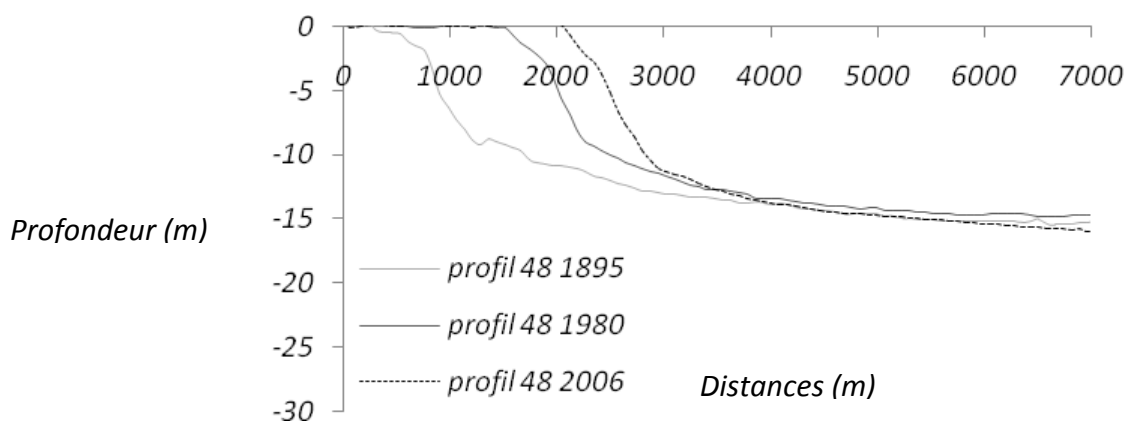


Fig. 100. Evolution bathymétrique séculaire de la pointe de Beauduc (profil 48) (1895, 1980, 2006).

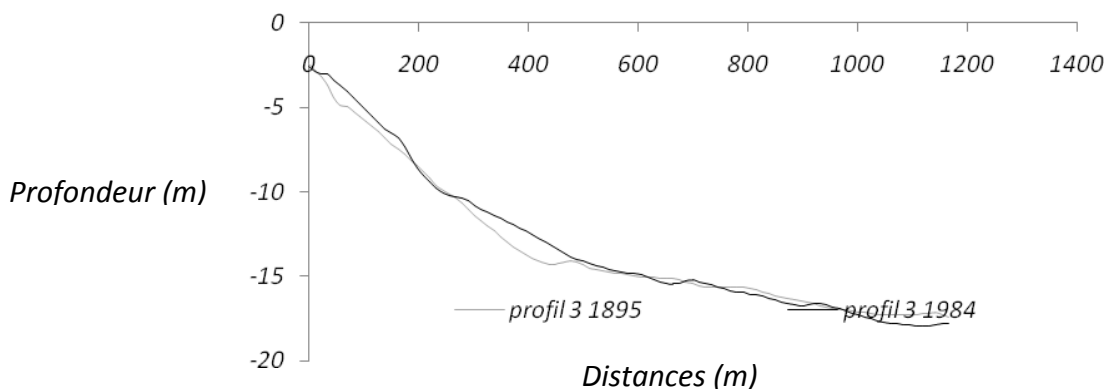


Fig. 101. Evolution bathymétrique séculaire d'un profil bathymétrique au Nord d'Argèlès (profil 3) (1895, 1980).

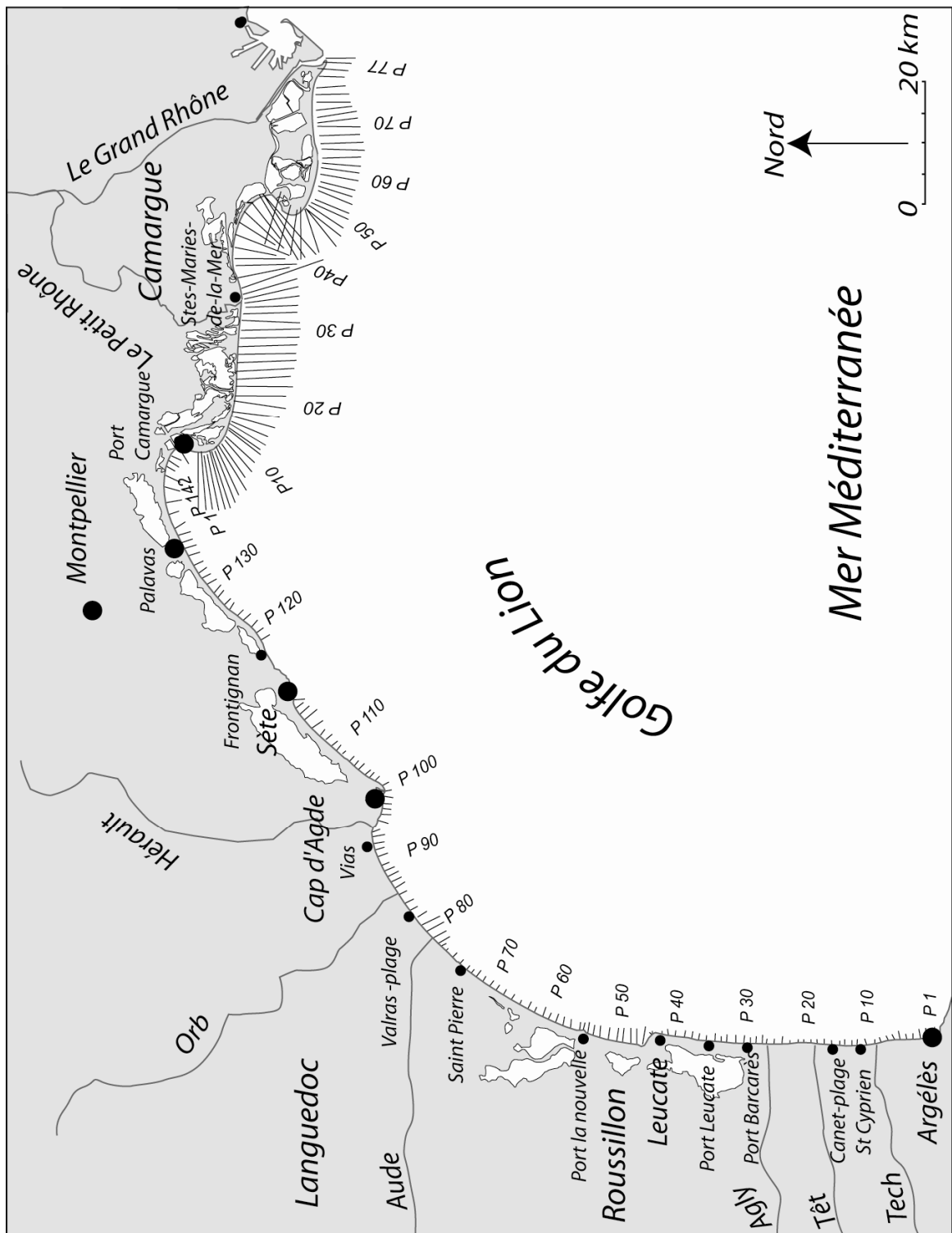


Fig. 102. Localisation et numérotation des 219 profils bathymétriques (1895/1984) traités pour l'étude de la morphodynamique à long terme de l'avant côte. 77 profils dans le delta du Rhône, et 142 dans le Languedoc-Roussillon.

## 2.2. Comparaison de la mobilité et de la morphologie de l'avant côte du Golfe du Lion à long terme

Pour analyser la morphodynamique à long terme de profils bathymétriques du Golfe du Lion (1895/1980), nous avons développé une méthode permettant de distinguer les évolutions de formes du profil de celle des déplacements du profil dans l'espace. En effet, un profil peut évoluer dans l'espace sur un axe perpendiculaire au rivage en reculant vers les terres ou en avançant vers la mer (Fig. 103.A), sur un axe vertical en s'exhaussant ou en s'enfonçant (Fig. 103.A), ou en changeant de pente (Fig. 103.C), tout en gardant la même forme (courbes concaves ou convexes, pentes et cassures de pentes).

Ainsi, à partir du constat visuel de la conservation de la forme des profils du Golfe du Lion sur le siècle, une importante analyse de l'évolution morphologique à long terme a été conduite (Partie III, chapitre 2). Pour cela nous avons donc comparé par superposition un même profil à 2 dates différentes. A l'aide d'une macro Excel, le profil ancien est translaté manuellement et simultanément de façon horizontale (vers le large ou vers le rivage), verticale (vers le fond ou vers la surface), et en inclinaison (diminution ou augmentation de la pente avec un point de pivot situé à l'extrémité au large du profil), de manière à ce qu'il s'accorde le plus précisément possible avec le profil récent. Les déplacements horizontaux et/ou verticaux, et/ou en inclinaison nécessaires pour superposer au mieux les deux morphologies sont exprimés en mètres et reflètent de manière quantifiée l'évolution dans l'espace de la position du profil (Fig. 104). Enfin, la qualité de l'ajustement entre le profil ancien et le profil récent superposés, est mesurée à partir des résidus des valeurs altimétriques (différence entre le Z de deux profils, calculée entre 0 et -20 m de fond). Cette valeur de résidus donne une mesure quantifiée de l'évolution de la forme du profil, indépendamment de ses translations dans l'espace. Nous nommerons « résidus réels » la différence réelle entre deux profils, et « résidus après translation » la différence entre deux relevés superposés. Plus les résidus après translation sont réduits par rapport à la valeur de résidus réels, moins la forme des profils a évoluée.

Les corrélations qui existent ou non entre les différentes mesures de la mobilité des profils (horizontale, verticale, rotation, pente), permettent de déduire des lois de comportement de l'évolution du littoral, qui sont différentes suivant les secteurs de côte étudiés.

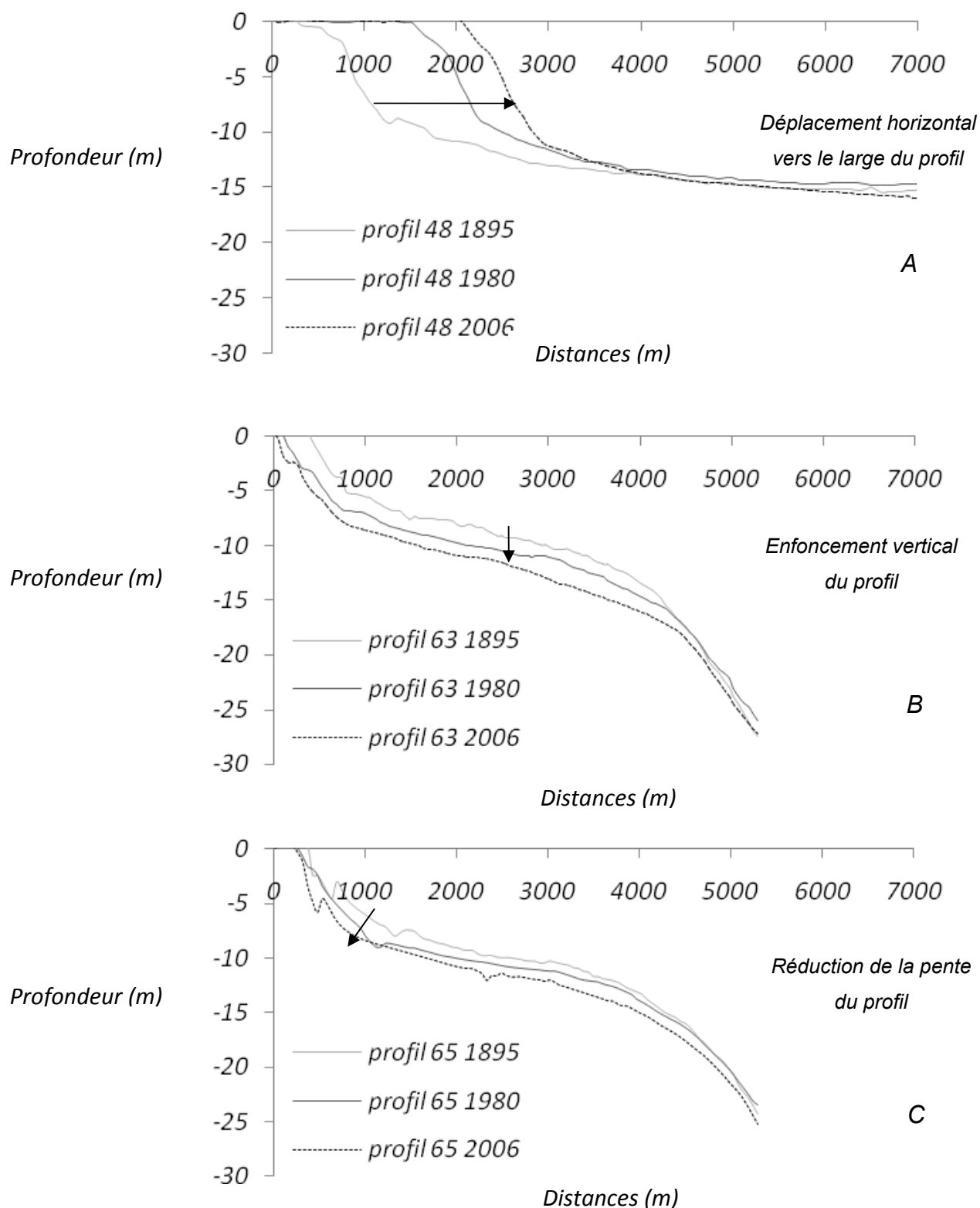


Fig. 103. Exemples de mobilité spatiale séculaire de profils bathymétriques. A : déplacement horizontal vers le large (pointe de Beauduc) ; B : déplacement vertical vers le fond (Grau de la Dent) ; C : changement de pente (Grau de la Dent).



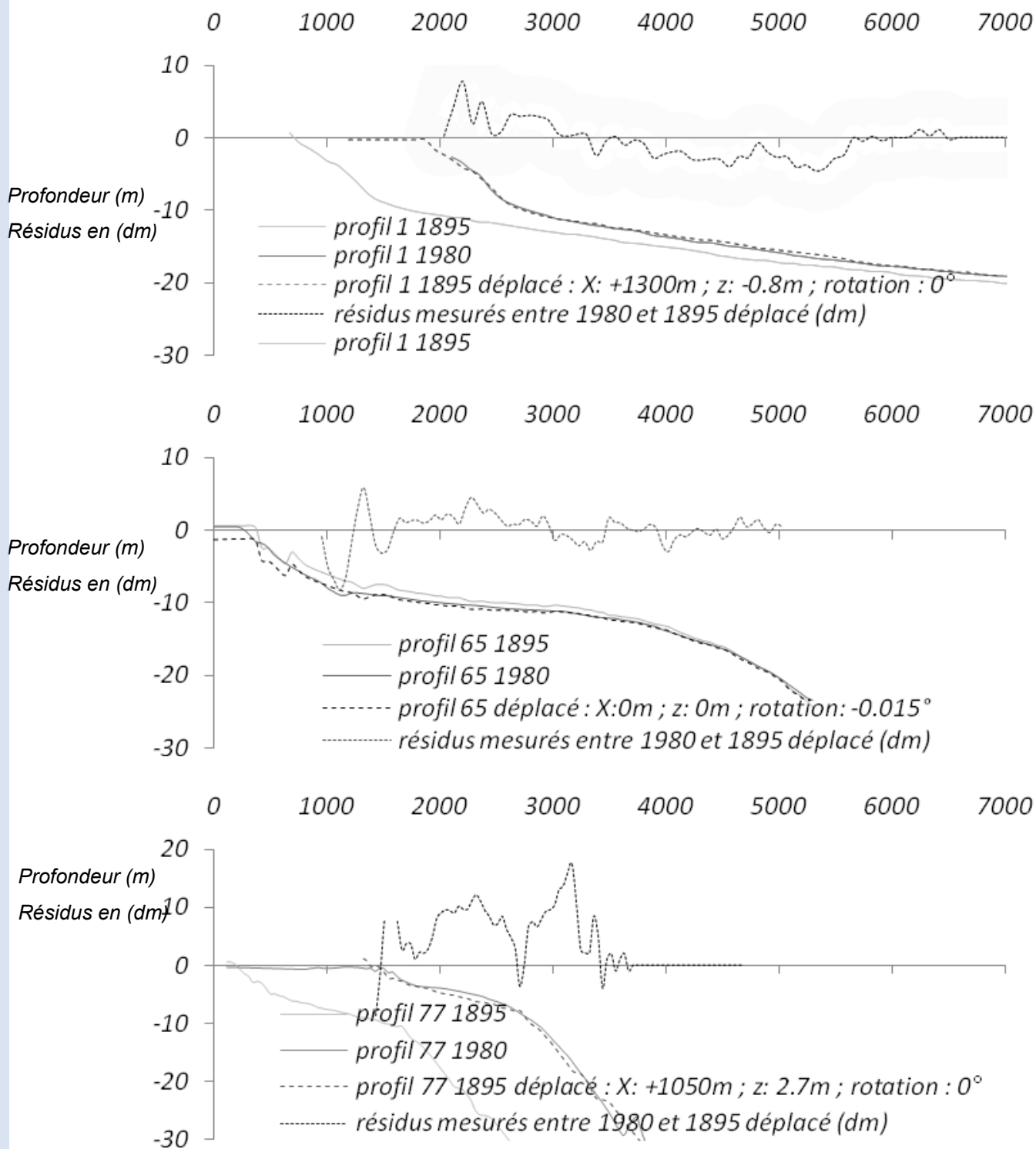


Fig. 104. Exemples de mesure de la mobilité spatiale et du changement de forme de l'avant côte par superposition (1895 par rapport à 1980). A : Pour superposer le profil de l'extrémité de la pointe de l'Espiguette (profil 1), le déplacement horizontal est de 1300 m, le déplacement vertical est de -0,8 m, et aucun changement de pente est nécessaire. Le résidu réel moyen est de 2,28 m, et le résidu brut moyen est de 0,22 m. B : Pour superposer le profil du Grau de la Dent (profil 65), seul un changement de pente de  $-0,015^\circ$  est nécessaire (soit -1,8 m d'enfoncement à la côte). Le

résidu réel moyen est de 0,77 m, et le résidu brut moyen est de 0,26 m. C : Pour superposer le profil situé au droit de l'embouchure du Rhône (profil 77), le déplacement horizontal est de 1050 m, le déplacement vertical est de +2,7 m, et aucun changement de pente est nécessaire. Le résidu réel moyen est de 3,29 m, et le résidu brut moyen est de 0,54 m.

### 2.3. Modélisation de l'énergie de la houle (UNIBEST - TC)

Nous avons utilisé UNIBEST-TC pour simuler l'évolution de l'énergie de la houle développée à la côte par la tempête de 1997, sur la bathymétrie de 1895 et celle de 1984/2006.

Cette modélisation compte 3 étapes :

Tout d'abord, la houle au large (Globocéan, 2007) est propagée à une profondeur de 10 m selon la théorie linéaire.

Ensuite, ces valeurs de houle à 10 m sont propagées à la côte par le modèle sur les 219 profils bathymétriques extraits des MNT anciens (1895) et récents (1984 et 2006) (cf. § 2.1).

Enfin, l'énergie développée sur chaque profil est ensuite calculée entre -10 m et le trait de côte en Newtons/mètres (Fig. 105).

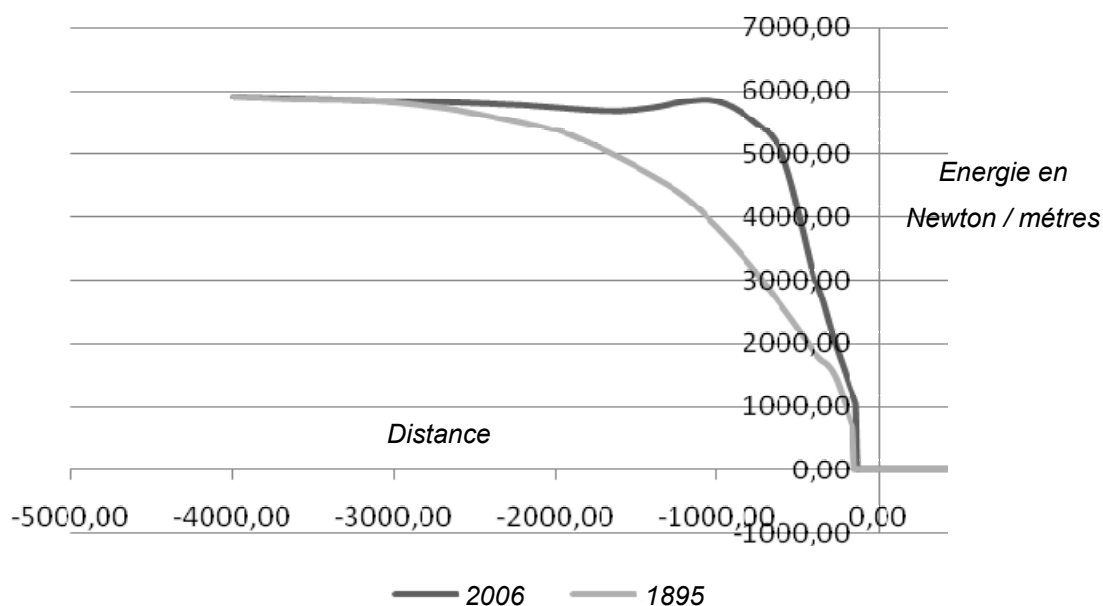


Fig. 105. Influence des changements morphologiques entre 1895 et 2006 sur l'énergie développée à la côte pour des conditions d'agitation identiques (tempête de Décembre 1997), au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil 34).

### 3 - Impact de la montée de la mer sur les plages de poches

La méthode à utiliser pour définir l'impact de la montée de la mer sur la position du rivage a conduit à plusieurs controverses dont nous proposons en introduction quelques citations. « Il est difficile de prendre en compte le paramètre de la montée du niveau marin dans la quantification de l'évolution de la ligne de rivage » (Dubois, 2002). En effet, Le plus grand challenge dans l'estimation de l'impact de l'élévation marine réside dans la distinction de l'impact de l'élévation marine parmi les autres facteurs influençant le bilan sédimentaire des plages (Zhang, 2004). L'appréhension des dynamiques du milieu littoral est rendue complexe par l'interaction des phénomènes et l'étendue temporelle et spatiale de notre terrain de recherche (Stive et DeVriend, 1995).

Bruun (1962) dans son article « Sea level rise as a cause of shore erosion » fut le premier à proposer un modèle pour estimer l'érosion des plages en réponse à une élévation du niveau marin. Depuis, force est de constater qu'il n'existe pas d'alternative au principe de Bruun lorsqu'il s'agit de prédire l'évolution de la ligne de rivage en fonction de l'élévation du niveau des eaux.

#### 3.1. Principe de la règle de Bruun

Le principe de Bruun est énoncé comme tel dans l'article de 1962 :

En faisant référence à la Fig. 106, considérant un profil d'équilibre, si le niveau d'eau s'élève, la quantité de matériel nécessaire pour rétablir la même profondeur sur la longueur du profil,  $b$ , correspond à  $b x a$ .

Considérant un profil au gradient du transit littoral neutre, ce qui signifie que la quantité de matériaux apportés par le transport longitudinal est égale à celle érodée par ce transport longitudinal, les sables qui sédimentent dans la partie basse du profil ne peuvent que provenir de l'érosion du rivage. Ce transfert entraînera un recul du rivage, ( $x$ ). Si l'élévation du profil est  $e$ , la quantité érodée au dessus de l'eau se calcule par le produit de  $x$  par  $e$ . En même temps, pour rétablir l'ensemble du profil d'équilibre, le profil entier doit translater vers le rivage sur la même distance  $x$ , depuis la profondeur,  $d$ , sur la distance,  $b$  depuis la ligne de rivage. La balance entre la quantité érodée et déposée par les deux mouvements indépendants est exprimée par :

$$x e = a (b - x) d \quad (\text{équ. 1})$$

Donc

$$x (e + d) = a b \quad (\text{équ. 2})$$

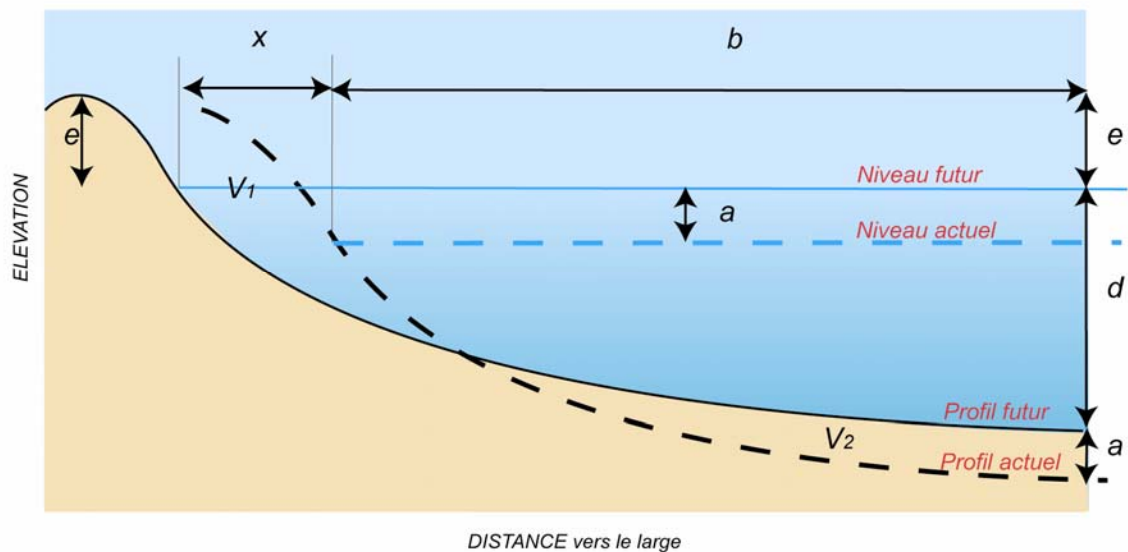


Fig. 106. Principe de Bruun (1962). Avec :  $x$  recul de la ligne de rivage,  $a$  l'élévation marine,  $b$  la longueur du profil actif, c'est-à-dire la distance sur laquelle on mesure des déplacements sédimentaires significatifs,  $e$  la hauteur du rivage. Pour conserver le profil d'équilibre, le volume érodé  $V1$ , est égal au volume  $V2$  déposé. L'épaisseur déposée  $a'$  est donc égale à l'élévation marine  $a$ .

Bruun (1962) donne ensuite un exemple d'application de son principe pour calculer le recul de plages au nord de Cap Canaveral.

Ainsi avec une élévation du niveau marin  $a = 1,2$  mm par an ; une longueur de profil  $b = 8000$  m ; une hauteur de profil émergé  $e = 4,5$  m ; et une profondeur de fermeture  $d = 18$  m, le recul  $x$  de la ligne de rivage est de :

$$x (4,5 + 18) = (8000) (0,0012)$$

$$x = 0,43 \text{ m / an}$$

Ainsi avec la règle de Bruun, sur la plage de Cap Canaveral, avec une élévation de 1,2 mm / an du niveau marin, la ligne de rivage devrait reculer de 0,43 m / an.

Cette règle est très largement employée car elle offre l'avantage d'être simple d'application. Elle a été validée à partir d'essais sur modèle physique (Schwartz 1965, 1967) et de nombreuses observations sur le terrain (Bruun 1980, 1983, Dubois 1976, Rosen 1978, Wegel 1979, Fisher 1980, 1983, Schwartz 1967, 1979). L'hypothèse de Bruun devient alors « la règle de Bruun » dans la littérature, et elle est depuis largement utilisée pour distinguer l'impact de l'élévation marine sur les plages et projeter l'évolution des lignes de rivages (Leatherman, 1990 ; Nicholls et al., 2004 ; Zhang et al., 2004).

### 3.2. Conditions d'application de la règle de Bruun et critiques de la règle

Le principe de Bruun permet d'estimer la réponse d'une plage face à une élévation du niveau marin. Cependant la règle de Bruun repose sur des hypothèses qui limitent son application (Pilkey et Cooper, 2004). Dans sa publication Bruun (1962) stipule clairement que le principe ne prend en compte que l'effet de la mer sur le recul de la ligne de rivage et non les autres processus qui peuvent contrôler le profil de plage (transport sédimentaire longshore et/ou cross-shore). Ainsi, la plage doit être en état d'équilibre dynamique, ce qui suppose que son profil moyen reste le même à long terme, et son budget sédimentaire doit être équilibré : le volume total des pertes est supposé égal au volume global des apports. Il en résulte que le champ morphologique d'application de ce principe est restreint car toutes ces conditions sont rarement réunies dans la nature.

De plus l'équation mathématique proposée par Bruun est remise en question (Pilkey et al., 1993 ; Thieler et al., 2000) parce qu'elle implique des paramètres souvent difficiles à évaluer. Tout d'abord, il s'agit de la profondeur de fermeture (Hallermeier, 1981, Nicholls et al., 1998, Sabatier et al., 2004), qui correspond à la profondeur sous marine à partir de laquelle les mouvements sédimentaires verticaux n'enregistrent plus de variations significatives. Cette limite est difficile à définir précisément car elle nécessite de nombreuses données concernant la houle, et/ou des relevés bathymétriques sur une longue période. De plus la profondeur de fermeture est variable en fonction de la propagation de houle et de la durée d'observation. Ensuite la longueur de profil actif reste lui aussi un paramètre difficile à évaluer car il dépend directement de la profondeur de fermeture.

Enfin, il reste un dernier facteur qui rend l'étude délicate : le temps de réponse de la plage à l'élévation du niveau marin peut être décalé dans le temps par rapport à cette élévation, et cette réponse peut ne pas être linéaire. En effet, les rivages n'évoluent pas de manière linéaire, mais au contraire par à coups, sous l'impact d'évènements épisodiques difficilement prévisibles comme les tempêtes.

De fait, les résultats de l'application de la règle de Bruun sont conflictuels. Le principe de Bruun a fait l'objet de nombre d'articles, certains vérifient la règle (Mimura et Nobuoka, 1995 ; Kaplin et Selivanov, 1995 ; Nicholls et Stive, 2004 ; Zhang et al., 2004 ; Davidson-Arnott, 2005), d'autres en montrent les limites, ainsi Stive et al. (1990) ont montré des limitations du modèle dans le cas des Pays-Bas où les estuaires qui entaillent la côte rendent le transport longitudinal non-uniforme et génère des échanges entre profils. Enfin, certains auteurs tentent de démontrer qu'elle ne fonctionne pas (Thieler et al., 2000 ; Pilkey et Cooper, 2004).

Le SCOR working group (1991), a réuni un comité scientifique de chercheurs étudiant la validité des modèles de prédiction concernant la réponse des plages face à l'élévation marine. Il fut conclu que : la règle a été validée par des test en laboratoire (Schwartz 1965) et sur le terrain (Bruun 1980 ; Schwartz 1967, 1979), mais que les temps de réponse des profils, comme la non intégration des

budgets sédimentaires, peuvent affecter les résultats. De fait, « les résultats des modèles pour la réponse des plages face à l'élévation marine est loin d'être satisfaisante, et les résultats sont encore incertains. Il est nécessaire de concentrer des efforts de recherche dans ce domaine ». Presque 20 ans plus tard, malgré le nombre important d'articles sur la question, l'impact de la montée de la mer sur l'évolution des rivages n'est pas mieux cerné.

Plus récemment, le principe de Bruun a fait l'objet de vives critiques de la part de certains chercheurs (Pilkey et Cooper, 2004). Ces auteurs admettent que la règle de Bruun a été une avancée dans la compréhension du système littoral lors de sa publication en 1962, mais condamnent qu'elle n'est pas été révisée depuis, même si certains auteurs tentent de la faire évoluer (Dubois, 1992 ; Davidson-Arnott, 2005). En effet ils critiquent son application dans de nombreuses études encore aujourd'hui, alors qu'elle est dépassée par de nouveaux concepts sur l'élévation marine. Pilkey et Cooper citent en titre qu'il est temps d'abandonner la règle de Bruun pour les raisons suivantes : les conditions d'application sont tellement restrictives qu'elles n'existeraient pas dans la nature, la règle omet des variables importantes (granulométrie, hydrodynamique), enfin, elle est dépassée et basée sur des relations fausses. Pourtant, les auteurs de cette critique avouent qu'il n'existe pas d'autres alternatives... Il n'est pas étonnant que la règle soit plus difficile à appliquer pour les plages que dans un laboratoire. Chaque plages est un site spécifique et a un comportement complexe (transit littoral, aménagements, présence de beach rock) qui éloigne l'évolution de la ligne de rivage et l'élévation marine de la simple relation linéaire. Aussi, le modèle ne peut probablement pas être appliqué sur n'importe quelle plage choisie arbitrairement.

### **3.3. Méthodes utilisées pour estimer de l'impact de la montée de la mer sur le recul du rivage**

La clef pour identifier et quantifier l'impact de la montée de la mer, est d'écarter les sites où l'évolution de la ligne de rivage est fortement influencée par d'autres forçages que l'élévation marine : transport cross-shore, apports alluviaux ou transit littoral (Zhang et al., 2004). En effet, lorsque l'énergie des vagues est faible, l'importance relative d'autres phénomènes, comme les variations non tidales du niveau marin, peuvent devenir majeures dans le contrôle de la morphologie (Hegge et al., 1996). Les plages de poche étudiées répondent à ces conditions car on peut considérer que le transport longshore est faible. De plus, du fait (1) de la protection des pointes rocheuses l'impact des tempêtes est limité, et (2) de leur bassin versant souvent de petite taille, ce qui réduit les apports de sédiments à la mer.

Compte tenu des critiques de Bruun, pour estimer l'impact de la montée de la mer sur le recul du rivage, nous nous sommes appuyés sur la relation géométrique entre le profil de plage (pente) et la valeur de l'élévation marine, en basant notre étude sur le principe d'inondation.



$$SR = (RSLR/tan\alpha) \times t \quad (\text{équ. 3})$$

Avec  $SR$  : recul de la ligne de rivage;  $RSLR$  : montée relative du niveau marin,  $\tan\alpha$  : pente moyenne du profil de plage et  $t$  : l'intervalle de temps considéré.

Le principe d'inondation est « actif » car nous considérons que la pente du profil de plage reste identique dans le temps, mais migre horizontalement vers la côte sous l'effet de la montée de la mer. Elle est basée simplement sur la relation entre l'élévation marine et la pente de plage. Ces deux paramètres sont clairement corrélés : une partie de la plage est submergée lorsque le niveau marin augmente. Néanmoins, le calcul de la pente du profil de plage suppose de prendre en compte la morphodynamique des plages étudiées pour utiliser une pente appropriée. Ainsi, sur la base de processus morphodynamiques et sédimentaires, nous avons décidé d'utiliser la moyenne de deux différentes profondeurs dans le profil pour calculer la pente des profils. La première pente correspond à la partie supérieure du profil, contrôlée par l'action de vagues, mesurée entre la ligne de rivage et la profondeur de fermeture annuelle. Les valeurs de profondeur de fermeture qui varient entre 2 et 5 m sont calculées en prenant en compte la hauteur des vagues à la côte (Hallermeier, 1981, Sabatier et al., 2004), et confirmées par les levés bathymétriques saisonniers (Cf. chapitre sur les méthodes d'analyse de l'évolution à long terme des plages de poche). La seconde pente est mesurée entre la ligne de rivage et la limite de l'ouverture de la baie au large. La présence d'herbiers de posidonies, qui peut être considérée comme la limite au large du profil de plage, corrobore le choix de cette limite pour le calcul de la pente active du profil. Les valeurs minimales et maximales mesurées servent respectivement de marge d'erreur minimale et maximale. Le principe d'inondation nous permet de simuler le recul théorique de la ligne de rivage, en se basant sur la pente mesurée des profils et la montée du niveau marin mesuré par le marégraphe de Marseille durant le 20<sup>ème</sup> siècle.

La quantification de l'impact de la montée de la mer consiste à comparer l'évolution de la ligne de rivage avec l'élévation du niveau marin pour tester si l'élévation marine est corrélée avec l'érosion des plages (Rosen, 1978 ; Zhang et al. 2004). Ainsi, pour définir le rôle de la montée de la mer dans l'évolution de la ligne de rivage, nous comparerons les valeurs théoriques calculées avec les valeurs mesurées de recul de la ligne de rivage entre 1896 et 1998. Les résultats obtenus sont à considérer comme une valeur minimale du recul futur, le principe d'inondation n'intégrant pas les phénomènes d'érosion dus aux dynamiques cross-shore et longshore qui contrôlent le profil de la plage.

### 3.4. Réflexions sur les résultats obtenus avec le principe de Bruun

Quelle valeur donner aux résultats de recul du trait de côte obtenus avec la règle de Bruun ?

Concernant le recul du trait de côte, si on reprend les termes de l'équation 2, où  $e + d$  correspond à  $h$ , hauteur totale du profil, alors :

$$x h = a b \quad (\text{équ. 4})$$

Ce qui revient à écrire :

$$x = a b / h \quad (\text{équ. 5})$$

On en déduit que le modèle de Bruun correspond en fait à une simple projection du rivage par inondation en fonction de la pente. Si nous reprenons l'exemple de Cap Canaveral mais en utilisant la pente :

$$x = (8000) (0,0012) / (4,5 + 18) \\ x = 0,43 \text{ m / an}$$

Les résultats obtenus sont identiques = 0,43 m de recul / an. Le principe de Bruun revient donc à calculer le recul par inondation passive qui est uniquement fonction de la pente et de la valeur d'élévation du plan d'eau. Ce constat permet de donner une valeur au caractère prédictif de la règle de Bruun. Le calcul du recul de la ligne de rivage avec la règle de Bruun n'intègre donc pas les processus d'érosion et de dépôt, car ce concept ne fait que les décrire implicitement.

On peut donc se demander si les critiques de Pilkey (1993), Thieler et al., (2000), Pilkey et Cooper (2004) qui reprochent au principe de Bruun de ne pas considérer les processus physiques, sont fondées puisqu'une simple réécriture du modèle montre que, effectivement aucun mécanisme physique n'est décrit.

Nous montrons donc que la valeur de déplacement du rivage qui résulte de ce concept correspond à une borne minimale puisque les autres processus qui contrôlent la morphodynamique du profil de plage sont ignorés. Enfin, les écarts au modèle dépendent donc du bilan sédimentaire et des conditions d'agitations.

### 3.5. Méthode de projection du trait de côte pour 2100

Il est difficile de prendre en compte le paramètre “élévation du niveau marin” dans le recul de la ligne de rivage à cause des relations non-linéaires entre les forçages et la morphologie (Stive et DeVriend, 1995). Chaque méthode de prédiction de la position de la ligne de rivages citée dans la littérature présente des avantages et des inconvénients. Par conséquent nous avons décidé d'utiliser trois différents scénarios pour définir la position de la ligne de rivage pour 2100.

Scenario 1: tendance historique de la ligne de rivage

$$P_{2100} = P_{1998} + (HSC \times t) \quad (\text{équ. 6})$$

Scenario 2: concept d'inondation

$$P_{2100} = P_{1998} + ((RSLR_{2100} / \tan_{averaged}) \times t) \quad (\text{équ. 7})$$

Scenario 3: Effets cumulés de la tendance historique et du concept d'inondation

$$P_{2100} = P_{1998} + ((HSC + (RSLR_{2100} - SLR_{past}) / \tan_{averaged}) \times t) \quad (\text{équ. 8})$$

$P_{2100}$  correspond à la position de la ligne de rivage en 2100 ;  $P_{1998}$  correspond à la position de la ligne de rivage en 1998 ;  $HSC$  est la tendance historique du recul de la ligne de rivage mesurée entre 1896 et 1998 ;  $RSLR_{2100}$  est le taux d'élévation du niveau marin estimé par l'IPCC 2007 entre 1998 et 2100 ;  $SLR_{past}$  est le taux d'élévation du niveau marin mesuré entre 1896 et 1998 ;  $\tan_{averaged}$  représente la pente moyenne des profils et  $t$  est l'intervalle de temps entre 1998 et 2100 (102 ans).

Pour le scenario 1, la méthode de projection du rivage par extrapolation de la tendance historique s'appuie sur le comportement d'un rivage dans le passé pour en prévoir, par extrapolation, l'évolution future (Durand 1999; Sabatier 2001). Cette méthode est appelée « end point method » (Dolan et al., 1991) car elle ne s'appuie que sur deux dates pour couvrir l'ensemble du siècle. Elle prend implicitement en compte l'ensemble des forçages (vagues, courants, vents et montée de la mer) qui influencent la morphodynamique de la plage.

Le scenario 2 est basé sur le principe d'inondation (Fig. 107) et les résultats ne prennent pas en compte les phénomènes d'érosion liés à d'autres forçages (cf. section précédente). Les valeurs d'élévation future est basée sur les prévisions de l'IPCC (2007) soit +4,4 mm/an.

Le scenario 3 prend en compte la vitesse de recul du rivage déduite des évolutions mesurées dans le passé (scenario 1) et l'impact de la montée de la mer définie selon le scenario 2. Comme la montée de la mer est implicitement considérée entre 1896 et 1998 dans le scénario 1 (+1,1 mm/an), nous

proposons de soustraire du calcul cette tendance pour ne pas compter deux fois le rôle de la montée de la mer (Durand et Heurtefeux, 2005 ; Ferreira et al., 2006).

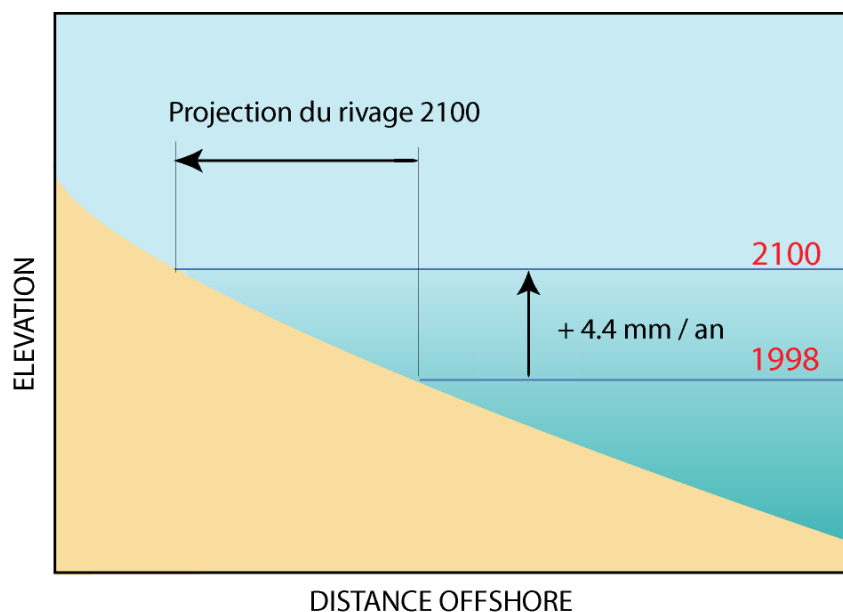


Fig. 107. Méthode de projection du rivage selon le scénario 2. La ligne de rivage est projetée en fonction des prévisions moyennes de l'élévation marine (+4,4 mm / an d'ici 2100 ; IPCC 2007) en rapport avec les pentes mesurées sur le terrain. Plus la pente du haut de plage est forte moins le recul du rivage sera important et inversement.

### 3.6. Conclusion-synthèse de l'estimation de l'impact de l'élévation marine :

Dans un premier temps, la compilation puis le traitement des données concernant la marégraphie permettra de définir une valeur de l'élévation marine pour la zone étudiée. Ce traitement sera réalisé d'après les données de marégraphes, ainsi qu'avec les dernières données des satellites Topex Poséidon.

Puis les valeurs d'évolution de la ligne de rivage des plages de poche sélectionnées de Martigues à Fréjus de 1896 à 1998, seront comparées aux valeurs de recul liées à l'élévation marine calculées avec le principe d'inondation active. La confrontation de l'évolution mesurée du rivage au recul calculé par inondation permettra d'estimer l'impact de la montée de la mer sur le recul du rivage. De la même manière, mais pour l'évolution de la bathymétrie, l'analyse du transit-cross-shore vers le large mesuré sur les plages de poche de 1896 à 2008 sera confronté aux résultats obtenus par inondation pour distinguer le rôle de la montée de la mer dans le bilan sédimentaire des plages par rapport aux autres forçages comme l'agitation ou les apports sédimentaires. Enfin, une projection de la ligne de rivage pour 2100 sera proposée, et une classification de l'état de vulnérabilité sera dressée pour l'ensemble des plages étudiées, afin d'appréhender de manière concrète et appliquée le rôle de la montée de la mer sur le recul des plages de poche.

## 4 - Impact des tempêtes et de la morphologie anté tempête sur l'évolution de l'avant côte des plages ouvertes

### 4.1. Traitement des profils bathymétriques

La méthode de traitement des profils consiste d'une part à calculer la surface des variations de volume de profils, et à l'extrapoler en m<sup>3</sup>/mètres linéaires. Afin d'homogénéiser ces calculs entre profils de différentes longueurs, les variations ont été rapportés à la distance commune entre les deux profils comparés. De même, les variations volumiques annuelles ont été calculées afin de pouvoir comparer l'évolution entre profils dont les dates de levés n'étaient pas synchrones. Au final l'évolution en volume des profils est calculée entre les profils mesurés entre deux dates, exprimée en (m<sup>3</sup>/ mètres linéaires/an) entre deux levés.

Ensuite l'évolution morphologique des profils est mesurée par le déplacement de la barre d'avant côte. Pour chaque levé la position du sommet de la barre est mesurée par rapport à un point d'origine à terre. Nous considérerons que la différence de la position de la barre entre les levés qui encadrent les tempêtes reflète la mobilité du profil.

### 4.2. Définition d'un seuil d'agitation des tempêtes

Afin de ne retenir que les houles de tempêtes, une valeur seuil de la hauteur de houle est généralement utilisée (Dolan, 1991). Cette valeur généralement définie de manière empirique et/ou d'après des observations de terrain (submersions), doit être suffisamment élevée pour représenter les tempêtes qui affectent l'ensemble des plages du Languedoc–Roussillon. Ainsi, dans cette étude, les périodes les plus agitées ont été définies en fonction de la hauteur annuelle extraite de la base de données Globocéan, soit 4 m, et correspond au seuil morphologique proposé par Certain et Barusseau (2004).

L'impact des tempêtes est exprimé par la force des vagues au large à partir du Wave Power (P), calculée à partir de la formule du Shore Protection Manual (1984) :

$$\begin{aligned} P &= 0.5 \times E \times C \text{ en joules / m}^2 \\ E &= (1/16) \cdot 9,81 \cdot H_{\text{sig}}^2 && \text{(équ.9.)} \\ C &= gT / 2\pi \end{aligned}$$

Cette approche permet de comparer l'impact de tempêtes différentes en synthétisant l'intensité des événements.

### 4.3. Scénarios de tempêtes et de morphologies retenues

Notre objectif est double : d'une part comparer l'impact de 2 différents types d'hivers sur une même morphologie, et d'autre part comparer l'influence de la morphologie sur une même tempête. Pour chaque profil nous avons donc effectué quatre types de simulations (table 15) :

<i>Morphologie / forçage</i>	<i>Hiver 1995-96 (fréquence)</i>	<i>Hiver 1997-98 (Intensité)</i>
<i>Profil de beau temps</i>	<i>Simulations 1</i>	<i>Simulations 2</i>
<i>Profil de mauvais temps</i>	<i>Simulations 3</i>	<i>Simulations 4</i>

table 15. Représentation schématique des simulations effectuées avec le modèle UNIBEST-TC en fonction des types de morphologie et des types de tempêtes. 4 types de simulations sont réalisés : Simulations 1 : tempêtes de l'hiver 1995/96 (fréquence) sur les profils de beau temps. Simulations 2 : tempête de l'hiver 1997/98 (Intensité) sur profils de beau temps. Simulations 3 : tempêtes de l'hiver 1995/96 (fréquence) sur des profils de mauvais temps. Simulations 4 : tempête de l'hiver 1997/98 (Intensité) sur des profils de mauvais temps.

Les comparaisons entre les résultats des simulations 1 et 2, et entre les simulations 3 et 4, ont pour objectif de distinguer l'impact des tempêtes différentes (hiver 1995-96 et l'hiver 1997-1998), sur des profils du même type (de beau temps ou de mauvais temps). Ensuite, les comparaisons des résultats entre les simulations 1 et 3, et entre les simulations 2 et 4, ont pour objectif de distinguer l'impact d'une même tempête (hiver 1995-96 et hiver 1997-98), sur des profils différents (de beau temps et de mauvais temps). Au final, 128 simulations ont été conduites pour distinguer l'impact d'hivers aux tempêtes différentes et l'impact de la morphologie.



## Conclusion générale de la partie méthodologie

Le but de cette partie était de décrire l'ensemble des méthodologies employées dans ce travail pour l'étude à long terme de l'évolution de l'avant côte des plages de Méditerranée Française.

Cette description était nécessaire à la compréhension des différentes réflexions qui vont être menées dans les chapitres de la troisième partie de ce travail.

En effet, sur la base des enseignements tirés de l'analyse de l'évolution à long terme d'avant cote, qui concerne l'ensemble des sites étudiés, différentes réflexions sont menées en fonction des principales caractéristiques morphodynamiques des types de plages étudiées.

Nous étudierons successivement :

- L'impact de la montée de la mer sur les plages de poche,
- L'évolution géométrique de l'avant côte du Golfe du Lion,
- L'impact des tempêtes sur les plages du Languedoc-Roussillon.

**Partie III : Morphodynamique à long  
terme des différents types de plages de  
Méditerranée Française**



# **Chapitre I - Morphodynamique à long-court terme des plages de poche « naturelles » de Provence**

Les résultats de ce chapitre reprennent partiellement les travaux publiés (en annexes A et B):

*Brunel, C. and Sabatier, F., (2007). Pocket beach vulnerability to sea-level rise. Journal of Coastal Research, SI 50, 604 – 609. Gold Coast, Australia, ISSN 0749.0208.*

*Brunel, C. and Sabatier, F., (2009). Potential sea-level rise influences in controlling shoreline position for the French Mediterranean Coast. Geomorphology 107, 74-57.*



# 1 - Introduction et rappels méthodologiques

Les objectifs de ce chapitre sont d'une part, de définir et de quantifier l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie au plus long terme possible afin d'aboutir à une compréhension globale du fonctionnement morphosédimentaire des plages de poche. En effet, à notre connaissance, aucune étude n'a porté sur la morphodynamique à long terme des plages de poche de la rade d'Hyères, et en règle générale ces environnements restent peu étudiés. D'autre part, on émet l'hypothèse qu'une perspective de plus de 100 ans permet d'analyser l'impact de forçages non perceptibles à l'échelle de quelques décennies. Plus particulièrement, il deviendra possible de s'interroger sur les effets de la montée de la mer sur l'évolution morphologique de ces plages.

Ce chapitre est donc organisé selon la chronologie suivante : tout d'abord, à long terme le traitement numérique de cartes anciennes et de photographies aériennes a été utilisé pour quantifier l'évolution de la bathymétrie et du trait côte. Ainsi, le traitement du trait de côte de 1896 à partir des cartes anciennes et celui de 1998 à partir de photographies aériennes, nous permet de mesurer l'évolution de la ligne de rivage de 20 plages (Fig. 108), et le différentiel bathymétrique entre la bathymétrie de 1896 et nos levés de 2008, nous autorise à quantifier les bilans sédimentaires à l'échelle centennale pour 9 plages de la rade d'Hyères (Fig. 108). Ensuite, des profils sismiques sur les plages de Porquerolles ont permis de quantifier le disponible sédimentaire des plages et d'aborder la question du contrôle structural dans le profil (Fig. 108). Enfin, ces résultats seront confrontés aux calculs de l'influence de l'élévation marine sur le recul du rivage et sur l'évolution de la bathymétrie durant le XX<sup>ème</sup> siècle. Pour finir, une projection de la position de la ligne de rivage et une estimation de la vulnérabilité des plages seront proposés pour l'horizon 2100.



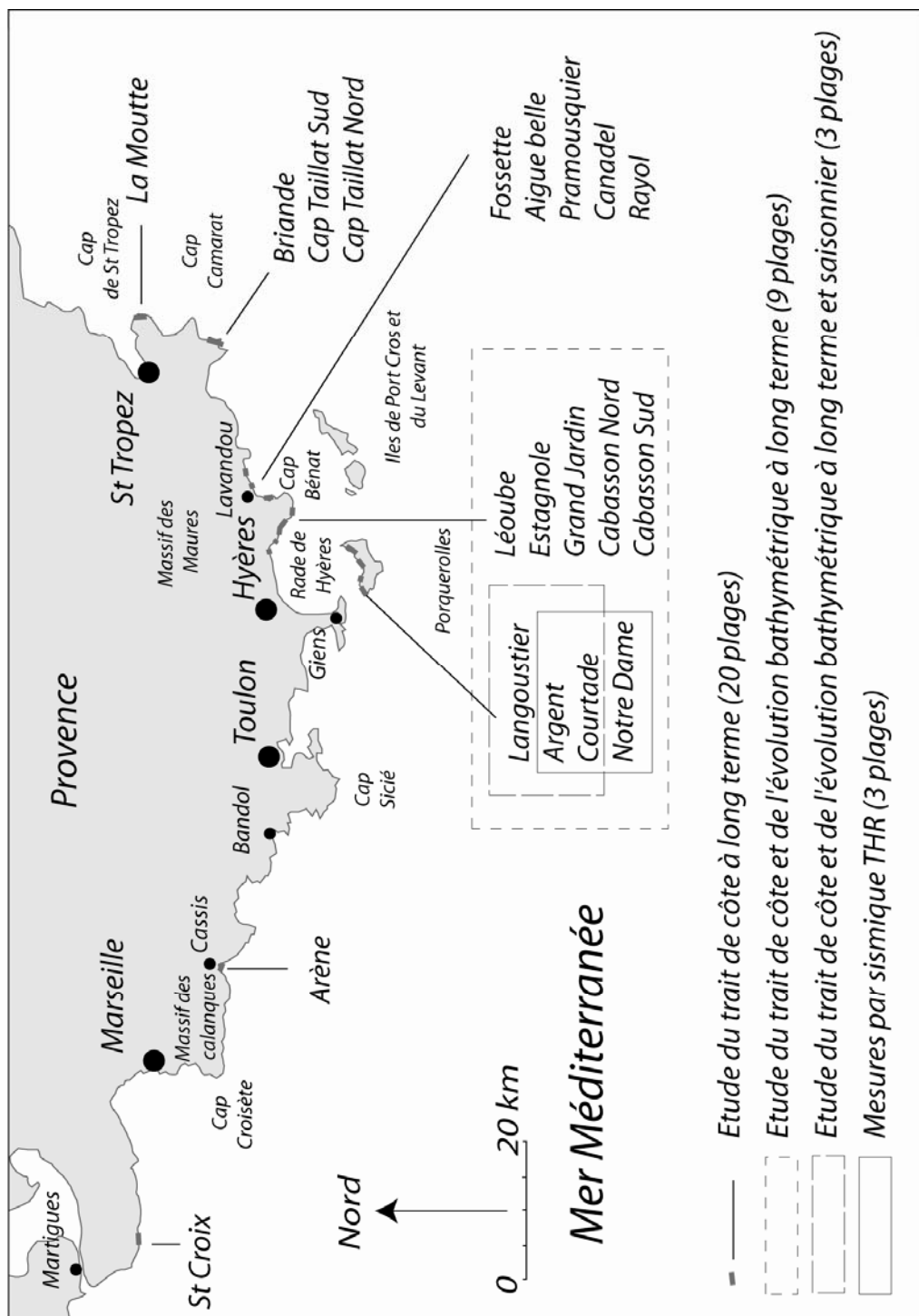


Fig. 108. Carte de localisation des plages de poche étudiées et échelle temporelle d'analyse. Analyse de l'évolution du trait de côte à long terme (1896/1998) pour l'ensemble de 20 plages étudiées. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) pour 9 plages de la rade d'Hyères. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) et saisonnier (2007/2008) pour 3 plages de Porquerolles. Levés de sismique THR (très haute résolution) sur trois plages de Porquerolles.

## 2 - Résultats

### 2.1. Variations du rivage à moyen-long terme

#### 2.1.1 Variations à long terme (112 ans) du rivage de 20 plages de poche de Provence

Entre 1896 et 2008, l'ensemble des 20 plages étudiées est en érosion (Fig. 109). La ligne de rivage recule en moyenne de 12,1 ( $\pm 3,5$ ) m, mais cette valeur varie entre 2 ( $\pm 3,5$ ) et 22 ( $\pm 3,5$ ) m. Le recul maximum est mesuré sur la plage de la Léoube, dans le Nord-est de la rade de Hyères, alors que les plages voisines n'ont reculé que de 13 ( $\pm 3,5$ ) et 11 ( $\pm 3,5$ ) m (Grand Jardin et Estagnol). De telles valeurs traduisent des vitesses de recul annuel faibles, allant de 0,17 m/an ( $\pm 0,03$ m) à 0,01 m/an ( $\pm 0,03$ m), autour d'une moyenne de 0,11 m/an ( $\pm 0,03$ m) (Fig. 109).

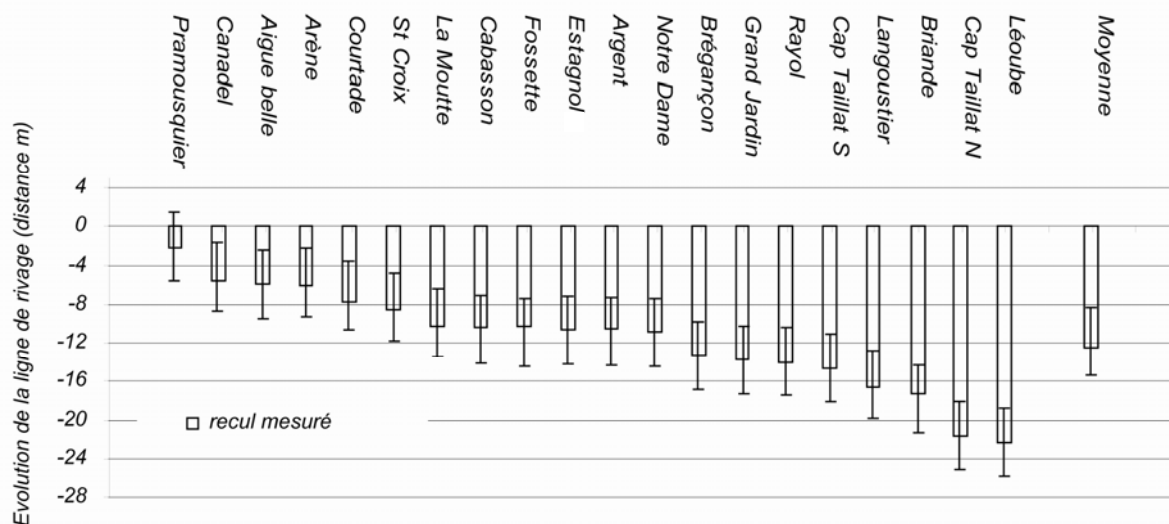


Fig. 109. Recul des plages de poche naturelles étudiées entre 1895 et 1998, et marge d'erreur ( $\pm 3,5$  m).

L'évolution diachronique du trait de côte des 9 plages étudiées dans la rade d'Hyères précise et confirme le constat fait à l'échelle régionale : ces plages connaissent un recul continu sur le siècle, avec un retrait moyen de 12 m ( $\pm 3,5$  m) entre 1896 et 2008. Sur les plages de Porquerolles, la ligne de rivage de la plage du Langoustier recule en moyenne de 15 m ( $\pm 3,5$ m), celle de la plage d'Argent recule de 9 m ( $\pm 3,5$ m), celle de Notre Dame de 12 m ( $\pm 3,5$ m), et celle de La Courtade enregistre un retrait de 7 m ( $\pm 3,5$ m). Pour les plages du Nord Est de la rade d'Hyères, d'Ouest en Est, la plage de La Léoube recule en moyenne de 23 m ( $\pm 3,5$ m), celle de L'Estagnol de 8,4 m ( $\pm 3,5$ m), de Grand Jardin de 20 m ( $\pm 3,5$ m), de Cabasson de 11 m ( $\pm 3,5$ m) et la plage de Brégançon de 6 m ( $\pm 3,5$ m) (table 16 et table 17).

Année / plages	Langoustier	Argent	Courtade	Notre Dame	Léoube	Estagnol	Grand jardin	Cabasson	Brégançon
1896	27,4	20,8	16,3	18,9	31,4	16,4	35,0	30,6	14,6
1924	13,5	13,8	13,1	11,3	17,6	16,0	30,0	30,0	14,0
1950	10,6	13,0	14,4	12,1	17,2	16,4	25,8	28,6	13,7
1977	11,2	11,6	11,3	10,7	15,4	16,8	22,7	25,5	10,1
1998	10,4	9,8	8,2	8,1	8,9	8,5	16,9	20,1	6,3
2003	11,8	10,5	9,3	7,7	8,0	8,0	15	20	8
2008	12,4	11,6	9,0	6,4	8,2	8,0	14,5	19,5	8,5
1896-2008	15,1	9,2	7,3	12,6	23,2	8,4	20,5	11,1	6,1

table 16. Largeur des plages étudiées à long terme en m moyen par plages, et recul total entre 1896 et 2008.

Année / plages	Langoustier	Argent	Courtade	Notre Dame	Léoube	Estagnol	Grand jardin	Cabasson	Brégançon	Recul Moyen
1896	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1924	-13,9	-7	-3,2	-7,7	-13,7	-0,4	-5	-0,6	-0,6	-5,8
1950	-2,9	-0,8	1,3	0,9	-0,4	0,4	-4,2	-1,4	-0,3	-0,8
1977	0,6	-1,5	-3,1	-1,4	-1,8	0,4	-3,1	-3	-3,6	-1,8
1998	-0,8	-1,8	-3,1	-2,6	-6,5	-8,4	-5,8	-5,4	-3,8	-4,2
2003	1,5	0,8	1,1	-0,5	-0,9	-0,5	-1,9	-0,1	1,7	0,1
2008	0,5	1,1	-0,3	-1,3	0,2	0	-0,5	-0,5	0,5	-0,03

table 17. Recul des plages étudiées à long terme, par tranches de temps, en mètres.

### 2.1.2 Variations à moyen terme du rivage des 9 plages de la rade de Hyères

Si on compare le recul moyen par périodes (1896-1924 ; 1924-1950 ; 1950-1977 ; 1977-1998 ; 1998-2003 et 2003-2008) (table 17. et Fig. 110), on observe que les vitesses de recul sont variables dans le temps. En effet le recul moyen est plus important entre 1896 et 1924 (-5,8 m, soit -0,21 m/an), que durant la période de 1924 à 1950 (« seulement » -0,8 m, soit -0,03 m/an). Entre 1950 et 1977, le recul accélère (-1,8 m, soit -0,07 m/an) et s'intensifie entre 1977 et 1998 (-4,2 m, soit -0,20 m/an). Enfin, de 1998 à 2008, le trait de côte est relativement stable avec des variations moyennes inférieures au mètre (+0,1 m entre 1998 et 2003, soit +0,02 m/an, et - 0,03 m entre 2003 et 2008, soit -0,003 m/an). Depuis 112 ans, nous assistons donc à un ralentissement progressif des vitesses du recul de rivage.

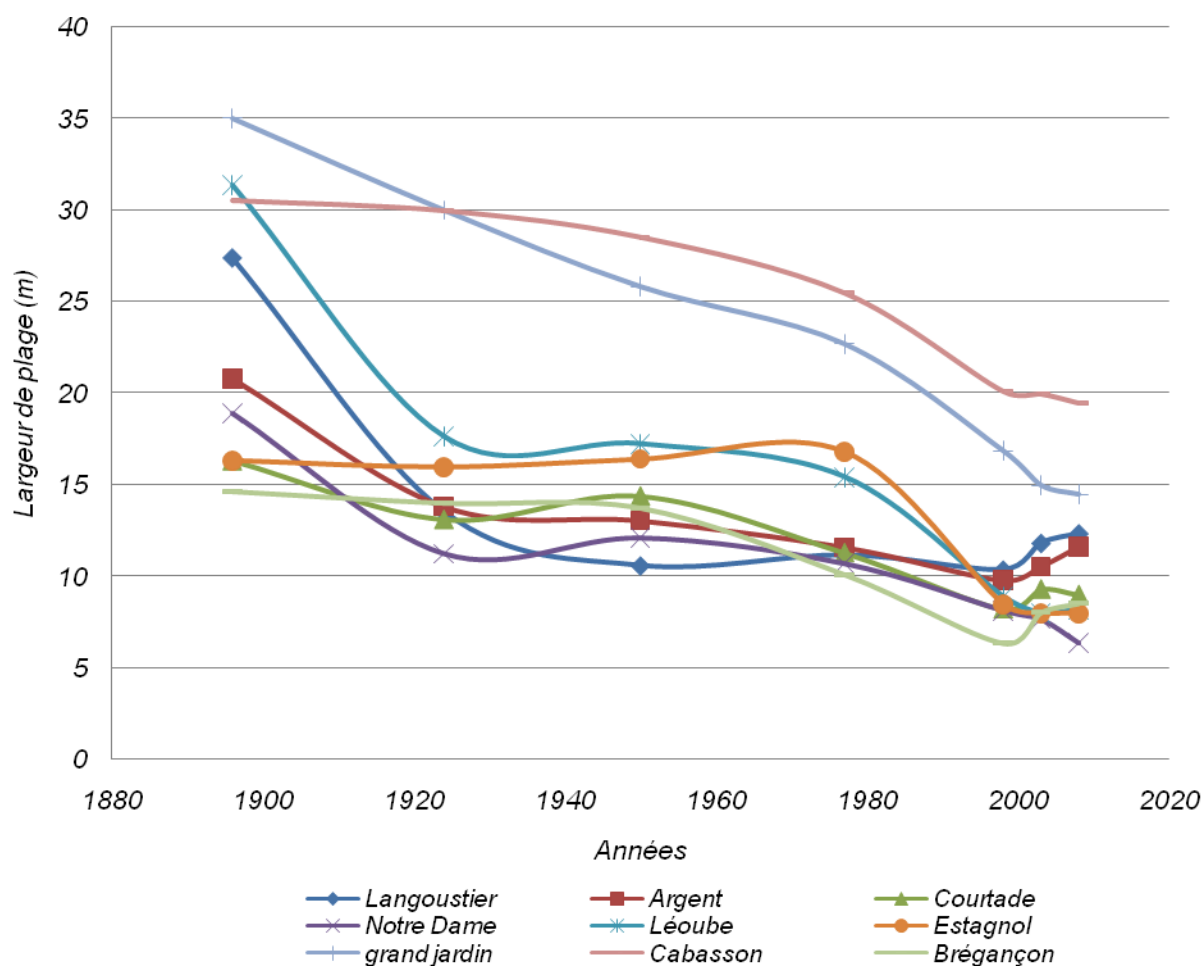


Fig. 110. Evolution du recul des plages en m (1896, 1924, 1950, 1977, 1998, 2003 et 2008).

Dans le détail, des différences spatiales existent entre les plages (Fig. 111 et Fig. 113 à Fig. 121). Ainsi sur l'île de Porquerolles, la plage du Langoustier est celle qui a connu le recul le plus important. Elle recule essentiellement en début de siècle, au rythme de  $-0,5$  m/an entre 1896 et 1924, et de  $-0,1$  m/an entre 1924 et 1950. Cependant, depuis les années 1950 cette plage est relativement stable :  $+0,02$  m/an entre 1950 et 1977,  $-0,04$  m/an entre 1977 et 1998, et  $+0,1$  m/an entre 1998 et 2008. La plage d'Argent recule de  $-0,1$  m/an entre 1896 et 1998, mais avec un léger ralentissement de la tendance entre 1924 et 1950 ( $-0,8$  m/an), tandis que l'on observe une légère avancée du rivage entre 1998 et 2008 de  $+0,05$  m/an. Enfin, de 1896 à 2008, les plages de Notre Dame et de La Courtade connaissent une tendance à l'érosion continue estimée à  $-0,1$  m/an, comparable à celle mesuré sur la plage d'Argent, à la différence de la période de 1924 à 1950, marquée par une légère avancée du rivage de  $+0,05$  m/an pour celle de Notre Dame, et de  $0,03$  m/an pour la plage de la Courtade.

Pour les plages du Nord-Est de la rade d'Hyères, les plages de La Léoube et du Grand Jardin ont connu entre 1895 et 2008 le recul le plus important des plages étudiées avec -0,2 m/an de retrait. Ce recul se produit pour la plage de la Léoube essentiellement entre 1896 et 1924 (-0,05 m/an), et entre 1977 et 1998 (-0,3 m/an), alors qu'il est continu pour la plage du Grand Jardin (-0,2 m/an). La plage de l'Estagnol, est relativement stable au début du siècle (+0,005m/an entre 1896 et 1977) et recule depuis les années 1970 (-0,2 m/an entre 1977 et 2008). Enfin, les plages de Brégançon et de Cabasson reculent de manière relativement continue, respectivement de -0,07 et -0,1 m/an, avec un ralentissement de la tendance entre 1924 et 1950.

Si on rapporte le recul du trait de côte à la surface de plage érodée (table 18), il apparaît que l'ensemble des plages a perdu en moyenne quasiment la moitié de sa surface en 113 ans : 40 % ( $\pm 10\%$ ) entre 1896 et 2008. Ainsi, sur Porquerolles, la plage de Notre Dame a perdu 33 % de surface par rapport à 1896, la plage du Langoustier 45 %, la plage d'Argent 55% et celle de la Courtade 55%. Pour les plages du Nord-Est de la rade, la plage de la Léoube a perdu 26% de sa surface, la plage de l'Estagnol 48%, la plage du Grand Jardin 41%, et les plages de Cabasson et Brégançon 63 et 58 %.

<i>Plages</i>	<i>Langoustier</i>	<i>Argent</i>	<i>Courtade</i>	<i>Notre Dame</i>	<i>Léoube</i>	<i>Estagnol</i>	<i>Grand Jardin</i>	<i>Cabasson</i>	<i>Brégançon</i>
<i>Surface perdue en %</i>	-45	-55	-55	-33	-26	-48	-41	-63	-58

table 18. Surface de plage perdue entre 1895 et 2008 en % par plages.

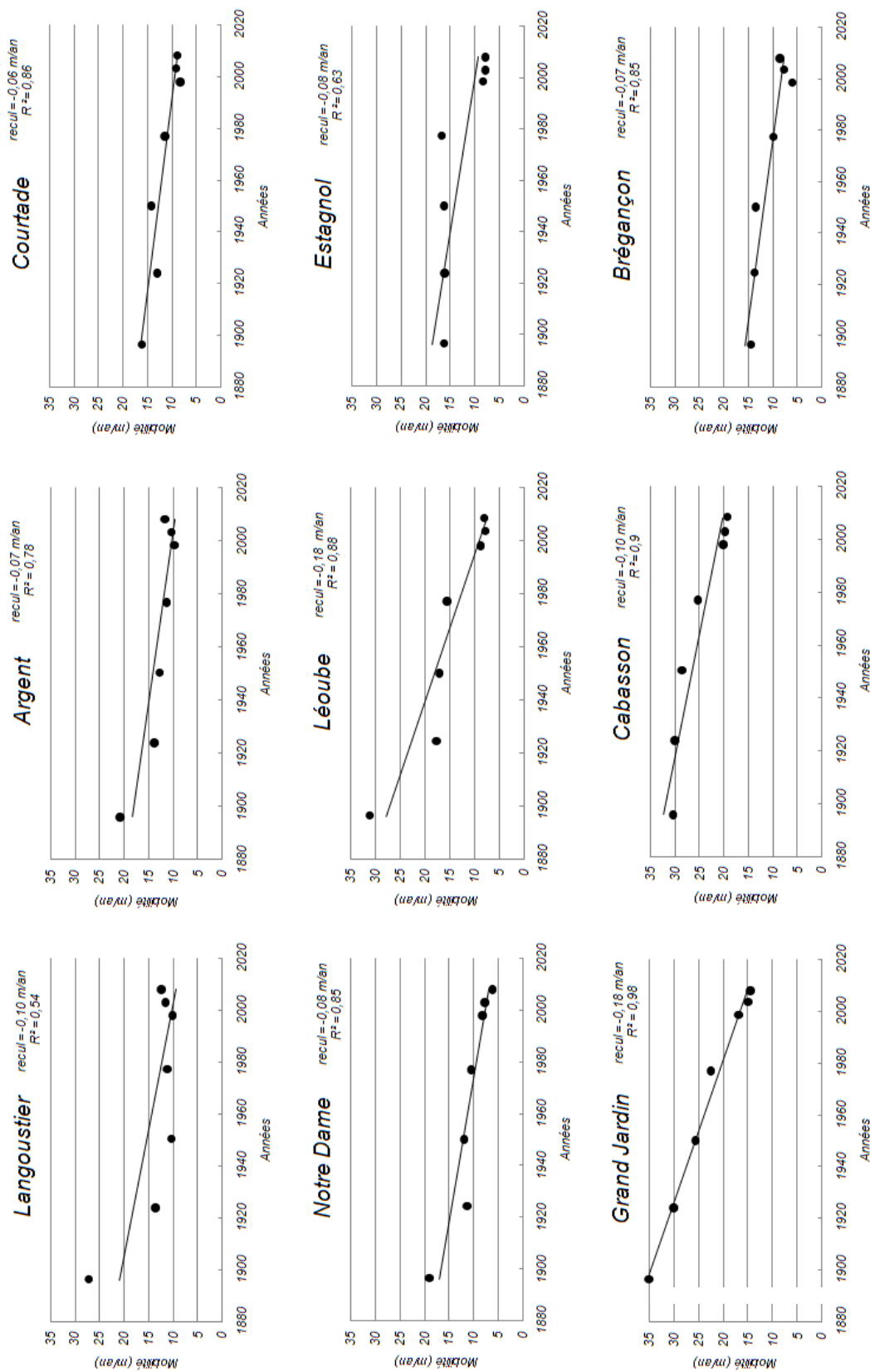


Fig. 111. Valeurs de recul du rivage à long terme par plages (1896, 1924, 1950, 1977, 1998, 2003 et 2008).



### 2.1.3 Variations longitudinales des lignes de rivage

Les variations longitudinales de la ligne de rivage diffèrent suivant des plages (Fig. 113, Fig. 121). On observe trois types de comportements de recul de la ligne de rivage : (1) translation parallèle du trait de côte, (2) érosion d'une seule extrémité de la plage, et (3) rotation exceptionnelle du trait de côte.

(1) Tout d'abord pour la majorité des plages (Argent, Courtade, Notre Dame, Léoube, et Brégançon) (Fig. 112, et Fig. 113, Fig. 116, Fig. 115, Fig. 117, Fig. 118) on mesure un recul du rivage parallèlement à lui même. Ce fonctionnement n'est perturbé que très localement par des secteurs plus stables correspondant à des affleurements rocheux au niveau de la ligne de rivage et des extrémités des plages.

(2), Ensuite on mesure plus rarement un recul du rivage à une extrémité de la plage, et une relative stabilité de l'autre extrémité (plages de Grand Jardin et du Langoustier) (Fig. 112, et Fig. 119, Fig. 114). Par exemple, l'extrémité Ouest du Langoustier a perdu 25 m en 112 ans, alors que l'extrémité Est est restée relativement stable avec des variations inférieures à 2 m (Fig. 112, et Fig. 114). On observe le même schéma pour la plage de Grand Jardin, pour laquelle l'extrémité Ouest de la plage recule de 25 m, alors que l'extrémité Nord-ouest reste relativement stable (Fig. 112, et Fig. 119).

(3) Enfin, on mesure une rotation exceptionnelle du rivage sur les plages de l'Estagnol et de Cabasson (Fig. 112, et Fig. 121, Fig. 120) c'est-à-dire qu'après une rotation du rivage, on mesure un équilibre de la ligne de rivage. Ainsi, la plage de l'Estagnol a connu entre 1924 et 1950 une rotation dans le sens horaire avec un recul de 12 m de son extrémité Nord-Ouest, alors que son extrémité Sud-est a avancé de 7 m. Ensuite, on ne mesure plus de rotation les années suivantes (1977, 1998, 2003), car à partir de 1950, la ligne de rivage a évolué de façon parallèle à la ligne de rivage qui subit une translation à partir de 1950. La plage de Cabasson connaît le même phénomène de rotation mais entre 1896 et 1924, et dans le sens antihoraire, avec un recul de 8 m de son extrémité Sud et une avancée de 7 m de son extrémité Nord. Comme pour la plage de L'Estagnol, le recul de la ligne de rivage s'est poursuivi les années suivantes parallèlement à la ligne de rivage qui a subit la translation (1924).

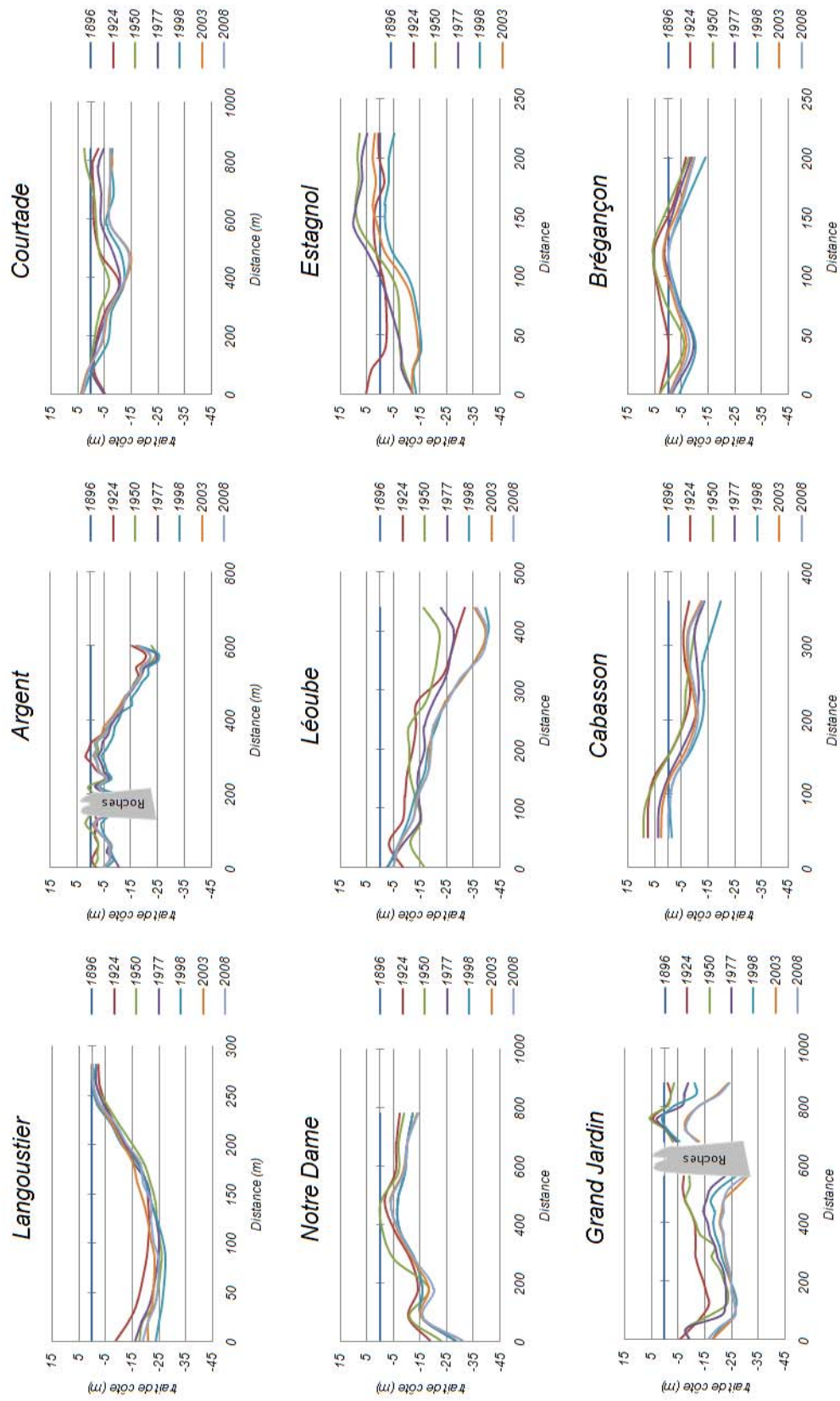


Fig. 112. Evolution du trait de côte à long terme par plages, avec 1896 comme état de référence (1896, 1924, 1950, 1977, 1998, 2003 et 2008).

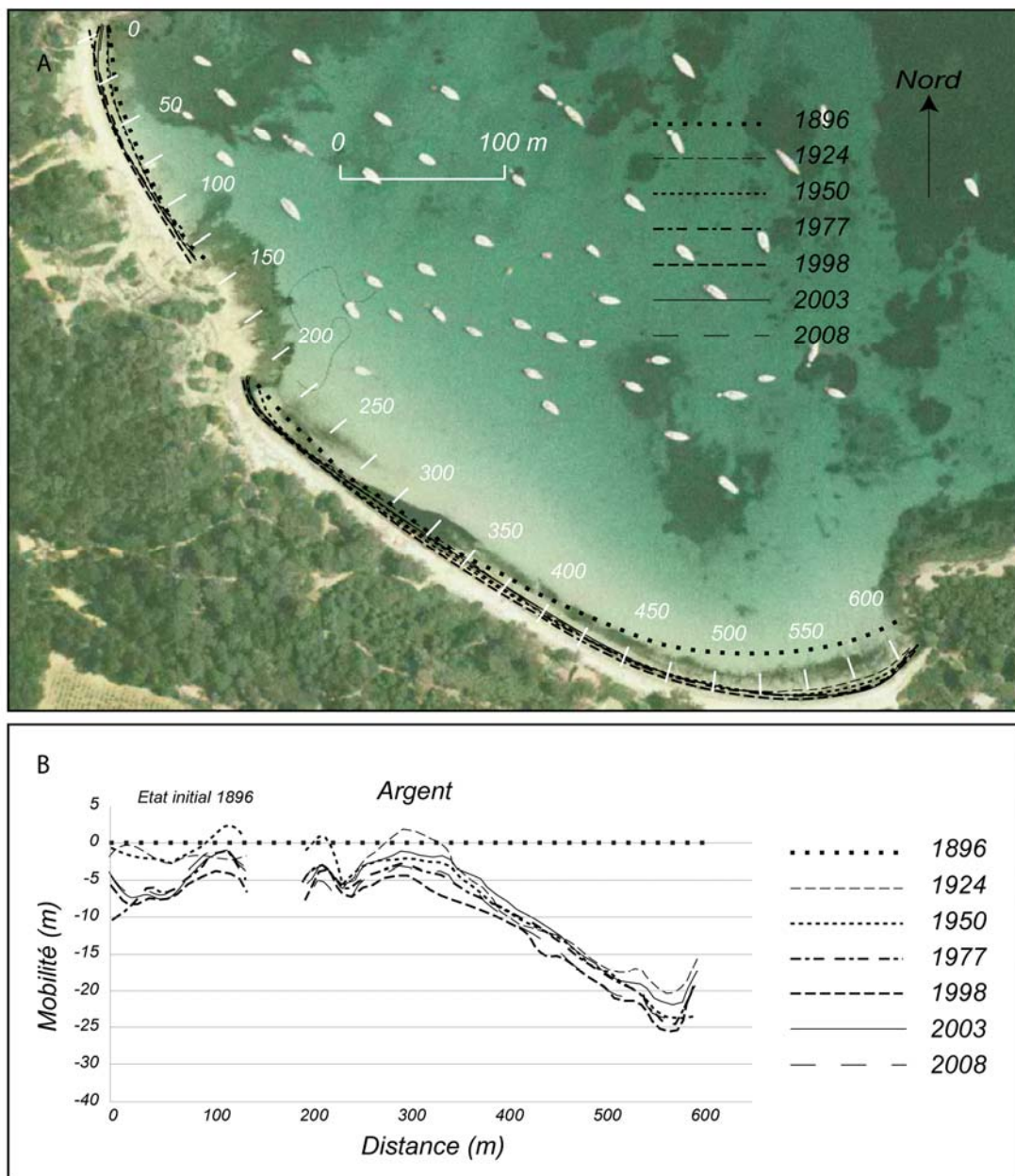


Fig. 113. A. Variations du rivage de la plage d'Agent (Ouest Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 1998, IGN.

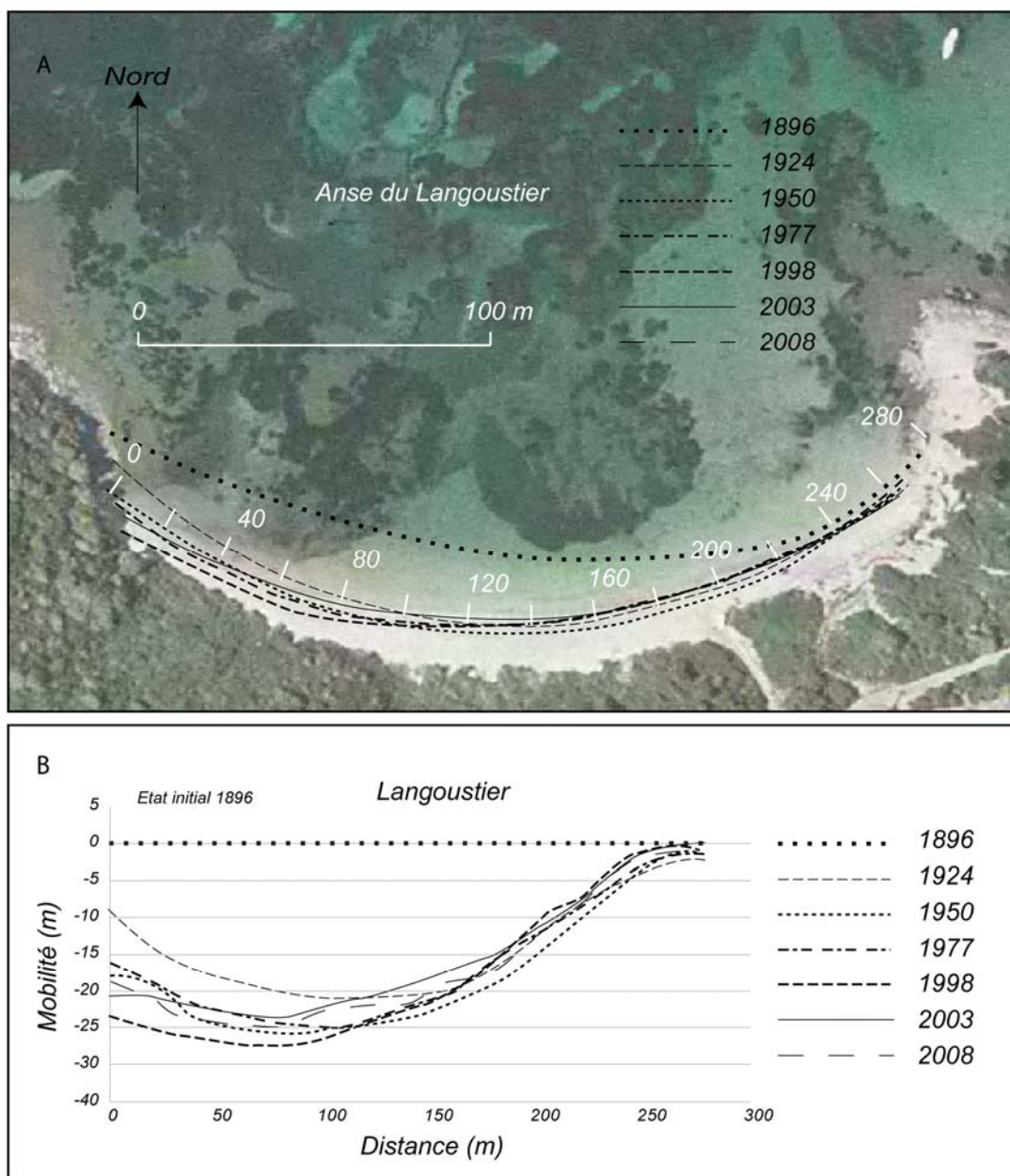


Fig. 114. A. Variations du rivage de la plage du Langoustier (Ouest Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.



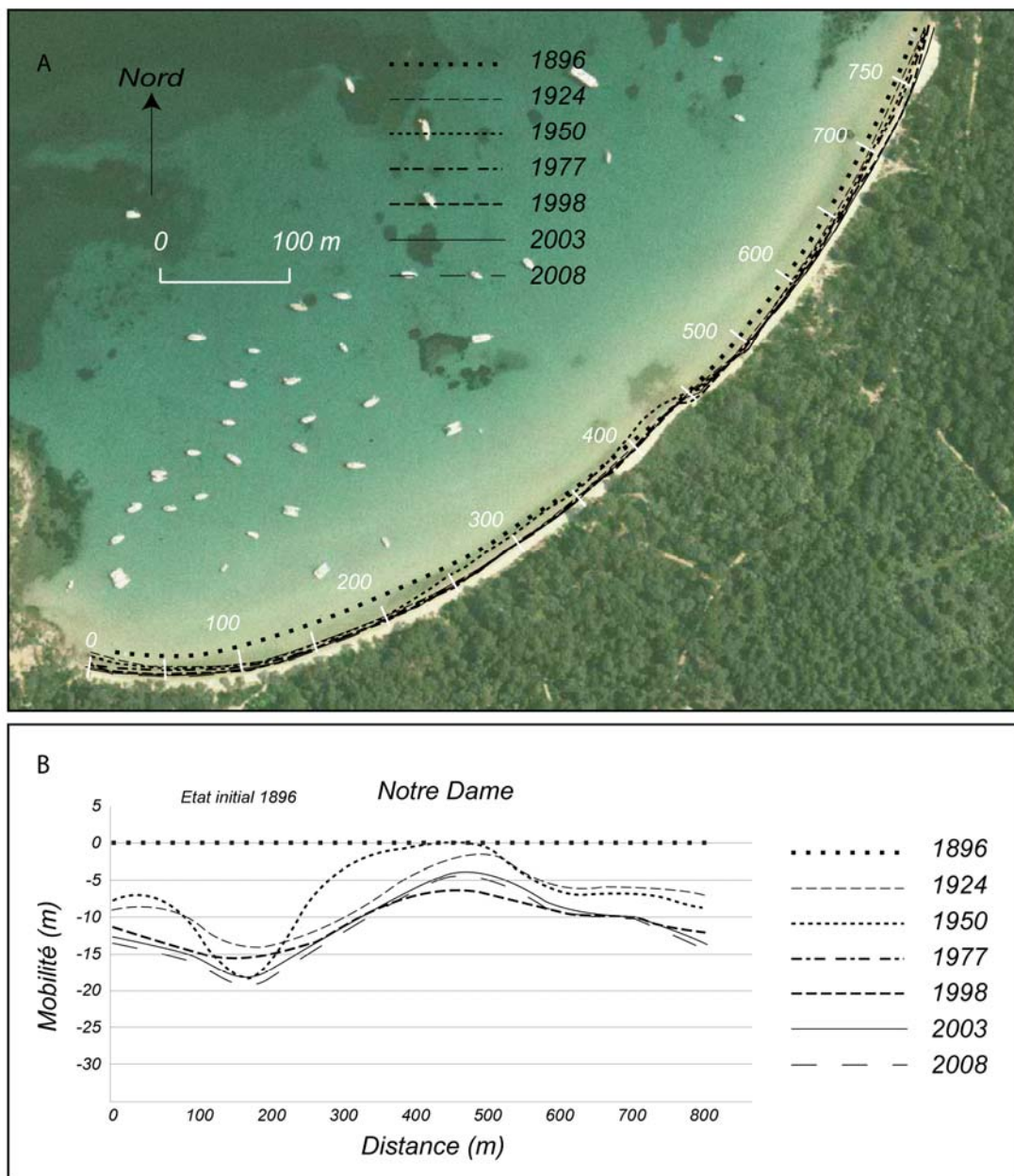


Fig. 115. A. Variations du rivage de la plage de Notre Dame (Est Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 1997, IGN.

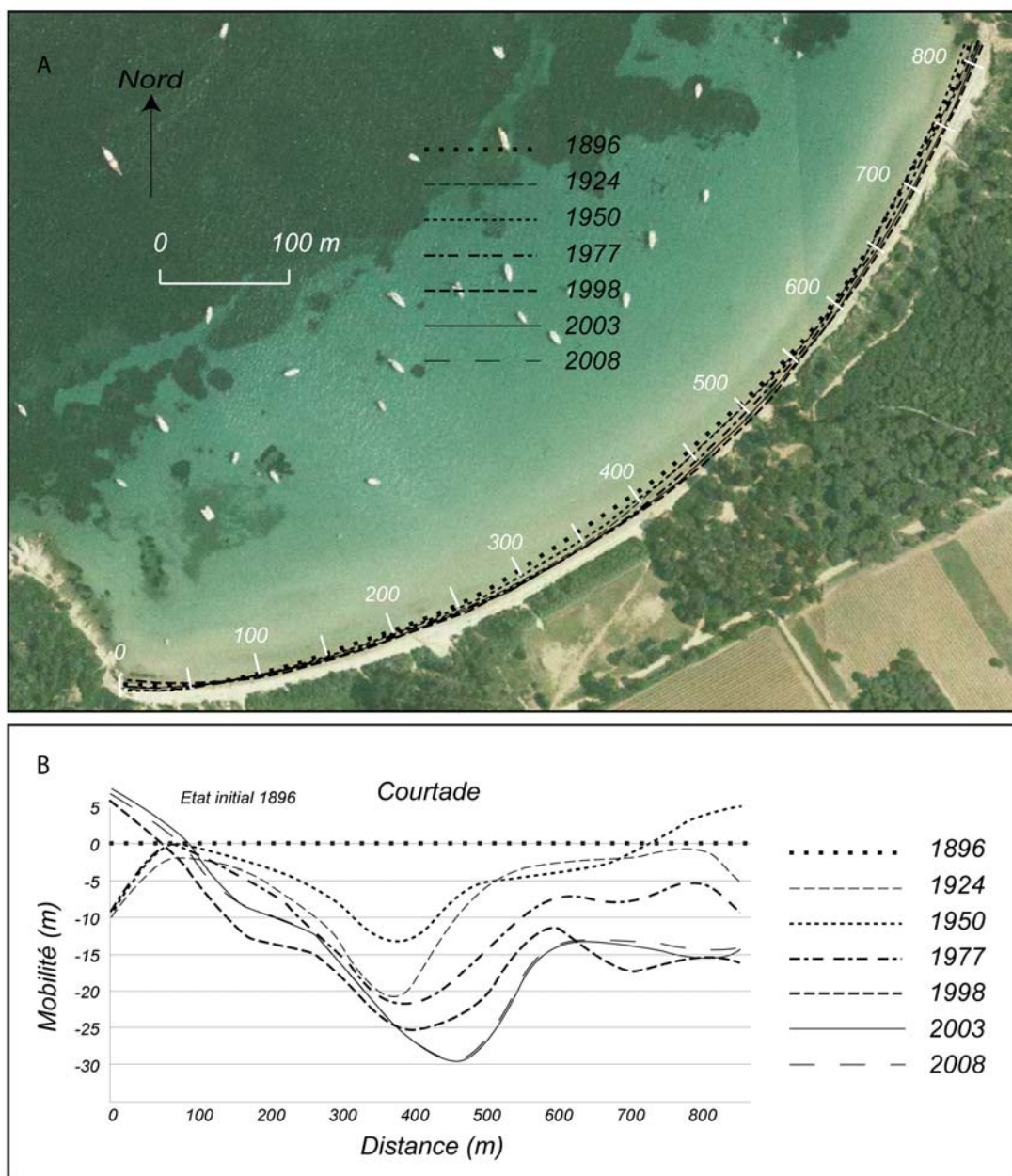


Fig. 116. A. Variations du rivage de la plage de la Courtade (Est Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 1997, IGN.



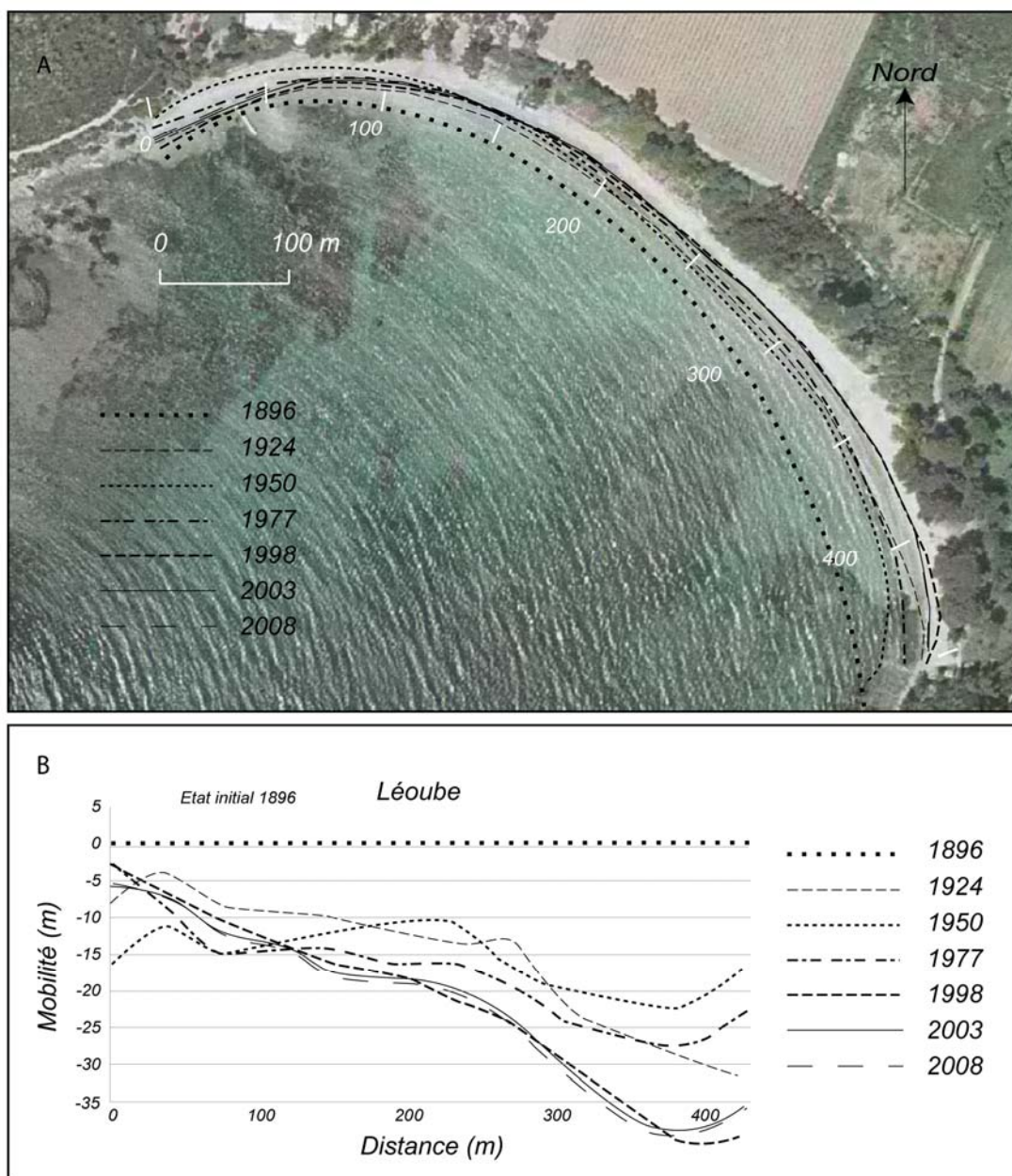


Fig. 117. A. Variations du rivage de la plage de la Léoube (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.

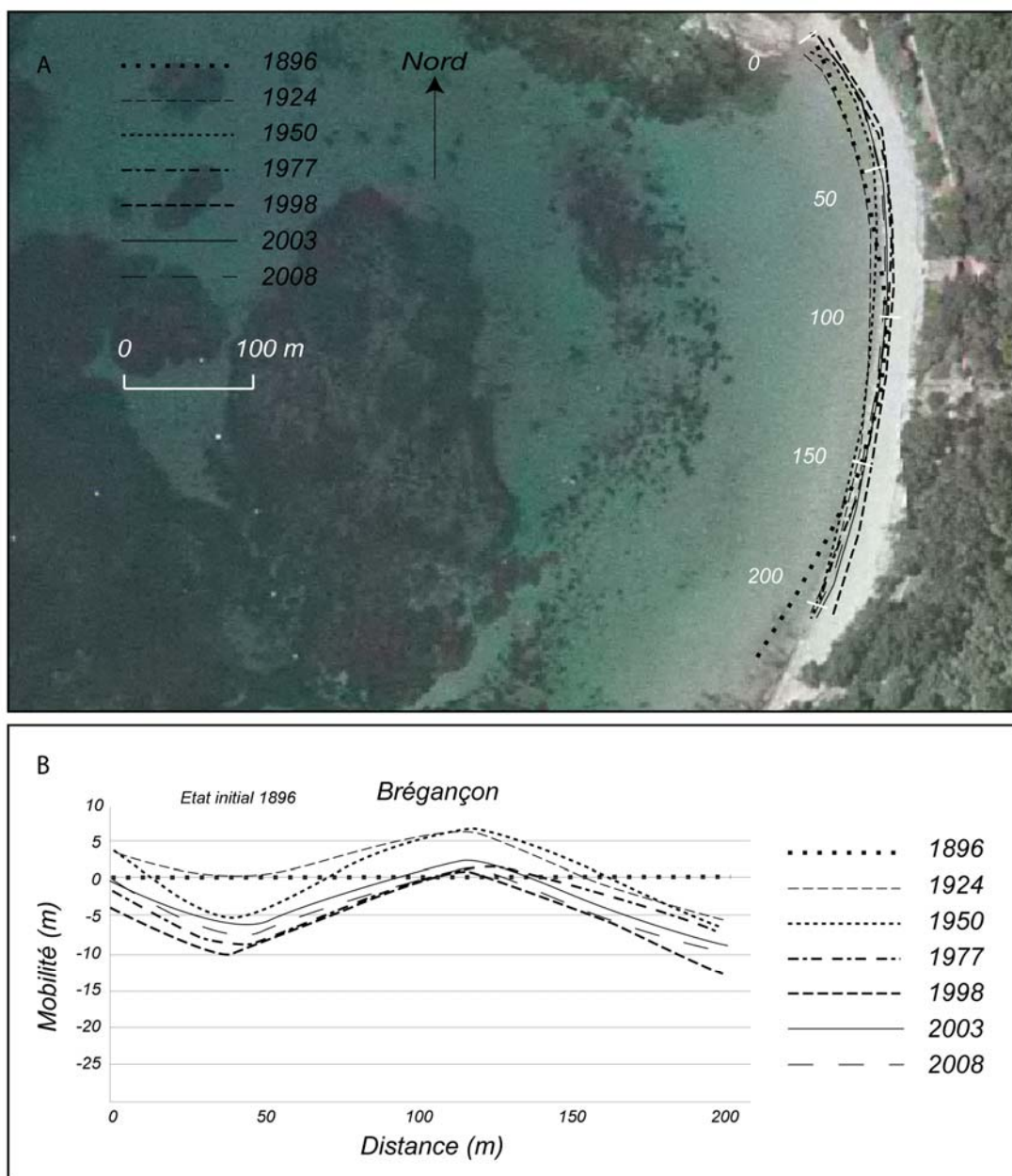


Fig. 118. A. Variations du rivage de la plage de Brégançon (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.

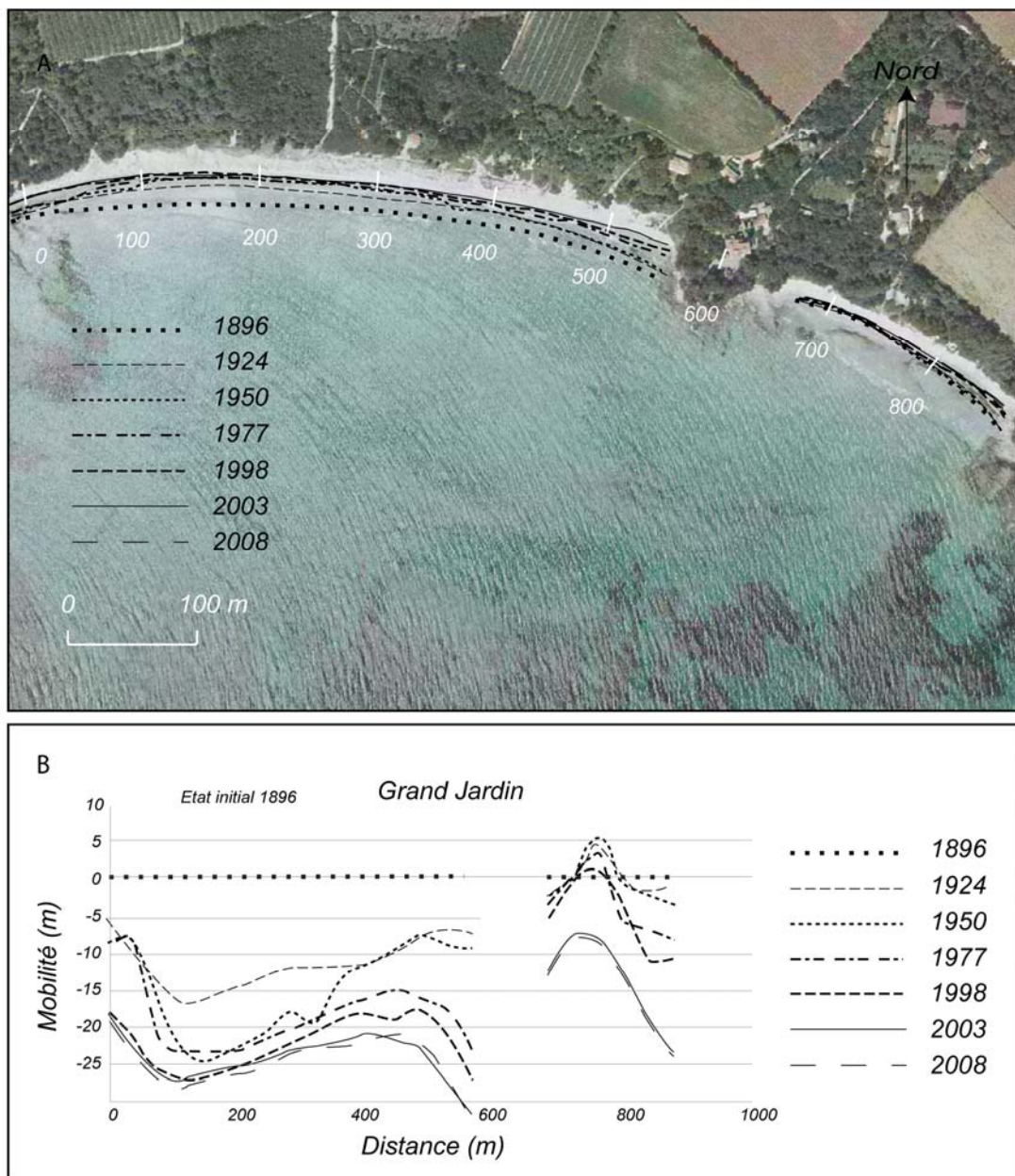


Fig. 119. A. Variations du rivage de la plage du Grand Jardin (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.



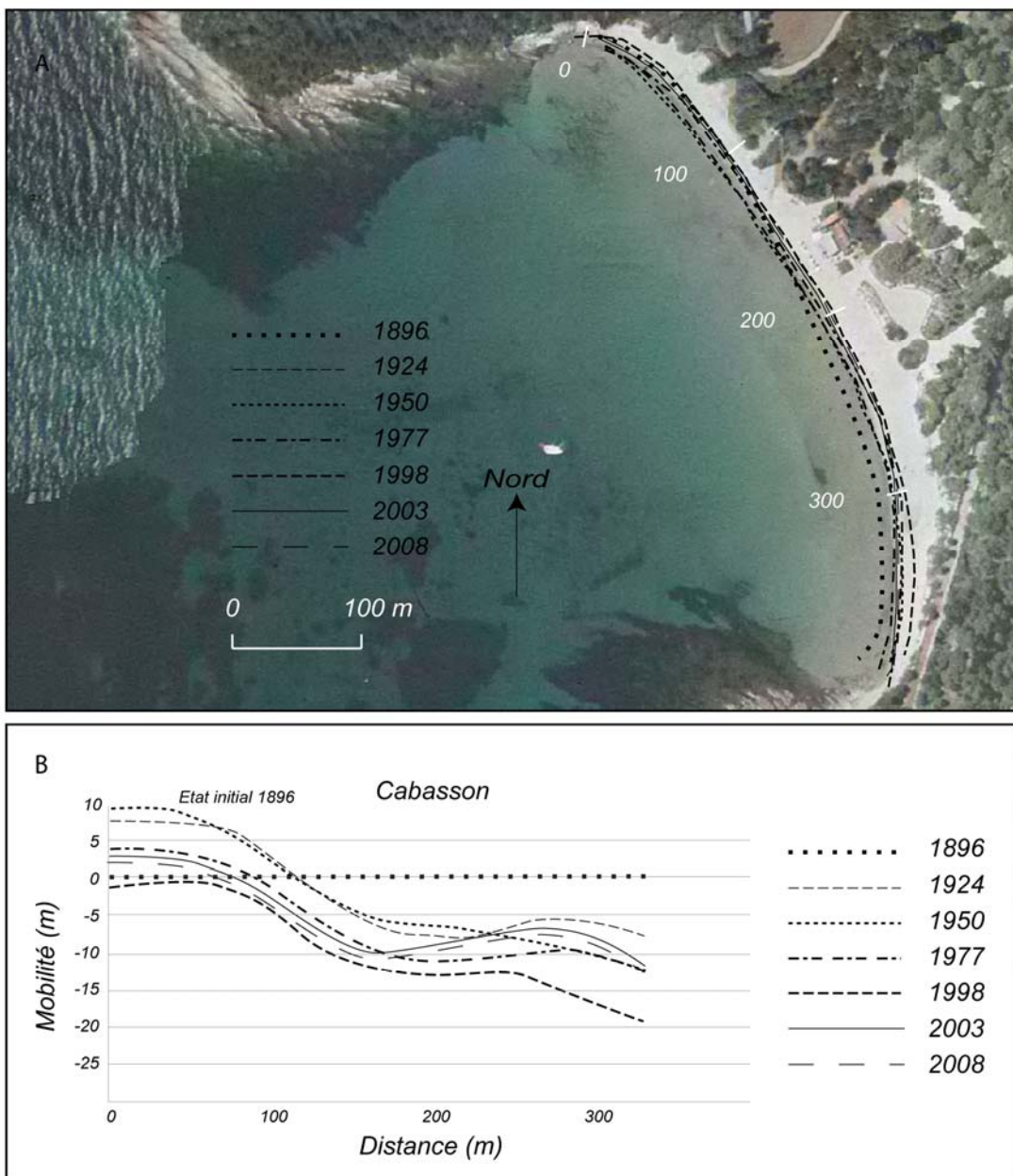


Fig. 120. A. Variations du rivage de Cabasson (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.

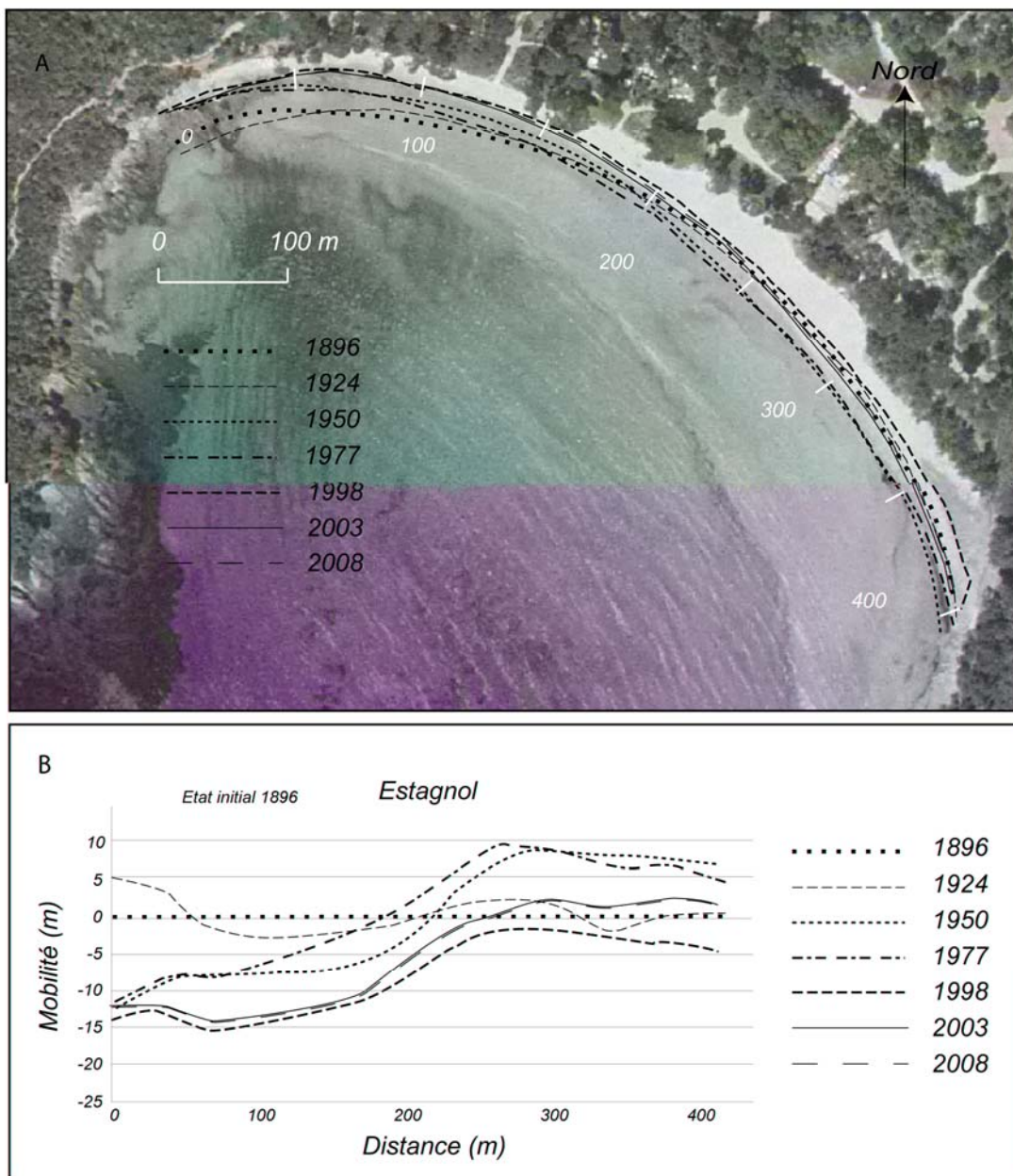


Fig. 121. A. Variations du rivage de la plage de L'Estagnol (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.

## 2.2. Variations bathymétriques à long terme (1896 à 2008)

### 2.2.1 Bilans sédimentaires

La comparaison des relevés bathymétriques des 9 plages de la rade d'Hyères entre 1896 et 2008 indique des zones d'érosion, de stabilité et de dépôts, compris entre le trait de côte et la limite de l'herbier à Posidonies. En moyenne annuelle l'ensemble des plages sont en érosion ( $-0,04 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ), mais les bilans sédimentaires diffèrent entre les plages (table 19, et Fig. 122).

Plages	Argent	Langoustier	Notre Dame	Léoube	Estagnol	Grand Jardin	Brégançon	Cabasson	Courtade
Erosion $\text{m}^3$ ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ )	-2050 (-0,02)	-2590 (-0,20)	-28280 (-0,15)	-12260 (-0,23)	9660 (-0,05)	-16660 (-0,08)	-6950 (-0,21)	-9970 (-0,11)	-51330 (-0,24)
Accrétion $\text{m}^3$ ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ )	12640 (0,15)	390 (0,03)	12650 (0,07)	1500 (0,03)	-3690 (0,12)	7500 (0,03)	850 (0,03)	1718 (0,02)	10670 (0,05)
Bilan global $\text{m}^3$ ( $\text{m}^3/\text{m}^2$ )	10590 (0,12)	-2190 (-0,17)	-15620 (-0,08)	-10760 (-0,20)	5960 (0,08)	-9150 (-0,04)	-6100 (-0,18)	-8260 (-0,09)	-40660 (-0,19)

table 19. Bilan sédimentaire à long terme, en  $\text{m}^3$  et en  $\text{m}^3/\text{m}^2$  par plages.

Sur les 9 plages étudiées, deux d'entre elles connaissent une accrétion. Il s'agit de la plage d'Argent, avec un bilan sédimentaire de  $+10600 \text{ m}^3$  ( $+3320/-820$ ) soit  $+0,12 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,03/-0,01$ ), et la plage de l'Estagnol avec  $+5970 \text{ m}^3$  ( $+2430/-1630$ ), soit  $+0,07 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,03/-0,02$ ) de gains.

Les plages de Notre Dame, du Grand Jardin et Cabasson subissent une érosion entre  $-0,04 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et  $-0,09 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Le bilan séculaire de la plage de Notre dame est de  $-15600 \text{ m}^3$  ( $+4480/-3980$ ), soit  $-0,08 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,02/-0,02$ ), celui du Grand Jardin de  $-9200 \text{ m}^3$  ( $+4710/-9580$ ), soit  $-0,04 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,02/-0,04$ ) et celui de Cabasson de  $-8260 \text{ m}^3$  ( $+690/-1050$ ) soit  $-0,09 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,01/-0,05$ ).



Enfin, pour les plages de la Léoube, de La Courtade, de Brégançon et du Langoustier, l'érosion est plus marquée que sur les plages précédentes, avec des valeurs de  $-10800 \text{ m}^3$  ( $+620/ -584 \text{ m}^3$ ), soit  $-0,20 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,11/ -0,11$ ) pour la plage de Léoube, de  $-40662 \text{ m}^3$  ( $+4502/ -7980$ ) soit  $-0,19 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,02/ 0,02$ ) pour la plage de la Courtade, de  $-6100 \text{ m}^3$  ( $+116/ -768$ ), soit  $-0,18 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,003/ -0,02$ ) pour la plage de Brégançon, et  $-2220 \text{ m}^3$  ( $+396/ -840$ ), soit  $-0,17 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,03/ -0,06$ ) pour la plage de Langoustier.

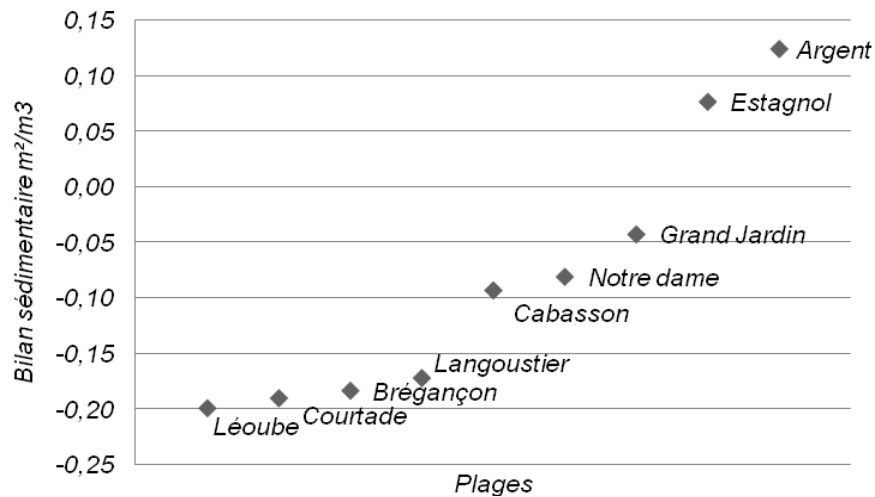


Fig. 122. Bilan sédimentaire à long terme (1896/2008) par plages en  $\text{m}^3/\text{m}^2$ .

### 2.2.2 Organisation des zones de dépôts/accrétion

La cartographie des secteurs en érosion et en accrétion (Fig. 123 à Fig. 131), est interprétée en termes d'organisation de flux sédimentaires à long terme, où l'on observe généralement un transfert des sables depuis la partie haute vers la partie basse du profil bathymétrique. Ainsi, pour l'ensemble des plages, les zones en érosion correspondent généralement à l'estran et plus particulièrement aux secteurs de recul de la ligne de rivage. Au total,  $82480 \text{ m}^3$  ont été érodés entre 0 et -3 m sur l'ensemble des plages, soit  $-0,10 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Les zones en accrétion se situent en moyenne dans les fonds de -4 à -6 m, et gagnent  $46900 \text{ m}^3$  de sédiments, soit  $+0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . En règle générale, les fonds entre -3 et -4m constituent donc une zone de transition entre la partie haute du profil en érosion, et la partie basse, en accrétion.

#### a. Plages à budget positif

Les plages d'Argent et de l'Estagnol (Fig. 123 à Fig. 124), connaissent une érosion entre 0 et 2 m de fond parallèle à la ligne de rivage, avec respectivement  $-2050 \text{ m}^3$  ( $-0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) et  $-3690 \text{ m}^3$  ( $-0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ). La zone en accrétion est située entre 2 et 4 mètres de profondeur, avec des gains estimés à  $+12650 \text{ m}^3$  ( $+0,14 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ), et  $+9650 \text{ m}^3$  ( $+0,12 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) respectivement. Sur la plage d'Argent, en accord avec le recul du trait de côte à long terme, les extrémités de la plage sont en érosion, tandis que le centre de la baie engraisse. Pour la plage de l'Estagnol, comme pour le trait de côte, c'est l'extrémité Ouest de la plage qui est en érosion, et le volume érodé est déposé au centre de la baie. Pour ces deux plages aucune sortie significative de sédiments vers le large n'est mesurée.

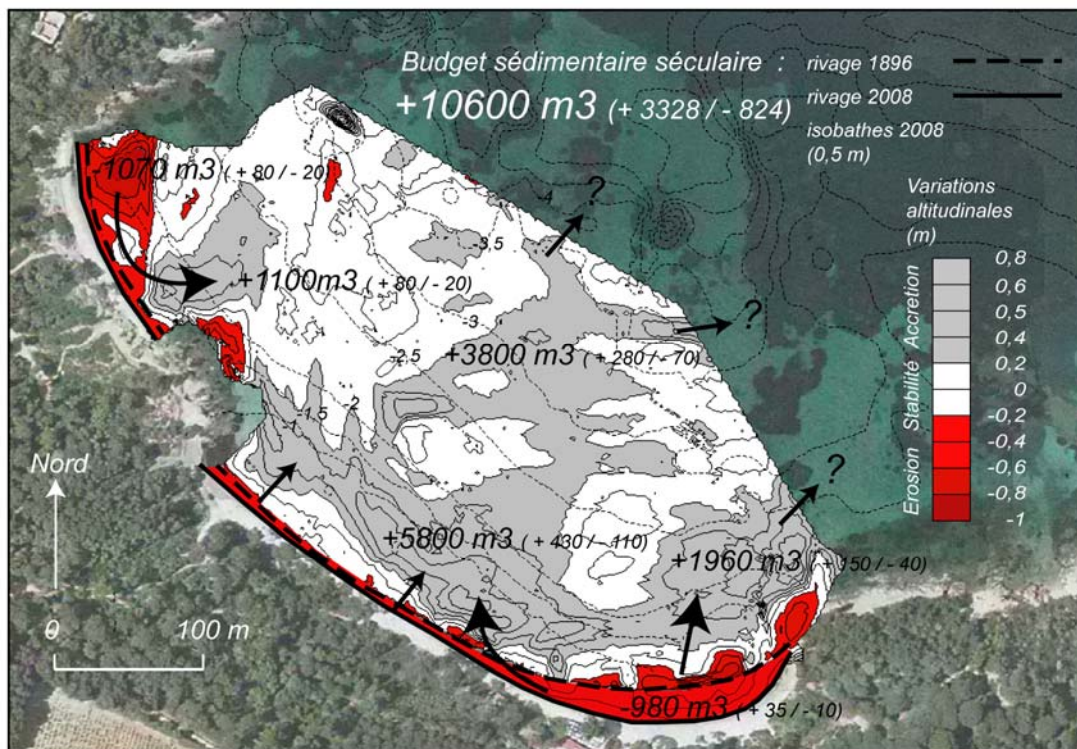


Fig. 123. Evolution Bathymétrique de la plage d'Argent entre 1896 et 2008.

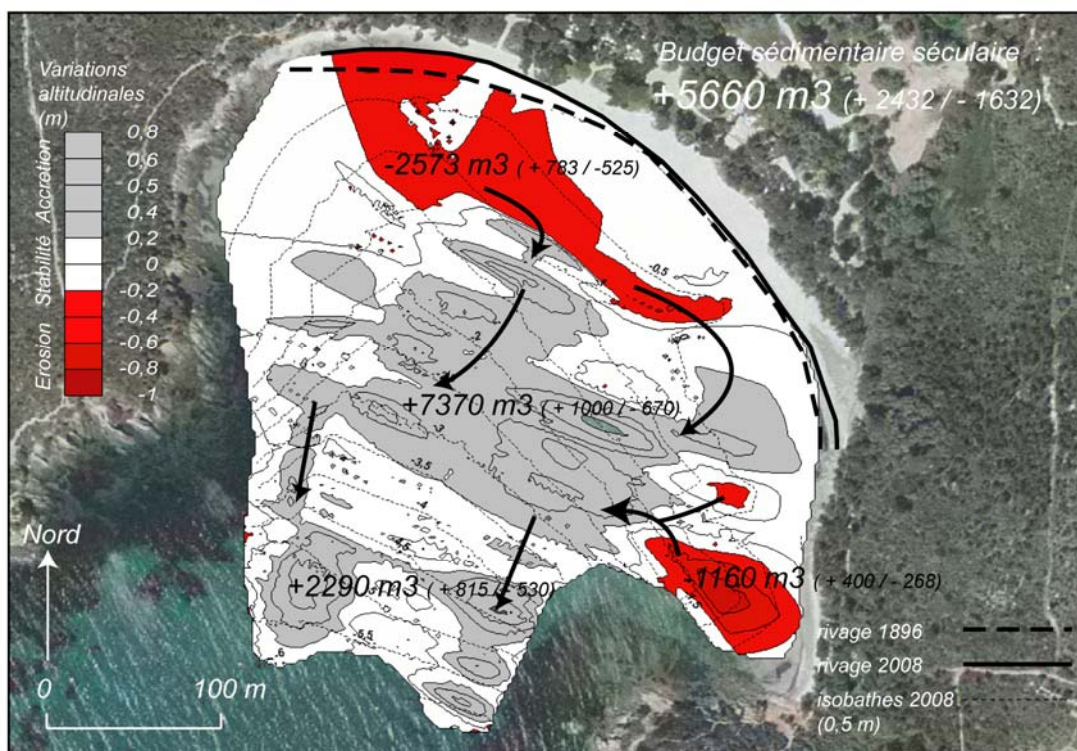


Fig. 124. Evolution Bathymétrique de la plage de l'Estagnol entre 1896 et 2008.

## b. Plages à budget négatif

la distribution spatiale des zones en érosion des plages du Grand Jardin et de Cabasson (Fig. 130 et Fig. 131), suit le même modèle que celui des plages précédentes (érosion en partie haute et accrétion en partie basse du profil), cependant le schéma est moins clairement dessiné. Ainsi sur la plage du Grand Jardin (Fig. 130), l'érosion concerne majoritairement la partie Ouest de la plage, au niveau de la ligne de rivage ( $-11000 \text{ m}^3$  dans l'Ouest de la plage), alors que la partie Est est en accrétion ( $+5500 \text{ m}^3$ ). Pour la plage de Cabasson (Fig. 131), on mesure une l'érosion de la plage au niveau du trait de côte ( $-6600 \text{ m}^3$ ), mais aussi vers  $-6 \text{ m}$  de fond, à la limite des herbiers ( $-3400 \text{ m}^3$ ), les zones d'accrétion en partie basse sont limitées en taille et en volume par rapport aux autres plages ( $980 \text{ m}^3$  au Nord et  $740 \text{ m}^3$  au Sud), et une grande partie des sables érodés sont probablement perdus plus au large.

Les plages de La Léoube, du Langoustier, de Notre Dame, de Cabasson et de Brégançon (Fig. 125 à Fig. 131), montrent aussi un transfert cross-shore vers les petits fonds, mais le volume déposé en bas de profil, respectivement  $1500 \text{ m}^3$  ( $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ),  $392 \text{ m}^3$  ( $0,03 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ),  $12650 \text{ m}^3$  ( $0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ),  $1720 \text{ m}^3$  ( $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ), et  $850 \text{ m}^3$  ( $0,02 \text{ m}^3/\text{m}$ ), est inférieur au volume érodé sur la plage :  $-12250 \text{ m}^3$  ( $-0,22 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ),  $-2590$  ( $-0,20 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ),  $-28250 \text{ m}^3$  ( $-0,14 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ),  $-9980 \text{ m}^3$  ( $-0,20 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) et  $-6950 \text{ m}^3$  ( $-0,18 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ). Une partie des sédiments est donc perdue pour la plage, respectivement 8, 6, 2, 6 et 8 fois plus que le volume gagné à la côte. Elle est emportée au large ou piégée dans les herbiers à Posidonies qui colonisent à partir de  $-5 / 10 \text{ m}$  de profondeur.



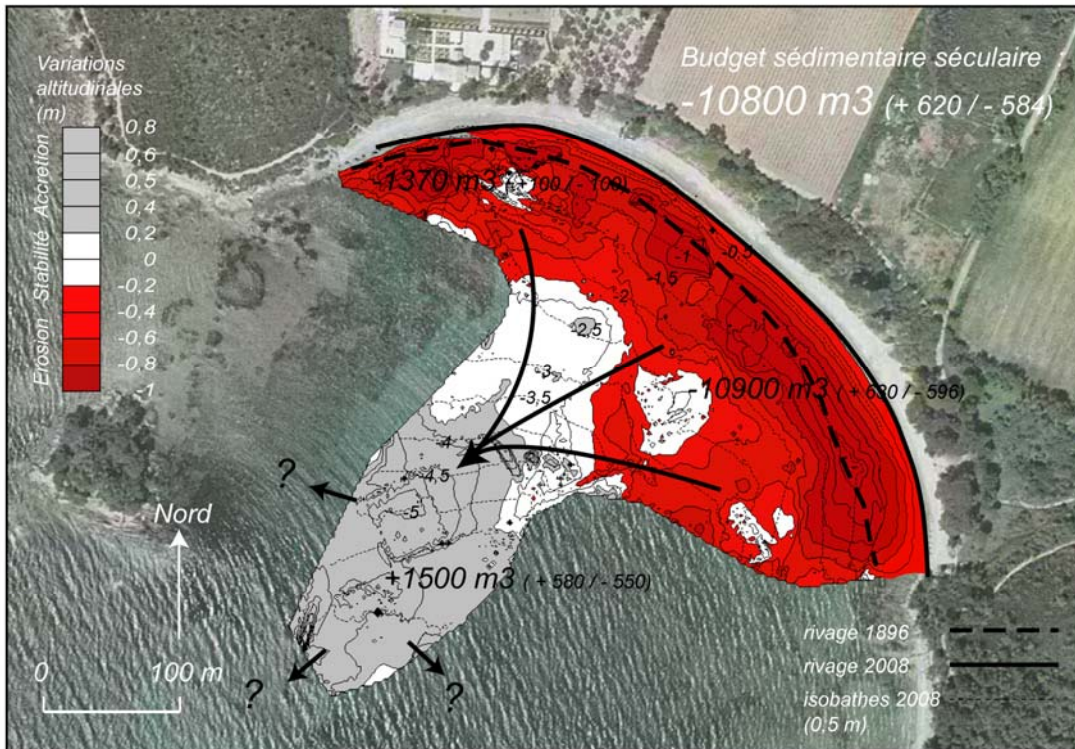


Fig. 125. Evolution Bathymétrique de la plage de Léoube entre 1896 et 2008.

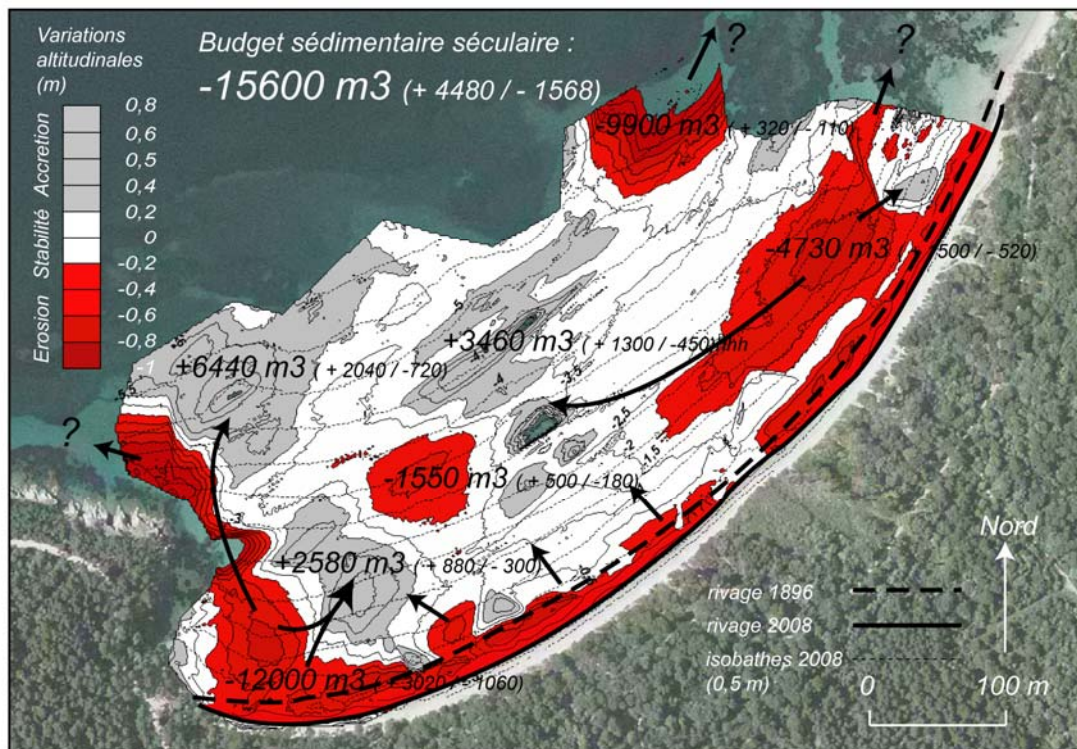


Fig. 126. Evolution Bathymétrique de la plage de Notre Dame entre 1896 et 2008.



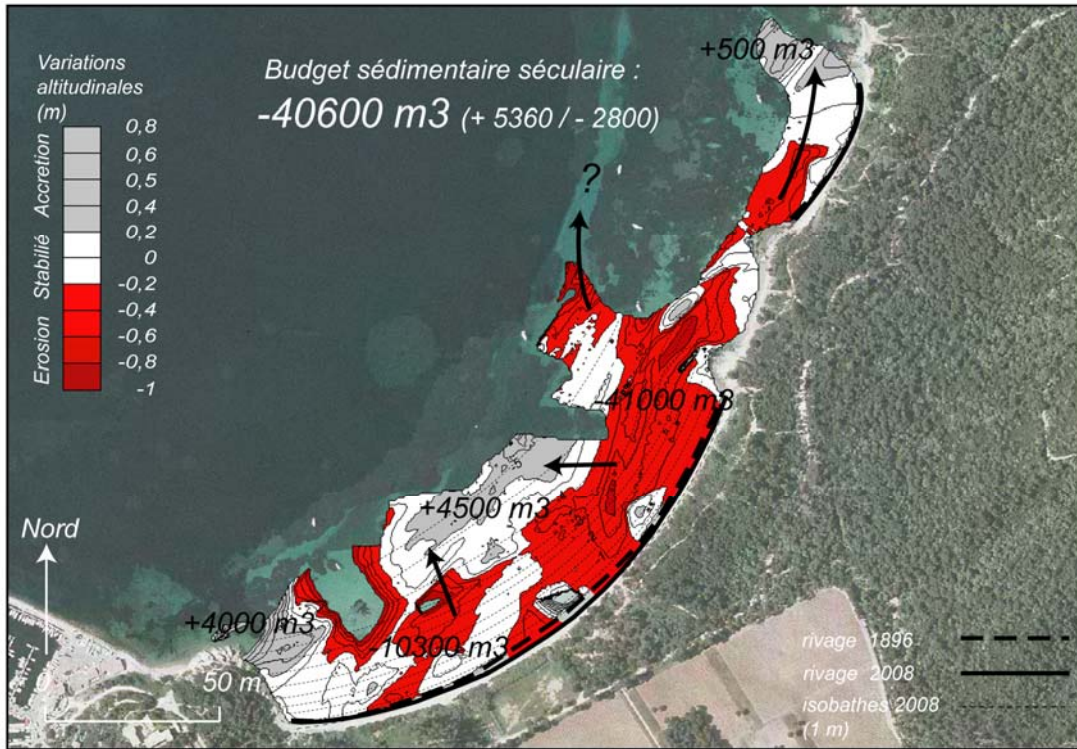


Fig. 127. Evolution Bathymétrique de la plage de La Courtade entre 1896 et 2008.

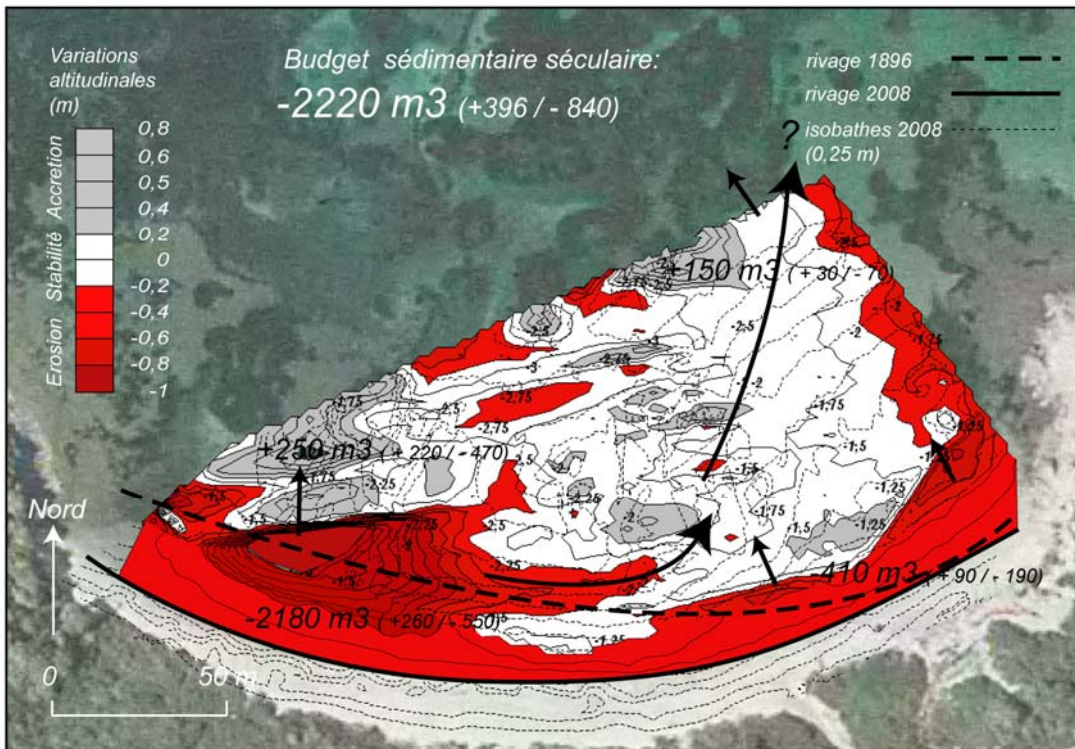


Fig. 128. Evolution Bathymétrique de la plage du Langoustier entre 1896 et 2008.



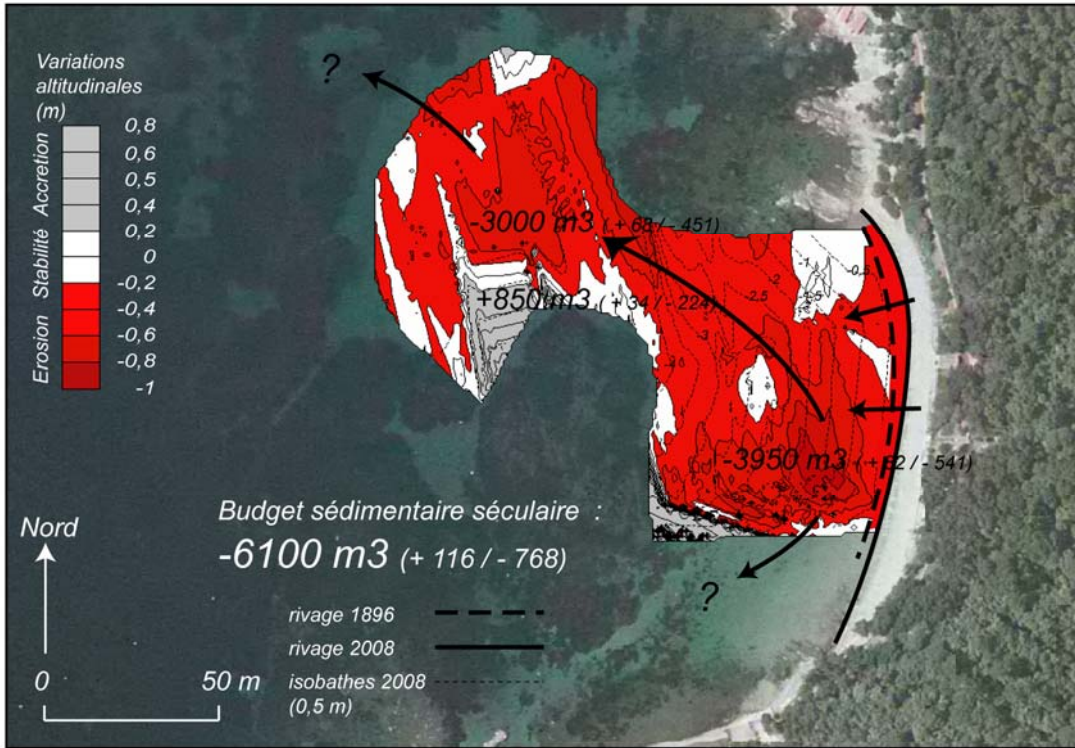


Fig. 129. Evolution Bathymétrique de la plage de Brégançon entre 1896 et 2008.

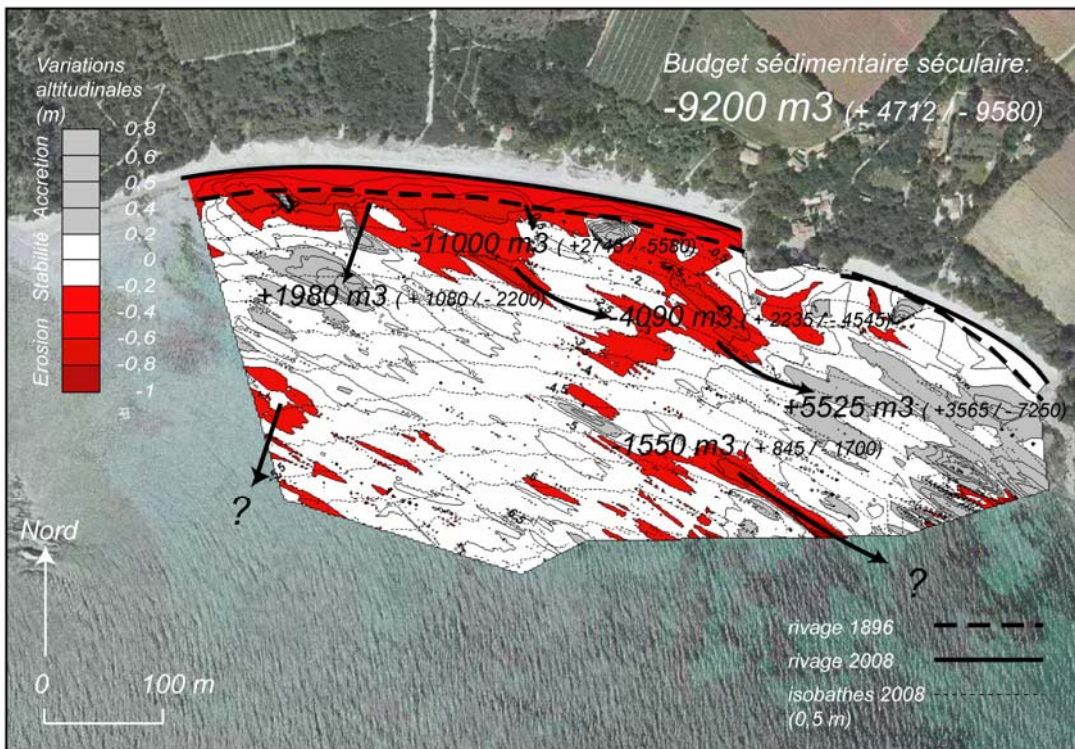


Fig. 130. Evolution Bathymétrique de la plage de Grand Jardin entre 1896 et 2008.



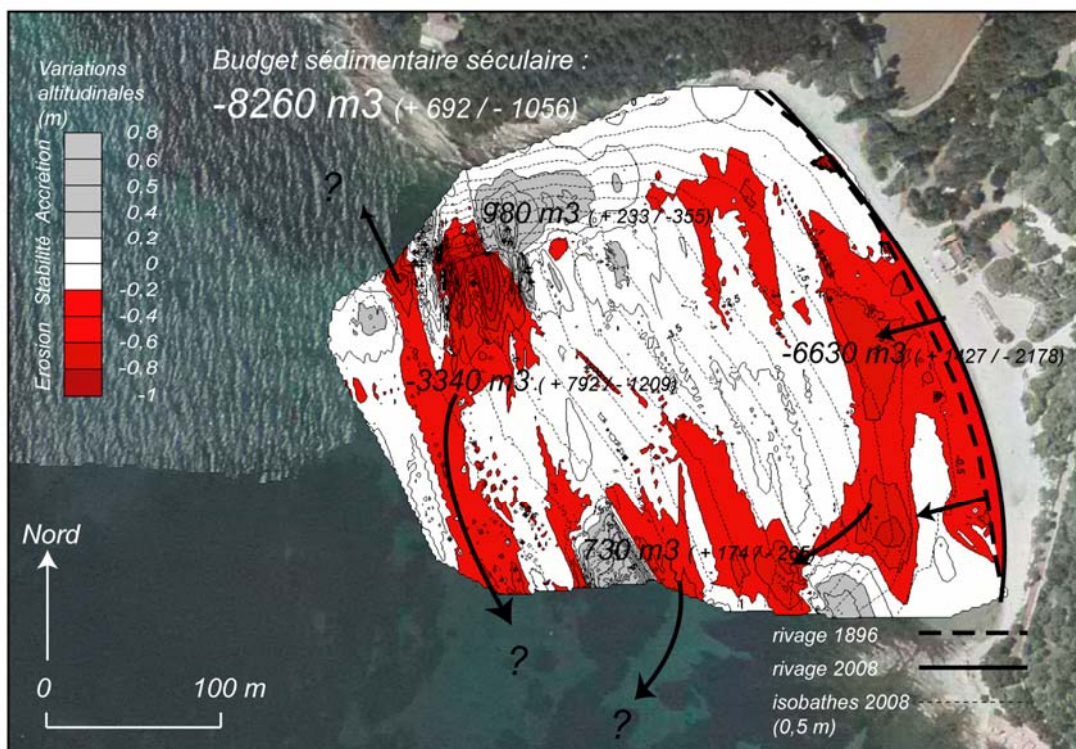


Fig. 131. Evolution Bathymétrique de la plage de Cabasson entre 1896 et 2008.

### c. Relation entre les pertes et gains sur le profil

La situation générale de transfert de sédiments du rivage vers le large est illustrée par la corrélation négative entre les volumes érodés et les volumes gagnés sur chaque site (Fig. 132). Cette corrélation est significative car le coefficient de détermination R est de 0,98 quand on prend en compte seulement 7 plages, en faisant exception des plages de Cabasson et du Grand Jardin, qui sont les deux plages les plus éloignées de la relation. Le coefficient de corrélation diminue à 0,74 lorsque les 9 sites sont pris en compte. Cette relation signifie que moins le volume de sables érodés en partie haute du profil est important, plus le volume de sables gagnés en partie basse est important, et inversement, plus le volume de sables érodés en partie haute est importante, moins le volume déposés en partie basse est important. Cela devrait avoir des conséquences à plus long terme, car le prisme littoral ne recule pas à budget constant.

Enfin, les plages de Grand Jardin et de Cabasson se distinguent avec une organisation du transit des sédiments vers le large différente des autres plages étudiées (Fig. 132, Fig. 130 à Fig. 131) .

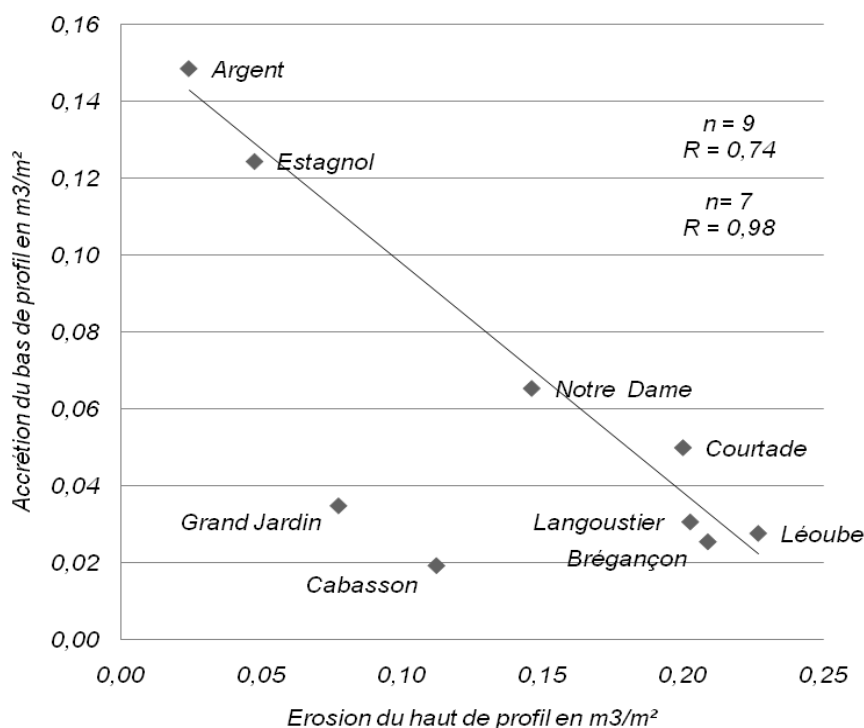


Fig. 132. Relation entre les volumes érodés et les volume gagnés par plage. En losange noirs : Les plages de, Langoustier, Léoube, Courtade, Notre Dame, Estagnol et Argent ( $R = 0,98$ ). En losange gris : les plages de Grand Jardin et de Cabasson, qui ne sont pas pris en compte dans la régression linéaire ( $R = 0,74$  lorsque ces plages sont prises en compte).

## 2.3. Evolutions à court terme des plages de poche de l'île de Porquerolles

### 2.3.1 Variations du trait de côte

L'évolution saisonnière du trait de côte a été mesurée lors de six relevés de terrain entre Mars 2007 et Avril 2009 pour les plages d'Argent, Langoustier et Notre Dame, situées sur l'île de Porquerolles (Fig. 134). Sur l'ensemble de la durée des levés, soit une période de deux ans, de Mars 2007 à Avril 2009, la plage d'Argent gagne + 2 m, la plage de Notre Dame gagne + 0,3 m, et la plage du Langoustier recule de - 0,8 m.

La première période mesurée entre Mars 2007 et Juin 2007 est représentative des conditions de printemps avec une diminution progressive des coups de mer lors de cette période (Fig. 133). Cette période est marquée par l'avancée généralisée du trait de côte, on enregistre +2 m ( $\pm 0,05$  m) d'avancée pour la plage d'Argent, et +0,5 m ( $\pm 0,05$  m) pour les plages de Notre Dame et du Langoustier.

La deuxième période mesurée entre Juin 2007 et Octobre 2007 est représentative des conditions estivales, marquée par la faiblesse des vents d'Est. Durant cet intervalle le trait de côte recule de -1,1 m ( $\pm 0,05$  m) sur la plage d'Argent et de -0,5 m ( $\pm 0,05$  m) au Langoustier, et la plage de Notre Dame est stable : +0,2 m ( $\pm 0,05$  m).

La troisième période entre le 10 Octobre 2007 et le 31 Octobre 2007, encadre la première forte tempête d'Est qui a lieu entre le 25 et le 28 Octobre 2007 (Hmax : 7 m, Tp 9 s, et niveau marin de + 70 cm NGF au port d'Hyères, Capitainerie du Port de Hyères). Suite à cet événement, trois types différents de réponses morphologique sont observés: une légère avancée sur la plage d'Argent (+0,21 m) ( $\pm 0,05$  m), une stabilité sur la plage de Notre Dame (+0,00 m) ( $\pm 0,05$  m), et un recul sur la plage du Langoustier (-0,22m) ( $\pm 0,05$  m).

Ensuite, la quatrième période de mesure, entre le 31 Octobre 2007 et Septembre 2008, couvre près d'une année d'évolution. Durant cette période, le rivage de la plage d'Argent avance de +0,5 m alors que sur les plages de Notre Dame et du Langoustier le recul est de -0,3 m ( $\pm 0,05$  m).

Enfin, la dernière période entre Septembre 2008 et Avril 2009 encadre un hiver particulièrement agité, que ce soit par la violence des coups de vents quelle que soit le secteur, par la durée et l'intensité des événements (Fig. 133). Suite à cet hiver, le rivage de la plage d'Argent avance de +0,5 m ( $\pm 0,05$  m), alors que sur les plages de Notre Dame et du Langoustier le recul est respectivement de -0,10 et -0,20 m ( $\pm 0,05$  m).

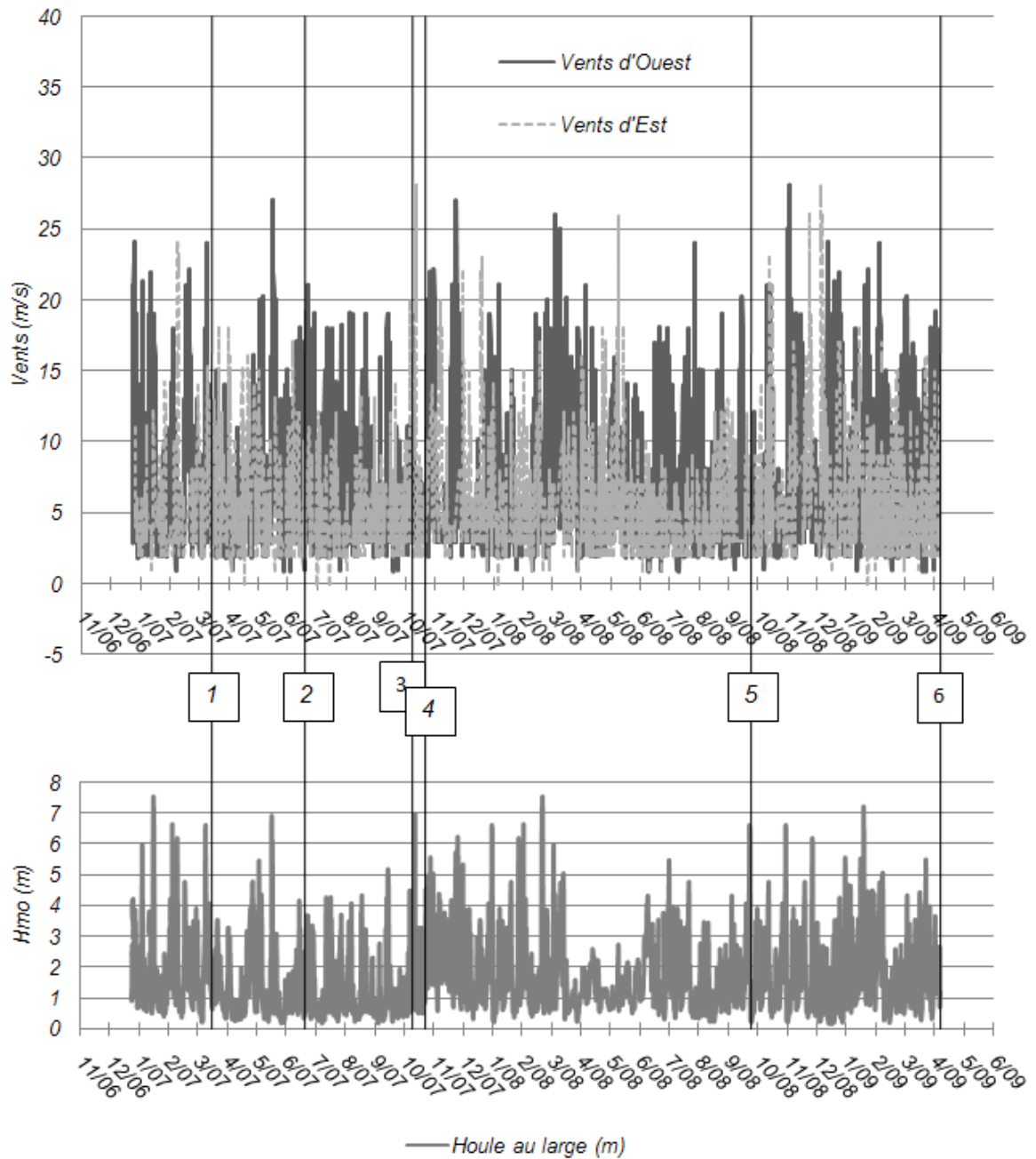


Fig. 133. Vents et Houles enregistrés trois mois avant et pendant la période de levés (du 01/01/2007 au 15/04/2009). Vents enregistrés à la station d'Hyères (Vents en m/s) (Source Météo France) par secteur Est et Ouest. Houle enregistrée au Sud de Porquerolles (en mètres) (source CETMEF, base de données Candhis). Dates de levés (1 : 07/03/2007 ; 2 : 14/06/2007 ; 3 : 11/10/2007 ; 4 : 31/10/2007 et 5 : 18/09/2008).

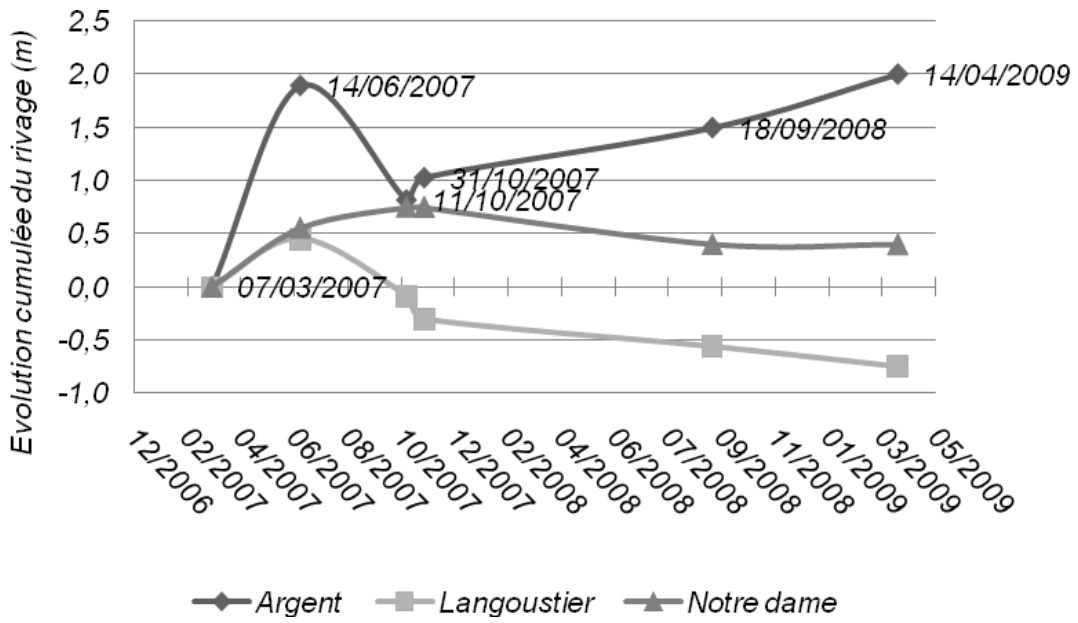


Fig. 134. Evolution saisonnière et événementielle du trait de côte des plages d'Argent, de Notre Dame et du Langoustier. (07/03/2007 ; 14/06/2007 ; 11/10/2007 ; 31/10/2007 ; 18/09/2008 et 14/04/2009).

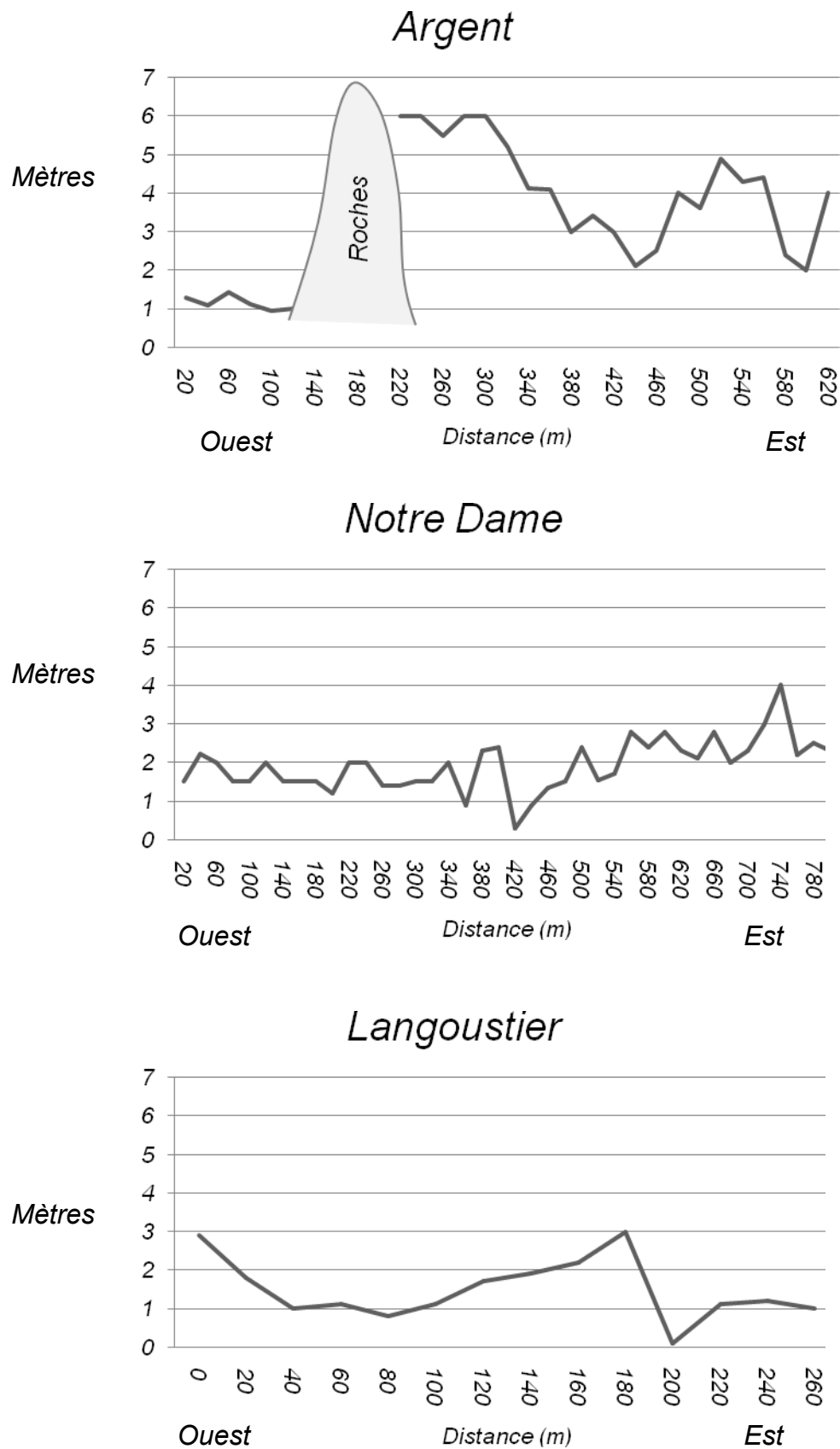


Fig. 135. Amplitude maximale de la variation du trait de côte des plages d'Argent, de Notre Dame et du Langoustier entre Mars 2007 et Avril 2009 (six levés).



### 2.3.2 Bilans sédimentaires

Les cartes d'évolutions morphologiques des plages de Porquerolles à l'échelle saisonnière montrent que seule la plage stricto-sensu et une partie du profil immergé (fonds inférieurs à 2,5 m de profondeur) connaissent des variations morphologiques significatives (Fig. 136 à Fig. 138). Au-delà de 2,5 m de profondeur nous n'observons pas de mouvements significatifs. Les déplacements sédimentaires observés sont essentiellement cross-shore, avec un mouvement des sables entre la plage et les petits fonds. Cependant ces mouvements cross-shore ne sont pas homogènes le long de la ligne de rivage car ils correspondent aux mouvements sédimentaires des formes peu marquées de croissants de plages et des barres d'avant côte.

Sur la période de relevés, de presque deux ans (Mars 2007 à Avril 2009), la plage d'Argent est en accrétion avec  $+1275 \text{ m}^3$  ( $+320/-600$ ) soit  $0,017 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,004/-0,008$ ), comme la plage du Langoustier qui gagne  $+500 \text{ m}^3$  ( $+45/-80$ ), soit  $+0,074 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,006/-0,011$ ), seule la plage de Notre Dame est en érosion avec  $-6270 \text{ m}^3$  ( $+1550/-900$ ), soit  $-0,038 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,009/-0,005$ ).

Par saisons, la période printanière (mars à juin 2007), est marquée par l'érosion de la plage d'Argent,  $-2500 \text{ m}^3$  ( $+450/-810$ ), soit  $-0,033 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,006/-0,01$ ), tandis que les plages de Notre Dame et du Langoustier sont en accrétion, respectivement  $+1500 \text{ m}^3$  ( $+1900/-1050$ ), soit  $+0,009 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,011/-0,006$ ) et  $+660 \text{ m}^3$  ( $+130/-170$ ), soit  $+0,09 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,02/-0,025$ ).

Durant la période estivale (juin à octobre 2007), seule la plage d'Argent est en accrétion,  $+2000 \text{ m}^3$  ( $+1200/-300$ ) soit  $+0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,015/-0,004$ ), tandis que les plages de Notre Dame et du Langoustier connaissent une érosion, respectivement  $-500 \text{ m}^3$  ( $+1400/-1600$ ) soit  $-0,003 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,008/-0,009$ ) et  $-300 \text{ m}^3$  ( $+120/-90$ ) soit  $-0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,017/-0,013$ ).

Après une tempête d'Est (Octobre 2007), la plage d'Argent connaît une érosion de  $-850 \text{ m}^3$  ( $+460/-900$ ) soit  $-0,011 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,005/-0,012$ ), alors que les plages de Notre Dame et du Langoustier sont en accrétion de  $+350 \text{ m}^3$  ( $+1530/-1400$ ) soit  $+0,002 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,009/-0,008$ ) et de  $+150 \text{ m}^3$  ( $+55/-70$ ) soit  $+0,03 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,008/-0,010$ ) respectivement.

Sur une période annuelle (Octobre 2007 à Septembre 2008), la plage d'Argent gagne  $1330 \text{ m}^3$  ( $+950/-350$ ) soit  $+0,017 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,012/-0,005$ ), la plage de Notre Dame perd  $-4180 \text{ m}^3$  ( $+750/-2000$ ) soit  $-0,025 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,004/-0,011$ ), et la plage du Langoustier perd  $-180 \text{ m}^3$  ( $+90/-50$ ) soit  $-0,027 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,013/-0,007$ ).

Enfin, suite à l'hiver 2008 / 2009, illustré par les relevés entre Octobre 2008 et Avril 2009 est marqué par de nombreuses tempêtes d'Est et d'Ouest (Fig. 133), la plage d'Argent gagne  $1240 \text{ m}^3$  ( $+350/-650$ ) soit  $+0,017 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,004/-0,008$ ), la plage de Notre Dame perd  $-3600 \text{ m}^3$  ( $+500/-810$ ) soit  $-0,022 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,002/-0,004$ ), et la plage du Langoustier est relativement stable avec  $+70 \text{ m}^3$  ( $+50/-50$ ) soit  $+0,010 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ( $+0,007/-0,007$ ).

On mesure donc un comportement à court terme très variable suivant les plages, avec paradoxalement des pertes lors de l'été, et des gains en hiver, mais aussi une tendance à l'accrétion à court terme alors que ces sites montrent une érosion à long terme.

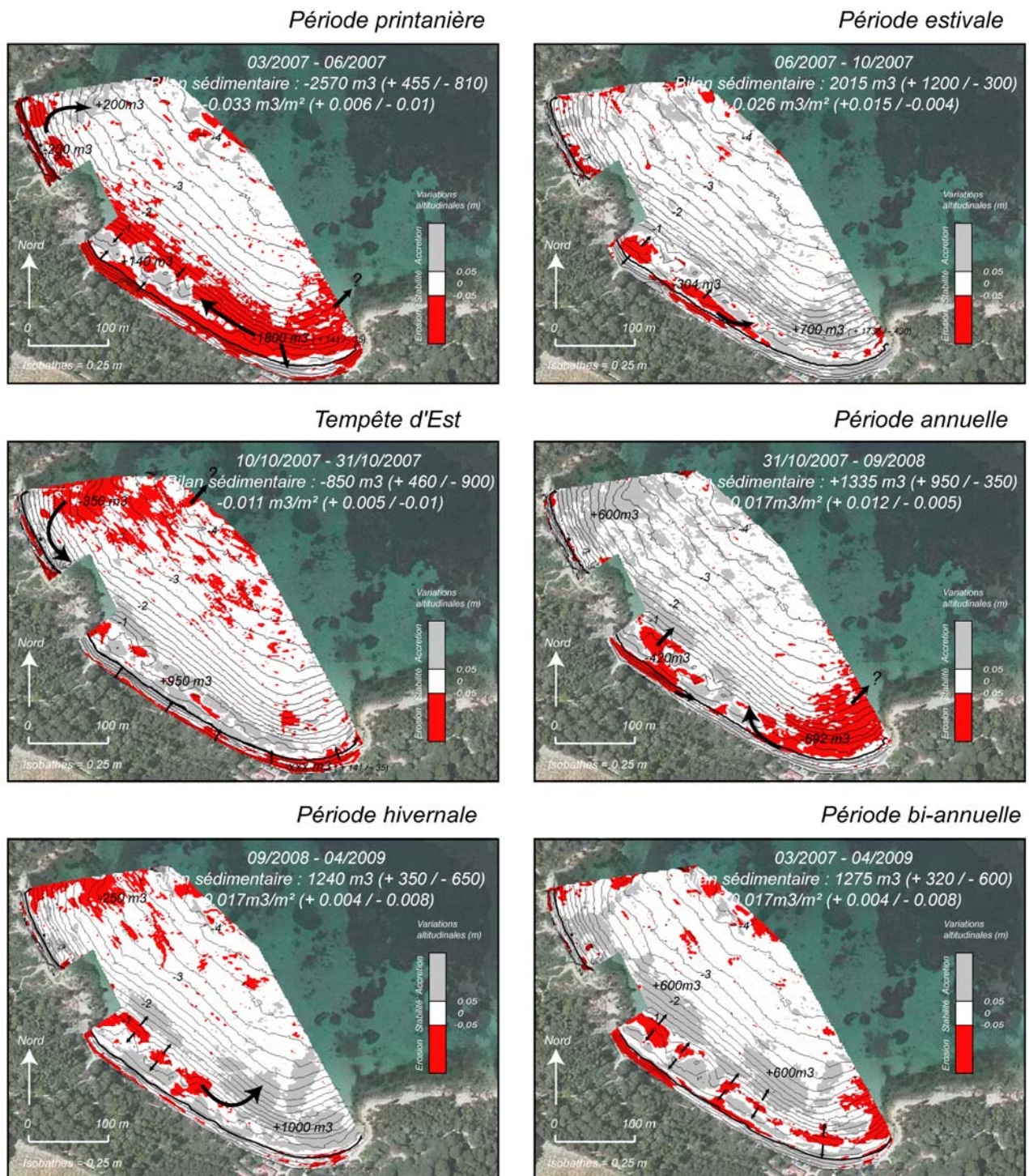


Fig. 136. Evolution bathymétrique à l'échelle saisonnière de la plage d'Argent.



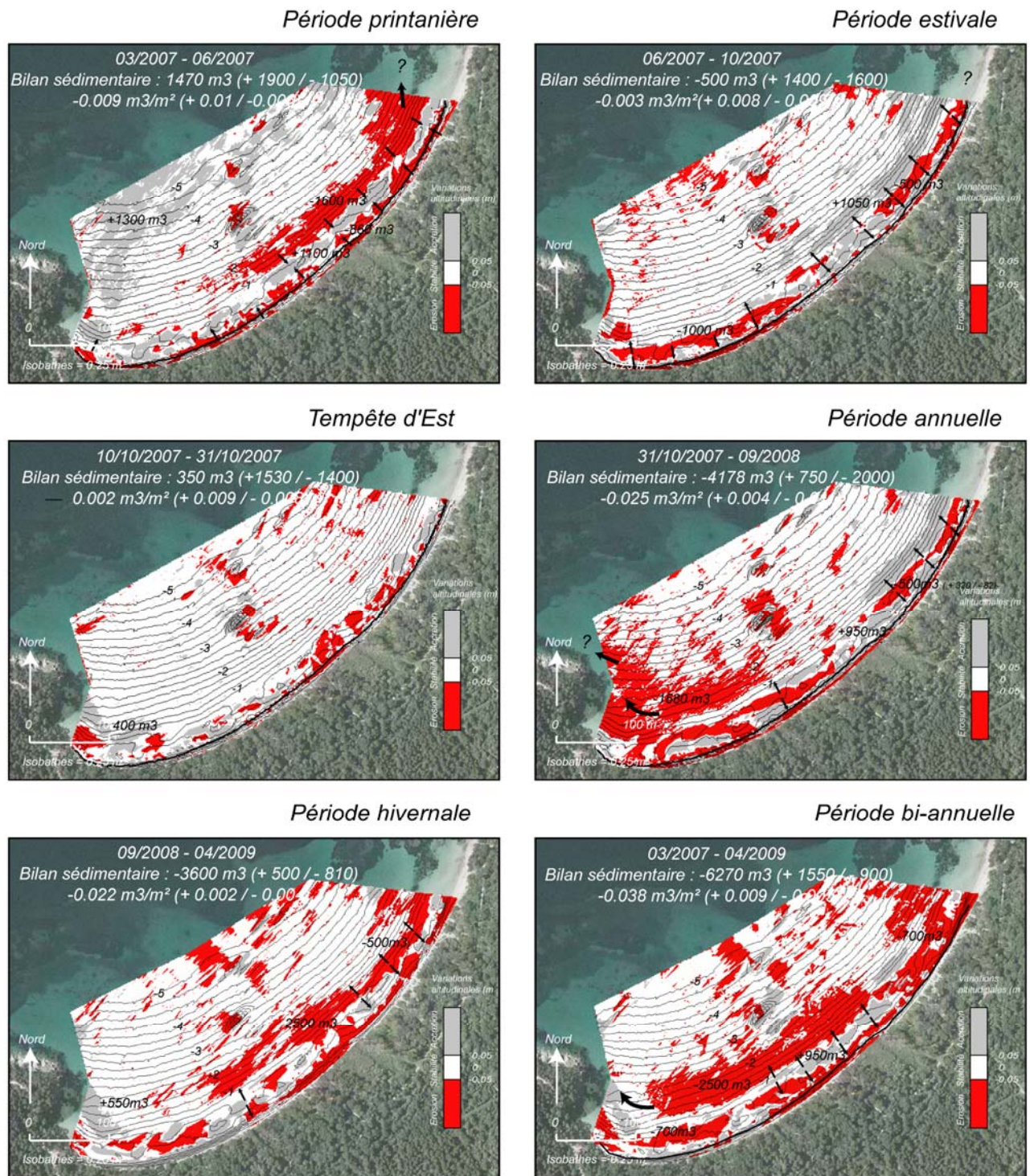


Fig. 137. Evolution bathymétrique à l'échelle saisonnière de la plage de Notre Dame.



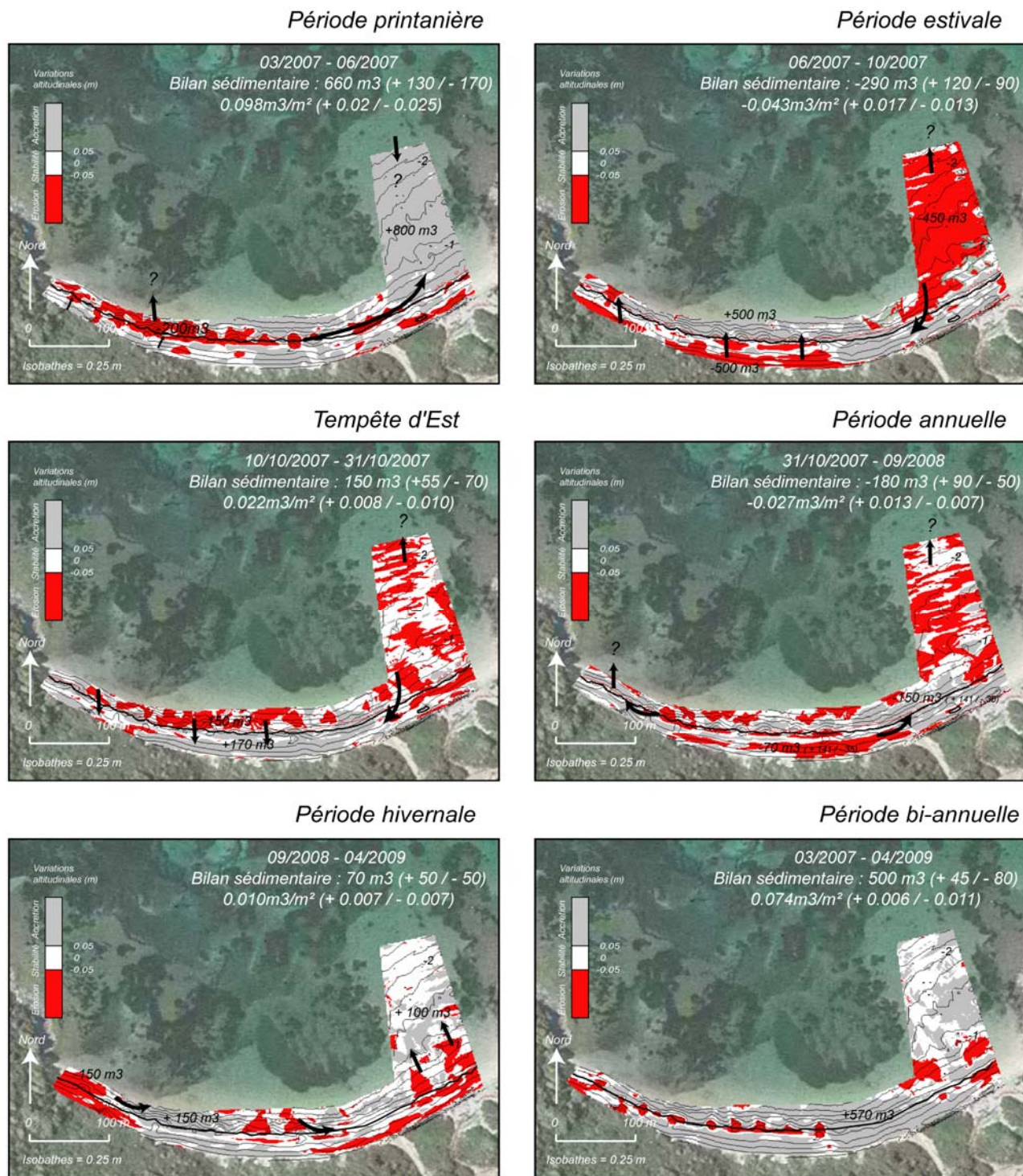


Fig. 138. Evolution bathymétrique à l'échelle saisonnière de la plage du Langoustier.

## 2.4. Evolution du stock sableux

### 2.4.1 Volume et disposition du stock de sables des plages par rapport à la structure

L'examen des profils sismiques réalisés sur 3 plages de Porquerolles nous permet de distinguer trois unités remarquables, sur l'ensemble des données. En accord avec les carottages effectués sur la plage de la Courtade et de Notre Dame (Giraud, 1999), on distingue une unité supérieure de sables (USU), qui repose sur des dépôts pléistocènes liés aux bas niveaux marins (DP), avec localement des affleurements rocheux du substrat (RS) (Fig. 139 à Fig. 142). L'interprétation des réflecteurs sur un grand nombre de profils permet de définir les isopaques des principales unités sédimentaires (Fig. 143 à Fig. 145) et de quantifier le volume de sables des plages prospectées (table 20). Ainsi, les volumes de sables varient entre 90 000 et 220 000 m<sup>3</sup>, soit entre 1,05 et 1,24 m d'épaisseur de sables en moyenne. Ces valeurs déduites des profils sismiques sont en accord avec les données des carottages C1, C2, C3, C4 et C5 (localisation Fig. 141 et Fig. 142).

Sur la plage du Langoustier, le trop faible volume du stock de sables ne nous a pas permis d'effectuer de mesures sismiques du fait du tirant d'eau du bateau (0,50 m environ). Cependant, comme le substrat affleure en de nombreux endroits et que la limite au large du stock de sables est bien définie, nous assumons que l'épaisseur de sable ne dépasse pas le mètre, ce qui donne par rapport à la surface du prisme sédimentaire un volume estimé à 10 000 m<sup>3</sup> environ.

<i>Plages</i>	<i>Volume Total de sables en m<sup>3</sup></i>	<i>Volume moyen de sables en m<sup>3</sup> par m<sup>2</sup></i>
<i>Argent</i>	<i>90 000 (+/- 17000)</i>	<i>1,05 (+/- 0,20)</i>
<i>Notre Dame</i>	<i>220 000 (+/- 38600)</i>	<i>1,24 (+/- 0,20)</i>
<i>Courtade</i>	<i>200 000 (+/- 37000)</i>	<i>1,08 (+/- 0,20)</i>
<i>Langoustier</i>	<i>Environ 10 000</i>	<i>0,75 (environ)</i>

table 20. Volumes bruts et par m<sup>3</sup> de sables par plages, obtenus par sismique réflexion sur les plages de Porquerolles.

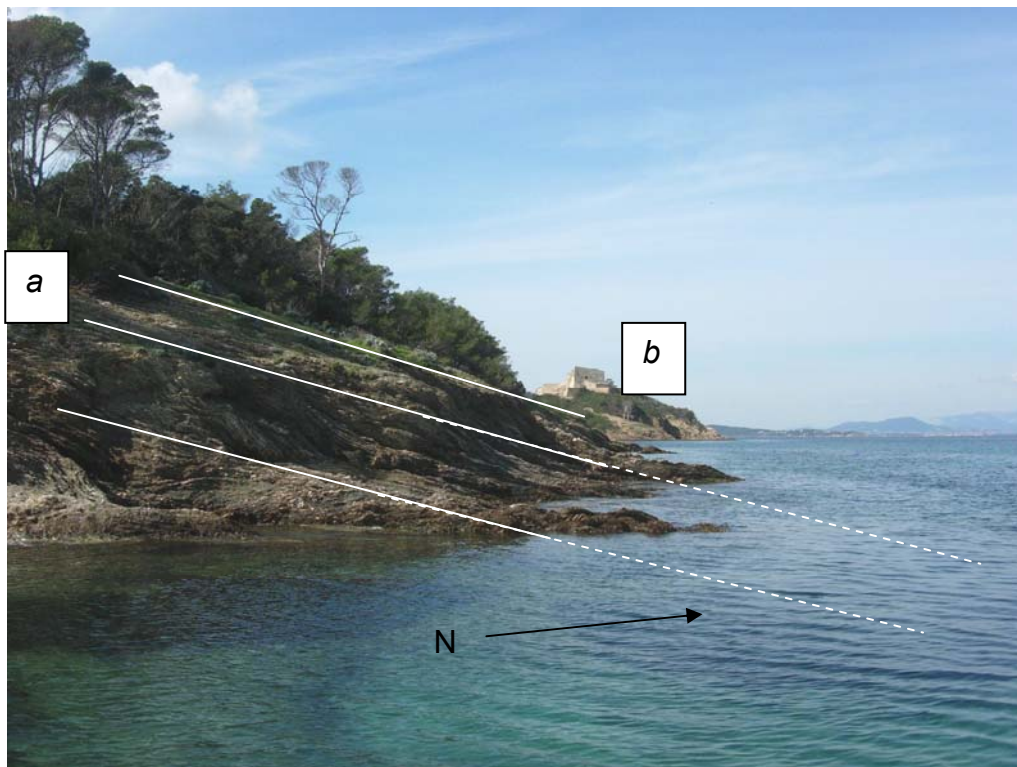
Sur les trois plages étudiées, d'épaisseur réduite (< 2 m), la formation supérieure est interprétée comme étant le disponible sédimentaire de la plage (USU) et représente la dernière phase de dépôt sédimentaire récente à actuelle. Son faciès sismique est relativement transparent sur son sommet et plus finement lité à proximité du rivage qu'au large (Fig. 143 à Fig. 145). Elle repose sur l'unité intermédiaire dont elle comble les incisions et talwegs. Elle est limitée au large par l'unité basale qui affleure et forme un pointement qui correspond à la limite supérieure des herbiers. La formation superficielle sableuse s'étend jusqu'à la plage, où elle s'appuie sur l'unité intermédiaire pléistocène qui plonge sous la plage.

Elle est généralement plus épaisse au large et se biseaute à l'approche du rivage, et on ne note pas de variations longshore du volume de sables (Fig. 143 à Fig. 145). La nature et l'épaisseur de cette unité est confirmée par les carottages. L'interprétation des profils sismiques de cette unité estimée sur chaque site (de -2 m à -10 m), indique les volumes sableux suivants (table 20) : sur la plage d'Argent  $90\,000\text{ m}^3$  ( $\pm 17\,000\text{ m}^3$ ) sur une surface de  $85\,000\text{ m}^2$ , soit une épaisseur moyenne de  $1,05\text{ m}$  ( $\pm 0,2$ ) de sable par  $\text{m}^2$  ; sur la plage de Notre Dame  $240\,000\text{ m}^3$  ( $\pm 38\,600\text{ m}^3$ ) sur une surface de  $193\,000\text{ m}^2$ , soit une épaisseur de  $1,2\text{ m}$  ( $\pm 0,2$ ) de sable par  $\text{m}^2$ , et pour la plage de La Courtade  $200\,000\text{ m}^3$  ( $\pm 37\,000\text{ m}^3$ ) sur une surface de  $170\,000\text{ m}^2$ , soit une épaisseur de  $1,08\text{ m}$  ( $\pm 0,2\text{ m}$ ) de sable par  $\text{m}^2$ . Ainsi, le volume en sables des plages semble relativement faible car il ne dépasse pas  $1,5\text{ m}$  d'épaisseur en moyenne. Les carottes C1, C2, et C3, réalisées dans la partie Ouest de la plage de la Courtade (Giraud, 1999) indiquent respectivement des épaisseurs de sables de  $1,2$ ,  $1,65$  et  $1,08\text{ m}$  conformes à nos relevés. Les carottes C4, et C5, réalisées dans le Nord-est de la plage de Notre Dame (Giraud, 1999), procurent aussi des valeurs proches des relevés de sismique puisque les épaisseurs de sables atteignent  $0,5$  et  $0,59\text{ m}$ .

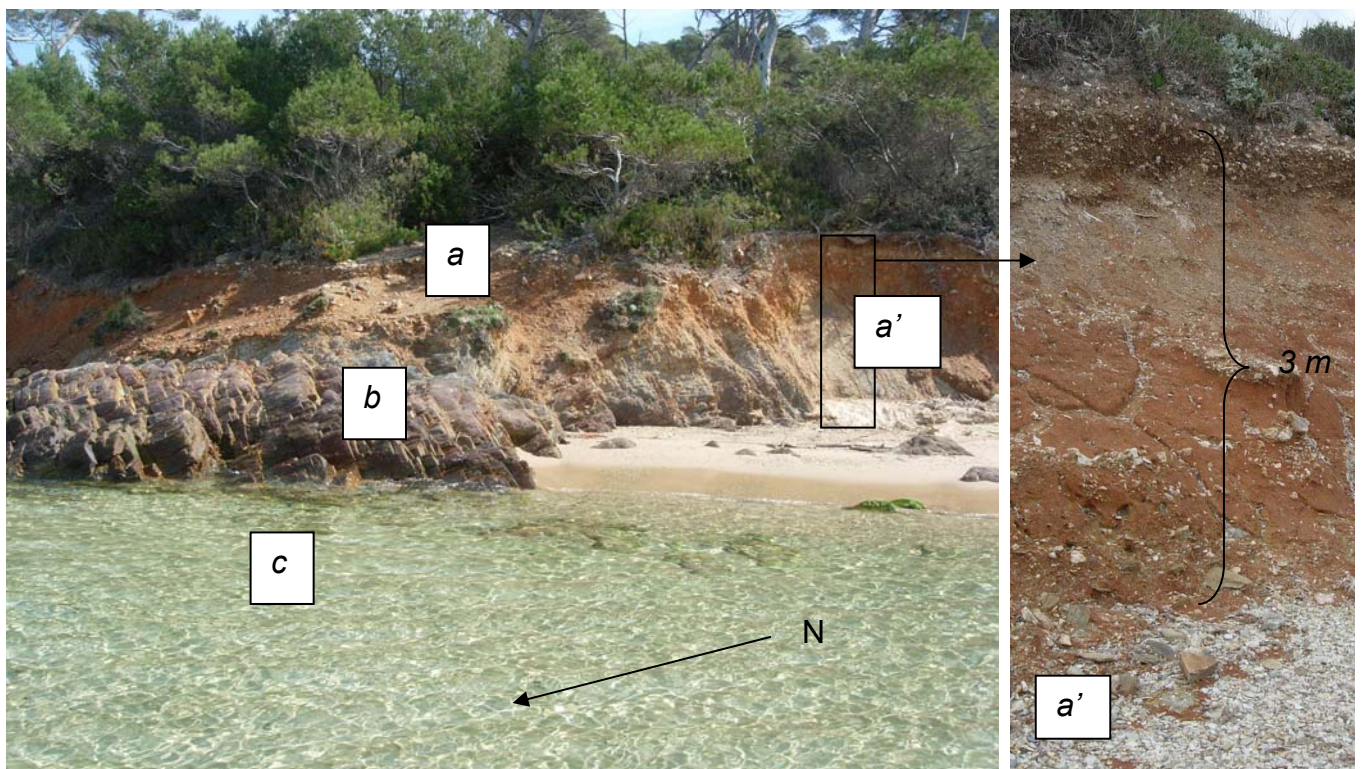
L'unité intermédiaire correspond à la formation superficielle pléistocène (DP) que l'on observe aussi au niveau des micros falaises d'arrière plage (Photographie 10). Cette unité présente un faciès sismique caractérisé par des réflecteurs d'amplitude, continuité et fréquence très variables, sans pendage défini et localement organisés en lentilles. Son épaisseur varie entre  $1$  et  $4\text{ m}$ . Son toit est une surface d'érosion localement entaillée de talwegs, visibles sur les profils parallèles au rivage (Fig. 139 a et b). Ces talwegs prolongent les talwegs émergés actuels qui drainent les petites plaines alluviales, jusqu'à la plage où ils incisent les micros falaises situées en arrière plage.

Enfin, l'unité de base (RS) est composée d'un faciès sismique caractérisé par des réflecteurs homogènes montrant un pendage vers le quartier Nord (NE pour la plage d'Argent, NW pour les plages de Notre Dame et de la Courtade), identique au pendage visible au niveau des pointes rocheuses qui plonge en mer (Photographie 9). Cette unité correspond aux strates du substratum paléozoïque composées de schistes et Phyllades des Camaures qui composent la structure synclinale de l'île. Elles forment le soubassement sur lequel repose les autres unités, et peuvent être localement affleurantes et colonisées par l'herbier à posidonies, comme au niveau des pointes rocheuses et à la limite au large du stock sableux. L'analyse des profils sismiques révèle que ces strates de schiste (unité de base) plongent sous les plages, et relient les pointes entre elles, parallèlement au rivage (Fig. 28). Elles marquent la limite entre les sables et l'herbier de Posidonies. Elles affleurent dans le profil bathymétrique et créent un pied de butée naturel entre  $-2,5$  et  $5\text{ m}$  de profondeur, soit  $1$  à  $2\text{ m}$  moins profond que la limite au large des sables. Ce « point dur » dessine une cassure visible dans la morphologie des profils bathymétriques, avec des pentes au large de  $5\%$ , alors que les pentes, côté plage sont proches de  $2\%$ . Cette situation est surtout visible sur les plages d'Argent et de la Courtade, par contre pour la plage de Notre Dame cette morphologie ne s'observe qu'à proximité des pointes rocheuses. Par conséquent les plages étudiées sont plus ou moins « encerclées » par les affleurements rocheux, sur lesquels elles sont plus ou moins « perchées » comme la plage d'Argent, ou la plage de La Courtade et dans une moindre mesure la plage de Notre Dame.





Photographie 9. Photographie montrant les strates (a) du substratum composées de schistes et Phyllades des Camaures qui composent la structure synclinale de l'île de Porquerolles (extrémité Ouest de la plage de Notre Dame). Ces strates sont visibles ici en premier plan, mais aussi sur les autres plages de Porquerolles, comme au second plan (b), qui correspond à l'extrémité Est de la plage de la Courtade. Ces strates pendent vers le Nord et se continuent en mer. Elles affleurent localement dans le profil, et dessinent au large une cassure dans les profils bathymétriques, à la limite des sables et de l'herbier, vers -6 m de profondeur.



Photographie 10. Photographie montrant les affleurements des principales unités sédimentaires qui composent la structure des plages de poche de Porquerolles (extrémité Est de la plage de Notre Dame, Porquerolles). Formation superficielle pléistocène à granulométrie hétérométrique (a), localement entaillée en falaise vive en arrière des plages (a'), reposant sur des affleurements de schistes à pendage Nord-ouest (b), qui plongent en mer sous le stock de sables des plages (c).



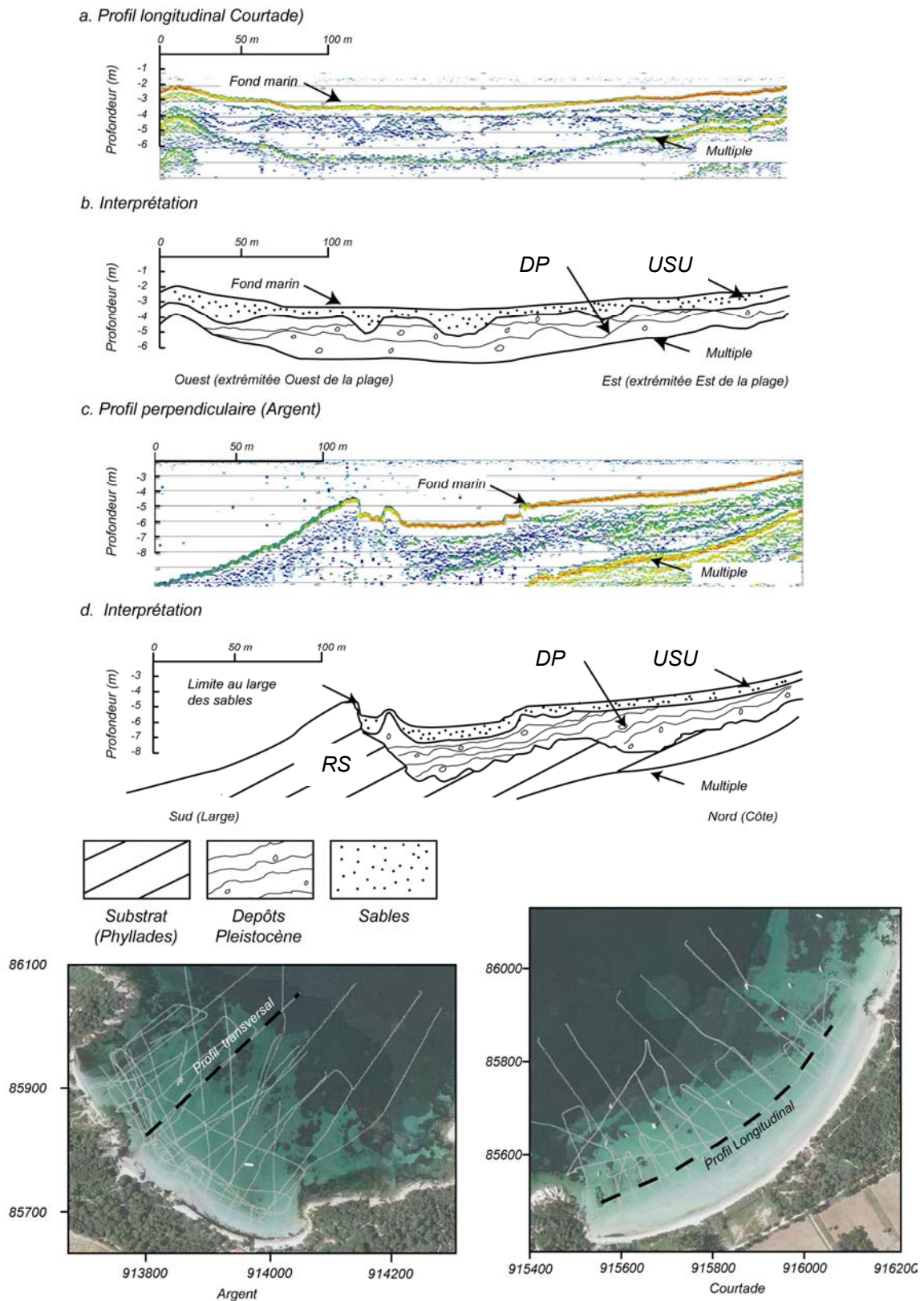


Fig. 139. Exemples de profils bruts (a, c) et interprétation des unités sédimentaires (b, d). Profil perpendiculaire au rivage sur la plage d'Argent et longitudinal sur la plage de la Courtade (Profondeur exprimée en mètres sous le niveau marin moyen).

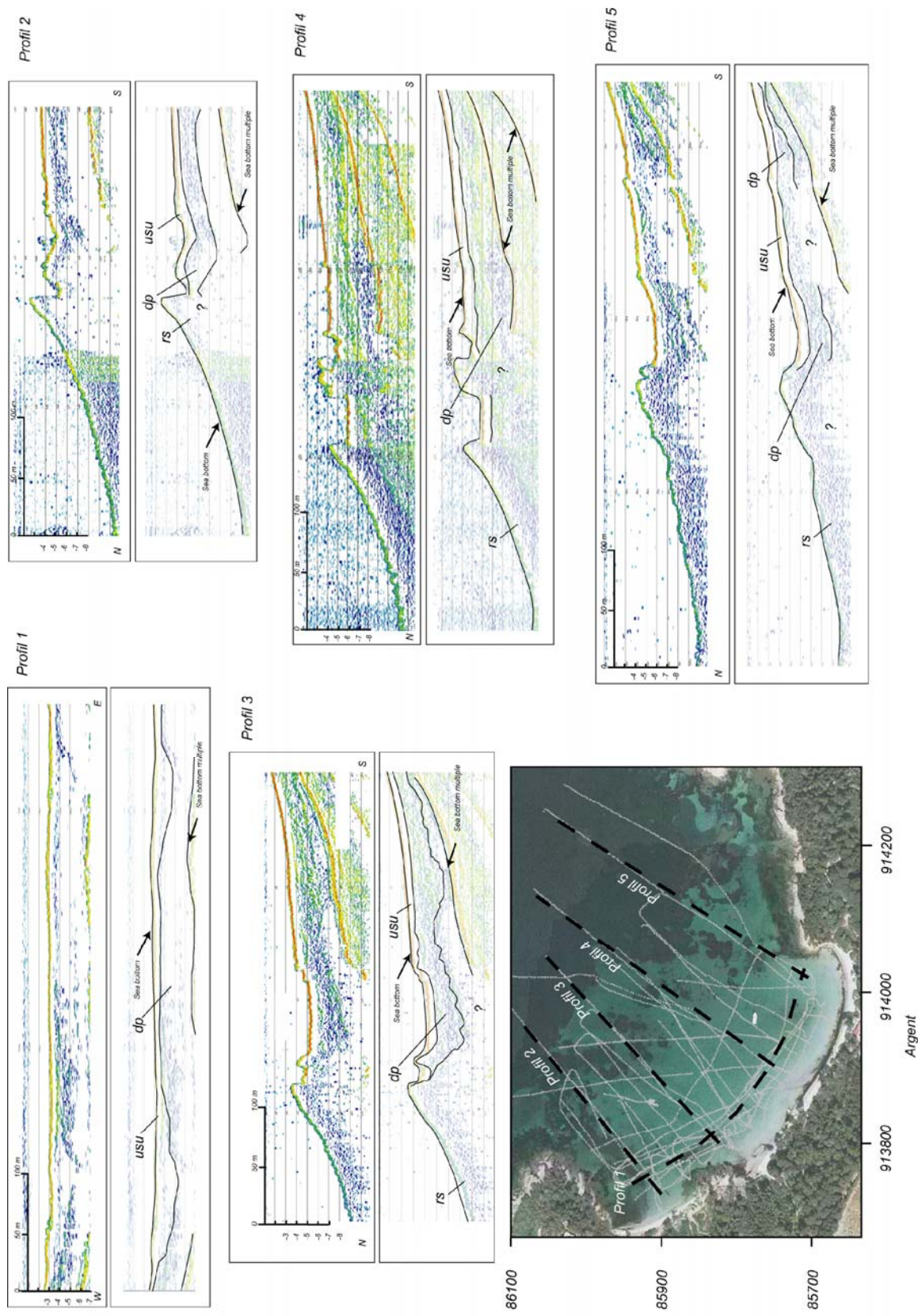


Fig. 140. Profils sismiques bruts et interprétation des unités sédimentaires (Plage d'Argent). (rs : roches, substrat ; dp: dépôts pléistocènes ; usu : unité sableuse supérieure).



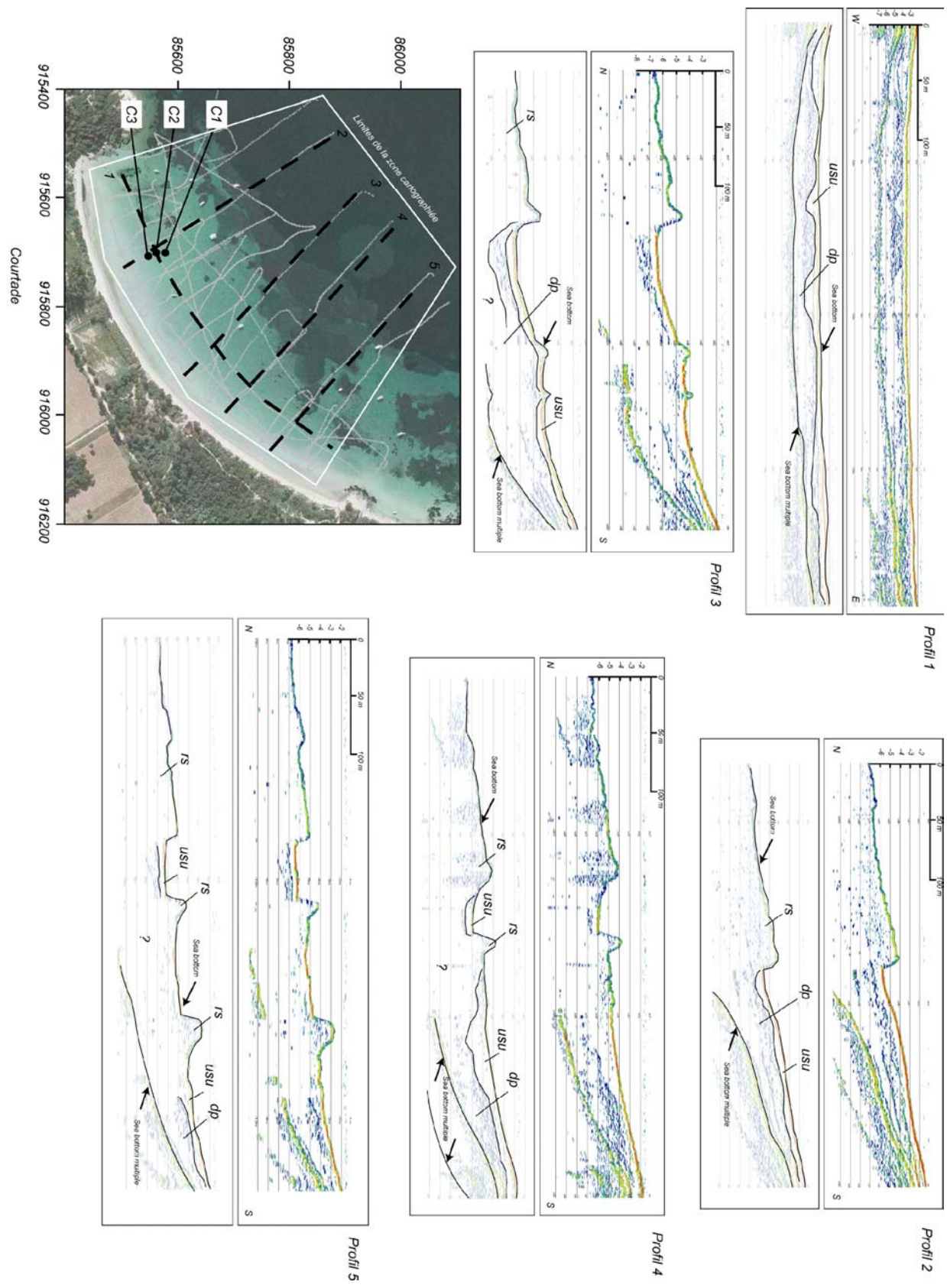


Fig. 141. Profils sismiques bruts et interprétation des unités sédimentaires (Plage de la Courtaide). Localisation des carottages C1, C2, C3 (rs : roches, substrat ; dp: dépôts pléistocènes ; usu : unité sableuse supérieure).

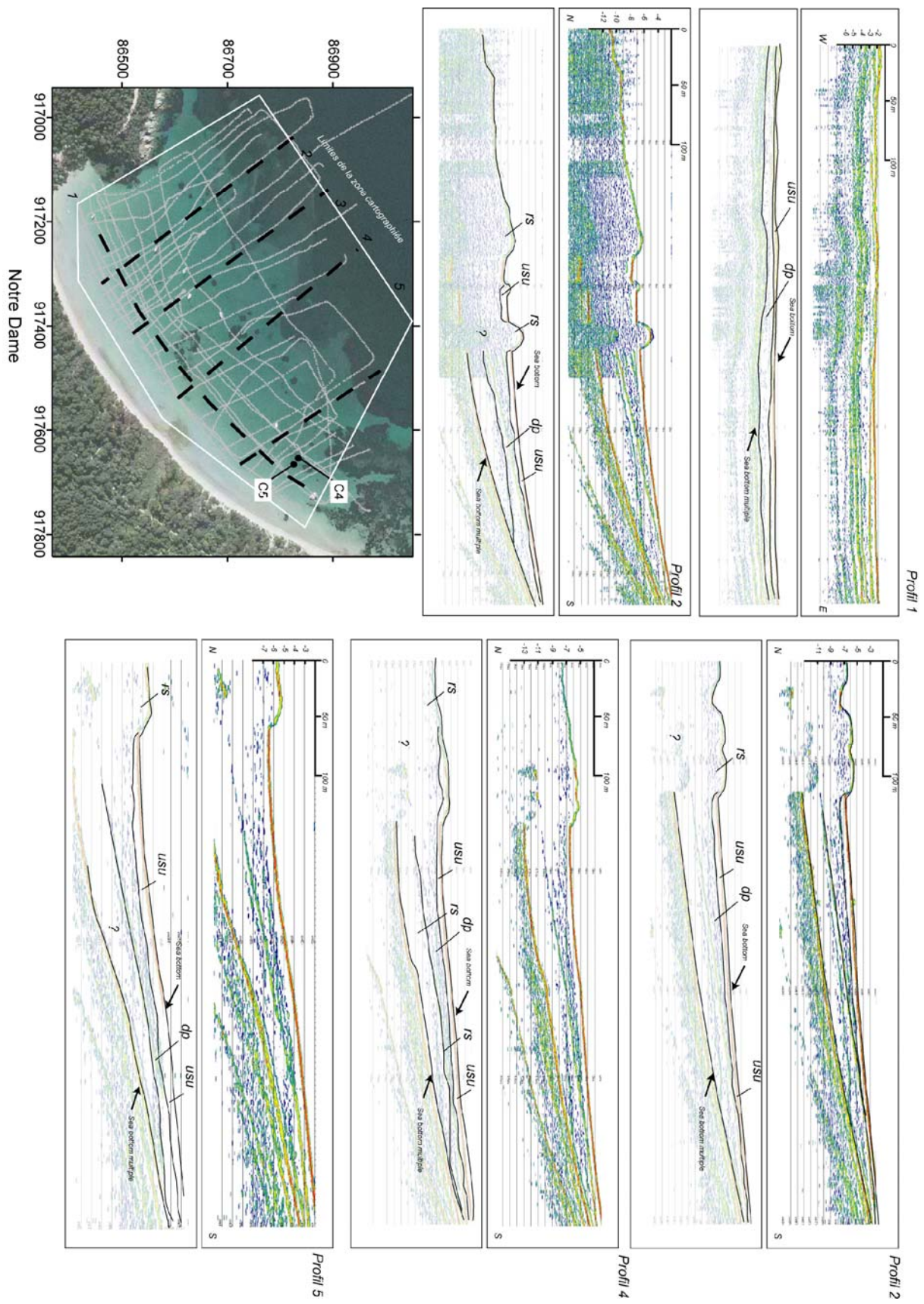


Fig. 142. Profils sismiques bruts et interprétation des unités sédimentaires (Plage de Notre Dame). (rs : roches, substrat ; dp: dépôts pléistocènes ; usu : unité sableuse supérieure).



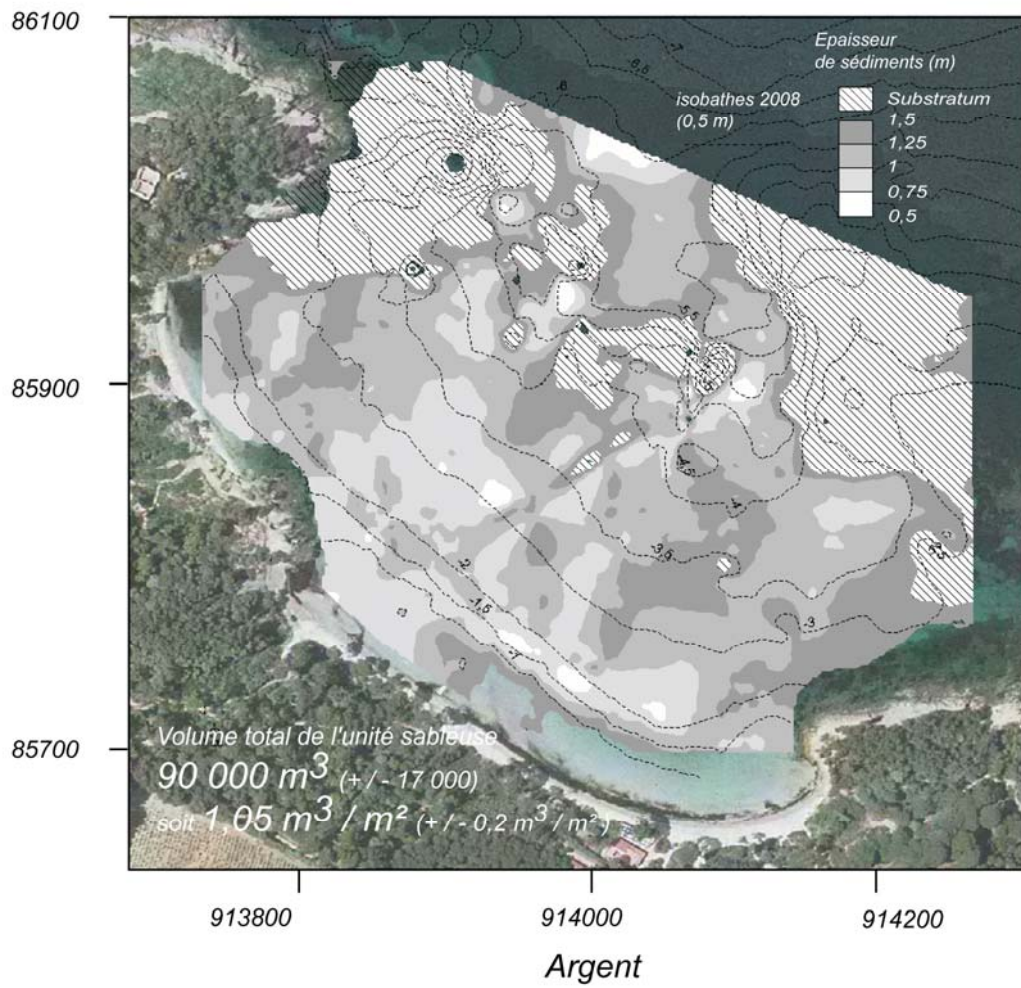


Fig. 143. Epaisseur de sables et localisation des roches affleurantes déduites par interprétation des isopaques mesurés par sismique réflexion sur la plage d'Argent.

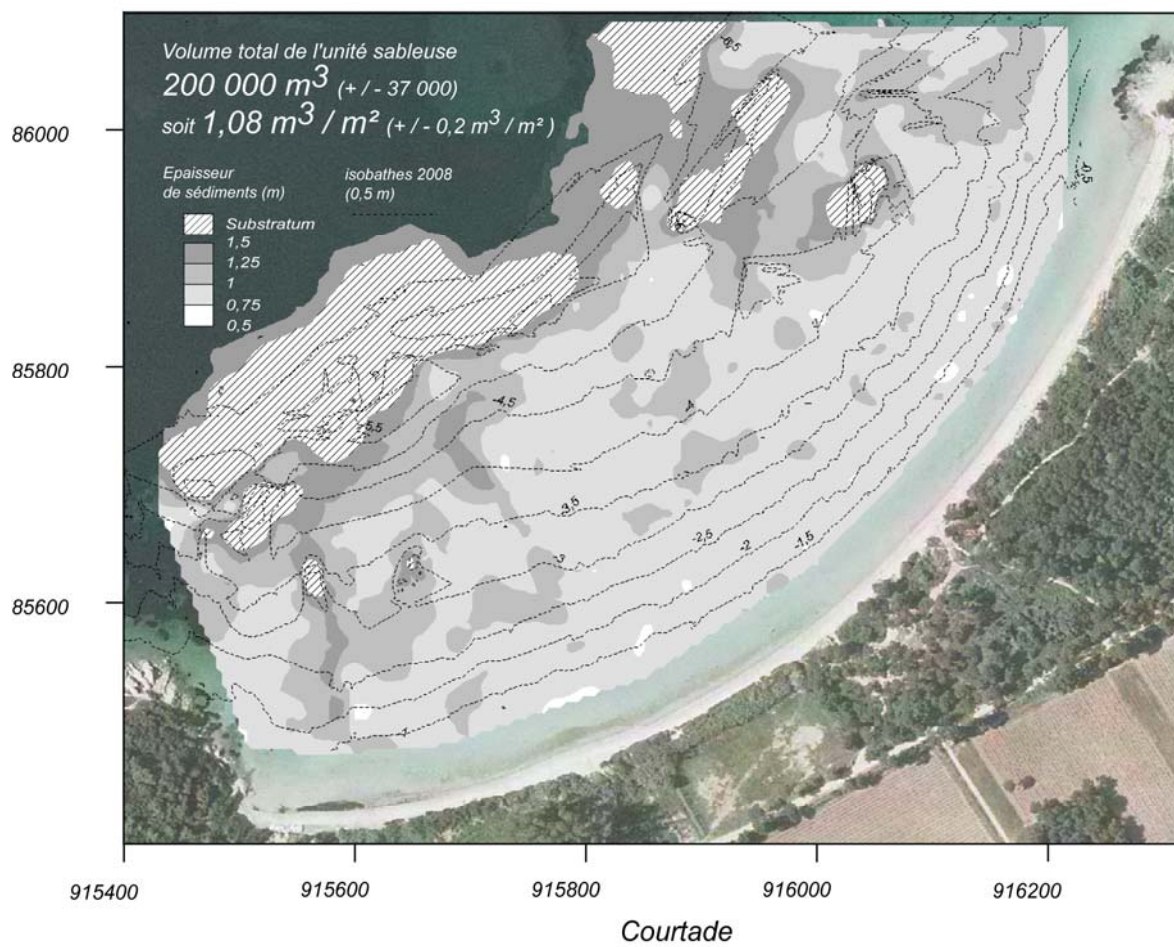


Fig. 144. Epaisseur de sables et localisation des roches affleurantes déduites par interprétation des isopaques mesurés par sismique réflexion sur la plage de la Courtade.

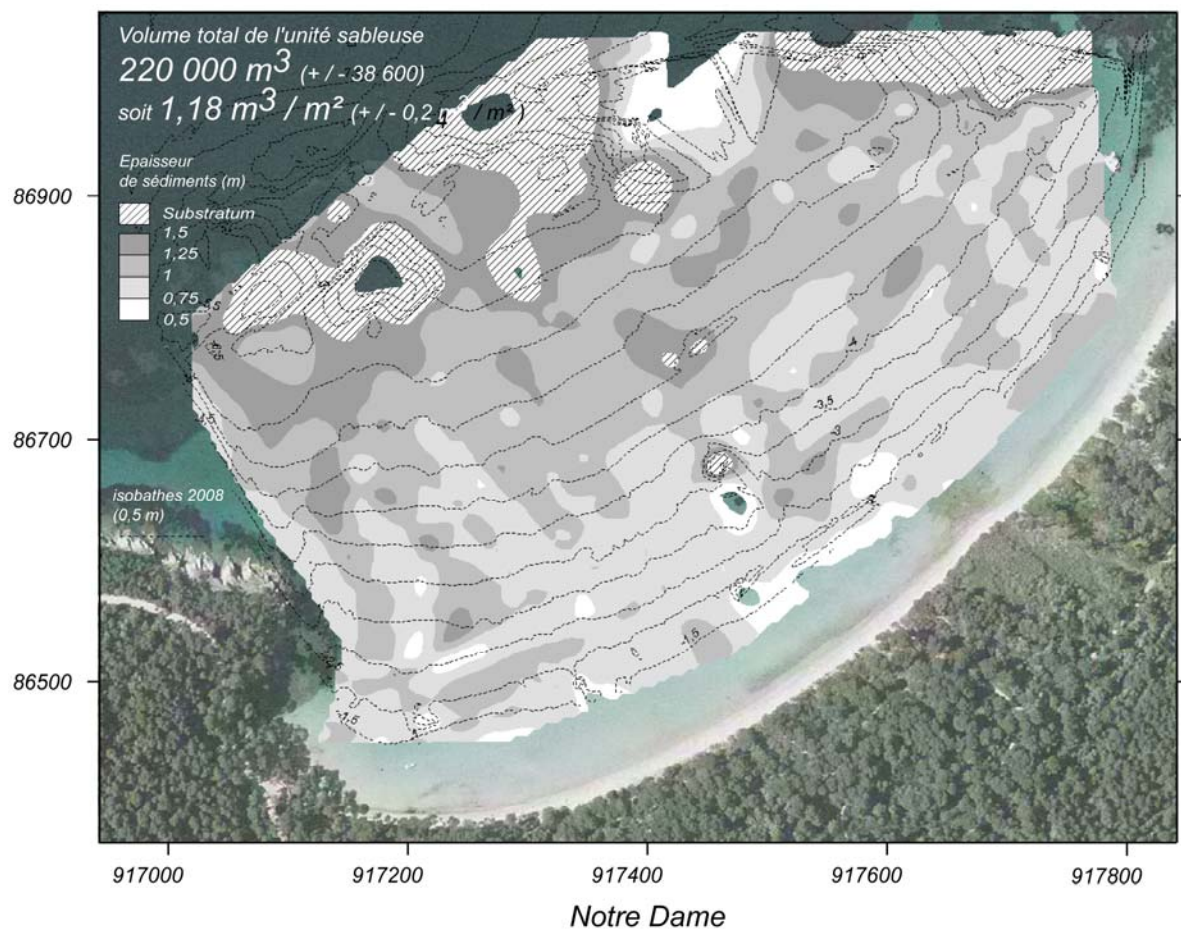


Fig. 145. Epaisseur de sables et localisation des roches affleurantes déduites par interprétation des isopaques mesurés par sismique réflexion sur la plage de Notre Dame.

#### 2.4.2 Relation entre le volume du stock de sables et les bilans sédimentaires à long et court terme

L'estimation du volume total de sables mesuré par sismique réflexion est confrontée aux bilans sédimentaires mesurés à long et court terme par différentiel bathymétrique (table 21 et table 22). Ainsi en se référant aux volumes déduits des mesures de sismique réflexion, le volume de sables érodés durant 112 ans représente moins de 15 % en moyenne du stock sédimentaire total, soit 14,3 % du stock de sables du Langoustier, 6,5% du stock de sables de Notre Dame et 9,3 % du stock de sables de la Courtade (table 22). Le volume gagné par la plage d'Argent en 112 ans représente 11,8 % du stock sédimentaire de la plage (table 22).



<i>Plages</i>	<i>Argent</i>	<i>Langoustier</i>	<i>Notre Dame</i>	<i>Courtade</i>
<i>Volume total en 2008 (sismique)</i>	1,05	1,20	1,24	1,08
<i>Bilan à long terme (1896/1998)</i>	0,12	-0,172	-0,081	-0,19
<i>printemps</i>	-0,033	0,098	-0,009	
<i>été</i>	0,026	-0,043	-0,003	
<i>tempête est</i>	-0,011	0,022	0,002	
<i>année</i>	0,017	-0,027	-0,025	
<i>hiver</i>	0,017	0,011	-0,022	
<i>bi annuel</i>	0,017	0,074	-0,038	

table 21. Disponible sédimentaire mesuré par plage par sismique réflexion, et budgets sédimentaires extraits des MNT à long et court terme. Valeurs exprimées en  $m^3/m^2$ .

<i>Plages</i>	<i>Argent</i>	<i>Langoustier</i>	<i>Notre Dame</i>	<i>Courtade</i>
<i>Volume total en 2008 (sismique)</i>	100	100	100	100
<i>Bilan à long terme (1896/2008)</i>	11,8	-14,3	-6,5	-9,3
<i>printemps</i>	-3,14	8,17	-0,73	
<i>été</i>	2,48	-3,58	-0,24	
<i>tempête est</i>	-1,05	1,83	0,16	
<i>année</i>	1,62	-2,25	-2,02	
<i>hiver</i>	1,62	0,83	-1,77	
<i>bi annuel</i>	1,62	6,17	-3,06	

table 22. Rapport entre le disponible sédimentaire mesuré par sismique réflexion et les budgets sédimentaires mesurés par différentiels bathymétriques à long et court terme. Valeurs exprimées en %.

## 2.5. Impact de la montée de la mer

### 2.5.1 Recul du rivage passé (20<sup>ème</sup> siècle)

En considérant une élévation de +11 cm du niveau marin relatif entre 1896 et 1998, la méthode par inondation active (cf. équation 5 p 194) estime un recul moyen de la ligne de rivage lié à la montée de la mer de 5,8 m ( $\pm 0,25$  m) entre 1896 et 1998, sur les 20 plages de Provence étudiées. Le recul minimum calculé est de 3,3 m ( $\pm 1,5$ m) pour la plage du Rayol, alors que le maximum calculé est 8,6 m ( $\pm 1,5$  m) à la plage du Grand Jardin (Fig. 146). En moyenne, la valeur de recul calculé représente 50% du recul mesuré (Fig. 146).

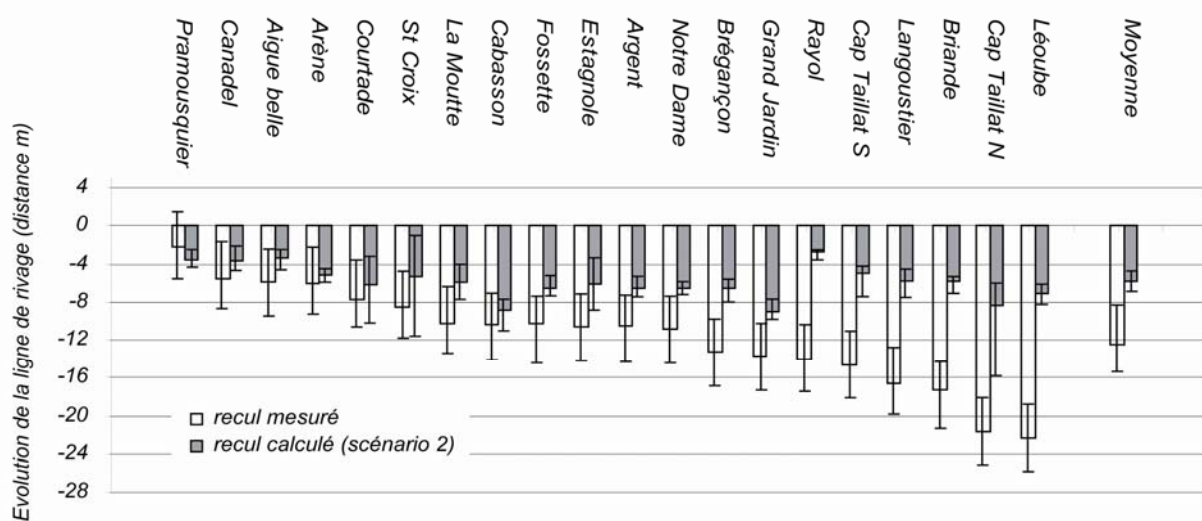


Fig. 146. Recul de la ligne de rivage entre 1896 et 1998 pour les 20 plages de poche étudiées (Brunel et Sabatier, 2007).

### 2.5.2 Recul du rivage futur (21<sup>ème</sup> siècle)

Le recul historique de la ligne de rivage (mesuré durant le 20<sup>ème</sup> siècle et projeté pour 2100 (Scenario 1, Cf. Méthodes p 214) indique en moyenne un recul de 12,1 m ( $\pm 3,5$  m), avec des valeurs comprises entre 2 m ( $\pm 3,5$  m) et 22 m ( $\pm 3,5$  m). Selon la méthode d'inondation active (Scenario 2), l'impact de la montée relative du niveau marin sur la position de la ligne de rivage pour 2100 induit un recul moyen de 23 m ( $\pm 1$  m), avec des valeurs comprises entre 13 m ( $\pm 1$  m) et 35 m ( $\pm 1$  m). Si on ajoute l'effet de la future montée de la mer à la projection de la tendance historique (Scenario 3), la position de la ligne de rivage en 2100 aura reculé en moyenne de 29 m ( $\pm 4,5$  m), avec des valeurs variant entre 13,5 m ( $\pm 4,5$  m) et 46 m ( $\pm 4,5$  m).

Par rapport à la situation actuelle (1998), la réduction de la largeur des plages devrait aboutir à leur disparition, avec des pertes moyennes de 73 %, 95 % et 97 % dans les cas des scénarios 1, 2 et 3



respectivement (Fig. 147). Comme une majorité de plages de poche sont adossées à des microfalaises ou à des affleurements rocheux qui reculent significativement moins vite, la translation vers la terre de ces plages est limitée. La situation la plus pessimiste est donnée par le troisième scénario (montée relative du niveau marin futur et tendance historique), alors que le scénario le plus optimiste est obtenu avec le premier scénario (tendance historique du recul de la ligne de rivage). Dans tous les cas, selon les scénarios, entre 12 et 21 plages auront perdu au moins 75 % de leur surface d'ici 2100 (Brunel et Sabatier, 2007).

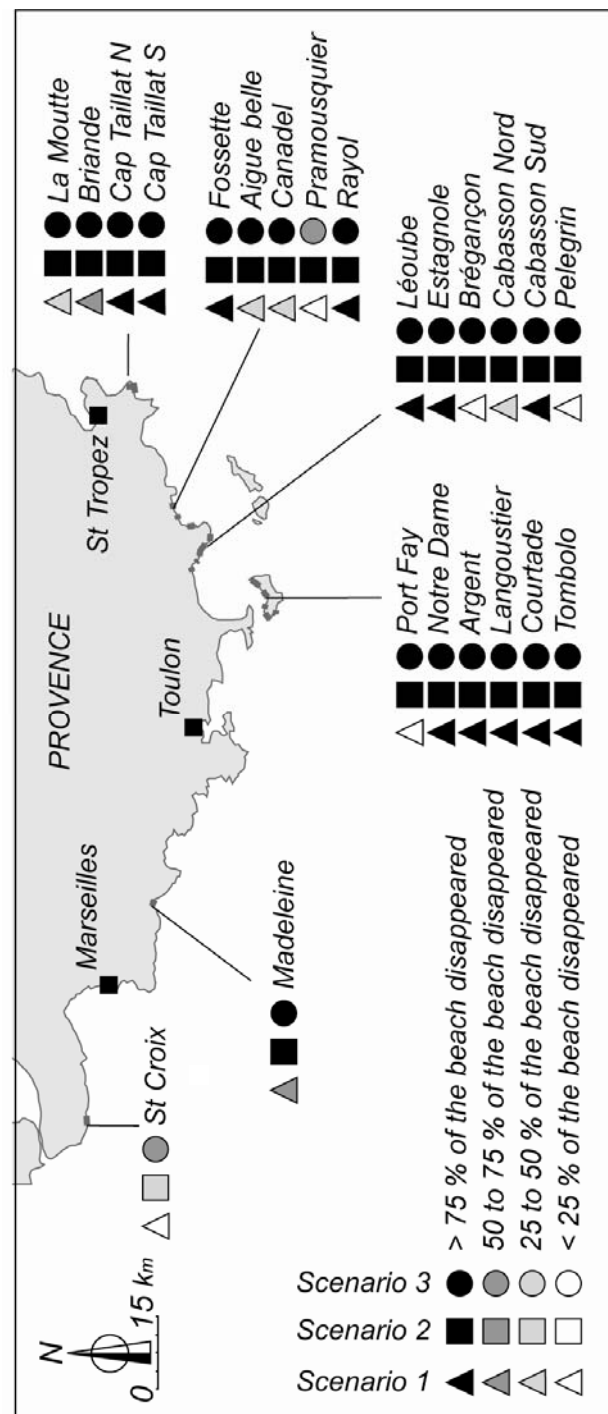


Fig. 147. Vulnérabilité des plages de poche pour les trois scénarios (Brunel et Sabatier, 2007).

## 3 - Discussion

### 3.1. Un recul lent qui masque une vulnérabilité importante

Le rivage de l'ensemble des plages étudiées est en recul depuis 1896, ce qui confirme et précise les valeurs obtenues par les études précédentes sur plus de plages, mais avec seulement les deux dates extrêmes (Clus-Auby, 2005 ; Brunel et Sabatier, 2007, 2009). Si on compare la valeur moyenne de recul mesuré sur les plages de poche (-0,11 m/an), au recul mesuré sur d'autres plages des côtes françaises pour lesquelles on enregistre des valeurs entre 10 et 30 fois supérieures ( - 10 m/an en Camargue (Suanez et al., 1998 ; Sabatier et Suanez, 2003, Brunel et Sabatier, 2009) et - 1 m / an dans le Languedoc-Roussillon (cf. Chapitre sur l'évolution à long terme de l'avant côte du Languedoc-Roussillon)), le recul des plages de poche peut sembler négligeable. De plus, la tendance au recul de 0,1 m/an des plages de poche, est en partie masquée par les variations saisonnières qui peuvent atteindre plus d'un mètre entre les périodes de beau et de mauvais temps. Enfin, les travaux de Clus-Auby et al. (2005) pour le Conservatoire du Littoral, évaluent des vitesses de recul annuelles comparables mais sur des périodes d'étude plus courtes et concluent que ce type de plages, qui connaissent une érosion limitée, ne semble donc pas en danger. Pourtant, même si leur recul est relativement lent, les plages de poche montrent une érosion importante relativement à leur surface (Fig. 147).

En effet, si on rapporte le recul du trait de côte à la surface de plage érodée, il apparaît que l'ensemble des plages ont perdu en moyenne la moitié de leur surface en 112 ans (47% en moyenne, minimum : 23 % pour la Léoube et maximum : 63 % à Cabasson).

Ainsi, le recul de la ligne de rivage des plages n'a de valeur que par rapport à la surface de plage qui subsiste après le recul. L'évolution de la surface de plage émergée est un critère plus pertinent que celui du recul du trait de côte pour interpréter les déplacements du rivage en termes de vulnérabilité des plages, Pourtant ce paramètre est rarement pris en compte.

### 3.2. Comportement des lignes de rivage

Spatialement, la ligne du rivage évolue de façon différente suivant les plages (Fig. 112). Nous avons distingué trois types d'évolutions : translation parallèle du trait de côte, rotation exceptionnelle du trait de côte et érosion d'une seule extrémité de la plage.

La translation du rivage de façon parallèle à lui-même concerne une majorité de plages : Argent, Courtade, Notre Dame, Léoube, et Brégançon. Cette translation n'est perturbée localement que par des secteurs plus stables correspondant à des affleurements rocheux au niveau de la ligne de rivage ou aux extrémités des plages. Si on admet que la courbure et l'orientation du trait de côte reflète le contrôle des houles morphogènes (Silvester, 1960 ; Hsu et al., 1989 ; Moreno and Kraus, 1999 ; Martino et al., 2006),

l'absence de rotation de la ligne de rivage sur la majorité des plages, laisse supposer l'absence de changement significatif de la direction des houles morphogènes et donc à l'équilibre dans le temps du dessin du rivage de ces plages.

Ainsi, pour expliquer la rotation exceptionnelle de la ligne de rivage sur les plages de l'Estagnol et de Cabasson, l'hypothèse d'un changement des conditions d'agitation semble peu probable car il aurait affecté l'ensemble des plages. L'hypothèse d'entrées sédimentaires liées à des crues exceptionnelles est alors plus plausible (cf. § 3.6). Comme l'exutoire des cours d'eau se trouve aux extrémités de ces deux plages (extrémité Nord pour la plage de Cabasson et extrémité Sud pour la plage de l'Estagnol), l'accumulation de sédiments à une extrémité des plages peut entraîner la rotation de la ligne de rivage. Cette rotation n'a donc pas un caractère continu et progressif mais exceptionnel, elle constitue une réadaptation du système à des entrées sédimentaires. Suite à la rotation du trait de côte de la plage de Cabasson entre 1896 et 1924 et de celle de l'Estagnol entre 1924 et 1950, l'évolution de la ligne de rivage s'est poursuivie ensuite de façon parallèle au trait de côte ayant subi la translation. La plage a donc changé de morphologie à l'occasion d'un événement exceptionnel, et en a gardé la « mémoire » car le trait de côte a ensuite évolué parallèlement à lui même, retrouvant une logique de recul sans influence d'apports sédimentaires. Pour les autres plages où l'on observe des avancées du rivage ponctuelles et localisées dans les parties centrales (Notre Dame, Courtade, Grand Jardin), la localisation d'embouchures temporaires expliquent probablement le comportement du rivage.

Enfin, pour les plages du Grand Jardin et de Cabasson, on mesure à la fois une érosion de l'extrémité Ouest de la plage, et une relative stabilité de l'extrémité Est. Cette évolution est liée à l'agitation dominante qui provient du secteur Ouest, et à l'orientation de ces plages qui favorise un transit longshore vers l'Est. Ce transit est bien visible sur les cartes d'évolution bathymétrique à long terme (Fig. 130 et Fig. 131). L'ensemble du stock sédimentaire se déplace depuis l'Ouest vers l'extrémité Est de la plage, puis vers le large. Le secteur Ouest de ces plages, en amont dérive est alors soumis à érosion, et le secteur Est, en aval dérive et adossé à une pointe rocheuse est en accrétion. Sans créer une avancée du rivage, une partie des sables est perdue vers le large en aval dérive par le biais de courants transverses (-9580 m<sup>3</sup> pour Grand Jardin et -3340 m<sup>3</sup> pour Cabasson), les transferts sédimentaires ne sont donc pas uniquement cross-shore. La morphodynamique de ces plages de poche montre que certaines peuvent être marquées par un transit longshore important lorsque les vagues peuvent se propager jusqu'au rivage avec une forte incidence.

### 3.3. Le rôle des apports sédimentaires des bassins versants sur la position du rivage

Dans le temps, l'évolution variable de la ligne du rivage des plages (Fig. 110) peut être temporairement perturbée par des entrées sédimentaires depuis les bassins versants. Cette hypothèse est d'autant plus probable que sur la campagne de photographies aériennes de l'année 1950, une variation significative du rivage à proximité des exutoires des cours d'eau temporaires de ces plages sont visibles (Fig. 148).

Ainsi, ces apports contribuent à la faible avancée locale du trait de côte (0,9 et 1,3 m respectivement sur les plages de Notre Dame et Courtade en 1950) (Fig. 115 et Fig. 116), et au ralentissement des vitesses de recul du trait de côte enregistré en 1950 par une majorité des plages. Par contre, aucune accumulation n'est visible sur les plages dotées de petits bassins versants (bassin versant de 25 à 300 ha environ les plages du Langoustier, Brégançon, Langoustier et Argent), où le trait de côte recule progressivement. L'absence de chronique des crues ne nous permet pas de dater précisément ces événements, et aucun n'a été observé durant la période d'étude, mais ils prouvent que les bassins versants les plus grands peuvent alimenter exceptionnellement les plages en sédiments. Cependant, leurs apports ne sont pas assez importants et/ou fréquents pour compenser le recul mesuré sur le long terme. A l'avenir et en l'état actuel, les gestionnaires ne peuvent donc pas compter sur ces apports pour contrer le recul du rivage. De plus les bassins versants sont actuellement reboisés : il n'y a donc plus d'érosion de la couverture d'altérites sableuses, ce qui a sans doute été les cas jusqu'au XIX<sup>ème</sup> siècle.

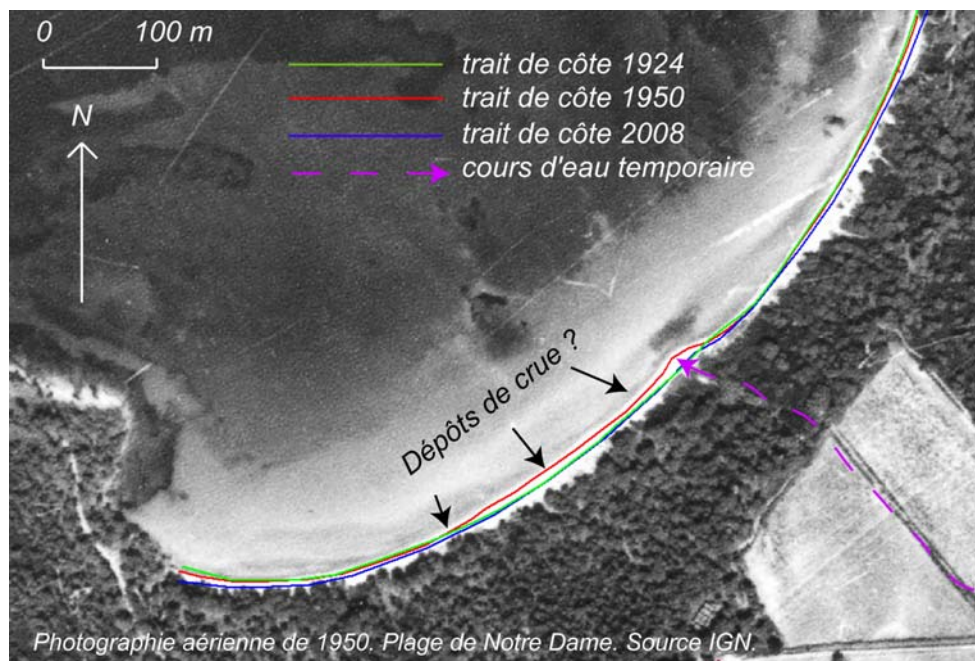


Fig. 148. Photographie aérienne de la Plage de Notre Dame (1950). Une ondulation du rivage, probablement liée à des apports fluviaux sont visibles au niveau des exutoires des cours d'eau temporaires et redistribués longitudinalement.

### 3.4. Relation du bilan sédimentaire avec l'indice d'agitation

Les comparaisons entre les bathymétries de 1896 et 2008 montrent qu'en moyenne le volume total des plages étudiées est déficitaire, avec  $-0,04 \text{ m}^3$  de pertes par  $\text{m}^2$  sur l'ensemble des plages, mais cette valeur moyenne varie de  $+0,12 \text{ m}^3/\text{m}^2$  à  $-0,20 \text{ m}^3/\text{m}^2$  entre les plages.

Même si les plages étudiées présentent des caractéristiques morphodynamiques différentes (cf. chapitre de présentation des sites étudiés p 96 à 117), la classification semis-quantitative définie à partir des l'exposition aux conditions d'agitations hydrodynamiques dominantes reflète correctement la distribution de l'érosion ou de l'accrétion de la partie haute des plages (Fig. 149). Plus les plages sont abritées et moins elles perdent de sédiments et inversement.

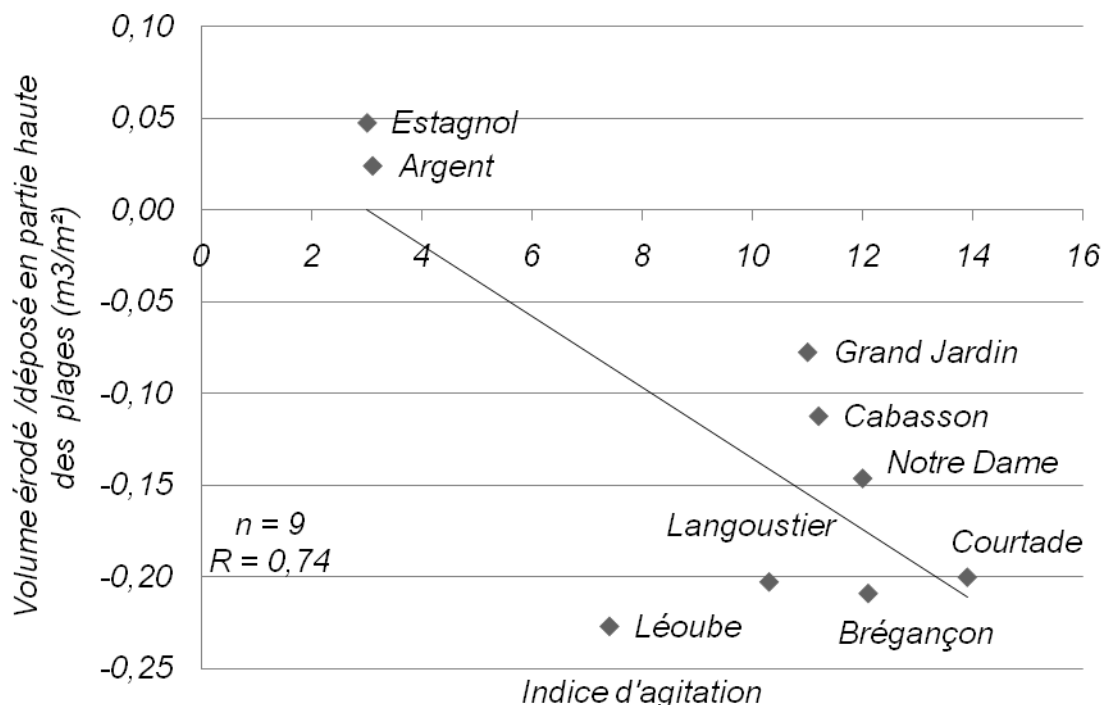


Fig. 149. Relation à long terme (1896/2008) entre l'indice d'agitation et les volumes érodés ou déposés dans la partie haute du profil des plages, par plage en  $\text{m}^3$  (1896 / 2008).

A partir de cette classification, on peut proposer un seuil d'agitation d'indice 6 (seuil entre érosion et accrétion Fig. 149) pour distinguer les plages les plus abritées, en accrétion, des plages les plus exposées, en érosion. Ainsi, les gains sédimentaires observés sur les plages d'Argent et de l'Estagnol, sont vraisemblablement en relation avec un degré de fermeture plus important que les autres plages, et par le fait que ces plages ne sont pas exposées à des houles importantes. On émet l'hypothèse que les gains sédimentaires proviennent essentiellement des bassins versants, d'un glissement de la plage vers les petits



fonds, et partiellement de la dégradation des feuilles mortes de l'herbier à Posidonies (Jaume and Fornos, 1992 ; Rodriguez-Perea et al., 2000). Sur les autres plages, plus ouvertes et plus exposées aux vagues de Mistral, le transit cross-shore des sédiments depuis le rivage vers le large est plus vigoureux, et entraîne des pertes au large, en dehors des zones de mesures causant un bilan sédimentaire négatif.

L'indice d'agitation ne peut cependant expliquer à lui seul le bilan sédimentaire des plages car il néglige plusieurs paramètres fondamentaux comme la propagation des houles, l'influence de la bathymétrie, et les possibles apports sédimentaires depuis les versants. Il faut considérer cette réflexion comme une première approche de la mise en corrélation entre les bilans sédimentaire et les forçages.

### 3.5. Morphodynamique à long-court terme

Sur les années 2007/2009, lors des périodes de calme, les variations saisonnières du trait de côte des plages sont en accord avec les périodes d'agitation du plan d'eau. Ainsi la tendance à l'accrétion générale lors de la période du printemps 2007 (de Mars à Juin) (Fig. 134), est liée à des houles faibles qui affectent de manière identique l'ensemble des plages. A l'opposé, lors des périodes agitées, et en particulier durant des tempêtes, la réponse du trait de côte est variable suivant les plages, de +0,2 m à -0,2 m (Fig. 134), probablement en fonction de l'orientation des sites par rapport aux secteurs de provenance des tempêtes. Par contre cette faible mobilité du rivage renforce l'hypothèse que ces plages sont relativement stables et extrêmement bien protégées.

Cette stabilité est aussi confirmée par l'évolution des volumes entre les levés saisonniers et suite aux tempêtes qui sont généralement faibles (Fig. 136 à Fig. 138). L'ensemble des levés topographiques, indique que les variations saisonnières sont plus de 2 fois inférieures à celles mesurées à long terme (6 à 4 m/an) (Fig. 135). Par conséquent, on peut considérer que les variations saisonnières ne viennent pas perturber les résultats obtenus à long terme.

La faiblesse des variations volumiques à court terme renforce la valeur des tendances observées à long terme, qui ne sont donc pas perturbées par les variations saisonnières et épisodiques. Il est intéressant d'observer que sur l'ensemble des plages, la mobilité à court terme est très différente de l'évolution à long terme. Ainsi, la progradation récente du trait de côte de la plage d'Argent s'inscrit, par exemple, dans une tendance plus longue au recul. De même, pour la plage du Langoustier, la relative stabilité actuelle ne reflète pas l'érosion que l'on mesure à long terme. Il est donc nécessaire de bien différencier les tendances longues des évolutions à court terme.

### 3.6. L'organisation perpendiculaire et longitudinale des transits

La relation entre les volumes érodés près de la côte et les volumes déposés dans les petits fonds (Fig. 132) montre d'une part que le transfert de sédiments de la côte vers le large est commun et relativement proportionnel entre toutes les plages et d'autre part que ce transfert est variable selon les plages en fonction de leur bilan sédimentaire positif ou négatif.

La morphodynamique des plages de Cabasson et Grand Jardin, dans l'Est du secteur du Nord de la Rade d'Hyères se distingue de celle des autres plages, car elles sont relativement éloignées de la relation (Fig. 132). Cet écart est attribué à leur morphodynamique différente, marquée par un transit littoral d'Ouest en Est pour la plage de Grand Jardin et par l'érosion de l'ensemble de la plage à Cabasson. Comme le transit littoral de ces plages n'est pas uniquement cross-shore, et que des sorties de sédiments sont perceptibles au niveau des extrémités des plages, il n'existe pas de correspondance entre les volumes déposés et érodés.

Nous faisons l'hypothèse que la corrélation, entre le volume de sédiments érodés dans la partie haute et celui déposé dans la partie basse des profils, est liée à la redistribution des sables causée par la montée de la mer. Cette relation sera analysée et discutée dans les paragraphes suivant qui portent sur la question de l'impact de la montée de la mer (cf. § 3.9).

### 3.7. Importance du contrôle structural dans la stabilité des plages de poche

L'analyse de la structure interne des plages par sismique réflexion n'a pu être menée que sur trois plages de Porquerolles (Argent, Notre Dame, Courtade), car cette méthodologie n'a pu être développée en collaboration avec l'Université de Perpignan que pendant une semaine. Cependant, les caractéristiques structurales des plages mesurées par sismique étant comparables avec celle des autres plages étudiées (plages du Nord de la rade de Hyères : Léoube, Estagnol, Grand Jardin, Cabasson et Brégançon), les enseignements qualitatifs tirés sur les plages mesurées peuvent servir de réflexion à l'ensemble des plages de poche étudiées. En effet, comme sur les plages mesurées par sismique à Porquerolles, les strates de schistes qui composent la structure du littoral de la rade de Hyères dessinent aussi les pointes rocheuses qui encadrent les plages. Cette structure est organisée en bancs orientés parallèlement aux plages et dont le pendage plonge en mer vers le large (Photographie 9). Ces bancs visibles en plongée et sur les photographies aériennes, forment des éperons qui « barrent » perpendiculairement, dans la partie immergée, le stock de sables disponibles des plages. Ils ont une importance déterminante dans leur stabilité relative. Il semble que ce rôle de la structure, décrit par Cooper et al., (2009) sur les plages de l'Irlande du Nord, soit un paramètre fondamental pour le maintien et l'existence des plages de poche.

Cette situation de plage « perchée », car maintenue en hauteur par un pied de butée, est quelque fois utilisée par l'ingénierie dans le cadre de rechargements artificiels en sables. Les pieds de butée modifient

le profil d'équilibre des plages, et permettent de maintenir ou de faire prograder la position du trait de côte. De plus, ils réduisent le volume de sables nécessaires lors des rechargements artificiels, et assurent leur tenue dans le temps en réduisant la force de la houle (Longuet-Higgins, 1967 ; Dalrymple and Dean, 1971 ; Sawaragi, 1988, Munoz-Perez et al., 1999). Par conséquent, on peut supposer que sur les plages étudiées, sans ce pied de butée naturel, le trait de côte serait probablement plus en retrait par rapport à sa situation actuelle. De même, cette retenue des sables explique la persistance de plages malgré un stock et des apports de sables limités. Ce pied de butée naturel est d'autant plus efficace qu'il est colonisé d'herbiers de Posidonies qui réduisent partiellement la force des houles. Cependant, l'efficacité de ces pointements rocheux dans le maintien des sables est proportionnelle à leur degré de fermeture, et des nuances existent entre les plages. Ainsi, alors que la plage d'Argent est totalement « perchée » (Fig. 140), les plages de la Courtade et de Notre Dame ne sont retenues localement que par les pointes rocheuses qui les délimitent (Fig. 141 et Fig. 142), influençant certainement le bilan sédimentaire puisque la plage d'Argent connaît un bilan sédimentaire positif au contraire des deux autres.

### **3.8. Le stock sableux disponible**

Si on se réfère aux volumes déduits des mesures par sismique réflexion, le volume de sables érodés ou gagnés durant 112 ans ne représente environ que 10 % en moyenne du stock sédimentaire total de 2008, entre - 9,3 % et + 11,8 % du stock sédimentaire des plages. Cette distribution témoigne d'une position d'équilibre relatif du bilan sédimentaire à long terme. En effet, à ce rythme d'érosion il faudrait en moyenne environ 1000 ans pour éroder l'ensemble du stock sédimentaire disponible. Cette extrapolation n'est pas réaliste d'un point de vue des processus, mais elle permet de fixer les ordres de grandeur. Les érosions saisonnières maximales ne dépassent jamais 3 % du stock sédimentaire total des plages, et ces pertes sont compensées par des gains sédimentaires saisonniers relativement moins importants en quantité, mais plus fréquents que les périodes d'érosion. Or, même si les conditions d'agitations ont été exceptionnellement fortes durant la fin de période des levés (hiver 2008/2009), les bilans sédimentaires saisonniers restent équilibrés (Fig. 136 à Fig. 138). Enfin, par rapport aux valeurs données dans la littérature, suite à des mesures morphodynamiques ou des rechargements de plages (Guillen et al., 2002, Basterretxea, 2006, Tigny et al., 2007), les volumes érodés à long terme sur les plages étudiées sont comparativement de moindre importance.

### **3.9. Impact de la montée relative du niveau marin**

La comparaison entre le recul moyen mesuré ( $0,1 \pm 0,03$  m/an) et calculé ( $0,05 \pm 0,002$  m/an) suggère que la montée de la mer joue un rôle important dans le recul de la ligne de rivage, expliquant 50% du recul total (Brunel et Sabatier, 2007, 2009). Ce fort impact est à mettre en rapport avec le fait que les plages de poche sont protégées de l'action des vagues, ce qui est leur principale caractéristique.

Cependant, l'impact de la montée de la mer est variable entre les plages étudiées, expliquant 25% du recul du Rayol, et 120 % du recul de Pramousquier, avec une moyenne de 50% pour l'ensemble des plages étudiées. Ces différences sont dues aux caractéristiques qui varient de plages en plages : exposition aux houles, pente des plages, ect... Néanmoins, l'effet de la montée de la mer ne peut pas être négligé, spécialement si on considère qu'elle s'accélère (IPCC, 2007, Rahmstorf, 2007).

### **3.9.1 Principe d'inondation**

Nous avons utilisé le simple concept d'inondation pour distinguer l'impact de la montée de la mer dans le recul de la ligne de rivage, parmi les nombreux forçages contrôlant la morphodynamique des plages. Ce mécanisme simple peut être utilisé pour obtenir une relation entre le recul de la ligne de rivage et la montée relative de la mer (Zhang, 2004). Cette approche est évidemment simple puisque la morphodynamique des plages est fonction de rétroactions non linéaires entre la morphologie et les forçages (Stive and Devriend, 1995). Néanmoins, malgré son aspect empirique, cette méthode reste la seule capable d'évaluer l'impact de la montée de la mer sur le recul du rivage (Durand and Heurteufeu, 2005 ; Ferreira, et al., 2006) et pour l'aménagement côtier (EPA, 2005). Par conséquent, nos projections de recul de la ligne de rivage doivent être interprétées comme un ordre de grandeur de l'impact de la montée de la mer.

La principale critique du principe d'inondation concerne la pente du profil de plage, qui est supposée rester identique tout au long de la période étudiée. Cependant, les mesures bathymétriques ont montré que les profils de plage évoluaient relativement peu sur le siècle (chapitre sur l'évolution à long terme des plages de poche). De plus, nous avons utilisé une pente moyenne intégrant plusieurs pentes définies sur des critères morphologiques et sédimentaires. Ainsi, le concept donne des résultats réalistes à cette échelle de temps étudiée (Davidson-Arnott, 2005). Ces résultats peuvent être intégrés pour l'aménagement côtier. Par exemple l'USGS (Hammar-Klose and Thierler, 2001) a cartographié la vulnérabilité des plages face à la montée de la mer en utilisant un index de vulnérabilité basé sur 6 facteurs (géomorphologie, pente de profils, vitesse d'élévation relative du niveau marin, marnage lié à la marée, et hauteur moyenne des vagues). En fait, l'USGS utilise implicitement le principe d'inondation mais sans faire varier la pente. De plus Hammar-Klose and Thierler (2001) intègrent ces 6 facteurs en considérant leur poids identique dans le calcul de leur index de vulnérabilité. Or nous venons de montrer que les différents facteurs ont une influence plus ou moins importante suivant les caractéristiques des plages. Ainsi, dans le futur ces résultats pourraient être intégrés dans les politiques de gestion de la zone littorale pour une analyse plus fine des causes de l'érosion côtière.

### 3.9.2 Simulations de la position future de la ligne de rivage

La simulation de la position future de la ligne de rivage (Fig. 147) est basée sur les vitesses d'évolution de la ligne de rivage mesurées dans le passé (Scenario 1), qui considère que les agents de forçages futurs resteront identiques. Cependant, l'hypothèse d'un changement climatique ne repose pas sur des forçages constants. Cette assumption ne pose pas de problème tant que l'approche historique des vitesses de recul donne des valeurs minimales de recul. La « end-point méthode » utilisée ici, ne permet pas une estimation interannuelle du recul de la ligne de rivage. Cependant, comme les valeurs de recul sont faibles, les estimations intermédiaires seraient comprises dans les marges d'erreur de cette méthode. Les simulations proposées pour 2100 dans le scénario 2 ne prennent pas en compte l'érosion liée aux autres facteurs (vagues et courants), ou les interactions entre les forçages et la morphologie (Stive and Devriend, 1995). Par conséquent, ces résultats de recul de la ligne de rivage par rapport à la montée de la mer représentent des valeurs de recul minimum, et le recul de la ligne de rivage devrait être plus important. Pour compenser cette faiblesse, nous proposons une position de la ligne de rivage pour 2100 qui inclut la tendance historique et l'estimation de l'impact de la future montée relative de la mer (Scenario 3).

### 3.9.3 La dépendance des projections du niveau marin futur

Entre les trois scénarios (Fig. 147), nous obtenons les reculs les plus faibles avec le scénario 1, lorsque seulement la tendance historique est prise en compte (mais prenant en compte implicitement l'élévation de +11 cm de la montée de la mer durant le 20<sup>ème</sup> siècle). La différence entre le scénario 1 et les scénarios 2 et 3 n'est pas surprenante car dans ces derniers cas, la montée de la mer est quatre fois plus rapide que dans le scénario 1 (+ 4,4 mm/an simulés durant le 21<sup>ème</sup> siècle (IPCC, 2007), contre + 1,1 mm/an mesurés durant le 20<sup>ème</sup> siècle (Suanez et al., 1997). Nos résultats sont donc fortement dépendants des projections de la montée future de la mer, et les différences entre les scénarios 1 et 2 seraient plus faibles si la projection de la montée de la mer était moins forte. Enfin, alors que la projection de +0,44 mm/an est calculée pour le niveau marin global, des différences régionales existent (Nerem et al., 2006). Néanmoins, les enregistrements des satellites Topex Poseidon et Jason 1 depuis 1992 confirment la tendance mesurée et donnent même pour la dernière décennie des valeurs plus importantes pour la zone étudiée (+ 2,8 mm/an de 1992 à 2004, Cazenave and Nerem, 2004). Par conséquent, nous pouvons déduire que l'élévation marine actuelle est plus importante que celle que nous avons utilisé dans ce travail et qui correspond à la montée de la mer à long terme (+1,1 mm/an de 1885 à 2005). La réduction de surface des plages de poche devrait donc être encore plus prononcée.





Photographie 11. Plage de Notre Dame (Nord Est de Porquerolles Décembre, 2009). Alors que la mer est belle, la plage qui mesure en moyenne une dizaine de mètres, est réduite à un estran inférieur à 3 m de large du fait de l'élévation du niveau marin lié à de basses pressions (environ + 0,40 cm par rapport au niveau marin moyen, mesuré au port de Hyères). Cette situation est amenée à se répéter de plus en plus fréquemment du fait de l'accélération prévue de la montée du niveau marin (cliché : Samuel Meulé).

### **3.9.4 L'importance de la géomorphologie**

Sur les plages de poche de Provence, la présence de falaises ou d'escarpements rocheux en arrière des plages rend extrêmement difficile la translation vers la terre du profil de plage, ce qui conduit lors de leur recul à une perte significative de leur largeur. Par conséquent, l'accélération prévue de l'élévation marine d'ici 2100 devrait jouer un rôle important dans la position de la ligne de rivage pour ces plages en raison de leur faible largeur (5 à 47 m en 2008). Considérer les taux d'élévation du niveau marin relatif, la pente des plages et le recul historique de la ligne de rivage est insuffisant pour déterminer la vulnérabilité des plages. La morphologie de l'arrière plage doit aussi être prise en compte par les aménageurs.

### 3.9.5 Impact de la montée de la mer sur le transit cross-shore à long terme

La distribution spatiale des zones de dépôt et d'érosion des plages de poche (Fig. 123 à Fig. 131), décrit un schéma commun à toutes les plages, marqué par un transfert de sédiments depuis le rivage vers le bas du profil (Fig. 132). Nous émettons l'hypothèse que cette dynamique est liée à l'impact de la montée de la mer sur la morphodynamique des plages de poche. Ce transit cross-shore vers le large correspond à la translation du profil de plage en fonction de la montée de la mer décrite dans le principe de Bruun (1962). La montée du niveau marin induit dans le profil une élévation et un déplacement vers la terre des processus d'agitation liés à la houle. En agissant plus haut et plus à terre dans le profil, les courants de retour, les orbitales de houles et l'undertow entraînent la réadaptation du profil d'équilibre à l'élévation du niveau marin. Dans ces conditions idéales, cette réadaptation induit un transit cross-shore vers le large avec le déplacement d'un volume équivalent entre le rivage qui s'érode et le pied de profil qui s'exhausse.

Dans le cas des plages de poche de Provence on mesure une translation des sables depuis l'estran vers les petits fonds, cependant il n'existe pas d'équivalence entre les volumes érodés et les volumes déposés, car compte tenu des données disponibles, il est difficile de déterminer si les mesures « ferment » la partie basse des profils. Pour les plages au budget sédimentaire négatif, il existe probablement des pertes au-delà des zones de mesures, dans l'herbier de Posidonies. Dans des conditions idéales (Bruun, 1962), le transfert de sédiment est proportionnel à la valeur d'élévation marine : plus la montée de la mer est importante, plus les volumes érodés et déposés seront importants, mais toujours en quantité équivalente, car le bilan sédimentaire est sensé être équilibré (Fig. 106). Pour les plages de poche étudiées, nous sommes dans une situation inverse. La montée de la mer étant identique pour toutes les plages, dont l'exposition varie, les volumes érodés par plage reflètent donc le caractère plus ou moins abrité de ces dernières. Par exemple, les plages d'Argent et de l'Estagnol étant les plus protégées, l'érosion est moindre, tandis que les plages de Léoube, du Langoustier, de la Courtade, de Brégançon, plus exposées, perdent plus de sédiments.

Cependant quelle que soit l'agitation des plages (orientation et exposition aux houles dominantes), leurs caractéristiques morphologiques (dimensions, ouverture, courbure plus ou moins prononcée de la ligne de rivage) et sédimentologiques (taille des bassins versants, granulométrie), il existe tout de même une excellente corrélation entre les volumes érodés et déposés ( $r^2 : 0,98$ ) (Fig. 132). Cette corrélation renforce l'hypothèse de l'impact « global » de la montée de la mer sur la morphodynamique des plages de poche. En effet, la montée de la mer est le seul forçage commun à l'ensemble des plages qui peut expliquer une réponse commune des plages dans le transfert de sédiments de la côte vers le large. Autrement dit, si d'autres forçages intervenaient dans le bilan sédimentaire, comme des apports sédimentaires depuis les bassins versants, ou des pertes sédimentaires liées à de fortes tempêtes, la

corrélation entre les volumes gagnés et érodés par plage aurait dû en être perturbée. De plus, selon la corrélation (Fig. 132), lorsque le bilan sédimentaire est équilibré, le volume de sédiment érodé au niveau de l'estran ( $-0,1 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) et déposé au bas du profil ( $+0,10 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) correspond quasiment à la valeur de la montée de la mer mesurée sur la même période  $+0,1 \text{ mm/an}$ . Ainsi, le profil de plage s'est exhaussé de la même valeur que la montée de la mer ce qui répond au modèle de Bruun (1962). Nous considérons cette correspondance comme la preuve de l'adaptation de la morphologie des profils d'équilibre des plages de poche face à l'élévation marine.

La montée de la mer est donc le 1<sup>er</sup> agent de contrôle de la morphodynamique de ces plages, l'exposition variable à la houle joue probablement de manière secondaire et différencie le comportement des plages.

### **3.9.6 Impact de la montée de la mer sur le bilan sédimentaire à long terme**

Lorsque le bilan n'est pas équilibré, nous supposons que les processus hydrodynamiques contrôlant la morphologie du profil (courants de retour, orbitales de houles, undertow, et downwellings), entraînent plus ou moins de pertes en fonction du niveau d'agitation lors du transit cross-shore induit par l'adaptation du profil de plage à la montée de la mer. Par exemple, pour les plages d'Argent et de l'Estagnol, nous supposons que le transit cross-shore lié à la réadaptation du profil de plage à la montée de la mer est relativement faible, car ces plages sont très abritées. Par conséquent, lors du transfert de sédiments vers le large, l'agitation n'entraîne pas de pertes plus au large que dans la zone de mesures, et la totalité des sables érodés au niveau de la plage émergée sont déposés dans le bas du profil. On mesure donc pour les plages les plus abritées une situation a priori contradictoire avec un recul important du trait de côte lié à l'érosion de la partie haute du profil, mais un bilan sédimentaire équilibré ou positif. Cette hypothèse est d'autant plus probable que les plages ont perdu en moyenne  $\frac{1}{2}$  de leur surface en 100 ans. A l'inverse, pour les plages plus exposées aux houles, le transit cross-shore lié à l'adaptation du profil d'équilibre à la montée de la mer est plus vigoureux et une partie ou la totalité des sables érodés au niveau de l'estran et de la plage sont perdus au large dans les herbiers à Posidonies, en dehors de la zone de mesures, comme pour les plages de Brégançon ou de la Léoube par exemple.

Les plages de Cabasson et du Grand Jardin, qui sortent de la tendance (Fig. 132), sont probablement sous l'influence d'un transit longshore d'Ouest en Est plus marqué sur ces deux plages (cf. chapitre sur l'évolution à long terme de plages de poche), et qui dirige les sables en aval dérive plutôt que perpendiculairement au rivage comme sur l'ensemble des autres plages. Le transit n'étant plus exclusivement cross-shore, le rapport entre les sables érodés et déposés n'est plus contrôlé uniquement par l'adaptation du profil à la montée du niveau marin.

## 4 - Conclusion

Les plages de poche ont perdu en moyenne  $\frac{1}{2}$  de leur surface entre 1896 et 1998. Elles connaissent donc une réduction significative de leur surface, même si les vitesses de recul sont très lentes ( $0,1 \pm 0,03$  m/an) (Brunel et Sabatier, 2007, 2009). Cette évolution du trait de côte pose la question du futur de ces plages qui sont adossées à des falaises ou au substrat. Ainsi, il est possible que la surface des plages diminue jusqu'à ce que la plage ne forme plus qu'un estran très étroit appuyé sur des falaises, dont l'érosion va aller en s'accéléralant. On suppose cependant que les apports sédimentaires depuis l'érosion des falaises d'arrière plage ou depuis les bassins versants ne contrebalanceront pas l'érosion des plages dans le futur, car ce mécanisme n'a pas compensé le recul du rivage de 1896 à 2008.

Pourtant, les volumes érodés ou gagnés entre 1896 et 2008 sont réduits, et traduisent une stabilité relative du stock sédimentaire. En effet, les valeurs d'érosion et d'accrétion mesurées à l'échelle séculaire restent faibles par rapport au volume total de sables disponibles mesurés par sismique réflexion ( $\pm 15$  %) et les bilans sédimentaires à court terme sont équilibrés, ce qui confirme le caractère abrité des plages de poche (Jackson et al., 2002). Cette stabilité du stock sédimentaire est liée à la faible agitation qui affecte les plages (baies fermées, fetch limité), mais aussi à un contrôle structural très important, car la bathymétrie et les images de sismique réflexion révèlent que ces plages sont « perchées » et retenues par un pied de butée naturel, ce qui conditionne l'équilibre du profil bathymétrique et du volume de sables.

Cependant, l'évolution du trait de côte à l'échelle séculaire, confirme le recul lent et la disparition progressive des plages. Il existe donc une nette contradiction entre la stabilité relative du stock sédimentaire et le recul non-négligeable du trait de côte mesuré à long terme. Cette contradiction est attribuée à l'impact de la montée de la mer. En effet, pour les plages de poche étudiées, l'impact de la montée de la mer est le facteur de contrôle dominant de l'évolution du trait de côte par rapport aux autres forçages (Brunel et Sabatier, 2007, 2009). Tout d'abord, l'élévation de 13 cm du niveau marin entre 1895 et 2008 se traduit sur la pente moyenne (2%) des plages étudiées, par un recul théorique de 6 m, et représente 50% du recul mesuré sur le long terme (Brunel et Sabatier, 2007, 2009). Ensuite, lorsque le trait de côte s'adapte au niveau marin en translatant en arrière, la réadaptation du profil de plage face à la montée de la mer induit une « descente » des sables de la plage et de l'estran vers les petits fonds. Ce mécanisme qui expliquerait le gain de la plage sous-marine, peut être logiquement envisagé puisque la plage émergée a perdu en moyenne  $\frac{1}{2}$  de sa surface en un siècle.

Le comportement à long terme (110 ans) signifie que le transit sédimentaire des plages étudiées est largement cross-shore, qu'il existe un profil d'équilibre à l'échelle séculaire, et que ce profil s'adapte à la montée de la mer, car pour ces plages, l'énergie des vagues est faible, et l'importance relative d'autres phénomènes, comme les variations non tidales du niveau marin, peuvent devenir majeures dans le

contrôle de la morphologie (Hegge et al., 1996). En accord avec de nombreux auteurs (Pilkey, 1993 ; Thieler et al., 2000 ; Cooper et Pilkey, 2004), nous constatons sur notre site d'étude que le transit sédimentaire cross-shore équilibré lié à la montée de la mer proposé par Bruun n'existe pas. Cependant, ce constat ne remet pas le principe de Bruun en cause, au contraire. En effet, cela signifie que les fondements de la règle de Bruun est applicable (Davidson-Arnott, 2005), à condition d'une part de respecter des contraintes de base, qui ne sont pas restrictives au point de ne pas pouvoir exister dans la nature (Pilkey et Cooper, 2004), et d'autre part d'étendre le principe aux cas où le bilan sédimentaire n'est pas équilibré, en tenant compte aussi de l'action des houles. Ce dernier aspect n'avait pas été formulé par Bruun (1962), car ces processus étaient mal décrits à l'époque, et cette « lacune » a sévi du fait de la facilité d'utilisation du modèle de Bruun (1962) (Cooper et Pilkey, 2004)

Si la tendance au recul se poursuit, une grande partie des plages étudiées devrait disparaître d'ici la fin du siècle (Brunel et Sabatier 2007, 2009), sans pour autant connaître de perte de sédiments significative puisque nos travaux montrent que les plages de poche se comportent comme des systèmes fermés. Dans ces conditions, l'impact de la montée de la mer devrait avoir des conséquences socio-économiques importantes, liées à la disparition progressive des plages de poche de Provence.

Enfin, si l'intérêt écologique ou économique justifie une politique de conservation de ces plages, deux solutions peuvent être envisagées. Tout d'abord, le rechargement artificiel en sables : comme ces plages sont généralement de petite taille et bien abritées, la fréquence et le volume nécessaire de ces rechargements devraient rester limités. Ensuite, un reprofilage des falaises en arrière plage pourrait redonner un espace de recul disponible aux plages. Toutefois aucune mesure de gestion de ces plages n'est envisagée, car la politique de gestion des espaces du parc National de Port-Cros ou du Conservatoire du littoral, qui gèrent la majorité de ces plages, consiste à laisser évoluer ces milieux de manière naturelle, en contrôlant tout au plus le flux de visiteurs. Ensuite, des rechargements artificiels en sédiments entrent directement en conflit d'intérêt avec les mesures de protection de l'herbier de Posidonies, dont la croissance et le maintien peuvent être perturbés par une sédimentation trop importante liées aux phases de rechargements. Cette situation conflictuelle révèle dès aujourd'hui l'importance d'une réflexion éclairée sur la question du maintien de ce type de gestion non interventionniste pour ces milieux, dont l'érosion n'est pas prête de s'arrêter.





## **Chapitre II - Evolution à long terme de l'avant côte des plages ouvertes du Golfe du Lion**



# 1 - Introduction et état de l'art

De nombreux travaux universitaires ont été menés sur l'évolution morphologique de l'avant côte du Golfe du Lion, notamment ceux d'Aloïsi (1986), Barusseau (1994, 1996), Akouango (1997), Suanez (1997), Bruzzi (1998), Durand (1999), Sabatier (2001), Certain (2002), Samat (2007), mais aussi sur les dynamiques de la plateforme continentale, avec les travaux de Monaco (1971), de Millot (1990), de Gensous et Tesson (1993), de Berné (2002, 2005). Cependant, on constate qu'aucune étude n'a porté sur la forme des profils de l'avant côte et leur dynamique à long terme, malgré la production scientifique internationale sur ce sujet.

Le profil d'équilibre a été défini par Schwartz (1982) comme étant « un profil sous-marin à long terme, produit par un climat de houle et un type de sédiment particulier ». Dean (1991) considère le profil d'équilibre comme « une idéalisation des conditions que l'on trouve dans la nature pour des caractéristiques sédimentaires particulières et des conditions d'agitation constantes ». Pour Larson (1994) il s'agit « d'une plage avec une granulométrie de taille spécifique, exposée à un forçage constant, qui développera une forme de profil qui ne changera pas dans le temps ». Ainsi, de nombreux travaux de morphologie littorale admettent l'existence d'un équilibre entre la morphologie des profils et les forçages.

Le profil d'équilibre, quelle que soit sa forme, est le résultat d'ajustements morphodynamiques (Wright et Thom, 1977, Cowell et Thom, 1994), car « le transport sédimentaire exprime le mécanisme de couplage ou la série de processus entre fluides et substrat meuble par lequel ce réajustement a lieu » (De Vriend, 1993). Ainsi, on considère que la forme exponentielle des fonds évolue en équilibre avec les forçages (Dean, 1991) et se maintient parallèlement à elle même, par translation horizontale et verticale, lorsque le niveau marin augmente ou diminue (Bruun, 1962, Hands, 1983) et par translation latérale, quand le budget sédimentaire est positif ou négatif (Everts, 1987 ; Cowell et al., 1995 ; Curray, 1964 ; Hands, 1983 ; Everts, 1987 ; Niedoroda et al., 1985, 1995 ; Swift et al., 1991). On note aussi qu'à long terme ( $10^2$  -  $10^3$  ans) ces translations peuvent être influencées par la nature et la géométrie du substrat (Roy et al., 1994). Ainsi, le modèle conceptuel de « shore-face translation » décrit dans la littérature par Roy (1994) et Cowell et al. (1995) (Fig. 150), considère que l'évolution à long terme de l'avant côte est essentiellement conduite par la translation géométrique du profil de plage en fonction du niveau marin, du budget sédimentaire, et de la géométrie du substrat. Ce modèle géométrique diffère des modèles d'évolution à long terme pour lesquels la morphodynamique de l'avant côte est avant tout contrôlée par les forçages hydrodynamiques (Stive and DeVriend, 1995 ; Niedoroda et al., 1995).

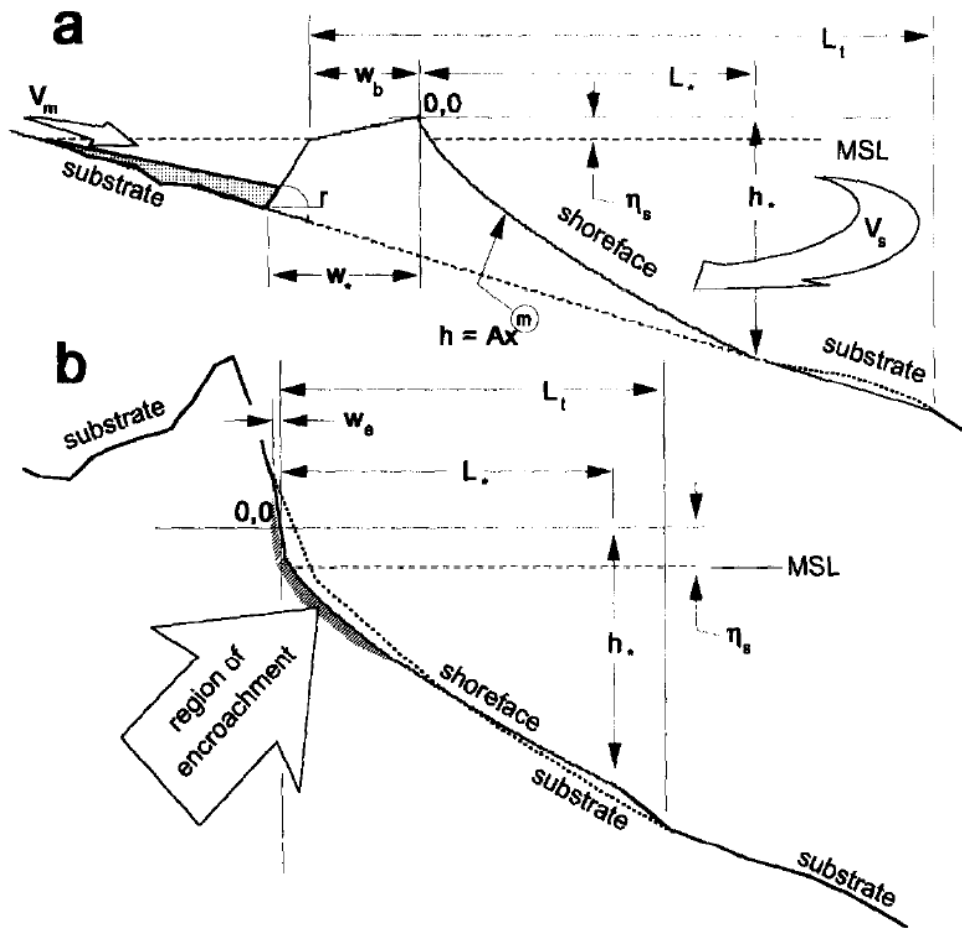


Fig. 150. Schéma de la géométrie et des paramètres internes illustrant le modèle de translation de l'avant côte (shoreface translation), pour deux types de comportements du littoral : (a) mode barrière et (b) mode encoche. Il peut exister des situations intermédiaires entre ces deux comportements opposés. (in Cowell et al., 1995).

A la suite des travaux pionniers de Bruun (1962), le concept de profil d'équilibre, son expression mathématique et sa mobilité dans l'espace, ont été ensuite repris et améliorés par de nombreux auteurs (Komar et McDouglas, 1994, Dean, 1991, 1997 ; Moore, 1982). Aujourd'hui, le concept de profil d'équilibre constitue le principe de base du fonctionnement de nombreux modèles d'évolution de l'avant côte à différentes échelles de temps (Ashton, 2001), conçus pour assister les travaux d'ingénierie côtière (Hanson, 1989, Larson et Kraus, 1991) ou pour prévoir le comportement des côtes basses sableuses consécutif à la montée du niveau marin et/ou aux modifications du budget sédimentaire (Bruun, 1954, 1962 ; Leatherman, 1990). Si de nombreux articles vérifient et/ou modifient la formulation mathématique du profil d'équilibre, nous ne connaissons pas de travaux, hormis un article de congrès relativement confidentiel (Sabatier et Raivard, 2000) qui se sont penchés sur la question de l'évolution de la forme du profil dans le temps à partir de relevés bathymétriques séculaires. C'est précisément cette approche que nous proposons de développer.



## 2 - Objectifs

L'analyse à long terme de l'évolution morphologique de l'avant côte du Golfe du Lion offre l'opportunité de vérifier d'une part, la validité du concept de profil d'équilibre (Pilkey et al., 1993), en mesurant si la morphologie des profils reste globalement identique, et d'autre part, de vérifier l'applicabilité du principe de « shore-face translation » (Cowell et al., 1995) à ce littoral, à cette échelle temporelle.

Les travaux présentés dans ce chapitre sont articulés en 4 axes principaux:

- (1) Tout d'abord définir la mobilité du trait de côte et le budget sédimentaire de l'avant côte du Golfe du Lion à l'échelle séculaire (1895/1984). Cette analyse avait déjà été entreprise dans le Languedoc-Roussillon par Durand (1999), mais ses données les plus anciennes ne dataient que des années 1935 et les bilans sédimentaires étaient déduits des valeurs de recul du trait de côte et de profondeur de fermeture. L'échelle temporelle d'étude est donc étendue dans ce travail, avec des marges d'erreurs significativement réduites. Dans le Delta du Rhône cette analyse a été entreprise par Suanez (1997) et Sabatier (2001), mais les questions concernant l'évolution de la morphologie de l'avant côte n'ont pas été véritablement développées dans le détail, ni de manière quantifiée.
- (2) Puis à l'aide d'un modèle 2 DV (UNIBEST-TC), l'influence du changement de morphologie entre 1895 et 1984 sera estimée sur les dynamiques marines en simulant une tempête exceptionnelle (Décembre 1997).
- (3) Ensuite, sur la base de cette première analyse « classique » de l'évolution morphologique de l'avant côte, nous proposons de qualifier et quantifier les mouvements morphologiques de l'avant côte en comparant l'évolution de la forme du profil par superposition du profil ancien avec le profil récent. Les mouvements nécessaires pour ajuster au mieux la superposition des 2 profils traduisent le déplacement dans l'espace de la morphologie ; les écarts restant après superposition traduisent les changements de morphologie.
- (4) Enfin, la mise en corrélation des bilans sédimentaires, des indices de mobilité de l'avant côte et de l'énergie distribuée à la côte, entre 1895 et 1980, nous permettra de déduire les principes d'évolution de l'avant côte des plages ouvertes du Golfe du Lion.

## 3 - Rappels méthodologiques

### 3.1. Analyse du trait de côte et de la bathymétrie à long terme

Dans le delta du Rhône nous avons calculé un différentiel bathymétrique par la comparaison du MNT ancien, réalisé à partir des sondes de 1895 numérisées par Sabatier (2001), avec le MNT de 1980 (1975/1977/1984) réalisé à partir des sondes extraites de la base de données HISTOLIT et avec le MNT de points de sondes de 2006 fournies par la DIREN PACA (cf. Chapitre méthodes). L'évolution du trait de côte est mesurée entre le trait de côte de 1895 extrait des cartes anciennes et les traits de côte de 1989 et 2006, mesurés à l'aide de photographies aériennes (IGN).

Le différentiel bathymétrique dans le Languedoc-Roussillon est obtenu depuis par la comparaison du MNT ancien (1895), réalisé à partir des sondes numérisées dans ce travail, avec le MNT récent (1984), réalisé à partir de sondes extraites de la base de données HISTOLIT (cf. Chapitre méthodes). L'évolution du trait de côte est mesurée entre le trait de côte de 1895 extrait des cartes anciennes et le trait de côte de 1989, mesuré à l'aide de photographies aériennes (IGN).

### 3.2. Analyse de l'évolution morphologique de l'avant côte par mesure déplacement des profils

De nombreux auteurs (Bruun, 1954, 1962 ; Dean, 1991; Komar et McDouglas, 1994) ont observé que les profils peuvent se déplacer dans l'espace de façon horizontale, et/ ou verticale, et/ou en changeant de pente. Ces trois types de déplacement du profil dans l'espace peuvent être mesurés indépendamment en comparant la morphologie du profil ancien à la morphologie du profil récent. Nous rappelons ici brièvement la méthodologie utilisée (cf. Chapitre Méthodes). A l'aide d'une macro Excel, le profil ancien est déplacé manuellement et simultanément de façon horizontale, verticale, et en inclinaison, de manière à ce qu'il s'accorde le plus précisément possible avec le profil récent. Les déplacements horizontaux et/ou verticaux et/ou en inclinaison, nécessaires pour superposer au mieux les deux morphologies, reflètent de manière quantifiée l'évolution dans l'espace de la position du profil.

La qualité de l'ajustement entre le profil ancien et le profil récent superposés est mesurée à partir des résidus des valeurs altimétriques (différence entre le Z de deux profils). Cette valeur de résidus (résidus après translation) donne une mesure quantifiée de l'évolution de la forme du profil, indépendamment de ses déplacements dans l'espace.

Ce travail porte sur 219 profils, dont 77 en Camargue et 142 en Languedoc-Roussillon (Fig. 102), soit 1 profil environ tous les kilomètres, d'Argèlès à l'embouchure du Grand Rhône. Les résultats

obtenus sont présentés en commençant par les valeurs de translations du profil vers le large ou vers la côte, verticales, par l'évolution des pentes des profils, et par la valeur des résidus après translation.

### **3.3. Modélisation de l'énergie de la houle en relation avec l'évolution morphologique de l'avant côte.**

A l'aide du modèle 2DV UNIBEST-TC, l'énergie développée à la côte lors d'une tempête exceptionnelle (tempête de Décembre 1997, simulée à partir de données de houles extraites du modèle WW3, Globocéan, cf. Partie Méthodes) a été calculée sur les 219 profils de l'avant côte du golfe, pour la morphologie de l'avant côte de 1895 et celle récente.

La comparaison des valeurs d'énergie développée à la côte entre la morphologie de 1895 et 1984 permet d'évaluer l'impact du changement morphologique sur l'hydrodynamique littorale.



## 4 - Résultats

### 4.1. Bilans sédimentaires à long terme de l'avant côte du Golfe du Lion

#### 4.1.1 Delta du Rhône de 1895/1980/2006

La comparaison bathymétrique du delta du Rhône ayant déjà été publiée (Sabatier et al., 2006, 2009) nous présentons une rapide synthèse. A partir du différentiel bathymétrique à long terme de l'avant côte du delta du Rhône (Sabatier, 2001), cinq secteurs sont mis en évidence d'Ouest en Est (Fig. 151) : la pointe de l'Espiguette, le littoral de Petite Camargue de part et d'autre des Saintes-Maries-de-la-Mer, le Golfe et la pointe de Beauduc, le littoral de Faraman et l'embouchure du Grand Rhône.

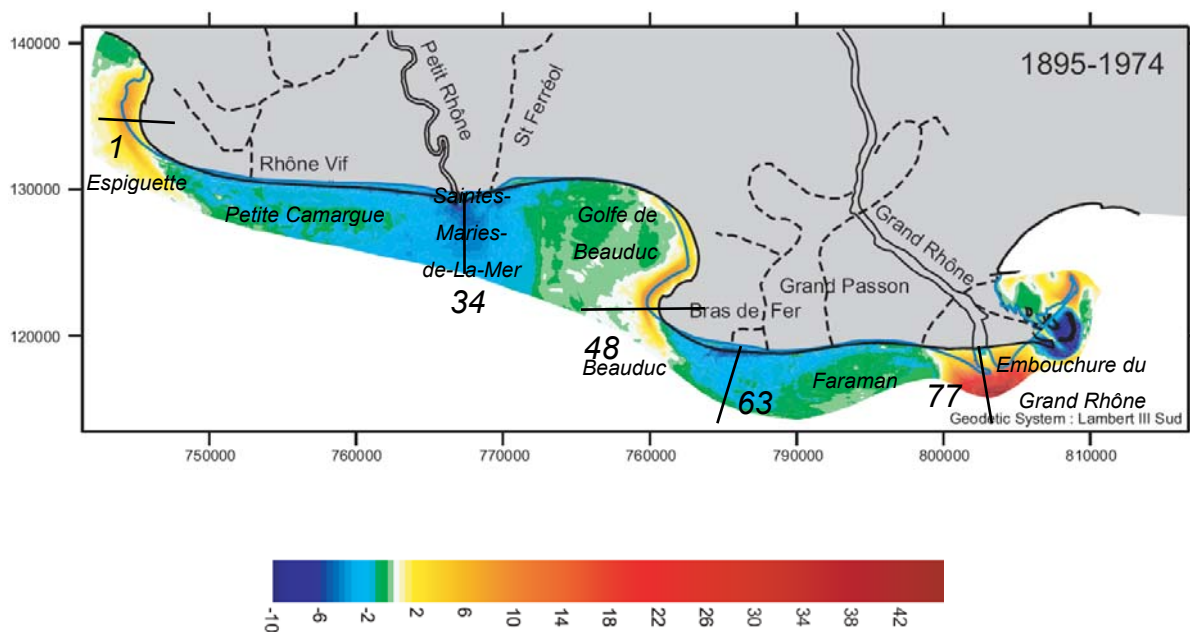


Fig. 151. Différentiel bathymétrique de l'avant côte du delta du Rhône (1895/1980), et localisation des profils bathymétriques représentatifs de l'évolution morphologique à long terme (profils 1, 34, 48, 59, 77). L'échelle de couleur correspond aux profondeurs (en mètres) (d'après Sabatier et al., 2006). Le numéro des profils correspond à la numérotation des 77 profils étudiés le long du delta du Rhône.



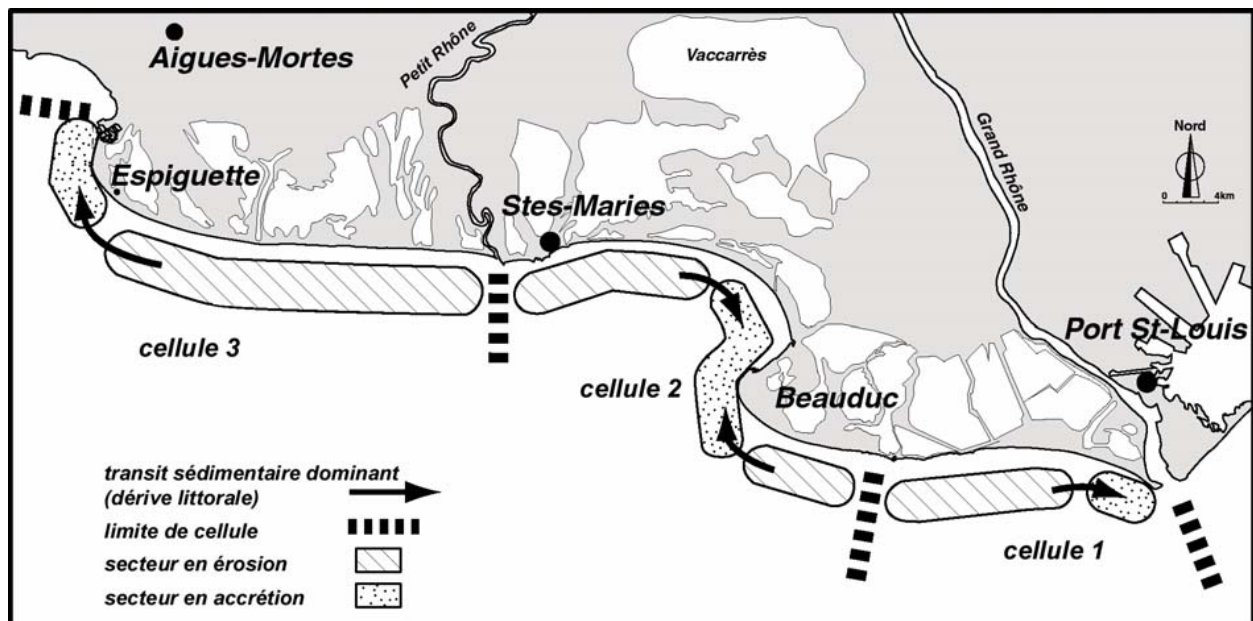


Fig. 152. Organisation des cellules et dérives littorales (Sabatier, 2001).

A l'Ouest, une zone en accrétion est en relation avec l'accumulation en queue de comète de la pointe de l'Espiguette. Le très fort taux d'accumulation de cette dernière est certainement exagéré par la construction de la gigantesque Marina de Port Camargue entre 1969 et 1975. L'aménagement de la zone et le creusement des bassins se traduisent par un déplacement de matériel de 2.000.000 de m<sup>3</sup>. Néanmoins, ce sable n'a fait qu'être déplacé et reste donc dans le bilan sédimentaire.

Morphologiquement l'extrémité de la pointe de l'Espiguette (profil 1, Fig. 153) dessine un profil concave marqué par une rupture de pente entre 0 et -10 m. De part et d'autre de cette rupture, on distingue la partie supérieure du profil qui est relativement rectiligne et en pente forte (1 %), et la partie inférieure du profil elle aussi rectiligne mais de pente plus douce (0,16 %). A long terme, ce profil prograde vers le large (environ 1000 m), et s'approfondit verticalement car le point de cassure de pente est environ 1 m plus profond en 2006. Malgré le déplacement important du profil vers le large, la morphologie du profil n'évolue pas et les pentes restent globalement identiques.

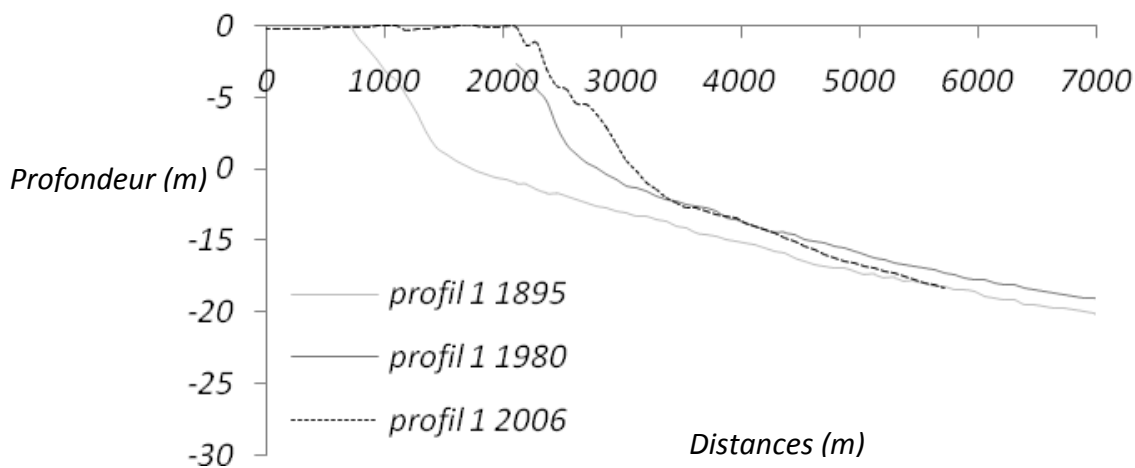


Fig. 153. Evolution séculaire de profils bathymétriques représentatifs de la pointe de l'Espiguette (profil 1).

Du phare de l'Espiguette jusqu'au phare de la Gacholle, l'érosion des fonds s'étend jusqu'à plus de -20 m de profondeur. Les taux d'érosion les plus forts (-7 m, soit 0,08 m.an-1) se localisent en face de l'embouchure du Petit Rhône, qui a reculé de 790 m et dans l'axe du Grau d'Orgon (-7 à -4 m). En Petite Camargue, les érosions les plus fortes se localisent au niveau de la ligne du rivage de 1895 et diminuent généralement vers le large.

Ainsi, au niveau des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil 34, Fig. 154), la morphologie des fonds dessine un profil concave marqué par une rupture de pente de plus en plus visible entre 1895 et 2006, entraînant une augmentation de la pente de la partie supérieure du profil de 0,7 % à 1,3 %, et une diminution de la pente de la partie inférieure du profil de 0,2 % à 0,1%. Ainsi, en 111 ans on mesure jusqu'à 7 m d'approfondissement au niveau de la rupture de pente à 1000 m environ de la ligne de rivage.

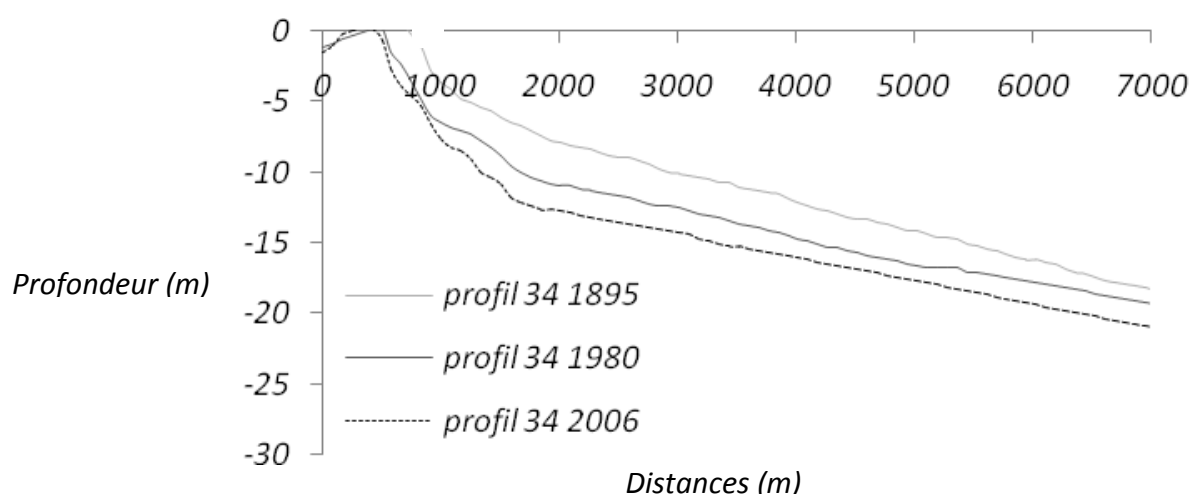


Fig. 154. Evolution séculaire de profils bathymétriques représentatifs du secteur des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil 34).

Une zone de sédimentation centrale s'étend du phare de la Gacholle à celui de Beauduc (13 km). L'accumulation maximale (8 m, soit +0,1 m/an) se localise à proximité du rivage, au niveau de la flèche de Beauduc qui a avancé de 1200 m pendant la période considérée.

Au niveau de la pointe de Beauduc (profils 48, Fig. 155), le profil bathymétrique est concave avec une rupture de pente à -10 m de profondeur. La partie supérieure du profil est rectiligne en pente forte (1%) et la partie inférieure est très légèrement concave et quasiment horizontale. Dans le temps, le profil se déplace à long terme vers le large de près de 500 m, sans déplacement vertical, ni changement de pente significatif.

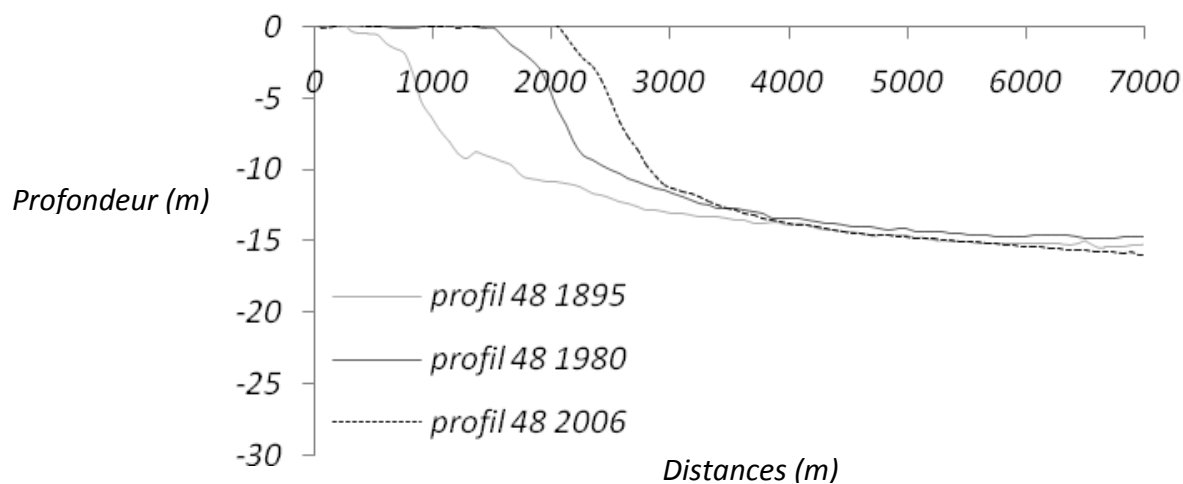


Fig. 155. Evolution séculaire de profils bathymétriques représentatifs de la pointe de Beauduc (profil 48).

Devant le littoral de Faraman, une zone en érosion (jusqu'à - 6 m d'incision, soit 0,07 m/an) s'étend au large jusqu'à -20 m environ. Son dessin coïncide avec l'emplacement du lobe hérité du Bras de Fer (XVIIème siècle). Au delà de -20 m, au niveau du talus externe du lobe, une auréole d'accumulation apparaît, qui se connecte à l'ouest à la zone de sédimentation centrale de Beauduc.

Ainsi, au niveau du Grau de la Dent le profil 63 (Fig. 156) recoupe le lobe fossile du Bras de Fer, ce qui explique sa forme concave en pente forte (1%) depuis la ligne de rivage à -8 m et, rectiligne en pente douce (0,25 %) de -8 m à -15 m puis convexe en pente forte (1%) de -15 m à -30 m. Dans le temps le profil garde sa morphologie et se déplace vers la terre de près d'environ 500 m tout en s'approfondissant verticalement de 3 m environ.

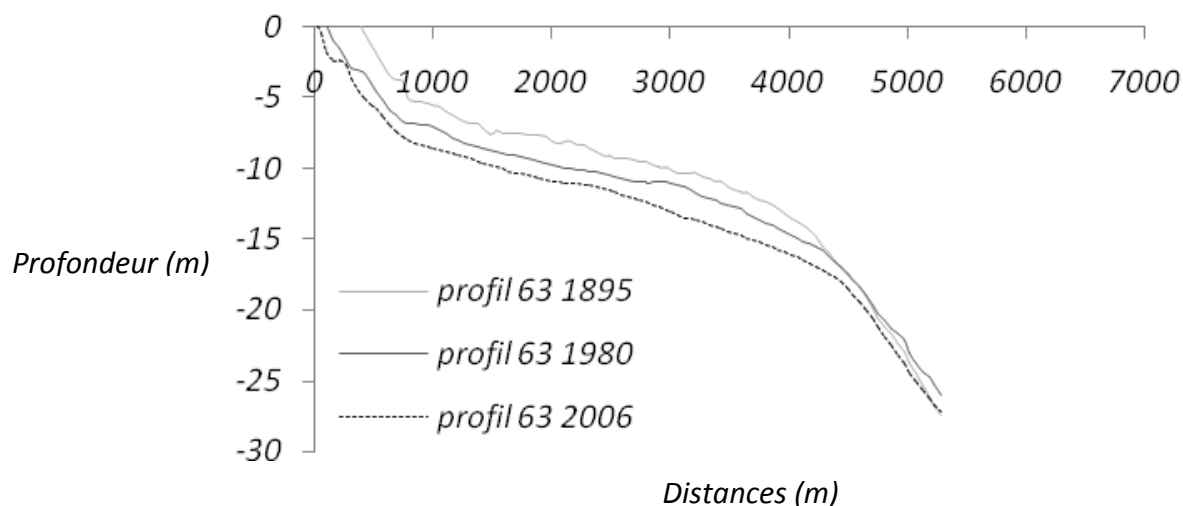


Fig. 156. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique représentatif du littoral de Faraman (profil 63).

Enfin au débouché du Rhône, une très importante accumulation (36 mètres de sédiments, soit  $+0,45 \text{ m}^3/\text{an}$ ) est en relation avec l'avancée de 1800 m vers le sud de l'embouchure. Les profils proches de l'embouchure du Grand Rhône (profil 77, Fig. 157) sont de forme concave entre la ligne de rivage et -5 m, puis convexe de -5 m jusqu'à -20 m et progradent vers le large de près de 1000 m tout en s'exhaussant verticalement. Leur pente diminue du fait de l'accumulation de sédiments qui se fait essentiellement au large et en profondeur.

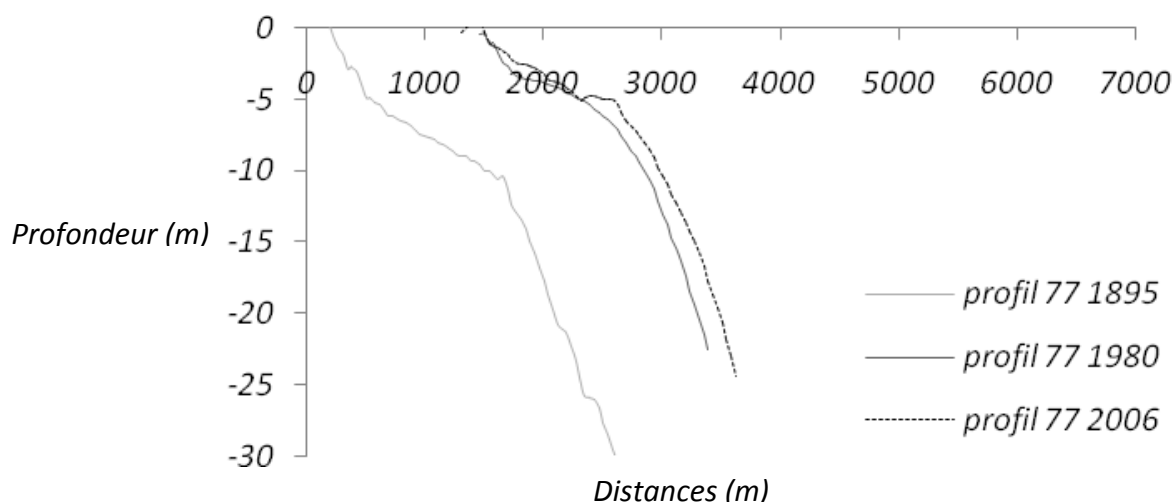


Fig. 157. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique représentatif du secteur de l'embouchure du Grand Rhône (profil 77).

#### 4.1.2 Languedoc-Roussillon de 1895 à 1984

Le différentiel bathymétrique à long terme de l'avant côte du Languedoc-Roussillon (1895/1984), décrit une nette opposition entre la moitié Sud de la zone d'étude, en accrétion, et la moitié Nord en érosion (Fig. 159), mais le bilan global est déficitaire de  $-1\,222\,800$  million de  $\text{m}^3$ , en accord avec un recul moyen du trait de côte de 7 m. Nous présenterons ici le bilan sédimentaire net par principales unités sédimentaires.

Au Sud du domaine d'étude, deux unités sédimentaires peuvent être différenciés de part et d'autre de la divergence de la dérive littorale à la hauteur de l'embouchure du Tech. L'unité Tech-Racou (avancée moyenne du trait de côte de 5 m et budget sédimentaire de  $+1\,430\,000 \text{ m}^3$  ;  $\pm 450\,000 \text{ m}^3$ ) est alimenté par les apports du Tech, avec des transferts résultants du Nord vers le Sud.

L'unité du Roussillon (avancée moyenne du trait de côte de 7,9 m et budget sédimentaire de  $+8\,839\,000 \text{ m}^3$  ;  $+5\,435\,000 / -3\,344\,000 \text{ m}^3$ ) s'étend de l'embouchure du Tech jusqu'au Grau de la Vieille-Nouvelle, et il est alimenté par les apports des trois fleuves roussillonnais dans le cadre de transferts longitudinaux résultants du Sud vers le Nord.

Au centre de la zone d'étude, l'unité du Narbonnais (avancée moyenne du trait de côte de 6,3 m et budget sédimentaire de  $+ 4\,020\,000\text{ m}^3$  ;  $+ 7\,137\,000 / - 3\,873\,000\text{ m}^3$ ) s'étend entre le Grau de la Vieille Nouvelle et le Cap d'Agde. Il est alimenté par les apports des fleuves languedociens dans le cadre d'un transit résultant vers le Sud-Ouest depuis l'embouchure de l'Hérault.

Ensuite, l'unité située entre l'Hérault et le cap d'Agde (recul moyen du trait de côte de -12,5 m et budget sédimentaire de  $+ 1\,331\,000\text{ m}^3$  ;  $+ 1\,282\,000 / - 634\,000\text{ m}^3$ ) connaît un transit de sédiments vraisemblablement limité du fait des massifs rocheux immergés et des aménagements portuaires du Cap d'Agde.

L'unité qui s'étend d'Agde à Sète le long du lido de l'étang de Thau (recul moyen du trait de côte de -13 m et budget sédimentaire de  $- 11\,340\,000\text{ m}^3$  ;  $+ 1\,086\,000 / - 4\,804\,000\text{ m}^3$ ), est marqué par une érosion dominante. Sur ce site, la faiblesse des transits longitudinaux au profit de ceux organisés dans le profil ont déjà été suggérés (Durand, 1999)..

Enfin au Nord, l'unité entre Frontignan et Port Camargue (recul moyen du trait de côte de -26 m et budget sédimentaire de  $+ 4\,070\,000\text{ m}^3$  ;  $+ 8\,010\,000 / - 9\,450\,000\text{ m}^3$ ), qui correspond aux lidos de Maguelonne, entre Frontignan et au fond du golfe d'Aigues, ne bénéficie pas des apports sédimentaires depuis le Delta du Rhône via la flèche de l'Espiguette. Par contre ce gain sédimentaire peut provenir des apports fluviaux aujourd'hui largement modifiés, du Lez et du Vidourle.

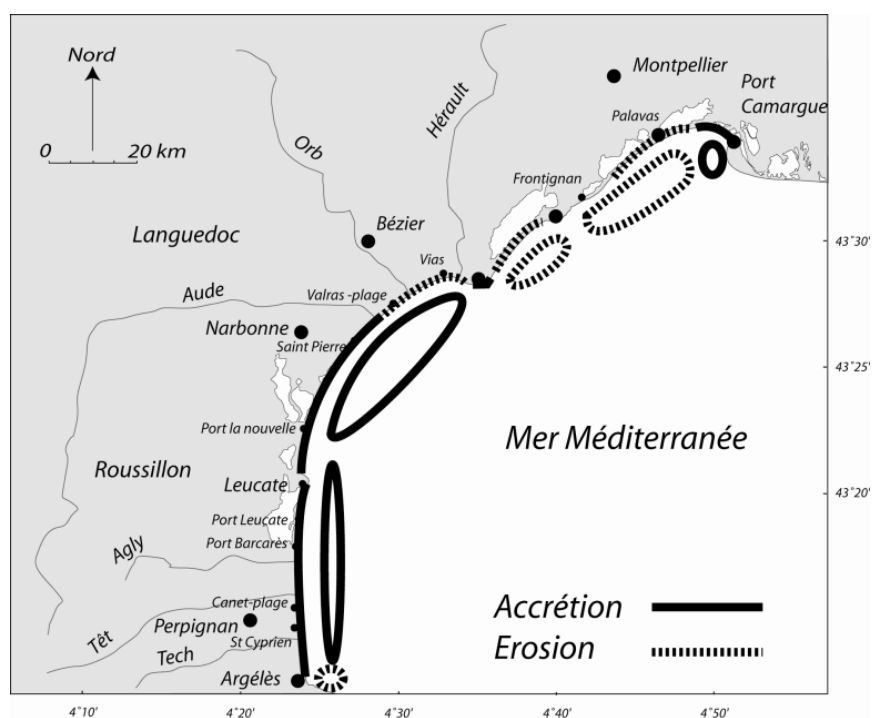


Fig. 158. Répartition des bilans sédimentaires entre 1895 et 1984 et évolution globale du trait de côte du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 1989, par unités sédimentaires.



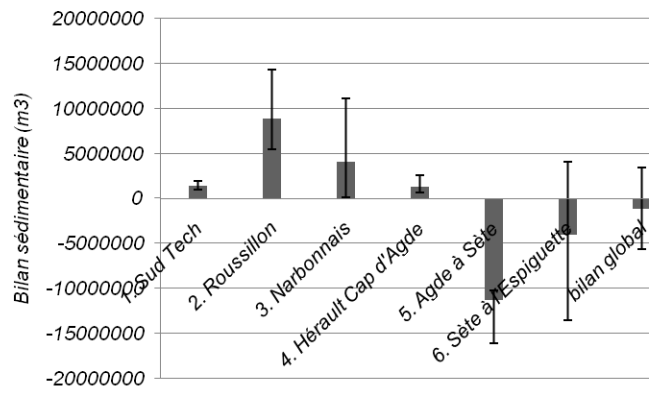
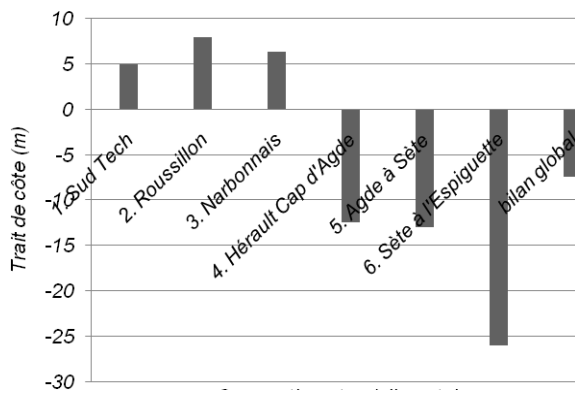


Fig. 159. Bilan sédimentaires nets entre 1895 et 1984 et évolution moyenne du trait de côte du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 1989, par unités sédimentaires.

Dans le détail, ces 6 principales unités peuvent être divisées en compartiments hydrosédimentaires à partir de la distinction des portions de littoral dont le trait de côte est en érosion ou en accrétion (Fig. 161 à Fig. 175). Au total 29 compartiments hydrosédimentaires sont identifiés: 2 compartiments dans le secteur au Sud de l'embouchure du Tech (1 à 2), 14 compartiments dans le secteur de l'embouchure du Tech au Grau de la Vieille Nouvelle (3 à 15), 4 compartiments dans le secteur du Grau de la Vieille Nouvelle à l'embouchure de l'Hérault (16 à 19), 1 compartiment pour le secteur de l'embouchure de l'Hérault au Cap d'Agde (20), 4 compartiments dans du Cap d'Agde à Sète (21 à 25), et 4 compartiments dans le secteur de Sète à l'Espiguette (21 à 25).

A l'extrême Sud de la zone d'étude (Fig. 161 : compartiment 1), le bilan sédimentaire du petit compartiment du Racou est en déficitaire de  $-417700 \text{ m}^3$ , soit  $-0,61 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , en accord avec un recul du trait de côte de  $-40 \text{ m}$  en moyenne. Cette érosion pourrait être mise en relation avec l'impact de la construction du port d'Argèlès en 1976, qui bloque les apports du transit littoral Nord/Sud (Durand, 1999). Cependant, la faible accumulation visible en amont et au droit des jetées du port contraste avec l'importante érosion visible au droit de la plage du Racou. Ainsi nous supposons que l'érosion de ce compartiment est essentiellement liée à des pertes vers le large via des courants transversaux favorisés par la présence de côte rocheuse au Sud (Fig. 161).

Le compartiment sédimentaire d'Argèlès à l'embouchure du Tech (Fig. 161 : compartiment 2) semble avoir largement bénéficié des apports du Tech qui sont redistribués vers le Sud. En effet, l'avant côte est en accrétion avec un bilan sédimentaire positif de  $1\,848\,400 \text{ m}^3$  soit  $0,44 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , en accord une avancée moyenne du trait de côte de  $+50 \text{ m}$ . Le droit de l'embouchure du Tech est d'ailleurs plus particulièrement en gain, où l'on mesure plus de  $3 \text{ m}$  d'accumulation de sédiments et une progradation de  $150 \text{ m}$  du trait de côte.

Au Nord de l'embouchure du Tech (Fig. 161 : compartiment 3), le trait de côte est en érosion de - 60 m en moyenne, car ce compartiment correspond au secteur de l'ancienne embouchure du Tech, en forte érosion suite à son abandon lors de la crue exceptionnelle de 1940 (Durand, 1999). Pourtant, l'accumulation de sédiments de cette crue semble encore visible entre 10 et 15 m de profondeur, ce qui fait que même si le trait de côte est en érosion, le bilan sédimentaire reste positif avec + 97 400 m<sup>3</sup>, soit 0,08 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>.

La redistribution des sédiments déposés au droit de l'ancienne embouchure du Tech par la dérive littorale profite aussi au compartiment de Tech à Canet (Fig. 161 : compartiment 4), dont le bilan est positif avec + 2 118 400 m<sup>3</sup>, soit 0,42 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et dont le linéaire côtier prograde en moyenne de 80 m. Au sein de ce compartiment les variations longitudinales de l'évolution du trait de côte (entre 0 et +150 m) et de la bathymétrie (entre +2,5 m et -3 m), reflètent principalement la perturbation du transit littoral par le port de Saint-Cyprien. En effet, les jetées du port, construites à la fin des années 1960, interceptent le transit sédimentaire Sud/Nord, et sont responsables de phénomènes d'accumulation en amont dérive, et d'érosion en aval dérive. Enfin, plus au Nord l'évolution des fonds de ce compartiment se limite au déplacement de la barre d'avant côte de près de 40 m vers le large, en relation avec la progradation du trait de côte.

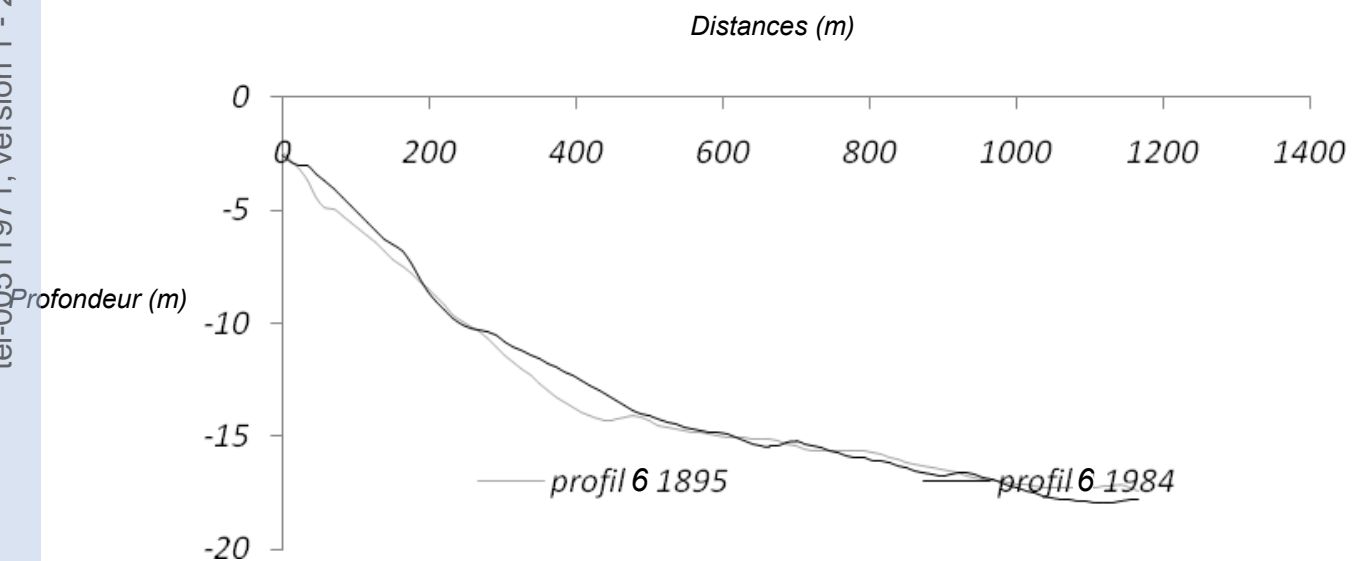


Fig. 160. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur Argèlès-Tech (profil 6, Sud embouchure Tech).

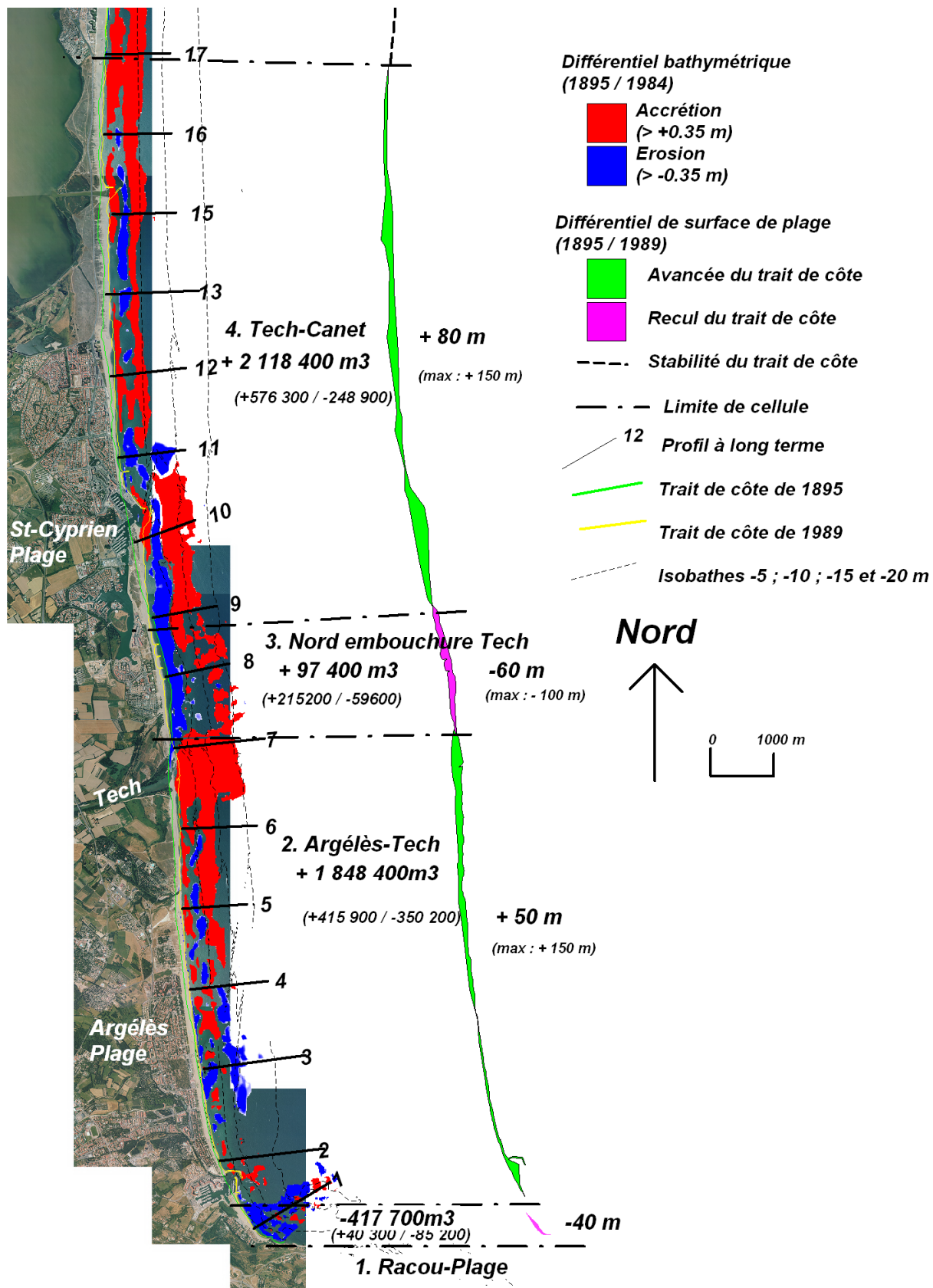


Fig. 161. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) d'Argélès à Canet.

De Canet à Barcarès (Fig. 163), les évolutions sont marquées par les apports des fleuves Roussillonnais et par l'impact des aménagements côtiers sur la redistribution de la dérive littorale Sud/Nord.

Ainsi, au droit de Canet-Plage (compartiment 5) même si le trait de côte est relativement stable et le différentiel bathymétrique variable en érosion au droit de la ville, et en accrétion en aval dérive de la jetée du port, le bilan global est légèrement positif avec  $+ 518\,800\text{ m}^3$ , soit  $0,22\text{ m}^3/\text{m}^2$ .

Dans le secteur de l'embouchure de la Têt (compartiment 6) alors qu'à terre, la plage s'érode et recule de  $-50\text{ m}$  environ, le bilan sédimentaire net est légèrement positif de  $+ 50300\text{ m}^3$ , soit  $0,02\text{ m}^3/\text{m}^2$ , en relation avec les restes d'une importante accumulation de sédiments au droit de l'ancienne embouchure de la Têt, entre  $10$  et  $20\text{ m}$  de fond.

Le compartiment de Toreilles située entre l'embouchure de la Têt au Sud et l'embouchure de l'Agly au Nord (compartiment 7), est alimentée en matériel par l'érosion de la cellule 6 située au Sud, et gagne  $3\,571\,200\text{ m}^3$ , soit  $0,59\text{ m}^3/\text{m}^2$ . Simultanément la côte avance de manière importante ( $64\text{ m}$  en moyenne, et de  $+40$  à  $+120\text{ m}$ ).

Comme pour les autres embouchures du Roussillon, le rivage de l'embouchure de l'Agly (compartiment 8) s'érode et recule de  $-22\text{ m}$ , mais le bilan sédimentaire reste positif avec  $+ 522\,100\text{ m}^3$ , soit  $0,23\text{ m}^3/\text{m}^2$ , du fait d'accumulation de sédiments au large entre  $-10$  et  $-20\text{ m}$  de profondeur.

Plus au Nord, en relation avec des accumulations de  $+ 1$  à  $+ 3\text{ m}$  au Sud des jetées des ports (Grau de St-Ange, Port Leucate), et de l'alimentation en sédiments depuis le compartiment de l'Agly, le compartiment du Sud Port Barcarès (compartiment 9) gagne  $502\,100\text{ m}^3$  de sédiments, soit  $0,26\text{ m}^3/\text{m}^2$ , et le trait de côte prograde de  $47\text{ m}$  en moyenne.

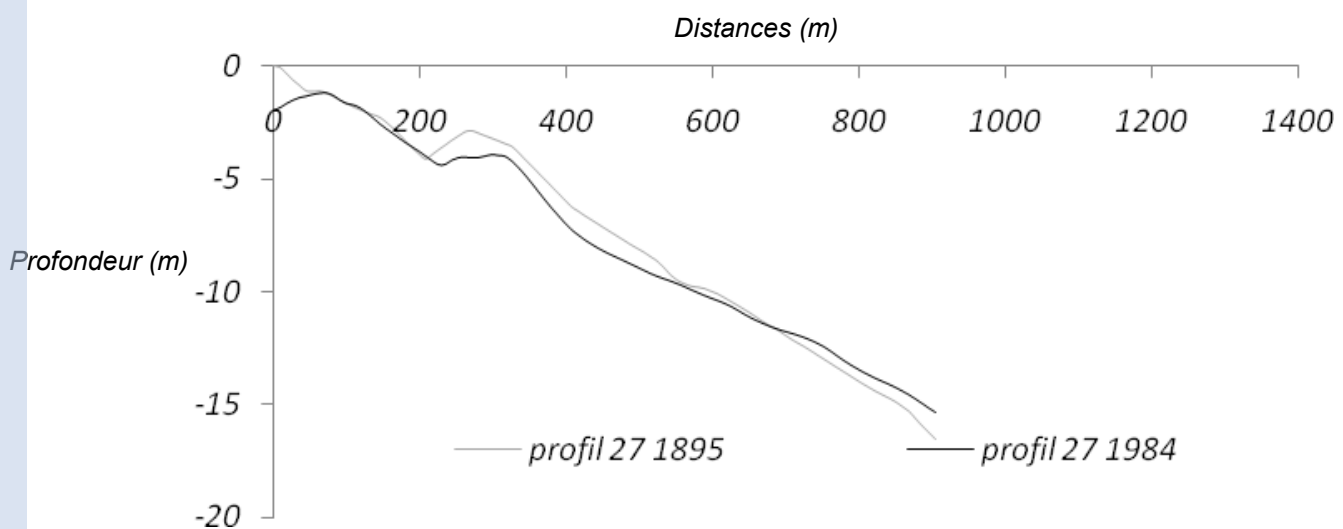


Fig. 162. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur Canet-Plage à le Barcarès (profil 27, Sud embouchure de la Têt).

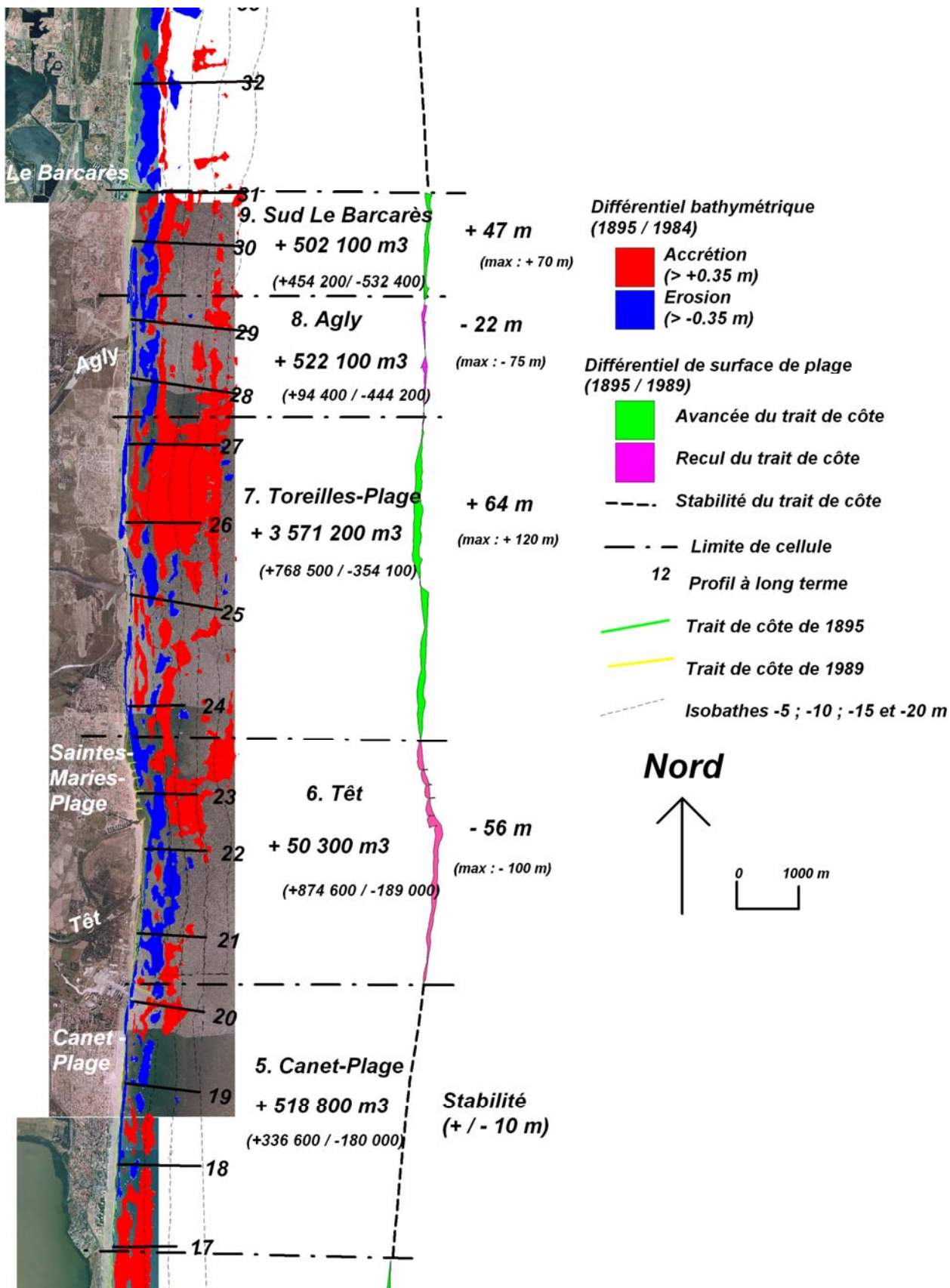


Fig. 163. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de Canet-Plage à le Barcarès.

Entre Port Barcarès et Cap Leucate (Fig. 165) le matériel intercepté par les jetées du Port de Barcarès contribue à expliquer le bilan sédimentaire positif des compartiments situés au Sud, et l'érosion des secteurs situés au Nord. Ainsi, le compartiment de Port Barcarès (unité 10) gagne  $1\,261\,300\text{ m}^3$ , soit  $0,15\text{ m}^3/\text{m}^2$ , et celui du Sud de Port Leucate (compartiment 11) gagne  $1\,340\,800\text{ m}^3$ , soit  $1,04\text{ m}^3/\text{m}^2$  ; le trait de côte est respectivement stable puis en accrétion (+37 m en moyenne). Par contre au Nord de Port Leucate, les compartiments de Port Leucate et Cap Leucate (compartiments 12 et 13) sont tous les deux en érosion de  $-1\,765\,300$  et  $-808\,300\text{ m}^3$  respectivement, soit  $-0,44$  et  $-0,29\text{ m}^3/\text{m}^2$  et le trait de côte recule de  $-40$  m en moyenne pour le compartiment de Port Leucate, et reste stable au pied des falaises rocheuses du Cap Leucate. On note que le massif de Leucate ne constitue pas une frontière au transit littoral et alimente les secteurs plus au Nord (Durand, 1999, Certain, 2002).

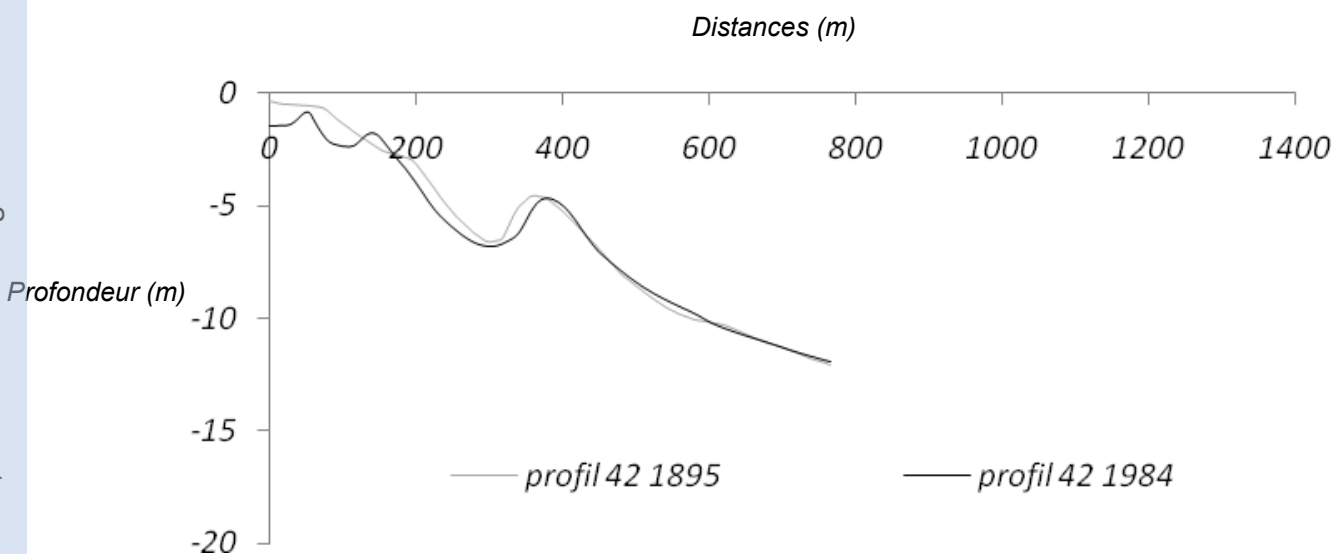


Fig. 164. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur entre La Franqui et Port La Nouvelle (profil 42, situé au Nord de Leucate-Plage).



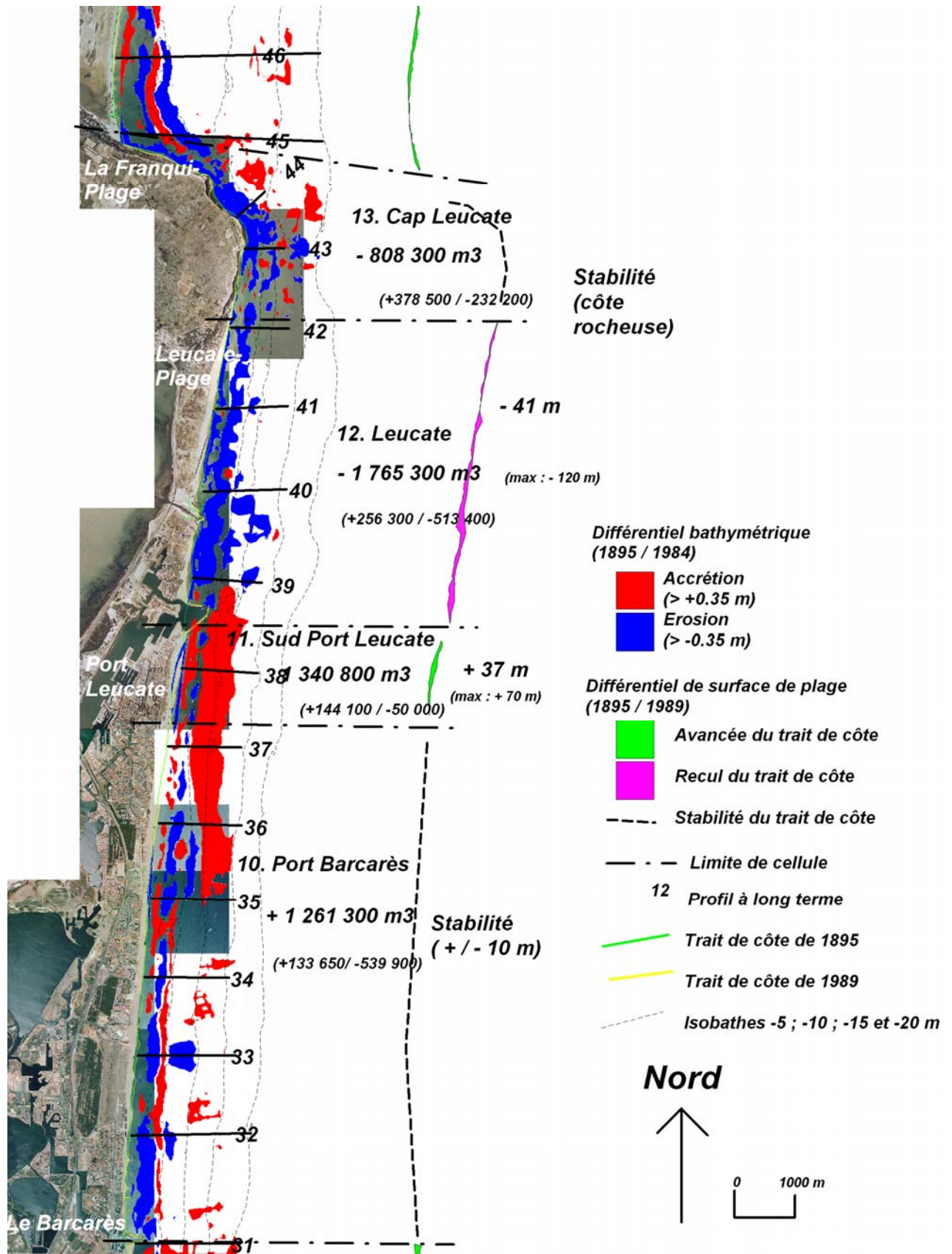


Fig. 165. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) depuis Le Barcarès à la Franqui-Plage.

Dans le Sud du Narbonnais, entre la Franqui et l'embouchure de l'Aude, les cellules de Cap Leucate à Port-La-Nouvelle (compartiment 14), et de Port La Nouvelle au Grau de la Vieille Nouvelle (compartiment 15), sont en accrétion avec des gains de 1 933 900 et 2 164 700 m<sup>3</sup> respectivement, soit 0,20 et 0,35 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Cette accrétion résulte d'une alimentation en matériaux par la dérive littorale convergente, en provenance du Roussillon au sud, qui franchit le Cap Leucate, et du Languedoc au Nord. Ainsi la limite du Cap Leucate étant perméable, les sédiments mobilisés depuis le Sud expliquent l'engraissement mesuré du secteur situé entre La Franqui et Port-La-Nouvelle (compartiment 14), qui gagne environ 2 millions de m<sup>3</sup>, et qui prograda de 46 m en moyenne. Cependant, l'érosion visible au droit de Leucate Plage se prolonge jusqu'au niveau de la Franqui, où l'on observe un amaigrissement significatif de la barre d'avant côte, ce qui traduit à long terme un possible tarissement des apports par la dérive littorale. Enfin, l'accrétion visible de part et d'autre de Port-La-Nouvelle jusqu'à -20 m de fond environ, illustre l'effet des jetées de port qui interceptent les sédiments transportés par les dérives littorales convergentes, mais aussi probablement les dépôts au large des travaux de dragage portuaire.

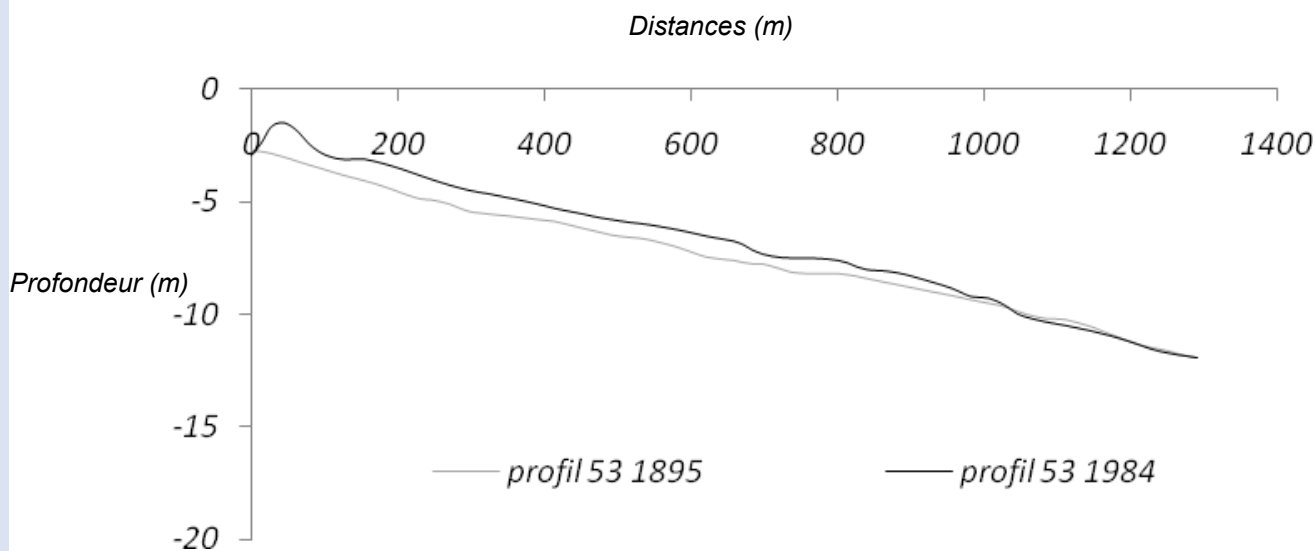


Fig. 166. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur de la Franqui-Plage au Grau de la Vieille-Nouvelle (profil 53, situé au Sud du port de La Nouvelle).

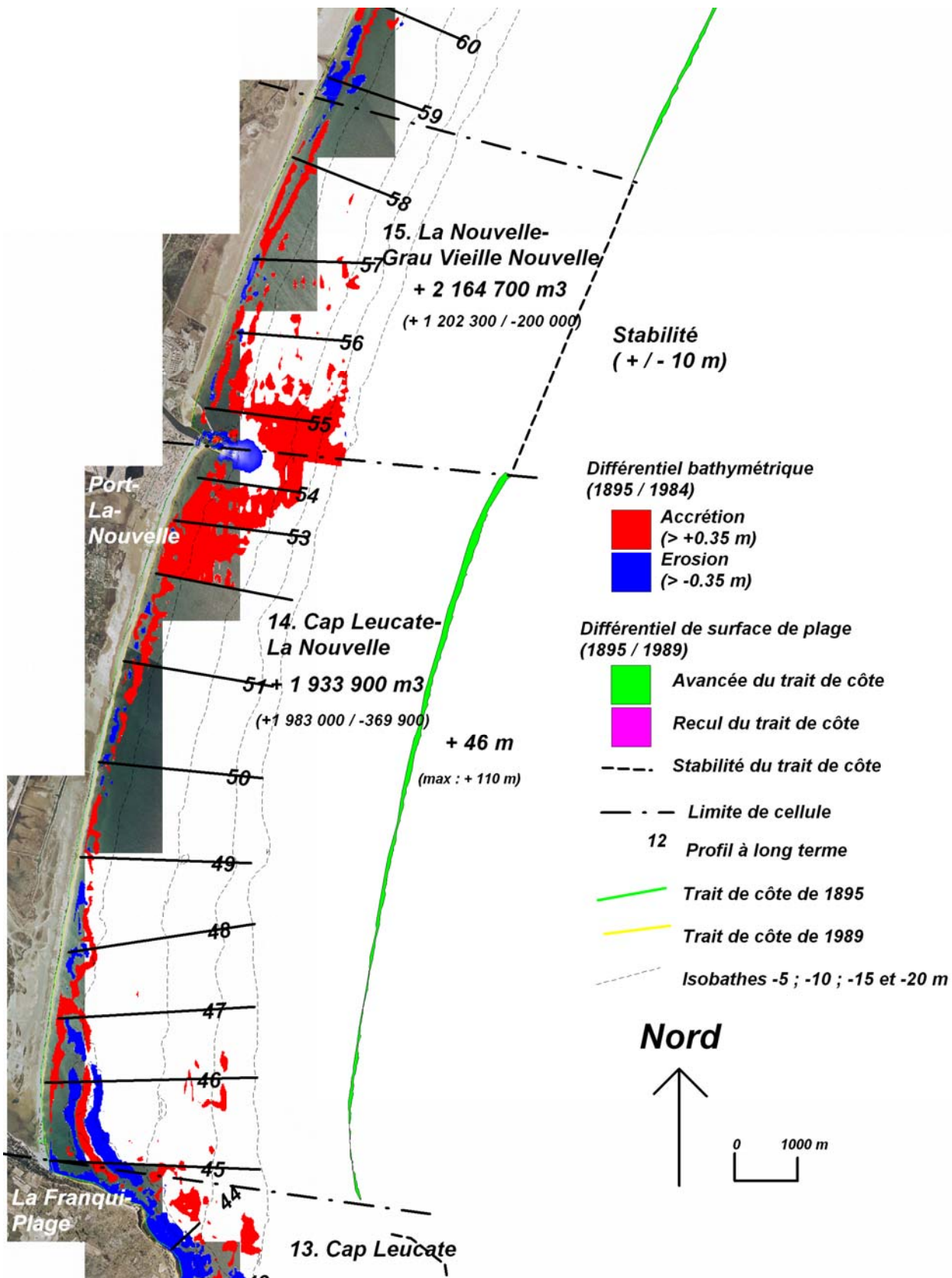


Fig. 167. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de la Franqui-Plage au Grau de la Vieille-Nouvelle.

Le bilan sédimentaire positif du compartiment du Grau de la Vieille Nouvelle au Sud de l'embouchure de l'Aude (Fig. 169) (compartiment 16) témoigne de son alimentation assurée par la dérive littorale venant du Nord, fournie en sédiments par les fleuves du Languedoc (Aude, Orb, Hérault), mais peut être aussi par l'érosion des compartiments situés encore plus au Nord. Ainsi, on observe une accrétion de la plage sous-marine entre la ligne de rivage et - 5 m de profondeur maximum, entraînant un bilan global positif de + 4 460 600 m<sup>3</sup>, soit 0,28 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, et le trait de côte prograde en moyenne de +70 m, et localement jusqu'à + 160 m. L'accrétion est toutefois plus importante dans la moitié Nord de ce compartiment et modérée au Sud, où la dérive résultante est moins marquée car on est proche de la zone de convergence avec la dérive roussillonnaise. Enfin, très localement, comme dans le Roussillon, on peut voir l'effet de la construction des ports de Gruissan et de St-Pierre-sur-Mer, dont les jetées interceptent une partie du transit sédimentaire en aval dérive et entraînent l'érosion des secteurs avals (profils 64 / 65 et 71 / 72).

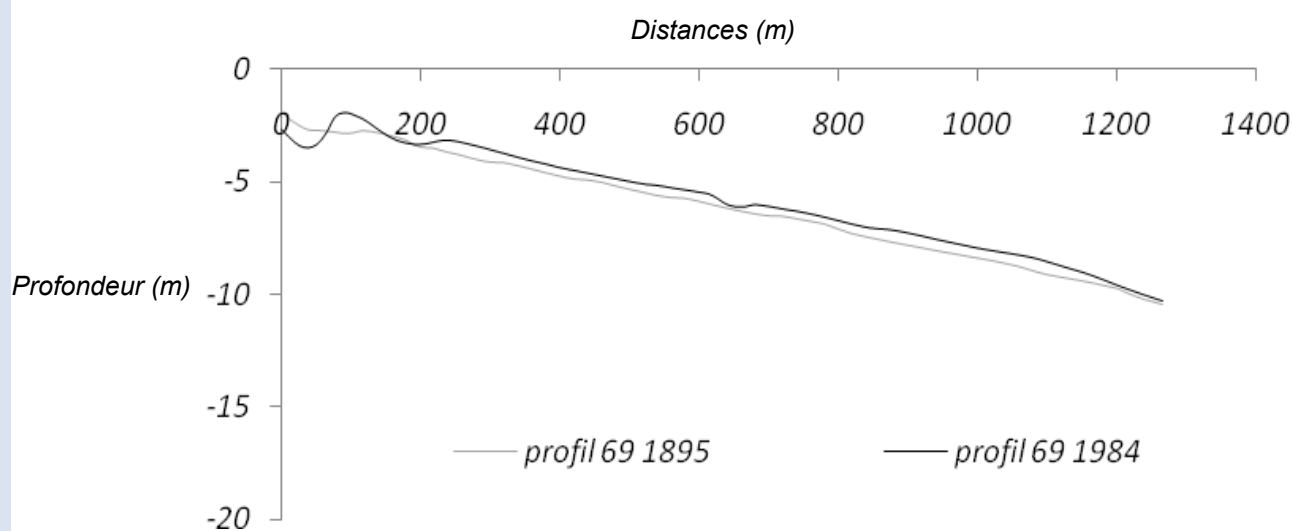


Fig. 168. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur du Grau de la Vieille Nouvelle à l'Hérault (profil 69, situé au Nord de Gruissan).



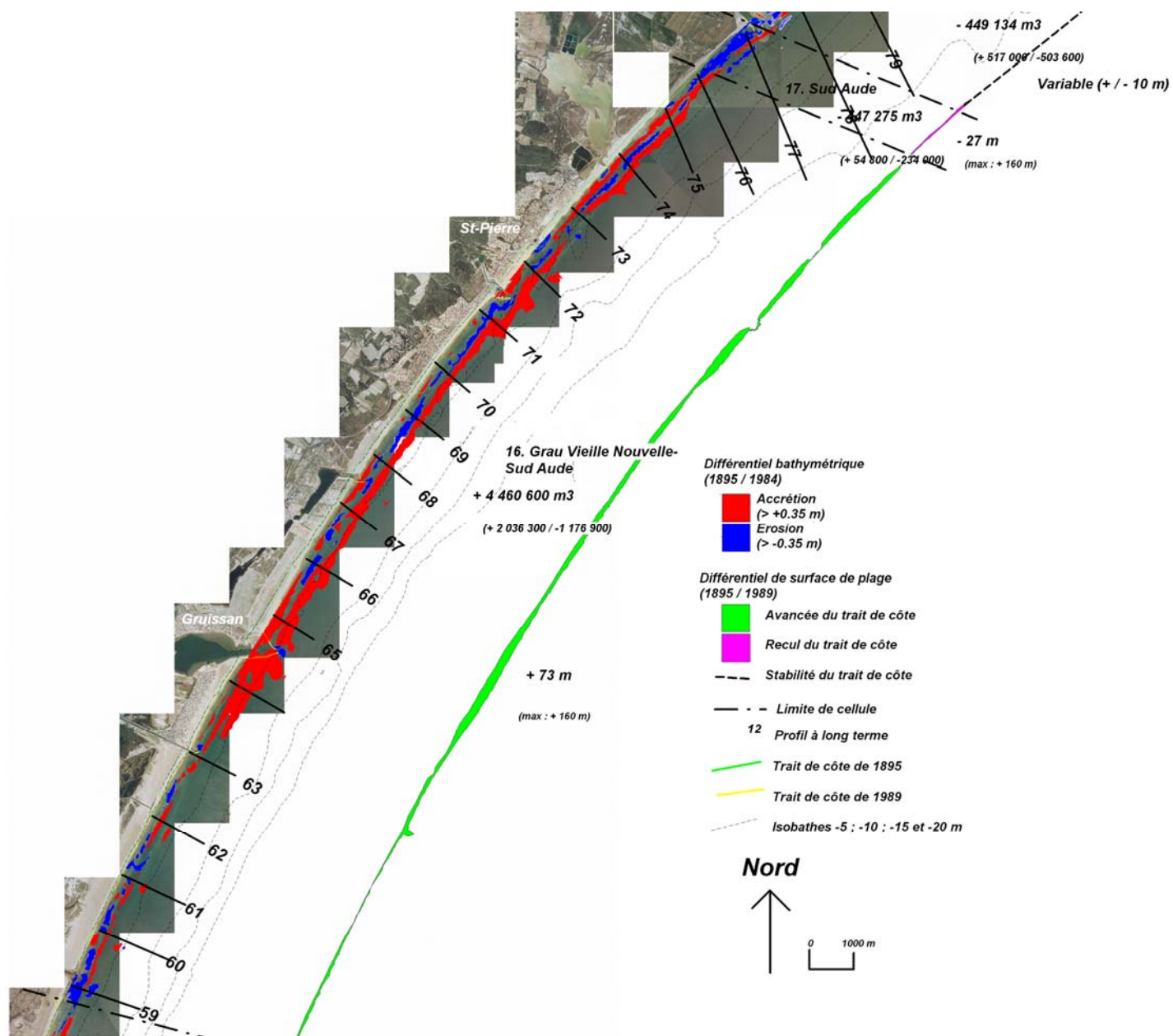


Fig. 169. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) du Grau de la Vieille Nouvelle à l'embouchure de l'Aude.

Au Nord du Narbonnais, l'érosion prédomine dans le secteur situé l'embouchure de l'Aude et de l'Hérault, et plus particulièrement entre l'embouchure de l'Orb et celle de l'Hérault

Ainsi, pour le compartiment du Sud de l'Aude (compartiment 17), de l'Aude et l'Orb (compartiment 18), et de Sérignan à l'embouchure de l'Hérault (compartiment 19), le bilan sédimentaire est négatif avec des pertes de -447 200, -449 100 et -3 636 000 m<sup>3</sup> respectivement, soit -0,37, -0,07 et -0,36 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Par conséquent, le trait de côte s'érode souvent de plus de 100 m, et ce phénomène augmente du Sud vers le Nord. De l'Orb à l'Hérault, les zones en érosion observée correspondent aux zones de faiblesse du cordon littoral, telles les anciennes embouchures des cours d'eau (étang du Clos de Vias, ancien Grau du Libron, la Grande Maïre) (CETE, 2002). Cela signifie d'une part que les fleuves languedociens (l'Aude, l'Orb et l'Hérault), même s'ils entraînent très localement des accumulations au droit de leurs embouchures, ne compensent les pertes en matériaux liées à la dérive littorale vers le Sud-Ouest, et d'autre part que les aménagements réalisés dans le Nord du secteur, comme à Vias, n'ont pas contré les phénomènes d'érosion, au contraire (Samat, 2007).

Ainsi, le compartiment Sérignan-Plage Hérault reçoit des apports de l'Hérault qui sont ensuite répartis par les houles locales par le transit résultant vers le SW (Durand, 1999) ; mais ces apports sont trop faibles ou trop rares pour compenser l'érosion du trait de côte qui atteint localement 160 m au niveau de la Tamarissière.

Enfin, l'artificialisation du littoral entre l'embouchure de l'Hérault et le cap d'Agde (épis, brise lames, jetées pour le port d'Agde), la présence de roches sous-marines ainsi que le rechargement de plusieurs plages dans la région, pourraient expliquer les données confuses apparues sur le MNT différentiel du fond marin réalisé pour cette zone (compartiment 20), qui présente un différentiel bathymétrique variant entre -1 et +3 m et un bilan positif de 928 500 m<sup>3</sup>, soit 0,13 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Pour ce secteur bordé de petites plages de poche, le trait de côte s'érode de -25 m en moyenne.

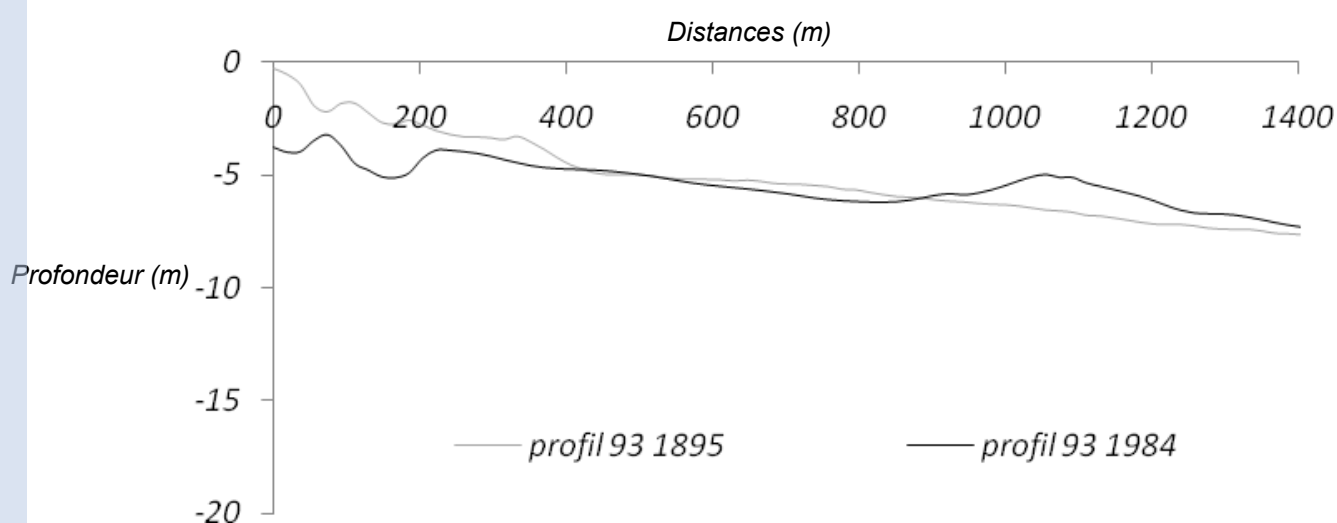


Fig. 170. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique de l'embouchure de l'Aude au Cap d'Agde (profil 93, situé à l'Ouest de l'embouchure de l'Hérault).



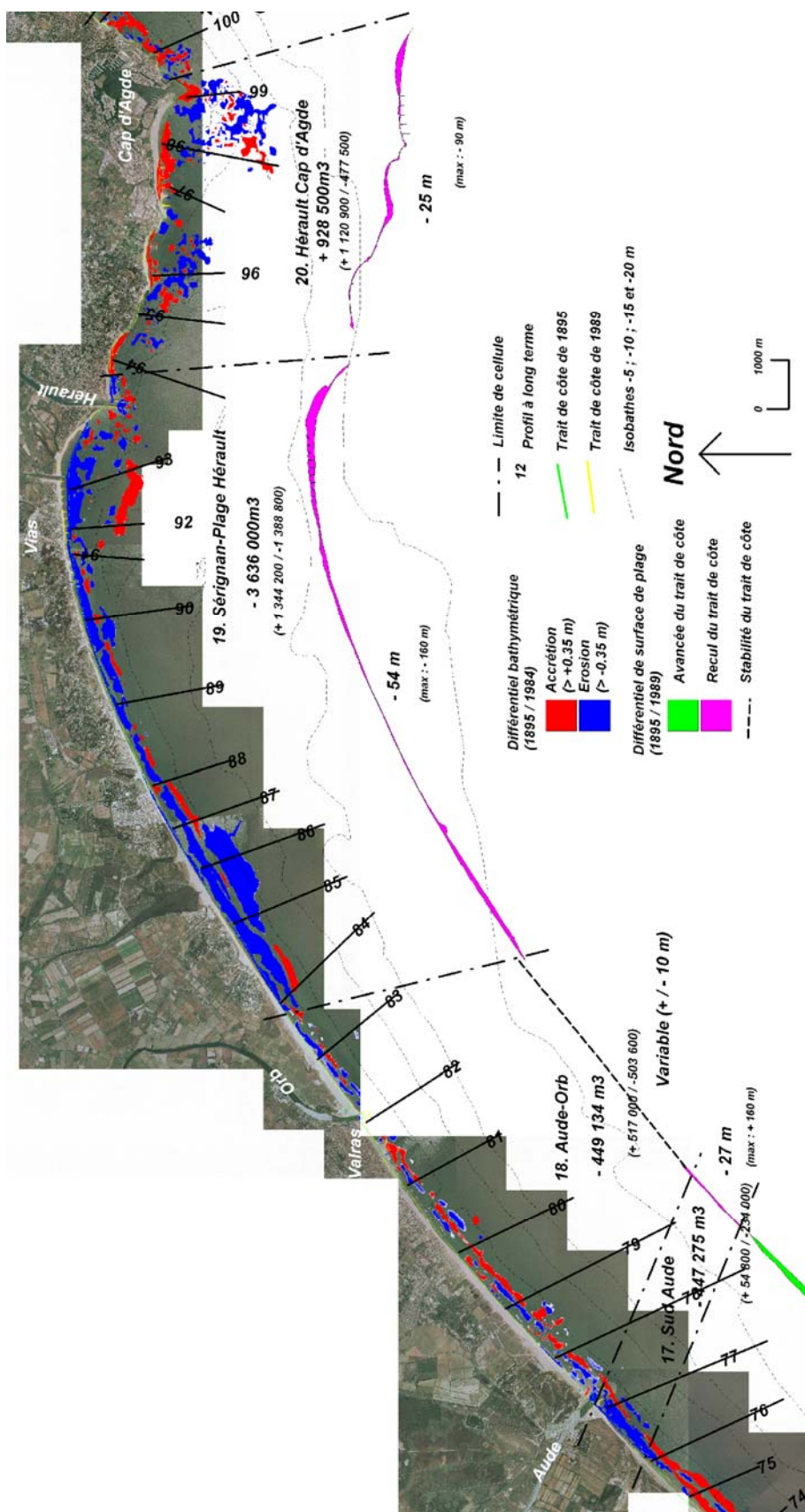


Fig. 171. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de l'embouchure de l'Aude au Cap d'Agde.

Du cap d'Agde à Sète (Fig. 173) (compartiments 22 à 24), la majeure partie du lido est en érosion, comme au niveau de Marseillan (compartiment 23) qui perd  $-198\,753\text{ m}^3$ , soit  $-0,08\text{ m}^3/\text{m}^2$ , et surtout au Nord, de Marseillan à Sète (compartiment 24) qui perd  $-11\,358\,400\text{ m}^3$ , soit  $-0,46\text{ m}^3/\text{m}^2$ , tandis que la plage sous-marine est en accrétion au Sud, atteignant  $+3\text{ m}$  au port d'Ambonne (compartiment 22) qui gagne  $215\,100\text{ m}^3$ , soit  $0,20\text{ m}^3/\text{m}^2$ , et à la hauteur du Cap d'Agde qui gagne  $403\,000\text{ m}^3$  soit  $0,20\text{ m}^3/\text{m}^2$ .

Cette évolution est bien visible au niveau de l'évolution du trait de côte, avec le Nord du lido en recul de  $-30\text{ m}$  en moyenne (avec un maximum de  $-80\text{ m}$  au Nord), alors que l'extrême Sud du lido est en accrétion de  $+18\text{ m}$  en moyenne à la hauteur de Port Ambonne, dont les jetées construites dans les années 70, ont sans doute favorisé l'accrétion, en interceptant une partie du transit Nord-Sud.

Mais pris dans son ensemble, le bilan sédimentaire du lido est largement déficitaire car les pertes des compartiments 24 et 23 ne sont pas compensées par les faibles gains mesurés dans les compartiments du Sud (21 et 22).

Le déficit de ce secteur ( $-11\,342\,000\text{ m}^3$ ) et l'érosion du trait de côte de  $-12\text{ m}$  en moyenne peut s'expliquer par l'absence d'apports fluviaux et par une mobilisation du matériel sableux vers le large et, dans une moindre mesure, vers le compartiment Hérault-Agde au Sud. Par ailleurs la frontière imperméable que constitue le Mont St-Clair écarte toute possibilité d'exports sédimentaire vers le Nord de Sète. Il faut donc supposer que le système sableux enregistre des pertes importantes vers le large, au-delà de la zone cartographiée, ou bien que le matériel déposé ne soit pas visible sur nos bathymétries du fait de la marge d'erreur des mesures ( $\pm 0,35\text{ m}$ ).

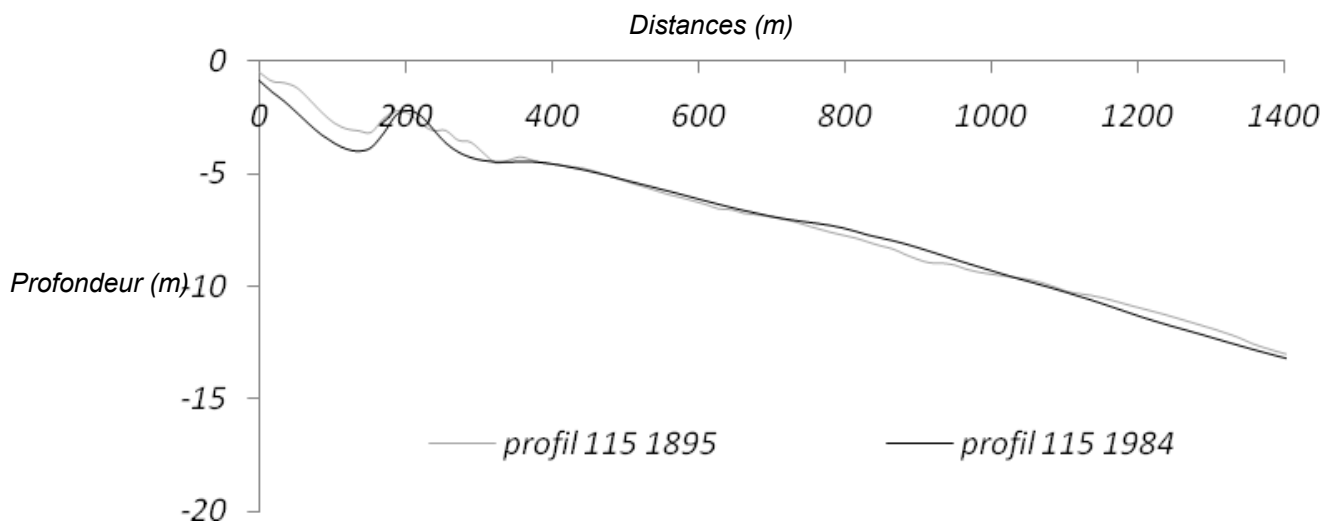


Fig. 172. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur Agde-Sète (profil 113, situé au Nord de l'embouchure de l'Hérault).

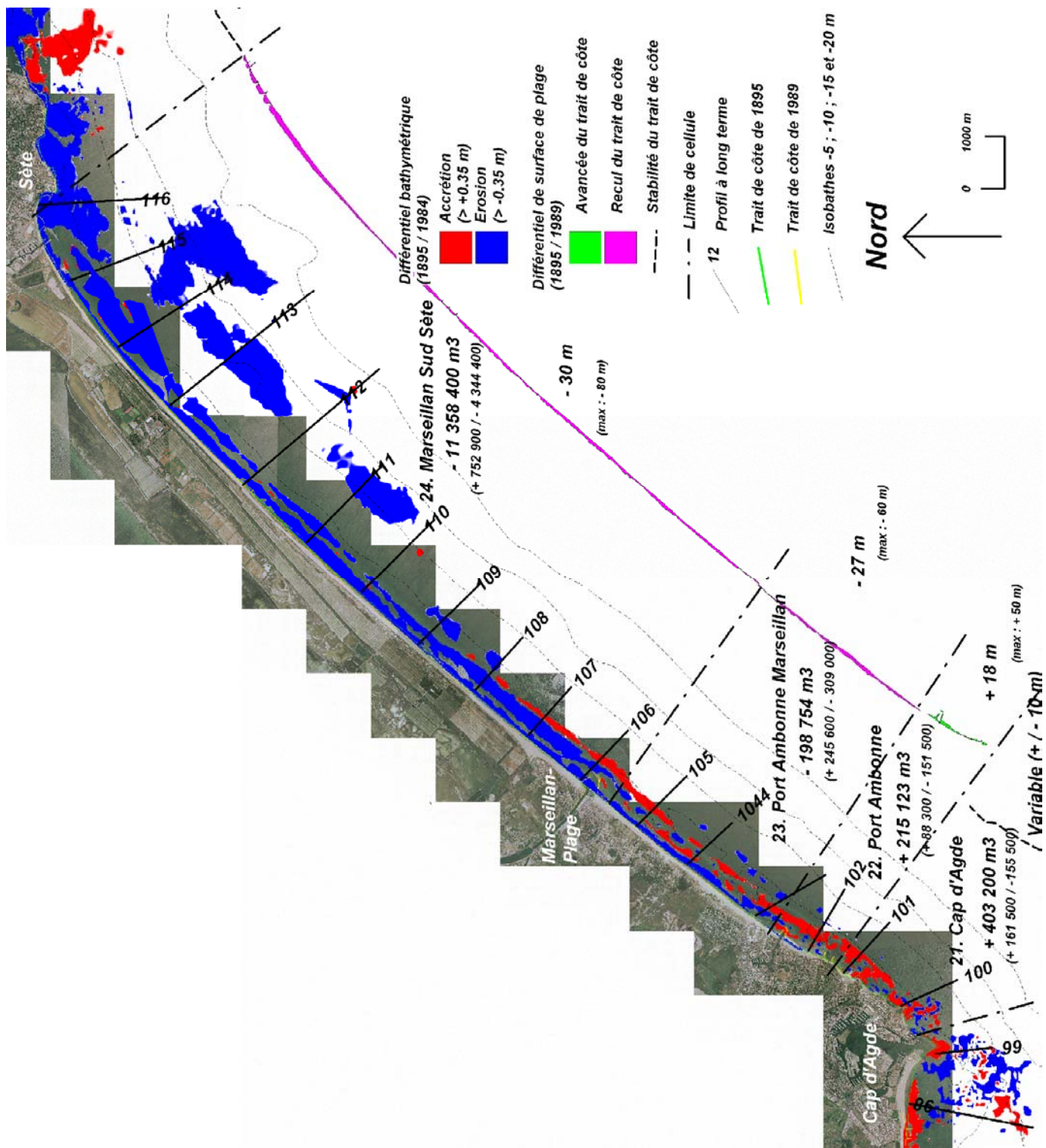


Fig. 173. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) du Cap d'Agde à Sète.

Enfin, l'érosion du secteur Frontignan-Espiguette (Fig. 175) ( $-4\,079\,100\text{ m}^3$ ) qui recule de 26 m en moyenne se localise principalement entre Sète et Palavas, car ce secteur n'est pas alimenté par des fleuves côtiers ni par les apports du delta du Rhône qui engraisent pourtant la pointe de l'Espiguette. Cette cellule a donc pu être approvisionnée de l'érosion des plages de Petite Camargue situées à l'Est (Sabatier et al., 2006), jusqu'à la construction de la digue de Port Camargue en 1977, qui constitue alors une barrière pour les apports rhodaniens.

On observe de Sète jusqu'à Frontignan (Fig. 175) (compartiment 25) une zone en érosion. L'évolution des fonds est assez confuse avec une alternance d'érosion et d'accrétion ( $-2$  à  $+7$  m aux environs du port de Sète), mais la zone dans son ensemble est en déficit sédimentaire :  $-13\,739\,700\text{ m}^3$ , soit  $-0,66\text{ m}^3/\text{m}^2$ . Pourtant le trait de côte est stable du fait d'aménagements côtiers (Samat, 2007).

De Frontignan à Palavas (compartiment 26), la tendance érosive se poursuit avec un bilan négatif de  $-14\,274\,000\text{ m}^3$ , soit  $-0,40\text{ m}^3/\text{m}^2$ , en accord avec un recul du trait de côte de 80 m

De Palavas (compartiment 27) à Carnon (compartiment 28), la plage sous-marine est en érosion ( $-3$  m au maximum) avec un bilan négatif respectivement de  $-1\,380\,600\text{ m}^3$ , soit  $-0,17\text{ m}^3/\text{m}^2$ , et  $-706\,300\text{ m}^3$ , soit  $-0,12\text{ m}^3/\text{m}^2$ . La tendance érosive est donc toujours présente mais diminue vers le Nord, car on observe des dépôts au large probablement en relation avec la présence de reliefs sous-marins composés de beach-rock.

Enfin, de Carnon à l'Espiguette (compartiment 29), la plage est en forte accrétion, excédant  $+8$  m dans l'Est de la zone, entraînant un bilan global de  $+12\,281\,800\text{ m}^3$ , soit  $+0,38\text{ m}^3/\text{m}^2$ . Pourtant la position du rivage est en moyenne assez stable, oscillant entre  $-20$  et  $+20$  m.

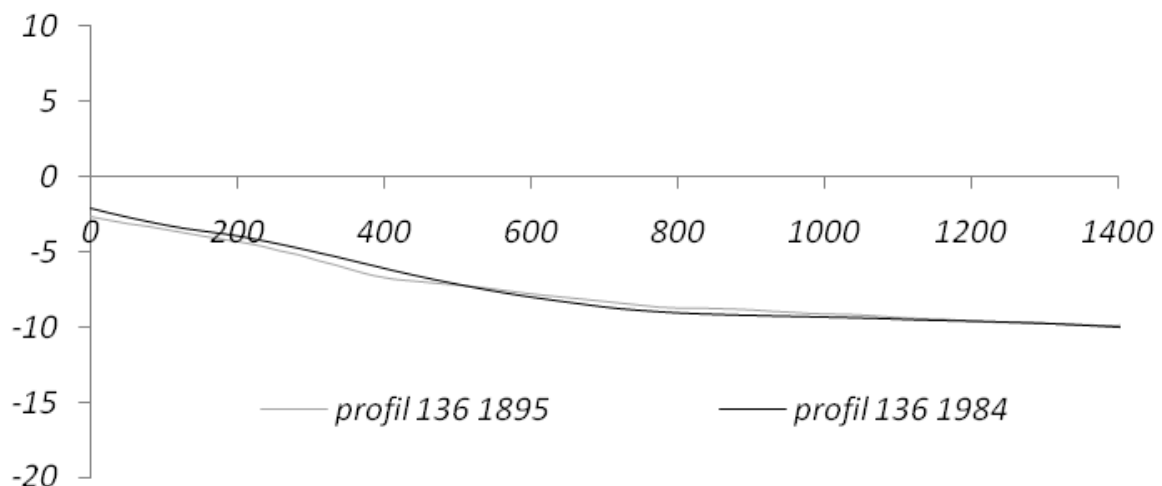


Fig. 174. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur de Frontignan à Port Camargue (profil 136, situé au Nord du Golfe d'Aigues-Mortes).



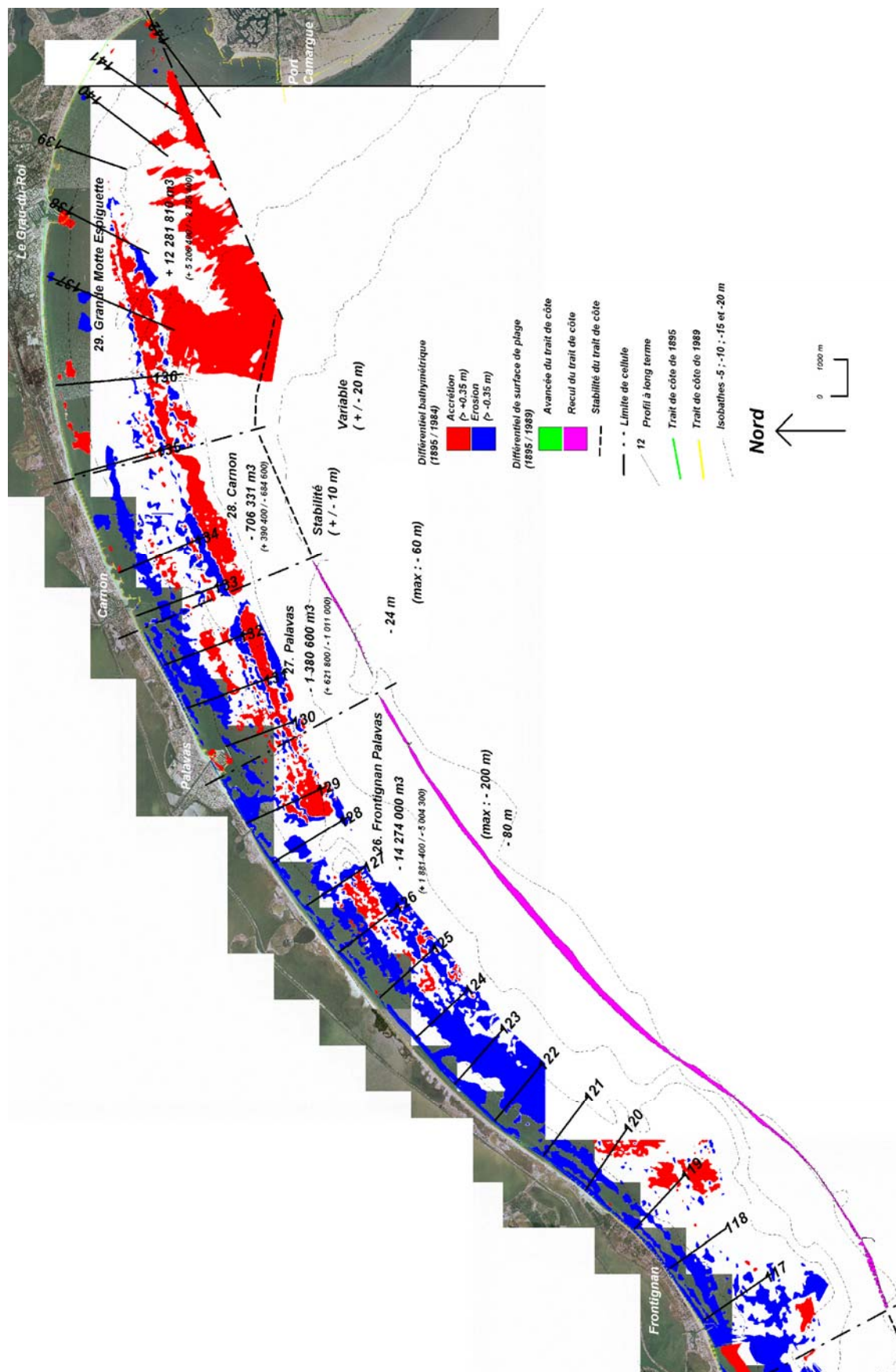


Fig. 175. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de Frontignan à Port Camargue.



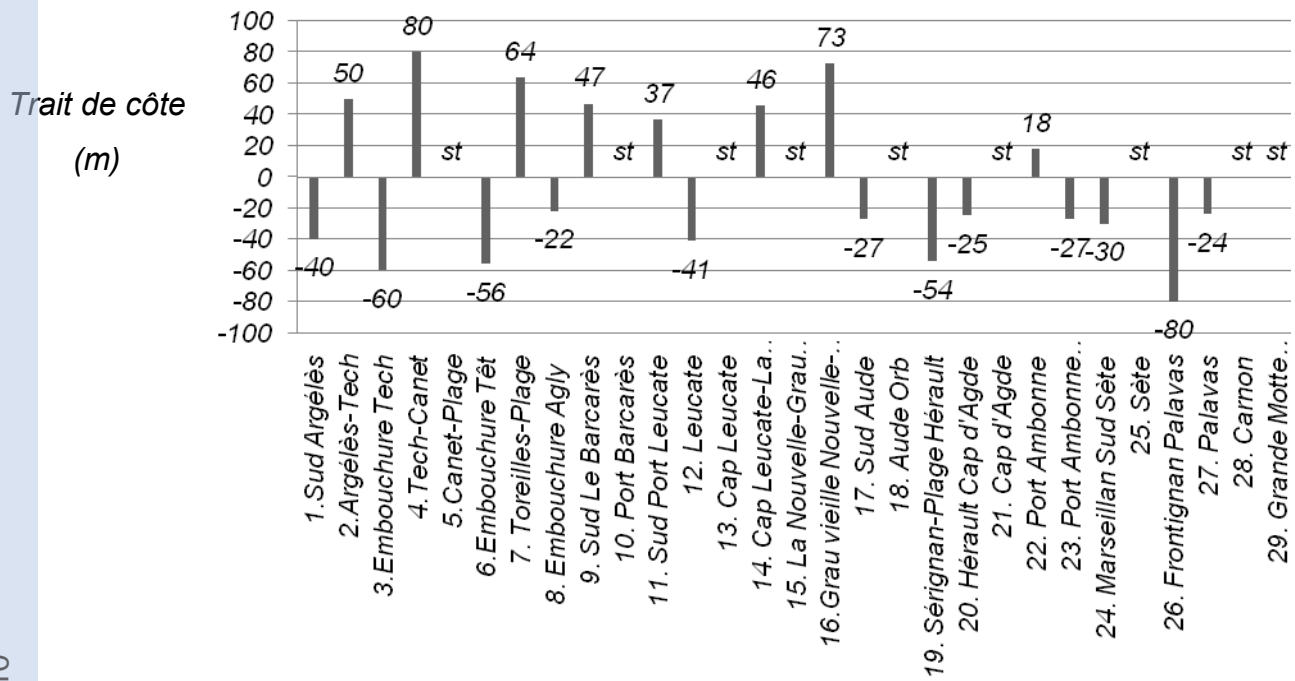


Fig. 176. Evolution du trait de côte par compartiments hydrosédimentaires en mètres entre 1895 et 1989.

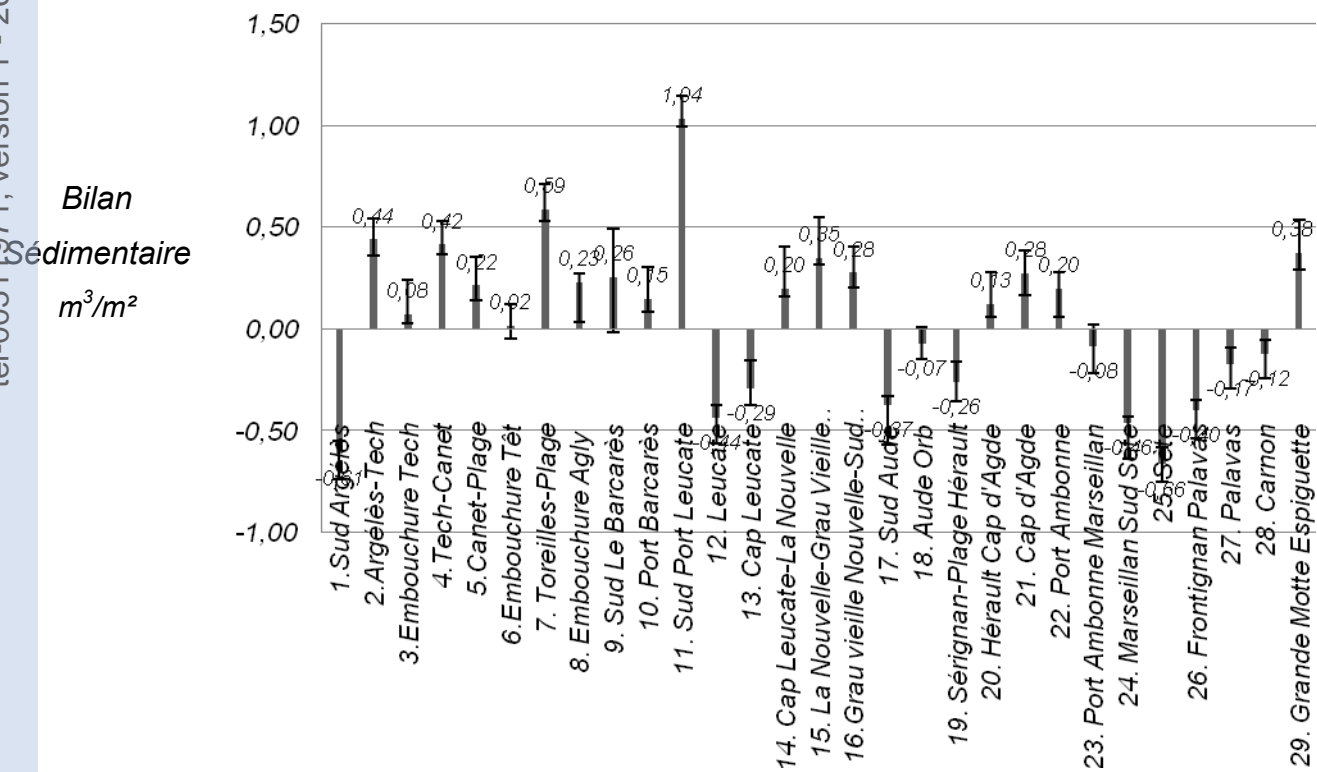


Fig. 177. Bilan sédimentaire en m³/m² par compartiments hydrosédimentaires entre 1895 et 1989.

Notre analyse à long terme du trait de côte et du bilan sédimentaire confirme l'évolution décrite par les travaux des précédents auteurs qui ont travaillé sur la morphodynamique du Languedoc-Roussillon (Pineau 1963, Barusseau 1996, Akouango 1997, Durand 2000, Certain 2002, Samat 2007). Mais nous proposons une analyse sur une période plus longue, avec des marges d'erreurs réduites. Par exemple, nos valeurs de recul et d'avancée du trait de côte mesurées de 1895 à 1989 sont significativement plus faibles que les valeurs proposées par Pineau (1963 in L.C.H.F., 1984), pour la période 1857 et 1957 (Fig. 15). Pineau donne un recul de 300 m de la plage de la Tamarissière à l'Est de l'embouchure de l'Hérault, alors que nous ne mesurons qu'un recul de 130 m à partir des minutes de 1895. De même, il propose une avancée du trait de côte de 500 m au Sud de la Nouvelle, alors que nous montrons une avancée moyenne du trait de côte 10 fois moins importante, de l'ordre d'une cinquantaine de mètres, avec un maximum de 150 m. Ses données couvrant une période plus ancienne que la nôtre, on pourrait imaginer que la mobilité du trait de côte s'est réduite dans le temps, mais l'hypothèse de marges d'erreurs importantes, car liées à l'imprécision des cartes d'Etat Major et des techniques de traitement des données de l'époque, semble plus probable. Concernant l'analyse à long terme de la bathymétrie, Durand (1999) avait proposé un bilan sédimentaire d'Argèlès à Sète, de 1935 à 1996. Cependant les résultats obtenus par calculs de cubatures déduits du recul du trait de côte et de la profondeur de fermeture, avaient une marge d'erreur proche de 40 % inhérente à la méthode employée (Durand, 1999). Les volumes obtenus ici, en considérant une marge d'erreur verticale de +/- 0,35 cm, sont accompagnés une marge d'erreur moyenne de 20 %. Notre bilan à long terme constitue donc une nouvelle base de données qu'il sera intéressant à croiser avec l'évolution morphologique à d'autres échelles de temps. Cette approche pourra être réalisée en utilisant les données lidar récentes acquises durant ma thèse mais dont la disponibilité n'était pas encore effective.

## 4.2. Modélisation historique de l'énergie de la houle sur l'avant côte

Les simulations à l'aide du modèle UNIBEST-TC de l'énergie de la houle réalisées sur les profils d'avant côte de 1895 et 2006 dans le delta du Rhône et de 1895 et 1984 dans le Languedoc-Roussillon, permettent de déterminer si les variations bathymétriques décrites précédemment induisent des modifications de la force d'une tempête exceptionnelle (type 1997).

### 4.2.1 Avant côte du delta du Rhône

Quelle que soit la bathymétrie de l'avant côte (1895 ou 2006) (Fig. 178 B et C) on note que les portions de côte les plus exposées sont, la pointe de Beauduc (profils 47 à 55 : 410000 N/m en moyenne), l'embouchure du Grand Rhône (profils 70 à 77 : 428000 N/m en moyenne) et dans une moindre mesure la pointe de l'Espiguette (profils 1 à 15 : 400000 N/m en moyenne), en relation avec la faible incidence des houles et le caractère moins dissipant de la morphologie que le reste du delta (pente sous-marine plus forte). Entre ces extrêmes, les autres portions de littoral reçoivent une énergie moins importante. Ainsi, depuis la pointe de l'Espiguette jusqu'au Golfe de Beauduc, l'énergie développée diminue progressivement d'Ouest en Est (profil 15: 406000 N/m à profil 40: 325000 N/m). De même sur le littoral de Faraman, (profils 56 à 70 : 366000 N/m en moyenne), l'énergie diminue en direction profil 61, à équidistance entre la pointe de Beauduc et l'embouchure du Grand Rhône. Enfin, à l'abri des plus fortes houles et par son caractère particulièrement dissipant, le fond du Golfe de Beauduc reçoit moins d'énergie que le reste du delta (profils 40 à 45 : 300000 N/m en moyenne).

La comparaison des résultats des modélisations entre les 2 dates montre que l'évolution de la bathymétrie n'a pas eu d'influence significative sur l'énergie développée sur l'avant côte à l'échelle du delta du Rhône. En effet, l'énergie moyenne à la côte développée lors de la tempête de Décembre 1997 n'augmente que de 4 % entre les deux dates (366000 N/m et 377000 N/m pour l'ensemble des profils de 1895 et 2006 respectivement). Cependant, ce résultat à l'échelle du delta est à nuancer, car on distingue des secteurs pour lesquels l'énergie a évolué significativement entre 1895 et 2006. Ainsi, au niveau de l'embouchure du Petit Rhône et des Saintes-Maries-de-la-Mer (profils 28 à 38), l'énergie à la côte a augmenté de 16 % en moyenne, uniquement du fait de l'évolution bathymétriques de l'avant côte sur un peu plus d'un siècle. De même au niveau de Faraman (profils 58 à 67 : + 13 % entre 1895 et 2006). Les autres secteurs (pointes sableuses de l'Espiguette et de Beauduc, golfe de Beauduc) ne montrent pas d'évolution significative, traduisant la stabilité dans le temps de leur morphologie, indépendamment de leurs déplacements dans l'espace. Il n'y a qu'au niveau de l'embouchure du Grand Rhône (profils 72 à 77) que l'énergie développée à la côte diminue de 45 %, certainement en relation avec l'accumulation des sédiments fluviaux au niveau de l'embouchure.

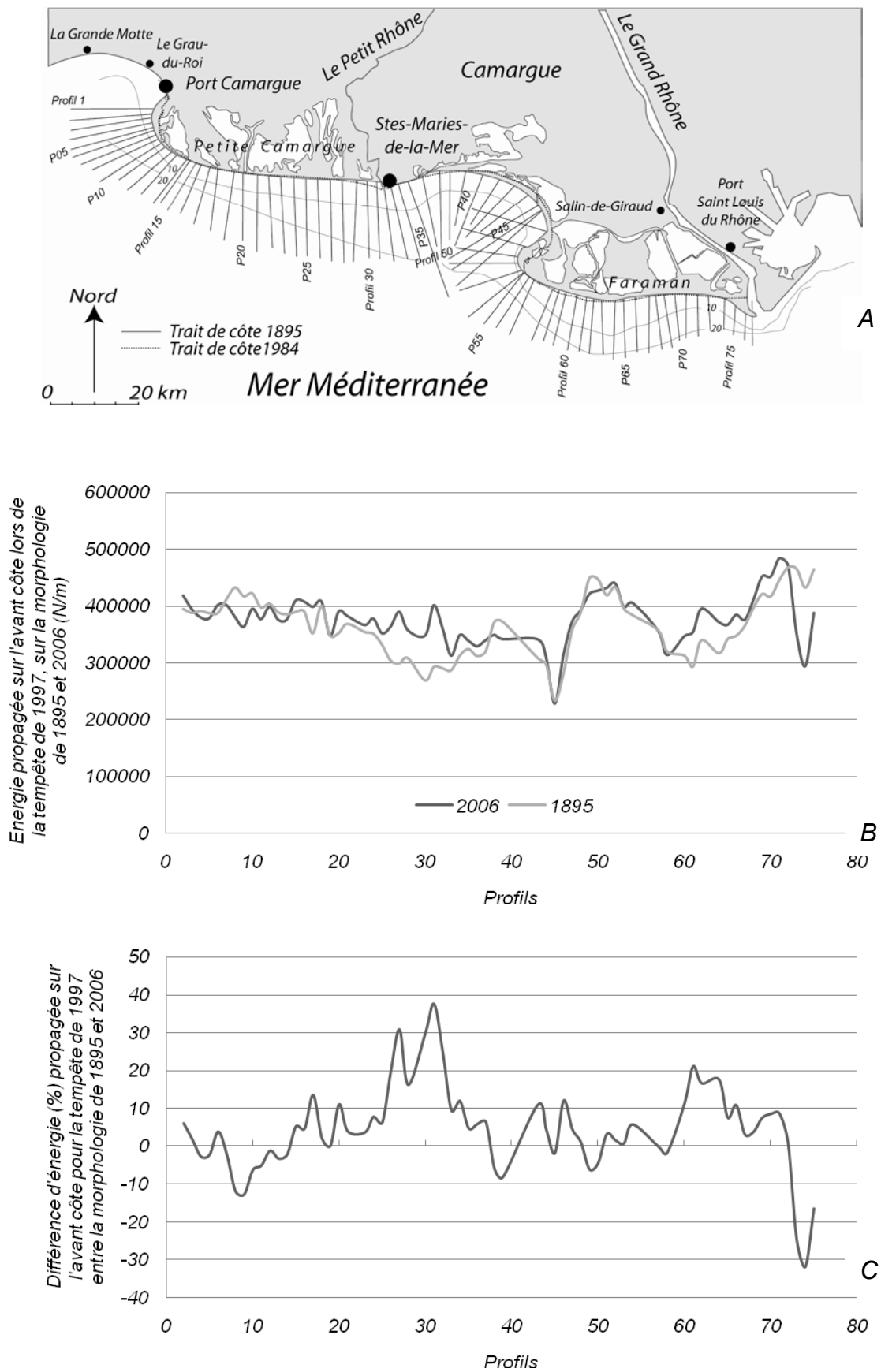


Fig. 178. Evolution de l'énergie développée à la côte par la tempête de 1997 entre la morphologie de 1895 et 2006 (A : en N/m et B : en % entre 1895 et 2006) (Modélisation UNIBEST-TC).

#### 4.2.2 Avant côte du Languedoc-Roussillon :

Quelle que soit la bathymétrie de l'avant côte du Languedoc-Roussillon (1895 ou 1984) (Fig. 179), on distingue 2 portions de côte plus exposées : le Sud du Roussillon entre Argèlès et Cap Leucate (profils 1 à 45 : 410000 N/m en moyenne), et les lidos de Sète et de Maguelonne (profils 100 à 130 : 450000 N/m en moyenne). Entre ces deux portions de littoral, le Narbonnais (entre Cap Leucate et le Cap d'Agde), et le Golfe d'Aigues Mortes reçoivent une énergie globalement moins importante (profils 46 à 100 : 300000 N/m en moyenne et profils 131 à 142 : 300000 N/m en moyenne). Ces différences sont sans doute liées à la plus ou moins grande exposition du rivage en fonction de leur orientation et du caractère plus ou moins dissipatif de l'avant côte. Ainsi le secteur d'Aigues Mortes et dans une moindre mesure celui du Narbonnais, profitent d'un « effet de golfe » et de pentes de glacis relativement faibles qui réduisent la force des houles, alors que les lidos du Nord et le Roussillon seraient plus exposés et moins dissipants.

Derrière ce schéma général, on note une grande variabilité longitudinale des valeurs, en particulier entre Argèlès et Cap Leucate, où les maximaux mesurés correspondent généralement à des secteurs aménagés comme Le-Barcarès, Canet, Saintes-Maries-Plage, et à des embouchures de fleuves comme le Tech, l'Agly, mais aussi à des secteurs « naturels » comme à la hauteur de Leucate-Plage. Cette grande variabilité longitudinale diminue dans le Narbonnais, et ne se retrouve pas entre le Cap d'Agde et Port Camargue. Nous avons vu depuis le MNT différentiel que le Sud du Roussillon avait un comportement hétérogène longitudinalement et transversalement, du fait de nombreux facteurs de contrôle du littoral (embouchures, aménagements, redistribution transversale), mais il est possible que les différents systèmes de barre d'avant côte du Sud de la moitié Sud du Languedoc-Roussillon, qui peuvent être festonnées ou en croissant (Barusseau et Saint Gilly, 1981) viennent perturber localement l'analyse par profils, ce qui expliquerait pourquoi on n'observe pas ce « bruit » dans la partie Nord du Languedoc, où les barres sont rectilignes en règle générale.

A l'échelle du Languedoc-Roussillon, la comparaison des résultats des modélisations entre les 2 dates ne montre pas d'augmentation de l'énergie moyenne à la côte (0,3 %) entre les fonds de 1895 et 1984. Cependant, dans le détail, l'énergie développée au rivage est en « dent de scie » avec une amplitude comprise entre + 40 % et -30 % d'énergie. Les secteurs pour lesquels l'énergie a augmenté significativement entre les deux dates correspondent aux petits fleuves côtiers (Tech, Têt, Agly), au Cap Leucate et aux ports du Roussillon, pour lesquels l'énergie à la côte a augmenté entre 5 et 15 %. Très localement certains secteurs comme La Nouvelle (55), ou le Cap d'Agde (98), montrent une diminution de l'énergie. Enfin, Le Narbonnais enregistre globalement une diminution de l'énergie, traduisant une plus grande stabilité de la morphologie de l'avant côte.

A la différence du delta du Rhône, l'évolution de l'énergie entre la bathymétrie de 1895 et celle de 1984 dans le Languedoc-Roussillon ne permet pas de proposer un zonage qui pourrait être mis en relation avec la morphodynamique des profils. Par contre elle souligne l'hétérogénéité du comportement de l'avant côte, ce qui confirme les observations issues des MNT.



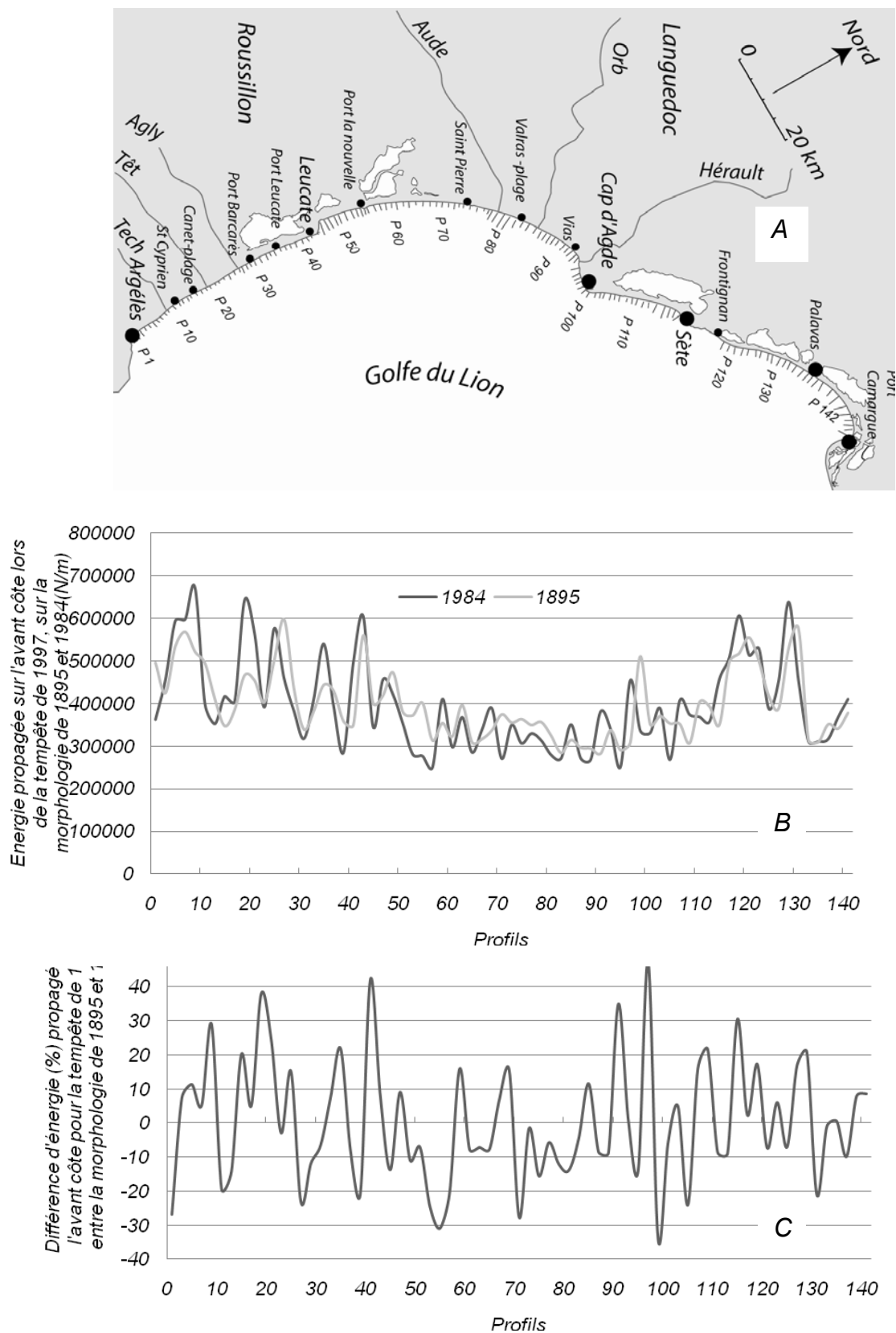


Fig. 179. Evolution de l'énergie développée à la côte par la tempête de 1997 entre la morphologie de 1895 et celle de 1984 (B ; en N/m et C : en % entre 1895 et 1984) (Modélisation UNIBEST-TC).

### 4.3. Evolution de la morphologie de l'avant côte des plages ouvertes

L'analyse morphologique des profils dévoile 3 possibilités d'évolutions spatiales, qui peuvent être indépendantes ou s'additionner : (1) déplacement vers la côte ou vers le large des profils, traduisant une progradation/érosion, (2) déplacement vertical, traduisant un approfondissement ou un exhaussement des profils, (3) et diminution ou augmentation de la pente des profils. Ces trois translations sont donc présentées successivement sur les secteurs du delta du Rhône et du Languedoc-Roussillon.

#### 4.3.1 Comparaison morphologique des profils du delta entre 1895, 1980 et 2006

##### a. Translations vers le large ou vers la côte des profils

Pour superposer les profils et comparer leur allure morphologique, les translations vers le large ou le rivage concernent la majorité des profils du delta, soit 68 profils sur 77 entre 1895 et 1980 et 46 profils sur 77 entre 1980 et 2006 (Fig. 183). Spatialement nous distinguons 3 secteurs en progradation, 1 secteur stable et 1 secteur en recul.

Ainsi entre 1895 et 2006, la pointe de l'Espiguette (profils 1 à 21) « avance » vers le large de 360 m en moyenne (6 m/an), le Golfe et la pointe de Beauduc (profils 40 à 55) de 180 m en moyenne (3 m/an), les profils à proximité immédiate de l'embouchure du Grand Rhône (profils 72 à 77, soit les 7 km de côte à l'Est de l'embouchure) de 320 m en moyenne (4 m/an). Ces secteurs enregistrent localement les valeurs maximales de progradation du delta entre 1895 et 2006, avec +17 m / an au niveau de la pointe de l'Espiguette (profil 2), +16 m / an au niveau de la pointe de Beauduc (profil 48), et +10 m / an à proximité immédiate de l'embouchure du Grand Rhône (profil 77). On observe au niveau du littoral de Faraman (profils 58 à 71) des profils qui ne connaissent pas de déplacement perpendiculaire significatif au rivage: 0,5 m soit 0,05 m / an. Enfin entre 1895 et 2006, de part et d'autre des Saintes-Maries-de-la-Mer, (profils 21 à 39), on mesure une translation horizontale moyenne des profils vers le continent de 110 m (1m / an). Entre les périodes 1895/1980 et 1980/2006, les valeurs des translations horizontales annuelles des profils (Fig. 183) sont globalement comparables (2,4 m/an et 2,3 m/an). Il n'y a qu'au niveau des Saintes-Maries-de-la-Mer (profils 21 à 39) et de l'embouchure du Grand Rhône (profils 72 à 77) que l'on observe des variations significatives des tendances observées. Au niveau des Saintes-Maries, la translation morphologique des profils vers la côte s'est quasiment arrêté. En effet, il s'établissait à la vitesse de - 2,3 m/an (-200 m) entre 1895 et 1980, et il n'est plus que de -0,3 m/an entre 1980 et 2006 (-8,5 m). Au niveau de l'embouchure Ouest du Grand Rhône, on observe l'évolution inverse : entre 1895 et 1980 les profils 72 à 77 progradaient à la vitesse de 7 m/an en moyenne (600 m environ), tandis que durant la période suivante, entre 1980 et 2006, seul le profil 77 prograde vers le large à la vitesse de 6 m/an (175 m).

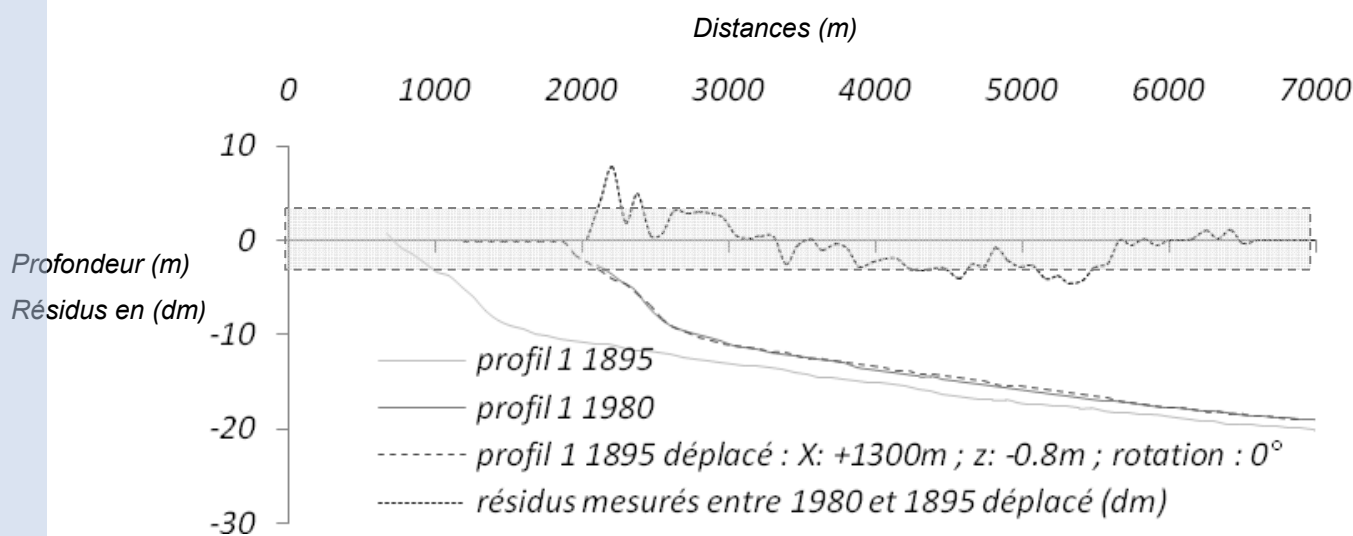


Fig. 180. Exemple de translation de profils de 1895 sur les profils de 1980 par déplacement horizontal, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 1, Espiguette).

### b. Translations verticales des profils

Pour la superposition des profils les déplacements verticaux concernent 25 profils sur 77 entre 1895 et 1980 et 66 profils sur 77 entre 1980 et 2006 (Fig. 183). En moyenne, les profils connaissent un enfoncement de -0,20 m (-0,002 m / an) entre 1895 et 1980, et de -0,89 m (-0,034 m / an) entre 1980 et 2006.

Sur les deux périodes étudiées, les valeurs d'incision maximales sont mesurées au niveau de la pointe de l'Espiguette (profils 1 à 10), avec -1,12 m (-0,01 m / an) en moyenne de 1895 à 1980, et -1,02 m (-0,04 m / an) entre 1980 et 2006. De même, sur les deux périodes, les valeurs d'exhaussements maximales sont mesurées à proximité de l'embouchure du Rhône, avec + 0,81 m (0,01 m / an) d'élévation en moyenne pour les profils 71 à 77 de 1895 à 1980 et + 0,5 m (0,02 m / an), uniquement pour le profil 76 entre 1980 et 2006.

De 1895 à 1980, trois secteurs se distinguent longitudinalement: le tiers Ouest du delta du Rhône, de la pointe de l'Espiguette aux Saintes-Maries-de-la-Mer (profils 1 à 36), se déplace verticalement en moyenne de -0,5 m (0,005 m / an), ensuite des Saintes-Maries-de-la-Mer à Faraman (profils 37 à 68), le déplacement vertical moyen des profils est négligeable : 0,05 m (soit 0,0005 m / an), enfin, à l'Est du delta, à proximité de l'embouchure du Grand Rhône (profils 69 à 77), on mesure un faible exhaussement de la morphologie des profils de + 0,7 m (0,008 m / an).

De 1980 à 2006, excepté pour les minimas et maximas de la pointe de l'Espiguette (-1,5 m) et de l'embouchure du Rhône (+ 0,5m), aucune organisation spatiale ne se dessine, car les valeurs sont toutes négatives et oscillent en moyenne autour de -0,89 m (0,05 m / an). Enfin seuls les profils situés dans la zone de transition entre le littoral de la Petite Camargue et l'Espiguette (profils 11 à 15), ne montrent pas de translation morphologique verticale.

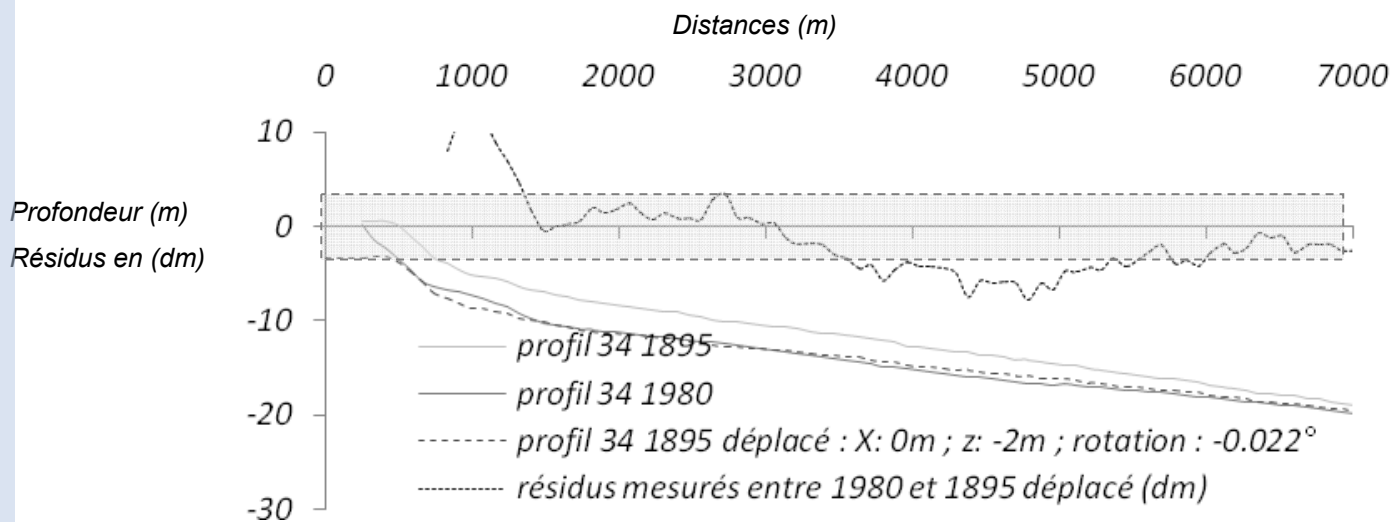


Fig. 181. Exemples de translation de profils de 1895 sur les profils de 1980 essentiellement par déplacement vertical, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs ( $\pm 0,35$  cm) (profil 34 : Saintes-Maries-de-la-Mer).

### c. Evolution de la pente de l'avant côte

La pente des profils a évolué pour 41 profils sur 77 entre 1895 et 1980 et pour 30 profils sur 77 entre 1980 et 2006 (Fig. 183). En moyenne, la pente des profils diminue de  $-0,009^\circ$  ( $-0,0001^\circ / \text{an}$ ) entre 1895 et 1980, et de  $-0,003^\circ$  ( $-0,0001^\circ / \text{an}$ ) entre 1980 et 2006. Ces valeurs correspondent dans la grande majorité des cas à un enfoncement du profil près de la côte et à une stabilité verticale au large, ce qui explique la diminution de la pente. Ainsi, la forme des profils s'est abaissée dans leur partie haute de  $-1,1$  m en moyenne ( $-0,013$  m/an) entre 1895 et 1980, et de  $-0,33$  m en moyenne ( $-0,013$  m/an) entre 1980 et 2006.

Sur les deux périodes étudiées, les profils dont la pente a évolué sont répartis en quatre secteurs bien distincts. A l'Ouest, la zone de transition entre la pointe de l'Espiguette et le littoral de Petite Camargue (profils 10 à 20), connaît une diminution moyenne de la pente des profils de  $-0,009^\circ$  ( $-0,0001^\circ / \text{an}$ ). De part et d'autre des Saintes-Maries-de-la-Mer (profils 29 à 40), la pente moyenne diminue de  $-0,006^\circ$ , soit ( $-0,00009^\circ / \text{an}$ ), puis au niveau du littoral de Faraman (profils 56 à 70), la pente diminue de  $-0,011^\circ$  en moyenne ( $-0,0002^\circ / \text{an}$ ). Enfin au niveau de l'embouchure du Grand Rhône (profils 71 à 77), les profils enregistrent une diminution de la pente de  $0,012^\circ$  ( $-0,0003^\circ / \text{an}$ ).

Entre les deux périodes, les principales différences observées dans l'évolution des pentes concernent le nombre de profils dont la pente a évolué et les valeurs maximales de pente. En effet, les secteurs qui connaissent une diminution de pente de 1895 à 1980 sont moins étendus spatialement entre 1980 et 2006 ; par contre l'augmentation de la pente des profils est en moyenne plus marquée. Enfin, seuls 5 profils situés au fond du golfe de Beauduc (profils 40, 44, 45 et 46) et sur la période 1980/2006, ont une pente

qui augmente, reflet d'une accumulation de la partie supérieure du profil ; mais les valeurs restent faibles, soit  $+ 0,003^\circ$  ( $0,0001^\circ/\text{an}$ ).

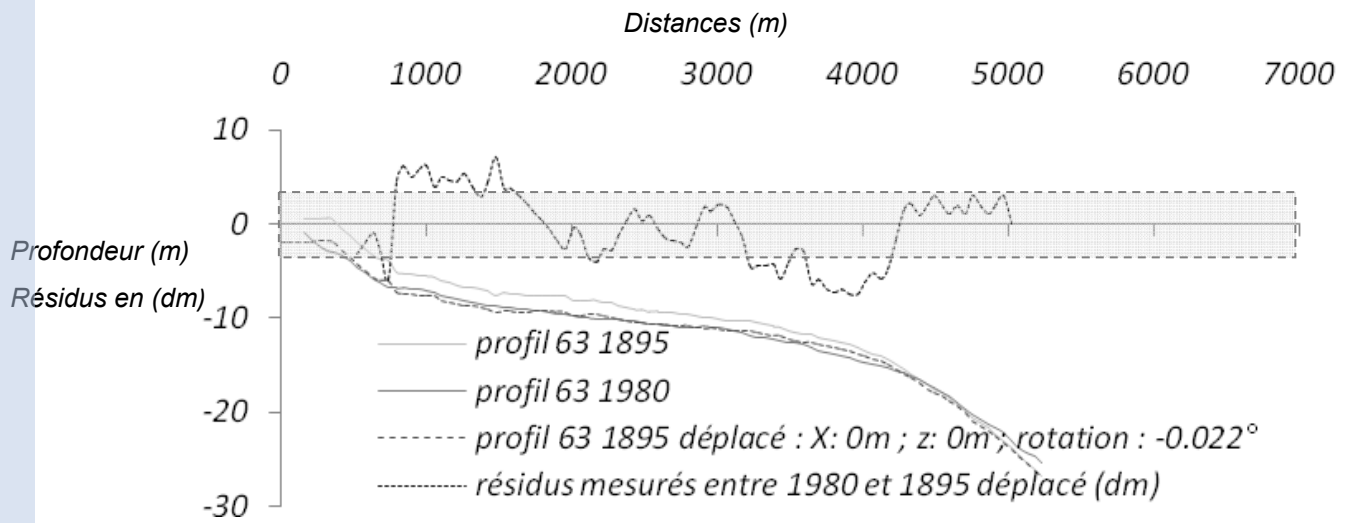


Fig. 182. Exemples de translation de profils de 1895 sur les profils de 1980 par variation de pente, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs ( $\pm 0,35$  cm) (profil 63 : Grau de la Dent).



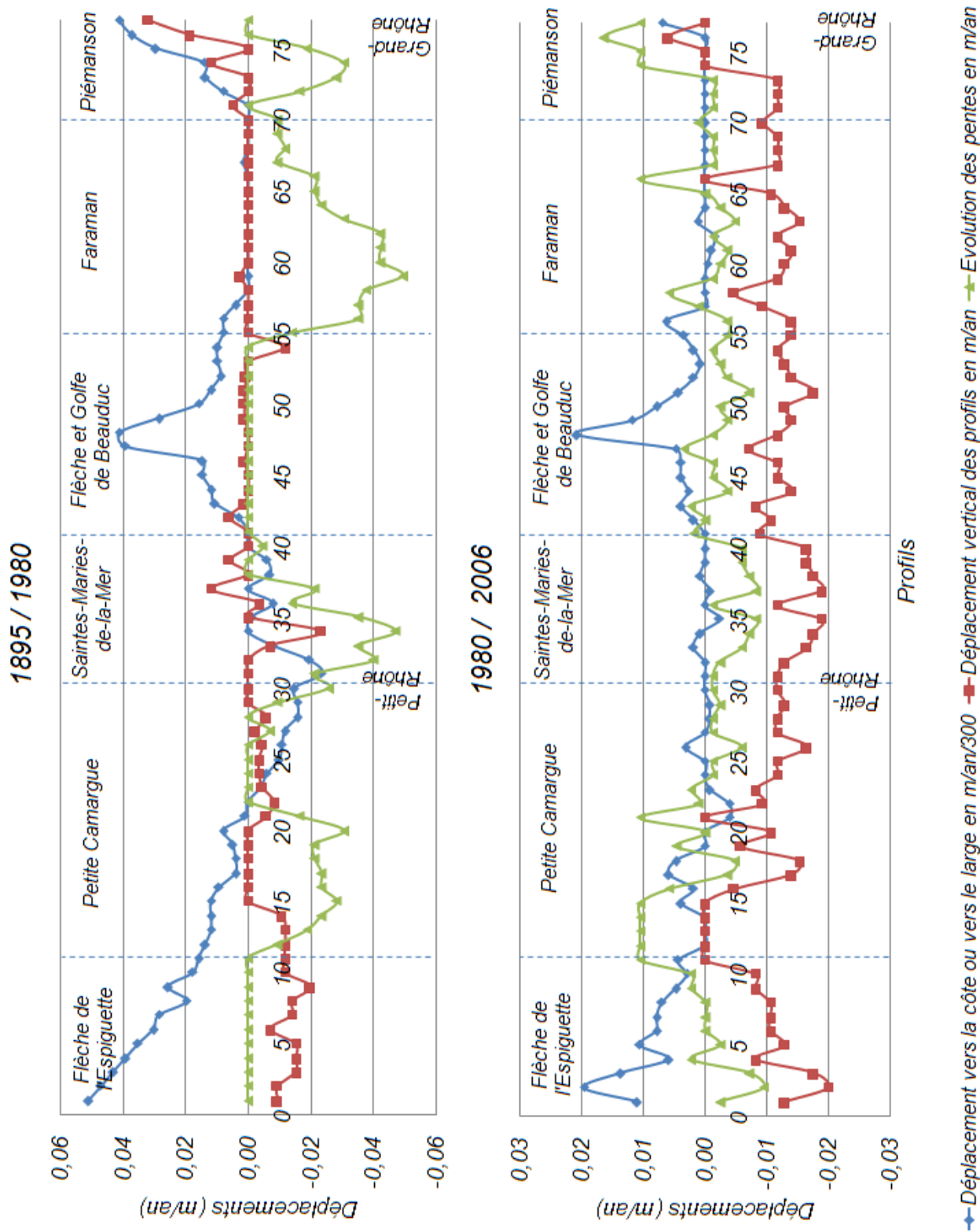


Fig. 183. Valeurs de mobilité dans l'espace des profils du delta du Rhône. Translations vers la côte et vers le large, translation verticales et variation des pentes (en mètres) entre 1895 et 1984.

#### **d. Répartition des résidus : synthèse de l'évolution de la forme des profils du delta du Rhône entre 1895, 1980 et 2006**

Quelle que soit la période, la distribution spatiale des résidus réels (Fig. 184. B. C) dessine les cellules sédimentaires connues du delta (Blanc, 1977, Suanez et Sabatier, 2003), avec des résidus importants lorsque l'érosion ou l'accrétion des profils est importante : pointe sableuse de l'Espiguette (profils 1 à 10), littoral rectiligne de Petite Camargue (profils 21 à 27), embouchure du Petit Rhône et secteur des Saintes-Maries-de-la-Mer (profils 28 à 38), pointe sableuse de Beauduc (profils 46 à 55), littoral de littoral Faraman (profil 61 à 73), et embouchure du Grand Rhône (profils 74 à 77). A l'inverse, on mesure des résidus faibles lorsque les profils sont stables : comme la transition entre la pointe sableuse de l'Espiguette et le littoral de petite Camargue (profils 11 à 20), le golfe de Beauduc (profils 39 à 45), la transition entre la pointe de Beauduc et le littoral de littoral Faraman (profils 56 à 60).

Si l'on compare la morphologie générale des profils (Fig. 184. B. C), les valeurs de résidus après translation sont significativement réduites et lissées longitudinalement. Entre 1895 et 1980, alors que sur l'ensemble des 77 profils, la moyenne des résidus réels entre les profils est de 1,50 m, celle-ci diminue à 0,38 m si l'on compare uniquement la morphologie (résidus après translation). De même, entre 1980 et 2006, la moyenne des résidus réels entre les profils est de 1,1 m, et celle-ci diminue à 0,30 m lorsque l'on s'intéresse uniquement à leur allure morphologique.

Si on compare spatialement les valeurs de résidus réels qui concerne la forme des profils (Fig. 184. D), pour les deux périodes, les valeurs minimales et les écarts minimaux se localisent au niveau de la pointe de l'Espiguette (profils 1 à 10), et du golfe et de la pointe de Beauduc (profils 39 à 55). Les résidus sont plus importants sont mesurés au niveau des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil 34), du littoral de littoral Faraman (profil 65), mais surtout au niveau l'embouchure du Grand Rhône (profils 72 à 77).

Ainsi, les profils qui conservent le mieux leur allure sont les profils en accrétion des pointes sableuses qui ont pourtant connu la plus grande mobilité spatiale (1000 m de progradation environ entre 1895 et 2006). A l'inverse, les profils qui s'érodent au niveau des anciens prodeltas du Petit Rhône et du Bras de Fer, même s'ils se déplacent moins que les flèches, conservent moins leur forme. A proximité de l'embouchure du Grand Rhône les changements morphologiques importants sont directement liés à l'ouverture artificielle du Grau de Roustan en 1892 et aux mécanismes spécifiques des embouchures (Maillet, 2005).

Il y aurait donc simultanément une stabilisation des translations vers la côte et vers le large et une déstabilisation verticale de l'avant côte du delta. Cette évolution pose trois questions : (1) celle de l'impact des aménagements côtiers, (2) mais aussi d'une possible résilience par rapport à l'évolution rapide de 1895 à 1980, alors que le Rhône fournissait plus de sédiments qu'aujourd'hui, et (3) celle des impacts (relativement faibles ?) du changement climatique actuel (cf. discussion et conclusion).

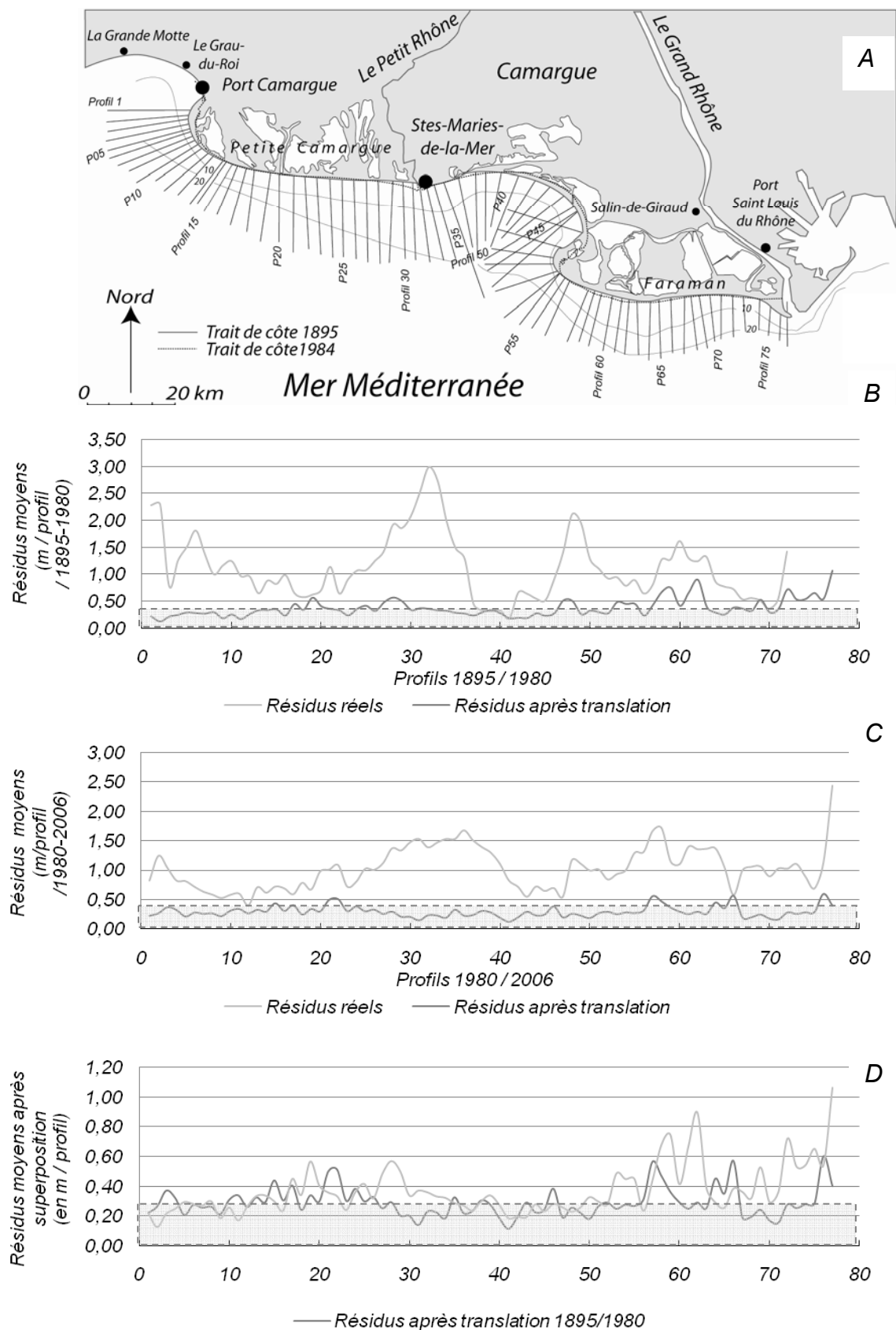


Fig. 184. Distribution longitudinale de la différence des résidus moyens réels et après translation, en m par profil entre 0 et -20 m. En grisé : la marge d'erreur des mesures.

### 4.3.2 Comparaison morphologique des profils Languedoc-Roussillon 1895/1984

#### a. Translations vers le large ou vers la côte des profils

La comparaison morphologique des profils demande des translations vers le large ou vers la côte de 48 profils sur 142 de l'avant côte du Languedoc-Roussillon, ce qui témoigne d'une relative stabilité morphologique du littoral (Fig. 188). La moyenne globale la translation est de 6 m vers le large soit +0,06 m/an.

En règle générale, le déplacement des profils vers le large ou vers la côte ne se réalise que dans une seule direction par unité sédimentaire. L'amplitude maximale vers le large (50 m) est mesurée à la hauteur de Port-La-Nouvelle. Tout en conservant une forme identique, 26 profils se sont déplacés vers le large (+ 22 m en moyenne). Ces profils se localisent essentiellement dans les secteurs situés dans la moitié Sud du Languedoc-Roussillon, au niveau d'Argèlès (20 m en moyenne, soit 0,22 m/an), des embouchures des petits fleuves côtiers du Roussillon (Tech + 30 m, soit 0,33 m/an, Têt + 20 m, soit 0,22 m/an, Agly + 20 m, soit 0,22 m/an), de Port la Nouvelle (+ 50 m, soit 0,56 m/an), et très localement à l'Ouest de La Grande Motte (+ 50 m, soit 0,56 m/an).

A l'inverse, 21 profils montrent une translation vers la côte (déplacement moyen de -13 m, soit -0,14 m/an), et sont localisés essentiellement au Sud du Cap Leucate (3 profils pour une moyenne de -15 m, soit -0,12 m/an), entre l'embouchure de l'Orb et de l'Hérault (6 profil pour une moyenne -30 m, soit 0,16 m/an), au niveau du lido de Sète (5 profils pour une moyenne de - 12 m, soit -0,13 m/an), et de Maguelonne (6 profils pour une moyenne de - 11 m, soit -0,13 m/an). Les amplitudes maximales vers la côte (-20 m) sont localisées au niveau de la plage de la Tamarissière et des lidos de Sète et de Maguelonne.

Enfin, les 94 profils qui ne montrent pas de déplacements perpendiculaires significatifs au rivage se localisent essentiellement entre Port-La-Nouvelle et l'embouchure de l'Aude, entre l'Hérault et le Cap d'Agde et dans le golfe d'Aigues Mortes.

Profondeur (m)  
Résidus en (dm)

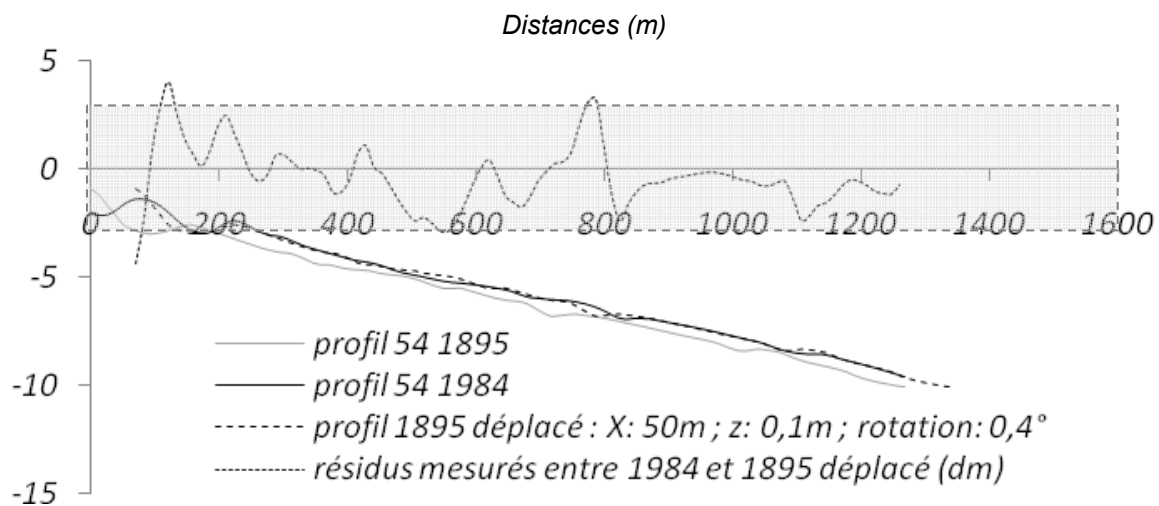


Fig. 185. Exemple de translation d'un profil de 1895 sur le profil de 1984 par translation essentiellement horizontale, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 54 : La Nouvelle). Valeurs de déplacement pour superposition en mètres et distribution longitudinale des résidus en décimètres.

### b. Translations verticales des profils

En règle générale, la conservation de la morphologie de l'avant côte entre 1895 et 1980 n'induit pas de mouvements verticaux importants (+ 0,58 m de déplacement vertical moyen, soit 0,006 m/an). Les mouvements verticaux ne concernent qu'une minorité de profils, car pour 103 profils sur 142, on ne mesure aucune mobilité verticale. Le déplacement vertical concerne 8 profils dont la morphologie s'enfoncent (-0,3 m soit 0,003 m/an) et 31 qui s'exhaussent (+0,8 m, soit 0,008 m/an). Comme pour le déplacement du profil vers le large ou vers la côte, les translations verticales sont généralement homogènes par compartiments sédimentaires, excepté pour les profils à proximité des embouchures et des jetées portuaires. L'amplitude des mouvements verticaux est généralement faible avec un exhaussement maximum de 2,5 m au Sud de Port la Nouvelle (0,02 m/an), et un enfoncement maximal de -0,5 m au Nord de l'embouchure du Tech (-0,005 m/an). Du Sud vers le Nord, la majorité des profils qui s'exhaussent se localisent au niveau de l'embouchure du Tech (2 profils pour une moyenne de + 1,5 m, soit -0,01 m/an), du Sud de la Têt (3 profils pour une moyenne de + 0,8 m, soit -0,009 m/an), du Cap Leucate (1 profil, + 1,5 m, soit -0,01 m/an), de Port la Nouvelle (1 profil, + 2,5 m, soit -0,03 m/an), de l'Ouest de l'embouchure de l'Hérault (4 profils pour une moyenne de + 1,5 m, soit -0,01 m/an), du lido de Maguelonne (6 profils pour une moyenne de +0,9 m, soit -0,01 m/an) et à l'Est de La Grande Motte (3 profils pour une moyenne de +0,8 m, soit -0,01 m/an). Les profils dont l'allure morphologique connaît un enfoncement sont moins nombreux et se localisent essentiellement en aval dérive des aménagements portuaires de Saint Cyprien, de Canet plage, de Port La-Nouvelle, de Palavas et de La Grande Motte (4 profils sur 8 qui s'incisent, pour une moyenne de -0,3 m, soit -0,003 m/an).



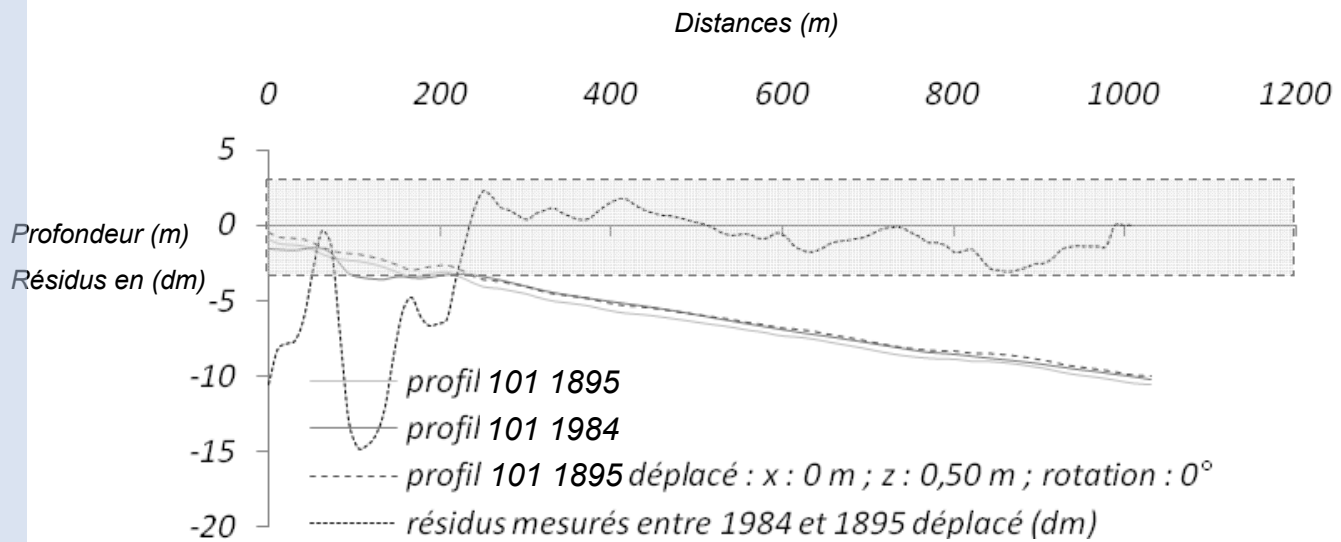


Fig. 186. Exemple de translation du profil de 1895 sur le profil de 1984 par translation essentiellement verticale, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 101 : Cap d'Agde). Valeurs de déplacement pour superposition en mètres et distribution longitudinale des résidus en décimètres.

### c. Evolution de la pente de l'avant côte

Entre 1895 et 1980, 72 profils sur 142 ont changé de pente, ce qui correspond à un abaissement moyen à la côte de - 0,5 m, soit - 0,005 m/an. La réduction maximale de pente est mesurée au Nord de l'embouchure du Tech ( - 2,5 m à la côte, soit -0,03 m/an), et l'augmentation maximale de la pente est mesurée au Sud des jetées de Port de Saint-Cyprien (+ 3,4 m à la côte, soit - 0,004 m/an).

Pour 52 profils sur 142 on mesure une réduction de la pente des profils, ce qui correspond à un abaissement moyen à la côte de -1,2 m, soit -0,01 m/an. Ces profils sont principalement localisés au niveau de l'embouchure du Tech et de la Têt, du Sud du cap Leucate, entre les embouchures de l'Aude, de l'Hérault et au niveau des lidos de l'étang de Thau et de Maguelonne.

Pour 20 profils on observe une augmentation de la pente des profils, qui correspond à un exhaussement moyen à la côte de +1,3 m en moyenne, soit -0,01 m/an. Ces profils sont quasiment tous localisés dans le Sud de la zone d'étude, à proximité immédiate des embouchures du Tech, de la Têt, de l'Agly, et d'aménagements côtiers comme le port de Saint Cyprien et de Port-La-Nouvelle. Enfin pour 70 profils sur 142 la pente des profils n'a pas évolué.

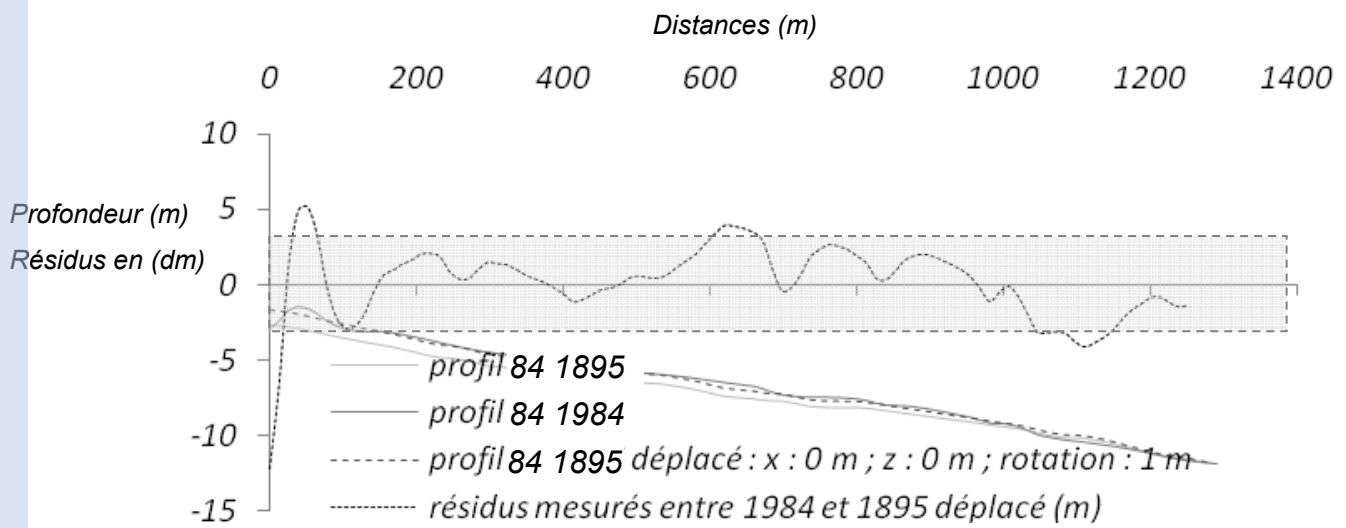


Fig. 187. Exemple de translation du profil de 1895 sur le profil de 1984 essentiellement par changement de pente, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs ( $\pm 0,35$  cm) (profil 84 : Nord de Valras). Valeurs de déplacement pour superposition en mètres et distribution longitudinale des résidus en décimètres.

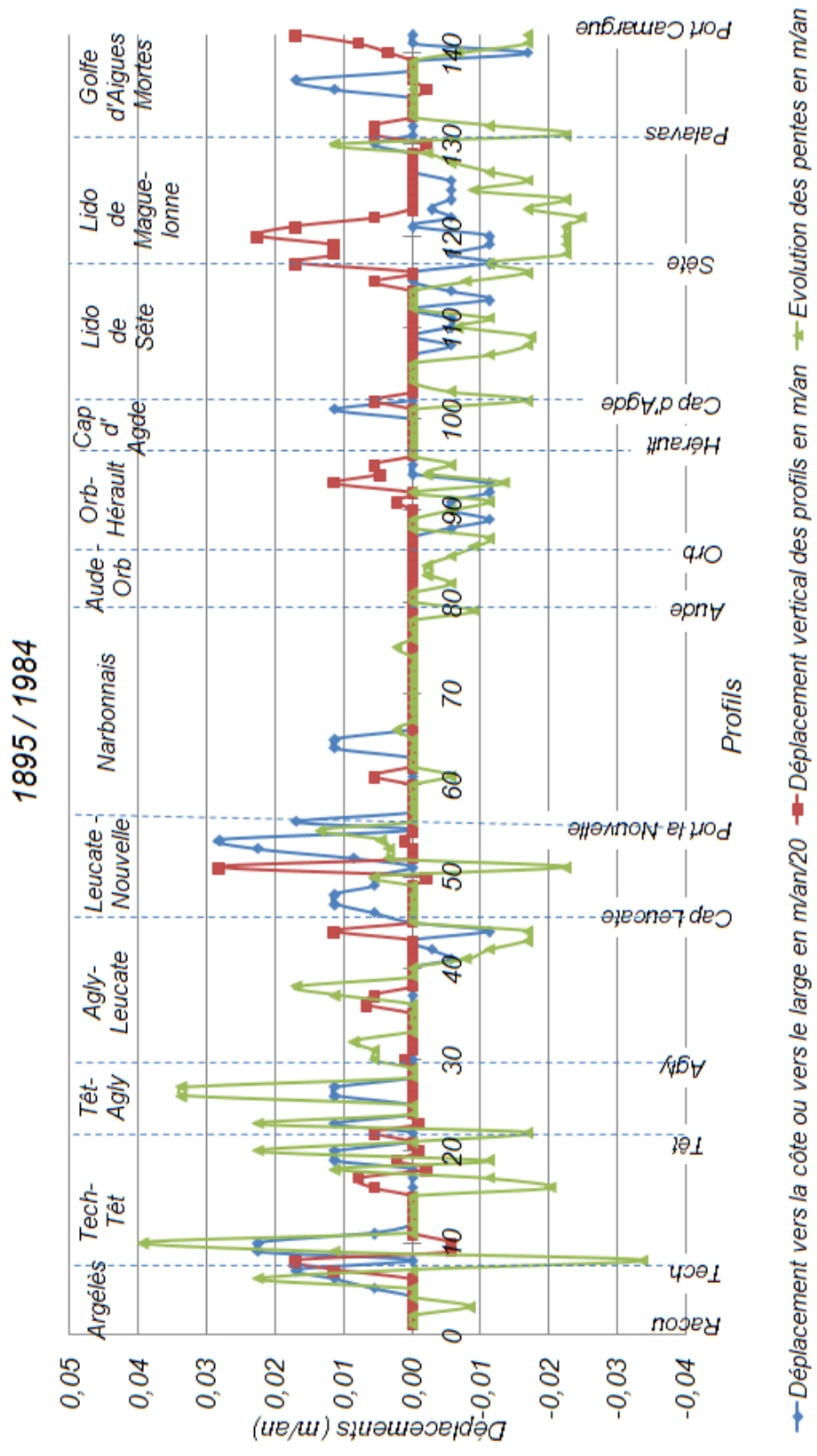


Fig. 188. Valeurs de mobilité dans l'espace des profils du Languedoc-Roussillon. Translations vers la côte et vers le large, translations verticales et variation des pentes (en mètres) entre 1895 et 1984.

#### **d. Répartition des résidus : synthèse de l'évolution de la forme des profils du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 1980**

La distribution longitudinale entre des résidus réels et des résidus après translation reflète les déplacements dans l'espace et l'évolution de la forme des profils de l'avant côte du Languedoc-Roussillon. La valeur des résidus et leurs écarts permettent de distinguer trois types d'évolution de l'avant côte (Fig. 189) :

Tout d'abord, on distingue les secteurs qui ne se déplacent pas dans l'espace, et qui ne changent pas non plus de forme (53 profils sur 142, soit environ 40 %). En effet, pour les profils situés dans le Narbonnais, entre le Nord de la Franqui et Vias (profils 55 à 90), et dans le Nord du Golfe d'Aigues Mortes (profils 132 à 140), on mesure les valeurs de résidus réels les plus faibles du Languedoc-Roussillon (environ 0,2 m), traduisant une stabilité spatiale, et les résidus après translation ne sont pas significativement réduits, traduisant une stabilité morphologique.

Ensuite on distingue des profils qui se déplacent dans l'espace mais tout en conservent une morphologie relativement identique (30 profils sur 142, soit environ 20 %). Ce comportement concerne les profils dont les résidus après translation sont significativement réduits par rapport aux résidus réels. On observe cette morphodynamique à la hauteur de profils relativement isolés comme au sud des jetées du Port de Saint-Cyprien (profil 10), du port de Canet-Plage (profil 20), des Saintes-Maries (profil 23), au droit de Port-La-Nouvelle (profil 55), et à l'extrémité Est du Golfe d'Aigues Mortes (profil 142).

Enfin, des profils connaissent dans un même temps des déplacements dans l'espace importants et une morphologie qui évolue (59 profils sur 142, soit environ 40 %). Ces profils concernent les valeurs de résidus réels importants et des résidus après translation qui n'ont pas été significativement réduits. Ils se localisent au droit de l'embouchure du Tech (profils 6 et 7), au Sud de l'embouchure de l'Agly (profil 26), au droit des côtes rocheuses de Cap Leucate (profils 41 à 45) et du Cap d'Agde (profil 99), et au niveau du lido de Maguelonne (profils 118 à 130).

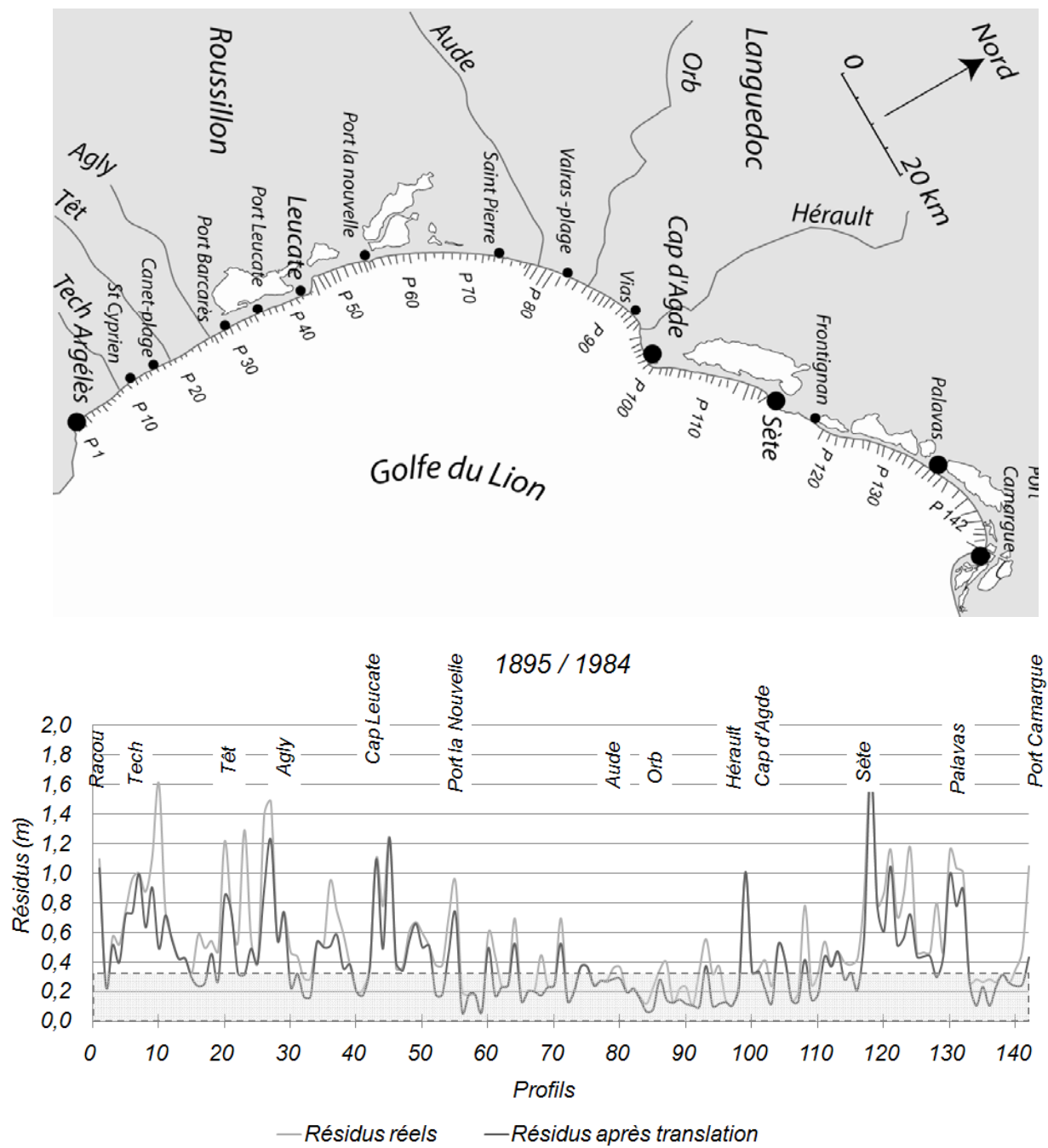


Fig. 189. Distribution longitudinale de la différence des résidus moyens réels et après translation, en m par profil entre 0 et -20 m. Période 1895/1984 (par profil après superposition du profil ancien sur le profil récent). En grisé : la marge d'erreur des mesures.

### 4.3.3 Corrélations entre les indices de translation

Nous avons cherché des corrélations entre les différentes translations des profils (translation vers la côte ou vers le large, translations verticales et changements de pente) (table 23) afin de synthétiser le comportement à long terme de l'avant côte du Golfe du Lion. Les variations de la position du trait de côte sont ajoutées à cette analyse car cet indicateur est largement utilisé pour analyser l'évolution à long terme du littoral.

Les résultats indiquent de grandes différences entre la morphodynamique globale de l'avant côte du delta du Rhône (table 23, Fig. 190 et Fig. 191) et celle du Languedoc-Roussillon (table 23, Fig. 192). En effet, dans le delta du Rhône il existe une relation significative entre l'évolution du trait de côte et la translation vers la côte ou vers le large des profils (table 23  $r = 0,88$  entre 1895 et 1980 et  $r = 0,77$  entre 1980 et 2006), alors que cette relation est moins bonne dans le Languedoc-Roussillon (table 23,  $r = 0,61$ ). A l'inverse, dans Languedoc-Roussillon, l'évolution de la pente des profils est en relation avec celle du trait de côte (table 23,  $r = 0,57$ ), mais cette relation est inexistante dans le delta du Rhône ( $r = 0,37$  entre 1895 et 1980 et  $r = 0,21$  entre 1980 et 2006). De même, dans Languedoc-Roussillon l'évolution de la pente des profils en relation avec la translation verticale des profils ( $r = 0,75$ ) (plus la pente d'un profil augmente, plus le profil s'incise, et inversement), alors que cette relation n'existe pas dans le delta du Rhône entre 1895 et 1980 ( $r = 0,07$ ), mais apparaît entre 1980 et 2006 ( $r = 0,73$ ), signe d'un changement significatif de la morphodynamique du delta.

<b>Delta du Rhône</b> (1895/1980/2006)	Trait de côte	Translation horizontale	Translation verticale	Variation de pente
Trait de côte	--	<b>0,88 ; 0,77</b> (n=59 et 46)	0,26 ; 0,07 (n=41 et 67)	0,37 ; 0,21 (n=28 et 30)
Translation horizontale	--	--	0,04 ; 0,10 (n=34 et 38)	0,03 ; 0,40 (n=28 et 14)
Translation verticale	--	--	--	<b>0,07 ; 0,73</b> (n=11 et 18)
Variation de pente	--	--	--	--

<b>Languedoc-Roussillon</b> (1895/1984)	Trait de côte	Translation horizontale	Translation verticale	Variation de pente
Trait de côte	--	0,61 (n=48)	0,29 (n=39)	<b>0,57</b> (n=72)
Translation horizontale	--	--	0,44 (n=14)	<b>0,67</b> (n=30)
Translation verticale	--	--	--	<b>0,75</b> (n=29)
Variation de pente	--	--	--	--

table 23. Matrice de corrélations (r) et nombre de profils (n) entre les 4 principaux indices de mesures de l'avant côte du delta du Rhône 1895/1980/2006, et du Languedoc-Roussillon 1895/1984.



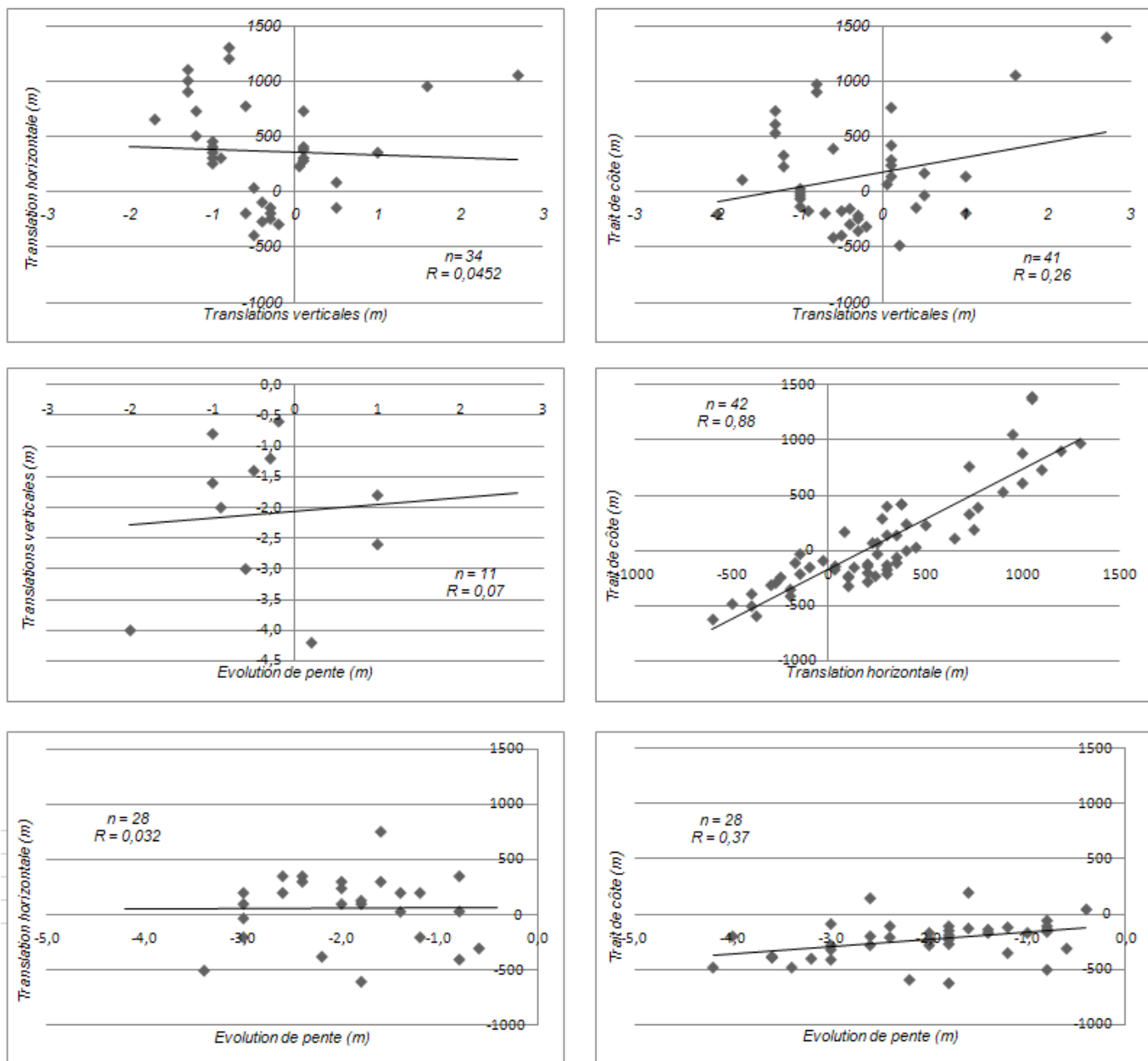


Fig. 190. Relation entre les indices de translation de l'avant côte du delta du Rhône, période 1895/1980.

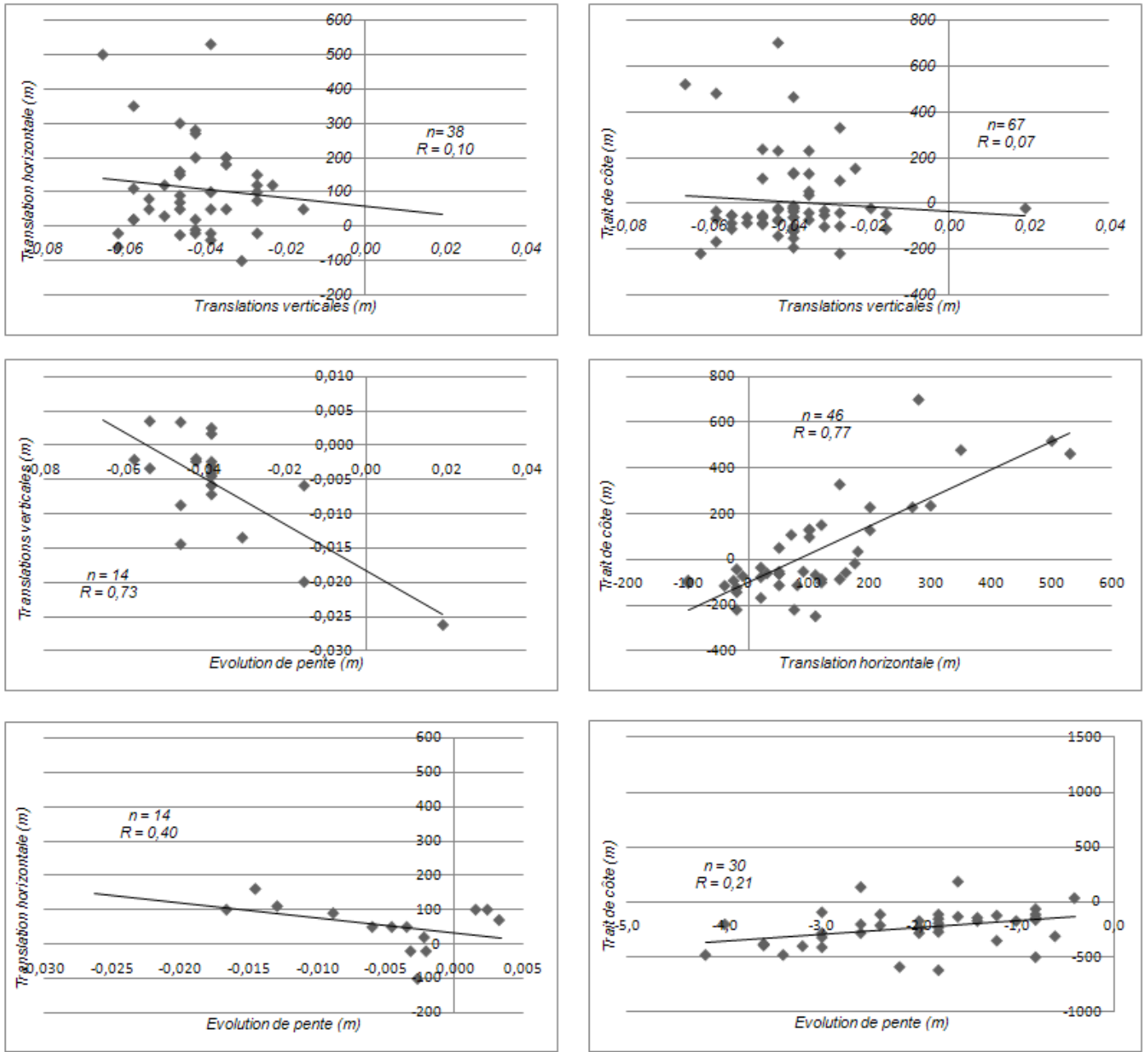


Fig. 191. Relation entre les indices de translation de l'avant côte du delta du Rhône, période 1980/2006.

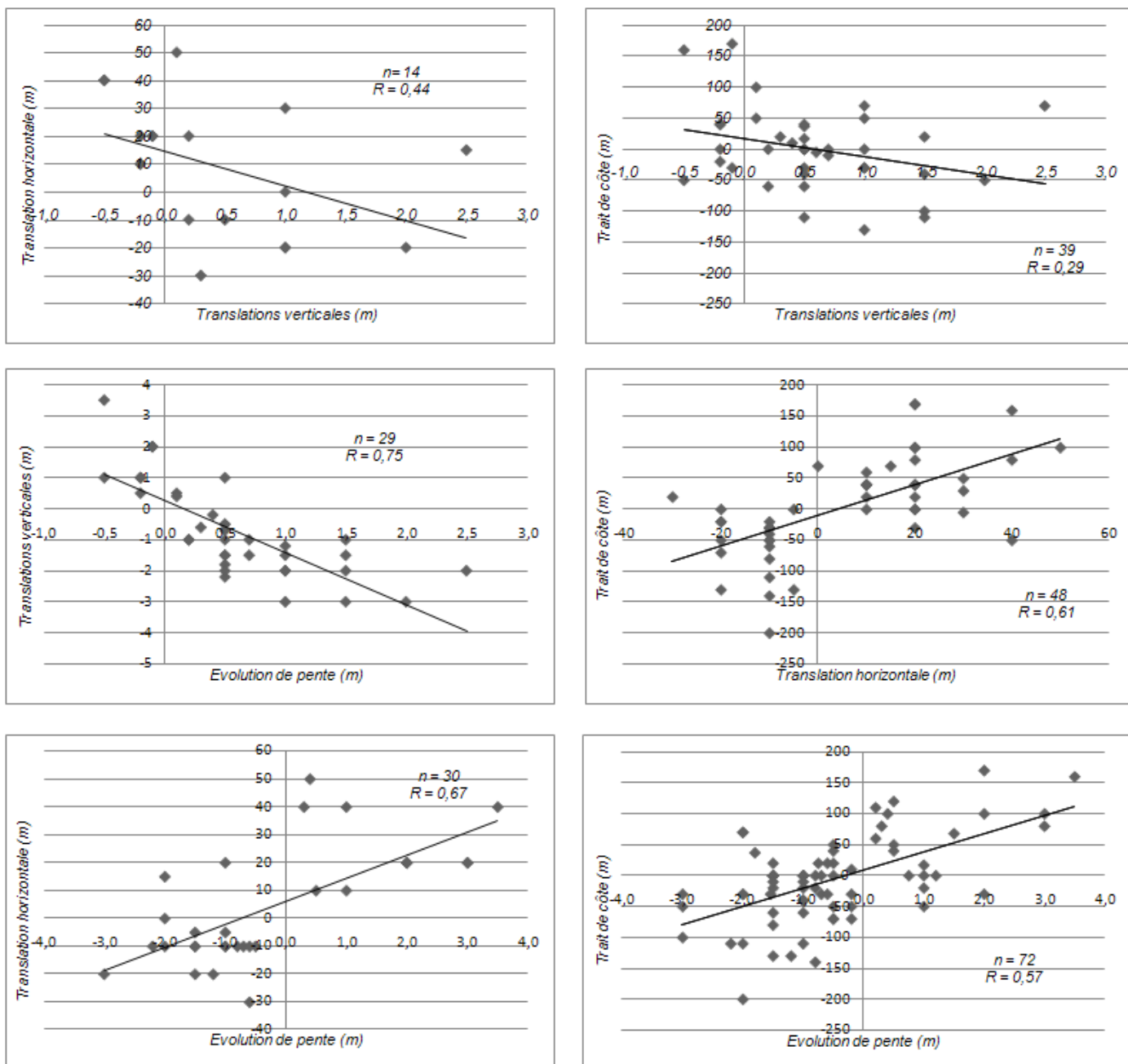


Fig. 192. Relation entre les indices de translation de l'avant côte du Languedoc-Roussillon, période 1895/1984.

Ainsi, dans le delta du Rhône, la corrélation entre l'évolution du trait de côte et celle de la translation morphologique vers la côte ou vers le large de l'avant côte montre que la morphodynamique est globalement homogène dans le profil, ce qui reflète l'influence dominante du gradient du transit longitudinal sur les dynamiques transversales, en accord avec les différentiels bathymétriques (Sabatier et al., 2006, 2009). En effet, il montre une organisation relativement simple avec des cellules littorales bien définies longitudinalement (Sabatier et Suanez, 2003), et surtout un bilan sédimentaire homogène dans le profil, car par plages de dégradés de couleur, sans aucun contraste transversal entre secteurs en érosion ou en accrétion (Fig. 151). Cette évolution laisse supposer que la structure interne du prisme littoral, constituée pourtant de sédiments de nature et de résistance différente (Vella, 2005), ne contraint pas l'évolution morphologique des profils à long terme. Par exemple, on aurait pu s'attendre à ce que la morphologie des profils qui recourent des lobes hérités, comme au niveau lobe fossile du bras de fer (profil 63), soit influencée dans son évolution, en dessinant des points durs ou des saillants dans le profil, en relation avec la présence de sédiments plus grossiers, plus fins, et/ou consolidés. L'observation et la mesure de leur évolution détermine le contraire, car la morphologie des profils du delta du Rhône reste globalement comparable à l'échelle séculaire indépendamment de leur mobilité et de la nature du substrat. On note cependant que les profils qui dégradent la relation se localisent au niveau des embouchures du Grand Rhône et des secteurs aménagés des Saintes-Maries-de-la-Mer et de Faraman que nous aborderons en discussion.

A l'inverse, dans Languedoc-Roussillon l'évolution globale de l'avant côte n'est pas homogène dans le profil, car l'avant côte peut se translater vers le large sans être accompagnés d'une avancée significative du trait de côte, et inversement. De même, plus le trait de côte prograde plus la pente d'un profil augmente, et inversement. Ce constat traduit l'importance des dynamiques transversales, en accord avec le différentiel bathymétrique qui montrent une évolution en tâches, avec des alternances transversales de zones en érosion et de zones en accrétion dans le profil (Fig. 161, Fig. 163, Fig. 165, Fig. 167, Fig. 169, Fig. 171, Fig. 173, et Fig. 175). Cette morphodynamique peut être mise en relation avec trois principaux facteurs : la redistribution des apports fluviaux déposés au niveau des embouchures, l'impact des aménagements côtiers sur le transit littoral, l'orientation des houles, et enfin un contrôle structural important.

La spatialisation des indices de translations morphologiques et de leurs corrélations sont discutées dans la partie suivante.

## 5 - Discussion

### 5.1. Les secteurs qui connaissent une même morphologie de l'avant côte

#### 5.1.1 Evolution géométrique des flèches de l'Espiguette, de Beauduc et du Golfe de Beauduc

La morphologie des profils en accrétion situés au niveau des flèches de l'Espiguette, de Beauduc, et du golfe de Beauduc reste la même à long terme. En effet, pour ces secteurs l'ensemble des résidus après translation (Fig. 184) sont compris dans les marges d'erreur des mesures bathymétriques (+/- 0,35 m entre 1895 et 1980, et +/- 0,20 m entre 1980 et 2006). Cette stabilité est confirmée par la constance de l'énergie potentiellement développée par une tempête exceptionnelle entre les bathymétries de 1895 et de 2006 (Fig. 178). Cette conservation peut paraître paradoxale puisque ces secteurs enregistrent simultanément une variation très importante de la position du rivage (jusqu'à +10 m / an (Suanez et al., 1998 ; Sabatier et Suanez., 2003, Sabatier et al., 2006).

Nous en déduisons que la morphologie de ces secteurs en accrétion est en équilibre avec les apports sédimentaires et les conditions d'agitation. En effet, malgré la réduction significative des apports sédimentaires distribués depuis le Grand Rhône (Sabatier, 2001, Sabatier et Suanez, 2003), la stabilité morphologique de ces unités morphologiques semble donc uniquement liée à la redistribution latérale des sédiments par le transit littoral, dont les volumes charriés sont restés constants dans le temps. La morphologie de ces secteurs semble donc en équilibre avec les conditions d'agitation, car en conservant la même forme entre 1895 et 2006, elle laisse supposer que les conditions d'agitations sur ces sites sont restées constantes à long terme.

Cet équilibre est cependant relatif, car la progradation vers le large de ces secteurs est accompagnée d'un enfoncement vertical de la forme du profil. En effet, la translation dans l'espace de ces profils est parallèle à la pente du glacis qui s'étend vers le plateau continental et sur lequel viennent se déposer les sédiments qui forment les flèches et les golfes. Cette observation est confirmée par la corrélation qui existe entre la translation spatiale des profils et la pente du glacis au niveau des flèches de l'Espiguette, de Beauduc et de son golfe (Fig. 193:  $r = 0,84$  ;  $n=30$ ).

Cette corrélation indique que l'espace disponible joue un rôle sur la morphodynamique des flèches et des golfes, en contrôlant leur morphodynamique à la manière de l'espace d'accommodation qui contrôle partiellement les dépôts devant une embouchure. Ce constat modifie le principe « classique » de la conservation du profil d'équilibre qui considère que la morphodynamique de l'avant côte est avant tout contrôlée par les forçages hydrodynamiques (Stive and De Vriend, 1995 ; Niedororda et al., 1995). En effet, la correspondance entre le déplacement spatial des profils et la pente du glacis laisse supposer que la morphodynamique des profils n'est pas uniquement contrôlée par l'action des houles, mais aussi par la nature et la géométrie du substrat et par l'espace disponible à la base des profils, en accord avec le modèle

conceptuel de « shore-face translation » des îles barrières, décrit dans la littérature par Roy (1994) et Cowell et al. (1995).

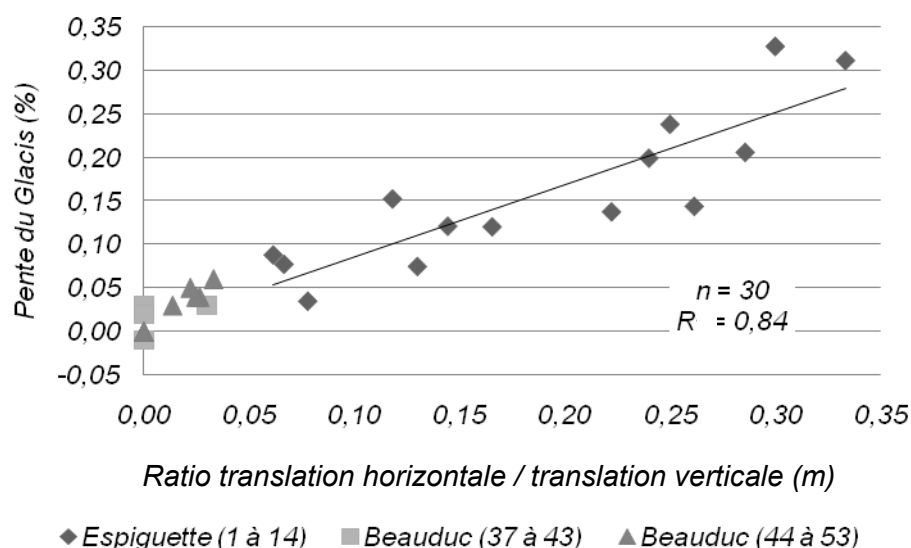


Fig. 193. Corrélation entre la pente du glacis et les translations dans l'espace des profils des pointes de l'Espiguette, de Beauduc, et du Golfe de Beauduc.

Ce résultat est novateur à double titre. Tout d'abord, il montre que ce concept, défini pour décrire le fonctionnement d'îles barrières, est applicable à long terme pour les flèches sableuses et des golfes. Ensuite, il indique que cette évolution morphologique peut être visible à l'échelle du siècle, alors qu'il est généralement reconnu que la réponse des cordons littoraux entraîne des temps de relaxation importants, entre 100 et 1000 ans (Stive and de Vriend, 1995, Niedoroda et al., 1995). Nous supposons que l'évolution géométrique des flèches et du golfe du delta du Rhône est mesurable à cette échelle de temps du fait de l'importante mobilité de ces portions d'avant côte, une des plus rapide au monde (Suanez et al., 1998 ; Sabatier et Suanez., 2003). Enfin, ce dernier point explique probablement le fait que la corrélation entre la translation spatiale des profils et la pente du glacis ne soit pas observée pour d'autres portions mobiles du littoral du Golfe du Lion, comme dans le Languedoc-Roussillon, où les taux de transports sédimentaires sont largement plus faibles.



### 5.1.2 Stabilité de la forme de l'avant côte du golfe d'Aigues Mortes et du Narbonnais

Dans le golfe d'Aigues Mortes et dans le Narbonnais, l'avant côte ne se déplace quasiment pas dans l'espace (Fig. 188) et ne change pas non plus de forme à long terme (Fig. 189). Ces secteurs sont donc en équilibre à long terme, ce qui ne permet pas à cette échelle de temps, de définir de principe d'évolution de l'avant côte. Il est reconnu que la situation d'abri et que le bilan positif ou équilibré du budget sédimentaire de ces portions de littoral expliquent en grande partie cette stabilité (Durand, 1999, Sabatier, 2001, Certain, 2002).

Ainsi, dans le Narbonnais, de l'embouchure de l'Orb à la Franqui, la morphologie concave de cette partie du littoral est propice à l'accumulation de sédiments du fait de houles de tempêtes S à SE affaiblies, et l'accrétion s'explique par la convergence des dérives littorales au Nord de Port La Nouvelle. Depuis le Nord se dépose la charge sédimentaire des trois fleuves roussillonnais (Aude, Orb, Hérault) qui s'y déversent malgré leur débit faiblissant, ces sédiments sont ensuite distribués le long de cette zone par la dérive orientée vers l'Ouest puis vers le Sud. Depuis le Sud se déposent les sédiments érodés dans les compartiments sédimentaires situés au Nord de Port Leucate. On assiste donc uniquement à une accumulation de sédiments entre 0 et -3/4 m de profondeur, ce qui se traduit essentiellement par avancée du rivage et par la translation de la barre d'avant côte vers le large proportionnellement à l'avancée du trait de côte.

La stabilité du Nord du golfe d'Aigues Mortes, est liée à l'effet conjugué de sa position d'abri par rapport aux houles de tempêtes (Fig. 179) (Sabatier et al., 2004), mais aussi à la faiblesse des apports sédimentaires à long terme. En effet, les différentiels bathymétriques montrent que seule une très faible partie des sédiments accumulés au niveau de la pointe de l'Espiguette peuvent franchir l'extrémité de la digue de Port Camargue et venir modifier la morphologie des petits fonds du golfe.

La stabilité à long terme de l'avant côte de ces deux grands secteurs du Languedoc-Roussillon pose la question de l'impact morphologique des tempêtes. En effet, dans ce contexte de bilan sédimentaire positif ou équilibré, il semble que les tempêtes n'aient pas ou peu d'impact significatif sur l'évolution morphologique de l'avant côte. Cette question de l'impact des tempêtes suivant le bilan sédimentaire de l'avant côte fera l'objet du dernier chapitre du manuscrit (cf. chapitre 3, Rôle des types de tempêtes et de la morphologie anté tempête sur l'évolution morphologique de l'avant côte du Languedoc-Roussillon).

Enfin, cette stabilité morphologique contraste avec d'importantes modifications localisées directement au contact des embouchures des fleuves (Aude, Orb) ou d'aménagements côtiers (Port-la-Nouvelle, Palavas).

## 5.2. Les apports fluviaux et l'évolution morphologique de l'avant côte

### 5.2.1 Le déséquilibre du secteur en accrétion de l'embouchure du delta du Rhône

Les plus fortes valeurs de résidus après translations morphologiques sont localisées au droit de l'embouchure du Grand Rhône (Fig. 184), ce qui indique que ce secteur a connu les plus grands changements morphologiques du delta, en accord avec le fait que le Grand Rhône constitue la principale source de sédiments pour la frange côtière de Camargue (Maillet, 2005).

Paradoxalement, cette très grande mobilité n'affecte qu'une petite portion de littoral du delta. En effet, l'avant côte est en érosion à 7 km dans l'Ouest de l'embouchure, et à 2 km à l'Est (Suanez, 1997 ; Sabatier et al., 2009). Nous en déduisons que les sédiments déposés par le fleuve sont très faiblement redistribués longitudinalement et ne profitent pas au reste du delta (Sabatier et al., 2006, 2009). Cela est lié à la progradation de l'embouchure qui se fait essentiellement au droit du fleuve. Par conséquent, une grande partie de ces sédiments déposés en profondeur ne peuvent être remobilisés et redistribués au littoral par l'action des houles, excepté probablement lors de très fortes tempêtes.

Dans le secteur de l'embouchure, on observe dans le temps une réduction du nombre de profils qui se traduisent vers le large (Fig. 183) (7 profils entre 1895 et 1980, contre 1 seul entre 1980 et 2006), ainsi que le ralentissement de cette translation vers le large (+600 m entre 1895 et 1980, contre + 175 m entre 1980 et 2006). Cette évolution illustre les conséquences morphologiques sur la frange côtière de la réduction des apports en sédimentaires depuis le fleuve (Maillet, 2005, Maillet et al., 2009 ; Sabatier et al., 2006 ; 2009), même après la crue exceptionnelle de 2003 (Maillet, 2005 ; Maillet et al., 2006).

Ainsi, même si les plus grands changements morphologiques du delta du Rhône sont liés aux apports fluviaux, ceux-ci, restant concentrés au niveau de l'embouchure, ne devraient pas avoir de conséquences significative sur la morphodynamique du reste de l'avant côte du delta (profils 1 à 70), qui est alors dominée par l'action des houles (Sabatier, 2001). Les aménageurs ne peuvent donc compter sur ces apports fluviaux actuels pour contrer l'érosion du littoral et doivent considérer que le disponible sédimentaire du delta est hérité, et par conséquent ne peut que diminuer.

### 5.2.2 Érosion du trait de côte des embouchures des petits fleuves côtiers mais bilan sédimentaire positif de leur avant côte : transport cross-shore dominant

Sur les 142 profils bathymétriques du Languedoc-Roussillon, 29 enregistrent simultanément une variation de leur pente, et un déplacement vertical de leur forme ( $r = 0,75$ ). Nous interprétons cette dynamique comme le reflet d'une redistribution des sédiments dans le profil, soit (1) vers la côte ou (2) vers le large. Le premier cas correspond à une accrétion de la partie haute du profil (augmentation de la

penne) et une érosion de la partie basse du profil (abaissement de la forme du profil), qui traduit une remontée des sables vers la côte. Le deuxième cas, lorsque la pente des profils diminue, et qu'ils s'exhaussent, correspond à une érosion de la partie haute du profil (diminution de pente) et un dépôt en partie basse du profil (élévation de la forme du profil), que nous interprétons comme un transit cross-shore dirigé vers le large. Dans le Languedoc-Roussillon, le 1<sup>er</sup> cas de figure est marginal et ne concerne que 4 profils sur 29 qui se localisent uniquement à la hauteur de ports (Port Barcarès, Port Leucate, Port-La-Nouvelle et Palavas) visiblement influencés par les aménagements côtiers. Par contre le 2<sup>ème</sup> cas domine (25 profils sur 29), et s'observe essentiellement au droit et en aval des embouchures des petits fleuves côtiers du Roussillon : Tech, Têt, Agly (et très localement au niveau de l'Hérault).

Cette redistribution des sables depuis le rivage des embouchures vers le large (entre 5 et 15 m de profondeur) concorde avec l'opposition observée entre le recul du trait de côte et le bilan sédimentaire positif à long terme des compartiments sédimentaires situés à proximité et en aval d'embouchures de fleuves. Dans le détail, on constate que ce sont plus particulièrement les secteurs localisés au droit d'anciennes embouchures qui sont le plus marqués par ce phénomène de recul du rivage et de redistribution des sédiments vers le large qui alimentent l'avant côte (anciennes embouchures du Tech, de la Têt, du Bourdigoul au droit de Toreilles-Plage) (Fig. 161 : profils 7 à 9 et Fig. 163 : profils 12 à 24 et 27 à 30). Comme ces embouchures ont été abandonnées suite à la grande quantité de matériaux déposés à la mer de la crue de 1940 (Durand, 1999), nous supposons que l'on observe ici la redistribution dans le profil des dépôts fluviaux de cette crue exceptionnelle.

Ces sédiments redistribués vers le large sont ensuite repris par la dérive littorale et alimentent la majeure partie du littoral du Roussillon depuis le Tech jusqu'aux jetées de Port Leucate, puisque l'ensemble de ce secteur présente un bilan sédimentaire positif. Si l'on compare l'étendue du secteur en accrétion liée à la redistribution des apports fluviaux du Roussillon par rapport à celle du Grand Rhône, il semble que les petits fleuves côtiers du Roussillon participent proportionnellement plus à l'alimentation de leur avant côte que ne fait le Grand Rhône pour l'avant côte du delta. En effet, les sédiments fournis par le delta du Rhône n'alimentent qu'une petite partie du delta (7 km soit 10 % du delta) alors que ceux du Roussillon, même si leurs embouchures s'érodent au niveau du trait de côte, et que leur débit solide total est significativement inférieur à celui du Grand Rhône, alimentent en sédiments l'avant côte sur près de 40 km via la dérive littorale (soit environ ¼ du Languedoc-Roussillon). Cette différence est essentiellement liée à l'espace d'accommodation des fleuves. Les dépôts des fleuves du Roussillon peuvent être repris par la dérive littorale, alors que la majorité des apports du Rhône sont déposés au-delà de la profondeur d'action des houles (entre - 10 m et plus).

### 5.3. Pas de translation géométrique des lidos de Sète et de Maguelonne

Selon le modèle « barrière mode » de Cowell et al., (1995), on aurait pu s'attendre à ce que les lidos de Maguelonne (profils 120 à 130) et de Sète (profil 102 à 116), révèlent une mobilité géométrique traduite par une translation vers la côte proportionnelle à la pente du glacis (Fig. 188), comme nous avons pu observer au niveau de flèches et golfes du delta du Rhône. En fait, la mobilité de ces secteurs concerne principalement la diminution de la pente globale de l'avant côte, en relation avec le recul du trait de côte, signe d'une dynamique d'incision à la côte. On en déduit qu'il n'existe pas de profil d'équilibre pour ces secteurs, car s'ils étaient en équilibre, l'action érosive des vagues serait proportionnelle à la profondeur, et ils ne se translateraient vers la côte que de manière horizontale). La redistribution des sédiments érodés au niveau du rivage permet de préciser et de distinguer les dynamiques sédimentaires du lido de Sète et de Maguelonne.

Pour le lido de Sète (profils 100 à 116), le gradient Nord/Sud de la dérive littorale traduit une dynamique longitudinale dominante sur les dynamiques transversales. Pourtant, les volumes déposés dans le Sud-Ouest du lido, au niveau de Marseillan, sont significativement plus faibles que ceux érodés sur la majorité du lido. Ainsi, selon Durand (1999) une grande partie des sables serait perdue au large. Le MNT différentiel à long terme ne permet pas de préciser où les sables sont déposés car aucune zone d'accumulation n'est visible au large, mais une partie des sables érodés au niveau du lido peuvent être redéposée en nappe peu épaisse (inférieure à 50 cm) entre 10 et 25 m de profondeur. Cependant cette hypothèse demande à être vérifiée par des mesures plus précises, car cette accumulation est comprise dans les marges d'erreurs des mesures. Cette hypothèse est cependant renforcée par les analyses courantologiques (Certain et al., 2005) qui indiquent des courants dirigés vers le large durant les tempêtes.

En ce qui concerne le lido de Maguelonne, les dynamiques transversales sont plus marquées : en effet, la réduction de la pente globale des profils est vraisemblablement liée à la réduction du volume du disponible sédimentaire entre 0 et -10 m, mais aussi à la présence d'affleurements rocheux visibles en partie basse des profils entre -10 et -15 m de profondeur. Ces affleurements sont organisés en bancs parallèles au rivage, entre 1800 et 2400 m au large de celui-ci, et dessinent un pied de butée naturel depuis Frontignan au Grau-du-Roi (Fig. 175). Ils semblent avoir un rôle variable longitudinalement sur le bilan sédimentaire de l'avant côte. En effet, ils peuvent être localement en érosion et fournir du matériel aux plages, comme au droit du lido de Maguelonne où l'érosion des bancs rocheux vers 10 m de profondeur explique la présence de galets sur la plage, mais ils peuvent aussi être en accrétion et « retenir » au large les sables érodés au niveau du rivage. Ce schéma est visible au Nord-Est de Frontignan, et au droit de Palavas et Carnon (Fig. 175). Enfin au droit du Grau-du-Roi, ces bancs rocheux dessinent une frontière perméable entre un secteur à la côte qui ne connaît pas de mouvements

significatifs à l'échelle séculaire, et un secteur au large où viennent s'accumuler par 15 m de fond des sables en provenance du delta du Rhône, dans le prolongement de la pointe de l'Espiguette (Fig. 175).

Cette évolution morphologique révèle l'importance de la géologie présente sous le disponible sédimentaire dans le contrôle de la morphodynamique de l'avant côte. En effet, ce contrôle bien visible au niveau du lido de Maguelonne, mais aussi sur le lido de Sète (Certain et al., 2004) peut justifier la faible mobilité géométrique de cette portion d'avant côte, mais aussi l'absence de corrélation entre l'évolution du trait de côte et les translations vers la côte ou vers le large de l'avant côte à l'échelle du Languedoc-Roussillon. En effet, la faiblesse des volumes de sables disponibles sur l'avant côte (entre 1 et 5 m d'épaisseur ; Certain, 2002) et la présence de substrat affleurant localement dans les profils, limite les possibilités de variations morphologiques. La structure a donc une influence importante sur la mobilité à long terme des plages du Languedoc-Roussillon, à la différence des plages du delta du Rhône.

#### **5.4. Evolution morphologique des zones « pivot » d'une cellule littorale, illustration des morphodynamiques en équilibre et en déséquilibre**

L'évolution des résidus avant et après translations morphologiques nous ont permis de distinguer deux principaux types de comportements morphologiques. (1) D'une part on observe des profils qui restent en équilibre à long terme, c'est-à-dire qu'ils conservent leur morphologie, indépendamment de leur mobilité dans l'espace, comme dans les secteurs en accrétion liés aux apports de la dérive littorale (Flèches du delta du Rhône, secteur de convergence des dérives dans Narbonnais). (2) D'autre part on observe des profils en déséquilibre, qui changent de morphologie à long terme, comme au niveau des secteurs aménagés et/ou en érosion, c'est-à-dire même s'ils se sont relativement peu déplacés dans l'espace ou que leur bilan sédimentaire est positif. Ce contraste est illustré par la zone de pivot d'une cellule littorale entre un compartiment en érosion avec celui en accrétion, comme au niveau de la pointe de l'Espiguette et du littoral de Petite Camargue.

Dans ce secteur situé entre une portion de littoral rectiligne et une flèche (Fig. 194), les profils enregistrent un changement de morphologie liée au déplacement des sédiments vers la pointe de la flèche sous l'action de la dérive littorale. Par exemple, les profils situés à la limite entre le littoral de Petite Camargue et la pointe de l'Espiguette (profils 10 à 15) dessinaient une morphologie de pointe sableuse avec des profils concaves et en pente forte en 1895, tandis qu'un siècle plus tard, ces profils montrent la morphologie d'un littoral rectiligne avec des profils plus droits et en pente plus douce. On observe le même mécanisme pour le secteur de transition entre le littoral de Faraman et la pointe de Beauduc (profils 56 à 58). Par conséquent, ces profils du delta ont enregistré sur un même linéaire un changement de morphologie (Fig. 194), en relation avec le déplacement longitudinal du prisme littoral vers l'Ouest. Ce processus est d'autant plus évident que les pointes de l'Espiguette et de Beauduc se sont déplacées vers l'Ouest de près de 1000 m. Ces évolutions sont aussi visibles dans une moindre mesure pour les autres

zones de transition entre les zones en érosion et celles en accrétion d'une cellule, comme entre le secteur en accrétion de l'embouchure du Grand Rhône et le littoral de Faraman en érosion, et entre le golfe de Beauduc en accrétion et le littoral des Saintes Maries en érosion. Par contre, cette évolution n'est jamais observée dans le Languedoc-Roussillon du fait de la faiblesse de la dérive littorale et de la présence de substrat affleurant qui contrôle la morphodynamique du profil.

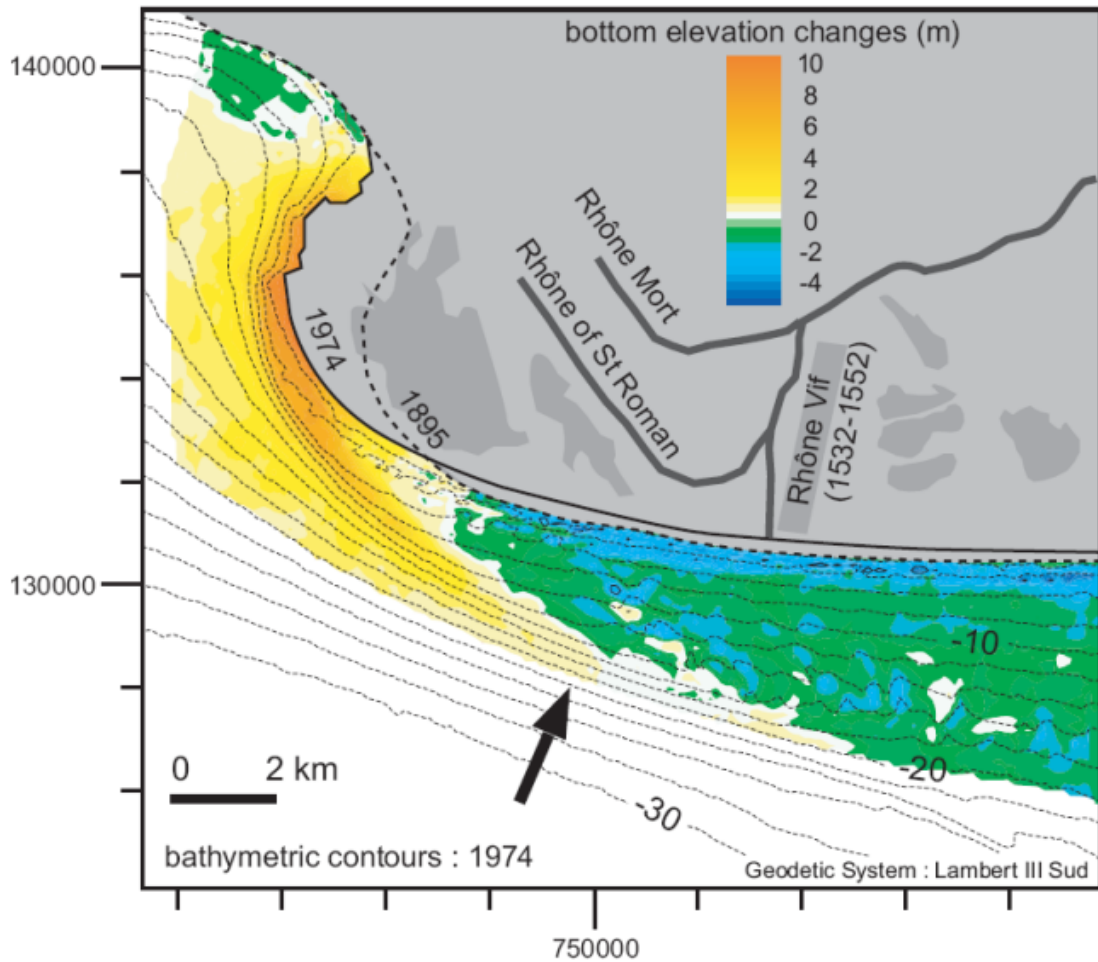


Fig. 194. Différentiel bathymétrique des flèches sableuse de l'Espiguette. Le secteur pointé par une flèche montre le changement de morphologie des profils situés à la transition entre les flèches et les portions rectilignes liés au déplacement des flèches vers l'Ouest. (Sabatier et al., 2006).



## 5.5. Les secteurs aménagés : la forme n'est jamais conservée

### 5.5.1 Le cas d'un trait de côte fixé : les Saintes-Maries-de-la-Mer et de Faraman

À l'échelle du delta du Rhône on mesure une dégradation dans le temps de la corrélation entre l'évolution du trait de côte et la translation vers la côte ou vers le large des profils ( $r = 0,88$  entre 1895 et 1980 et  $r = 0,77$  entre 1980 et 2006). Par exemple, devant les Saintes-Maries-de-la-Mer, on mesure un ralentissement important des translations des profils vers la côte. En effet, sur la période 1895-1980, la translation horizontale moyenne annuelle de est  $-2,3$  m/an, alors que sur la deuxième période elle n'est plus que de  $-0,3$  m/an.

Sur les secteurs où le recul du rivage est stoppé (Saintes-Maries-de-la-Mer, et Faraman), on observe aussi une incision du profil entraînant une cassure de plus en plus marquée dans le profil (Fig. 154, profil 34), ce qui explique les écarts de plus en plus importants des résidus de translation morphologique entre la période 1895/1980 et 1980/2006 (Fig. 184). Il semble donc que la fixation du rivage par les enrochements induit des modifications morphologiques fortes avec une « descente du profil ». Dans la zone du déferlement et devant la digue de Véran, un processus identique a été mis en évidence par Samat (2007) sur une décennie. En effet, si le rivage est stabilisé, l'érosion sous marine continue (Samat, 2007, Sabatier et al., 2009). Nos résultats à long terme sont probablement reliés aux observations de Samat (2007) à court-moyen terme. Puisque les apports sédimentaires du Rhône sont négligeables pour les deux sites, et que la politique de gestion du littoral tendant vers le maintien et le durcissement des aménagements côtiers, on est en droit de penser que ce phénomène va se généraliser et même s'accélérer.

La morphodynamique de l'avant côte des Saintes-Maries-de-la-Mer et de Faraman correspond au modèle conceptuel de shore face translation de type « d'encroachment mode » (Roy et al., 1994 ; Cowel et al., 1995) (Fig. 150). Ce concept stipule que lorsque la pente d'un profil en érosion est inférieure à la pente du substrat, le recul du profil se traduit par une encoche de plus en plus marquée dans le substrat, nommée « region of encroachment » (Fig. 150.b). On observe cette évolution lorsque le volume de sédiments est insuffisant pour que le prisme littoral puisse se traduire parallèlement à la pente du substrat en conservant sa forme, et/ou que la nature du substrat au niveau du trait de côte contraint la translation vers la côte du profil, comme ici, à cause du durcissement de la ligne de rivage par des aménagements côtiers.

L'évolution bathymétrique mesurée entre 1895 et 2006 au droit du port des Saintes-Maries-de-la-Mer, entraîne une augmentation de 16 % (maximum 40%) de l'énergie développée à la côte entre 1895 et 2006, pour des conditions d'agitation identiques (Fig. 178). En effet, l'enfoncement de près de 7 m de profondeur au droit de la ville et de Faraman permet aux vagues de se propager à proximité de la ligne de rivage avec plus d'énergie, car celle-ci est moins dissipée par le fond durant sa propagation. Ce constat soulève la question la résistance et du maintien des aménagements côtiers dans le futur. D'autant plus que

ces résultats n'intègrent pas une possible augmentation de la fréquence et/ou de l'intensité de tempêtes dans le futur, ni les prévisions d'accélération du niveau marin (IPCC, 2007).

### **5.5.2 Le cas d'un transit littoral perturbé : les aménagements côtiers du Roussillon et du Narbonnais**

Pour chaque profil en amont dérive d'un obstacle au transit littoral, comme une jetée de port, ou une jetée d'embouchure de fleuve, on observe une avancée de la ligne de rivage (Samat, 2007), accompagné d'une augmentation de la pente du profil, en relation avec une accumulation de sédiments dans la partie haute du profil. A l'inverse, pour les profils en aval dérive, l'érosion affecte en priorité la partie haute du profil, entraînant le recul du trait de côte et la réduction de la pente du profil (Fig. 188). Ce mécanisme est essentiellement visible à la hauteur des ports du Roussillon : port d'Argèlès, de Saint-Cyprien, de Canet, de Le Barcarès, de Port Leucate, et à la hauteur de chaque port du Narbonnais : Port-La-Nouvelle, de Gruissan, de Narbonne-Plage. Ce phénomène a fait l'objet de nombreux travaux portant sur des observations (Zviely, 2003; Galgano et al., 2004 ; Basco, 2004), des mesures in situ (Ingle, 1966 ; Macdonald et al., 1984 ; Suanez 1997, Durand, 1999, Sabatier 2001, Schoonees et al., 2006, Samat, 2007), de la modélisation numérique (Bakker, 1968 ; Leont'yev et al., 1997, 1999, Ouillon, 1997) ou physique (Badei et al., 1994 ; Dette et al., 2004 ; Trampenau et al., 2004) ou encore des modèles conceptuels (Dean, 1993), qui ont apporté de nombreux éléments concernant l'interaction dynamique entre les ouvrages et les plages adjacentes. Mais il est intéressant de constater ici qu'à cette échelle de temps l'influence des aménagements s'est répercutée de façon différentielle entre le domaine émergé et la partie sous-marine du prisme littoral. L'influence des limites sur les mouvements sédimentaires induits par la dérive littorale est surtout notable à proximité de la ligne de rivage, alors que la morphologie sur l'avant-côte n'évolue pas de manière significative, ce qui explique en partie qu'il n'y ait pas de corrélation entre l'évolution du trait de côte et la translation morphologique vers la côte ou vers le large de l'avant côte à l'échelle du Languedoc-Roussillon ( $r = 0,13$ , table 23). Ensuite les évolutions morphologiques décrites ci-dessus constituent une des principales explications de la mobilité de l'avant côte observée à l'échelle du siècle pour les profils du Languedoc-Roussillon, car elle concerne environ 1/3 des profils pour lesquels on mesure une corrélation entre l'évolution du trait de côte et celle de la pente des profils ( $r = 0,57$ ). Enfin, ces profils correspondent pour 1/3 aux limites des différents compartiments sédimentaires du Roussillon et du Narbonnais (Limite entre les compartiments 1 et 2 au Port d'Argèlès ; 5 et 6 aux jetées du port de Canet ; 9 et 10 aux jetées du port de Le Barcarès ; 11 et 12 aux jetées du port de Leucate ; 14 et 15 aux jetées du port de La Nouvelle), les autres limites étant structurales (Côte rocheuse d'Argèlès, ou Cap Leucate), ou liées aux embouchures des fleuves (Tech, Têt, Agly, Aude, Orb). Par conséquent un nombre important de limites de compartiments sédimentaires sont d'origine anthropique. Les aménagements côtiers pourtant récents (années 1960 Mission Racine) ont donc eu une grande influence sur l'évolution de l'avant côte dans la période d'étude séculaire.

## 5.6. Réflexions sur le rôle des forçages globaux dans l'évolution de l'avant côte du Delta

L'évolution dans le temps de la géométrie de l'avant côte du delta (1895/1980 et 1980/2006), nous permet de réfléchir à l'évolution temporelle des forçages globaux.

En effet dans le temps, l'incision verticale moyenne de l'ensemble des profils est 4 fois plus importante sur la période 1980/2006 (-0,89 m/an) que sur la période 1895/1980 (-0,20 m/an), soit environ 17 fois plus rapide. De plus, cette incision se généralise en concernant environ 1/3 du delta entre 1895 et 1980, et 4/5 du delta entre 1980 et 2006. Simultanément, pour l'ensemble des secteurs en érosion, la vitesse annuelle de translation horizontale des profils est en moyenne 2 fois moins rapide sur période 1980/2006 (-1,6 m/an) que sur la période 1895/1980 (-3,2 m/an). Ces évolutions traduisent un changement significatif de la morphodynamique de l'avant côte du delta qui se translate de moins en moins horizontalement vers la terre pour les profils en érosion, et de plus en plus verticalement en incision pour l'ensemble du delta. Ce constat soulève la question de l'influence de forçages globaux dans l'évolution de l'avant côte du delta, comme la réduction des apports sédimentaires fluviaux, la subsidence, la montée de la mer, et l'augmentation des conditions d'agitations.

### 5.6.1 Rôle de la Subsidence

La subsidence du delta a été estimée par Suanez et al., (1997), qui ont comparé les valeurs du marégraphe de Marseille, considéré comme tectoniquement stable à l'échelle séculaire (+1,1 mm/an d'élévation du niveau marin moyen de 1895 à 1995), à celles du marégraphe du Grau de la Dent situé sur la frange du delta (+2,2 mm/an d'élévation du niveau marin moyen de 1905 à 1995). La vitesse d'élévation marine deux fois plus rapide au niveau du Grau de la Dent qu'à Marseille a été attribuée à la subsidence du delta, soit 11 cm sur 100 ans. Toutefois, cette valeur est très faible et la subsidence de la frange littorale peut être remise en cause (Vella et al., 2005 ; Sabatier et al., 2006). Dans cette étude, avec un enfoncement vertical moyen des profils de -0,20 m entre 1895 et 1980 et -0,89 m entre 1980 et 2006, nos résultats proposent un enfoncement de l'avant côte du delta 2 et 4 fois plus important que celui qui serait lié à la subsidence. Ensuite la vitesse d'enfoncement de l'avant côte est 17 fois plus rapide entre la première et la seconde période d'étude. De telles vitesses ont été observées dans le cas de subsidences exceptionnelles à proximité de sites de pompage d'eau ou d'hydrocarbures, comme dans le delta du Pô ou à Venise (Simeoni and Corbau, 2009), mais aucune exploitation de ce type n'existe dans le delta du Rhône. Par conséquent la subsidence du delta ne joue probablement pas un rôle majeur dans l'enfoncement des profils que nous mettons en évidence.

## 5.6.2 Rôle des conditions d'agitations

Il est envisageable qu'une augmentation des conditions d'agitations modifieraient la forme des profils (Sabatier et al., 2009). Cependant, les études actuelles n'ont pas encore mis clairement en évidence une évolution des conditions d'agitations que l'on pourrait mettre en relation avec les changements morphologiques observés. Ainsi, il est difficile de dire si l'évolution morphologique mesurée est liée à une augmentation des conditions d'agitations ou non. Nous supposons tout de même que l'énergie développée à la côte n'a pas évolué significativement à long terme car la morphologie des profils a relativement peu évoluée à l'échelle du delta, excepté localement pour des secteurs identifiés dans les paragraphes précédents. Ensuite l'incision moyenne de -0,89 m de l'avant côte entre 1980 et 2006, soit 26 ans, ne peut être liée raisonnablement à une augmentation des conditions d'agitations sans que celle-ci ne soit détectée dans les tendances des enregistrements de vent et de houles, qui sont de plus en plus nombreux et précis.

Pourtant, même si les conditions d'agitations sont restées identiques sur le siècle, l'énergie développée à la côte (Fig. 179) a augmenté de 4% à l'échelle du delta, et de 16 et 13 % au niveau des Saintes-Maries et de Faraman respectivement, du fait de l'évolution de la morphologie entre 1895 et 2006. Il est possible que cette augmentation de l'énergie développée à la côte puisse accélérer les changements morphologiques, et inversement, indépendamment d'une augmentation des conditions d'agitations liées ou non au changement climatique. Cette question de l'évolution de l'avant côte en fonction de l'énergie propagée à la côte sera développée avec le modèle UNIBEST, pour des conditions de tempêtes de fréquence et d'intensité variable, mais pour le littoral du Languedoc-Roussillon, pour lequel nous disposons de plus de levés bathymétriques.

## 5.6.3 Rôle de la montée de la mer

Enfin, les processus que nous avons mis en évidence s'opposent aux principes de cinématique de translation horizontale et verticale du profil en relation avec la montée de la mer qui trouvent leur origine dans la règle de Bruun (Bruun, 1962). Selon ce principe, l'adaptation du profil de plage à la montée de la mer devrait se traduire par une élévation du profil actif, égale à la valeur de la montée de la mer, soit 22 cm en 100 ans enregistrés par le marégraphe du Grau de la Dent (Suanez, 1997 ; Ullmann, 2007). Or, ce n'est pas un exhaussement du profil que l'on mesure, mais un abaissement de - 1 m environ.

Ainsi, à l'échelle de temps considérée, l'impact de la montée de la mer semble avoir un rôle négligeable sur l'évolution globale du profil par rapport à celui de l'action des houles et de la redistribution sédimentaire longitudinale, comme l'avaient démontré Sabatier et Provansal (2005) et Brunel et Sabatier (2009) à partir de l'analyse de l'évolution du trait de côte à long terme. Dans le cas présent cependant, on peut considérer que l'enfoncement vertical de l'avant côte entraîne les mêmes conséquences sur l'hydrodynamisme que la montée du niveau marin. En effet, ce mouvement augmente

la tranche d'eau d'environ 1 m en moyenne sur le siècle. Cette dynamique s'additionne donc à l'élévation marine, ce qui permet aux houles de se propager à la côte avec plus d'énergie. Cela pose la question de l'augmentation des conditions d'agitation à la côte, dans le cadre d'une possible augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes.

## Conclusion

Pour analyser la morphodynamique à long terme de l'avant côte du Golfe du Lion (1895/1980), nous avons tout d'abord mesuré l'évolution du trait de côte, du bilan sédimentaire et de la morphologie de profils en fonction des différents secteurs d'étude. Ce travail vient compléter, sur une période plus longue, les études précédentes.

Ensuite, nous avons développé une méthode permettant de distinguer les évolutions de formes du profil, de ses déplacements dans l'espace. En effet, à partir du constat visuel qu'un profil peut évoluer dans l'espace de façon horizontale, verticale, ou en changeant de pente, tout en gardant globalement la même forme (courbes concaves ou convexes, pentes et ruptures de pentes), nous avons mesuré et quantifié leur évolution en superposant le profil ancien et sur le profil récent et en mesurant les écarts qu'il y avait entre les deux après superposition. L'ensemble des mouvements morphologiques de l'avant côte sont synthétisés par quatre types de mesure : translations vers la côte ou vers le large, verticales, variation des pentes des profils, et valeurs des résidus. La distribution longitudinale de ces indices de translations, leur quantification et leur mise en corrélation (ou non) éclaire la morphodynamique de l'avant côte. Enfin, la mise en relation de ces points de mesure avec les valeurs d'évolution du trait de côte et du bilan sédimentaire à long terme a pour objectif de synthétiser l'évolution morphodynamique des plages ouvertes et de déduire des lois d'évolution du littoral.

La comparaison de la morphologie procure des résultats significatifs dans le delta du Rhône. En effet, elle permet de déduire que l'évolution géométrique des flèches et golfes concorde avec le modèle de translation géométrique de « barrière-mode » décrit par Cowell (1995). Au niveau des Saintes-Maries-de-la-Mer, l'évolution de l'avant côte concorde avec le modèle « d'encroachment mode » (Cowell et al., 1995). Selon ces modèles conceptuels, le ralentissement de la translation des profils vers la côte accompagnée d'une accélération de leur abaissement vertical, nous permet de déduire que la morphodynamique de l'avant côte en érosion du delta évolue progressivement d'un système de « barrière mode » à un système « d'encroachment mode ». Dans le temps, ce phénomène reflète simultanément la pénurie de sédiments distribués depuis les embouchures du Rhône et l'effet des aménagements mis en place pour stabiliser le recul du rivage.

Par contre, cette approche semble moins performante dans le Languedoc-Roussillon, essentiellement du fait d'une trop faible mobilité de l'avant côte et d'une extrême variation longitudinale des valeurs d'indices de mesures. Ce constat est donc lié à la morphodynamique de l'avant côte du Languedoc-Roussillon influencée par :



- Le déplacement longitudinal de barres en forme en croissant ou festonnées (Barusseau, 1984 ; Certain, 2002), qui peut perturber la lecture de l'évolution cross-shore du profil.
- Les apports des fleuves côtiers, rapidement repris par la dérive littorale, qui est elle-même influencée par de nombreux aménagements côtiers.
- Enfin surtout la présence sous-jacente du substrat qui contraint la morphodynamique à long terme des profils, ce qui les éloignent d'une loi d'évolution géométrique, au contraire du delta du Rhône.

Ces facteurs qui peuvent se combiner expliquent pourquoi l'on ne retrouve pas de principe de mobilité géométrique en équilibre des principales formes géomorphologiques.

Cette nouvelle analyse de prospection de l'avant côte se révèle être un outil qui donne des résultats significatifs pour les littoraux à forte mobilité comme pour le delta du Rhône. Nous pensons que pour ces derniers, cette méthode peut venir en complément des indices classiques utilisés en géomorphologie littorale comme la mesure du trait de côte ou des volumes érodés/déposés, car elle intègre l'évolution morphologique de l'ensemble du profil. Par exemple, il serait instructif d'appliquer cette méthode à des secteurs connaissant une grande mobilité comme ceux d'autres deltas (Nil, Ebre, Danube, Mississippi) ou pour des plages à forte mobilité (Hollande, Gold Coast, Australie). Par contre elle donne des résultats moins significatifs pour les secteurs à faible mobilité, comme dans le Languedoc-Roussillon, où l'évolution morphologique de l'avant côte n'est pas homogène sur l'ensemble du profil bathymétrique.



# **Chapitre III - Le rôle des types de tempêtes et de la morphologie anté tempête sur l'évolution morphologique de l'avant côte du Languedoc-Roussillon**



# 1 - Introduction

Les tempêtes sont reconnues depuis longtemps comme un agent majeur de la morphodynamique des plages (Dolan and Hayden, 1983 ; Birkmeier, 1985 ; Sallenger et al., 1985). En effet, les évènements de forte intensité transportent les sables vers le large, alors que sous l'influence de conditions calmes, les sédiments sont remontés vers le rivage, entraînant l'accrétion de la plage (Komar, 1976). Puisque les tempêtes redistribuent rapidement les sédiments, elles peuvent être le principal facteur de contrôle de la mobilité du profil de plage (Lee et al., 1995 ; Zhang et al., 2004). Pourtant, leur influence sur l'évolution du littoral n'est pas encore bien définie (Lee et al., 1998). Ainsi, sur les côtes Atlantiques des Etats-Unis, pour Fenster et Dolan (2001), la variation dans la fréquence et l'intensité des tempêtes semble être le facteur majeur des variations du rivage à long terme. Inversement selon Steetzel (1993), l'érosion à court terme induite par les tempêtes serait seulement une perturbation dans l'évolution à long terme de la plage, les conditions de faibles agitations tendant à rétablir le profil d'équilibre d'avant tempête.

En Méditerranée Occidentale de nombreuses études ont abordé la question de l'impact des tempêtes avec des approches historiques (Camuffo, 2000, Bessemoulin, 2002), climatologiques (Tabeaud, 1995, Ullman, 2007), mathématiques (Gracia et al. 1995 ; Jimenez et al. 1997) et géomorphologiques (Bruzzi, 1998, Durand, 1999, Sabatier, 2001, Certain, 2002). L'ensemble de ces travaux mettent en avant la difficulté à corréler les forçages climatiques et les évolutions morphologiques, pour des questions d'échelles ou par manque de données à des résolutions spatio-temporelles inadaptées. En effet, les études très instrumentées n'ont pu tirer que des enseignements locaux et inversement, les études d'échelle régionale se heurtent au problème de la densité des données des séries chronologiques.

Dans le Golfe du Lion, Bruzzi (1998) et Durand (1999) ont montré à partir de l'analyse de profils de plages la possibilité de tempêtes localement constructives pour la plage, même lors de tempêtes exceptionnelles comme celle de Décembre 1997 (période de retour centennale). Toujours pour la partie émergée du prisme littoral, Sabatier et al., (2009) montrent que les dépôts d'overwash du lido de Maguelone représentent des valeurs significativement plus faibles que les transits sous-marins, mais surtout ne sont pas directement liées à l'intensité des tempêtes, car la morphologie avant-tempête et le bilan sédimentaire jouent un rôle majeur dans les processus de brèches et de débordements. L'étude morphodynamique du lido de Sète (Certain et Barusseau, 2004) indique que l'évolution des barres d'avant côte peut être simplifiée en 2 modèles conceptuels en réaction à la variabilité météo-marine. Le modèle d'« Oscillation autour d'une Position d'Equilibre » (O.P.E), traduit le régime ordinaire du comportement des barres. Les barres d'avant côte sont soumises aux conditions du milieu et tendent à se déplacer vers la côte lors des conditions de faible agitation et vers le large lors des épisodes plus violents (Ostrowski et al., 1990). Ponctuellement, cet équilibre peut être fortement déstabilisé (Birkemeier, 1984 ; Larson et Kraus, 1994 ; Sunamura, 1998) à la suite d'un ou de plusieurs épisodes énergétiques majeurs, comme des houles supérieures à 4 m sur le site de Sète où Certain et Barusseau (2004) observent un

épisode de rapide migration de la barre vers le large, puis sa dégénérescence. Ce comportement est décrit à partir du modèle conceptuel « Net Offshore Migration » (N.O.M), (Wijnberg, 1995 ; Ruessink et Kroon, 1994). Une dizaine d'année après l'élément déclencheur, la disposition standard correspondant au modèle O.P.E est restaurée. Pour déterminer la part exacte entre les tempêtes majeures et les événements plus faibles dans les processus de migration des barres d'avant côte, Certain et Barusseau (2004) soulignent la nécessité d'analyser plus profondément le rôle du forçage hydrodynamique et celui de la morphologie héritée.

Ullmann (2007) et Sabatier et al. (2009) soulignent l'importance du niveau marin et du vent qui renforce l'impact des tempêtes et détecte une augmentation à la hausse depuis les années 70-80 de ces deux forçages (Ullmann, 2007, 2008). Cependant ces auteurs n'abordent pas la question de l'augmentation des houles par un manque de données (Sabatier et al., 2009). Pour Certain et al., (2005), on observerait une tendance à la hausse des hauteurs significatives supérieures à 4 m sur la décennie 1993-2003, mais les lacunes de données et le changement d'appareillage de mesures durant cette décennie incitent à la prudence (Sabatier et al., 2009). Par conséquent, il est difficile de se prononcer sur une réelle augmentation en cours de la durée et/ou de la force des tempêtes pour le Golfe du Lion. Par contre compte tenu des observations sur d'autres sites (Nicholls, 2009), on peut émettre l'hypothèse d'un changement climatique futur qui entraînerait une augmentation de la fréquence et / ou de l'intensité des tempêtes. Cette hypothèse est clairement énoncée par l'IPCC (2007), à laquelle la montée de la mer attendue (Church, 2006 ; Rahmstorf, 2007) devrait avoir un impact morphologique significatif sur la bande littorale.

Par conséquent, sur la base de mesures passées, il est légitime de s'intéresser dès aujourd'hui à l'impact morphologique de différents types de tempêtes hivernales : tempêtes fréquentes par rapport à des tempêtes plus rares mais de plus forte intensité, mais aussi à la possible influence de la morphologie de l'avant côte sur l'impact des tempêtes, morphologie qui peut être de type O.P.E (profil de « beau temps »), ou de type N.O.M (profil de « mauvais temps »).

Dans ce but, nous comparerons l'impact morphologique d'une série de tempêtes d'intensité moyenne mais nombreuses qui se sont produites durant l'hiver 1995/1996 à celui d'une tempête exceptionnelle relativement isolée au sein d'un hiver plutôt calme réalisée entre 1997/1998. Cette analyse se base sur des données de terrain et une modélisation numérique en 2DV (UNIBEST-TC). Tout d'abord, l'influence potentielle des différents types de tempêtes est révélée par la comparaison des taux d'érosion et la mobilité des barres d'avant côte entre des levés bathymétriques annuels. Ensuite, des simulations numériques sont réalisées avec le modèle UNIBEST-TC afin d'éclairer l'influence des différents types d'hivers, ainsi que le rôle de la morphologie anté tempête sur l'érosion potentielle des tempêtes.



## 2 - Rappel méthodologique

Dans ce travail l'étude de l'impact morphologique des tempêtes repose sur l'analyse de 31 profils bathymétriques (Fig. 195) levés par la Division Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon (DRELRL) entre 1993 et 2001. La méthode de traitement des profils consiste d'une part à calculer la surface des variations de volume de profils, et à l'extrapoler en  $m^3/m\grave{e}tre$  linéaire. Ensuite l'évolution morphologique des profils est mesurée par le déplacement de la barre d'avant côte externe. Nous considérerons que la différence de la position de la barre entre les levés qui encadrent les tempêtes reflète la mobilité du profil.

Les évolutions morphologiques sont ensuite mises en relation avec les conditions d'agitation extraites d'une nouvelle base de données de houle fournie par la société Globocéan constituée de paramètres d'état de mer au pas temporel de 3 heures pour les années 1993 à 2002 (modélisation WaveWatch III : WW3).

Enfin, à partir de la morphologie (profils de la DRELRL) et des conditions hydrodynamiques, nous avons réalisé différentes simulations numériques du transport sédimentaire avec le logiciel UNIBEST-TC (Delft Hydraulics, 1994). L'objectif de ces simulations est double : d'une part comparer l'impact de 2 différents types d'hivers sur une même morphologie, et d'autre part de comparer l'influence de la morphologie anté tempête sur l'impact une même tempête.

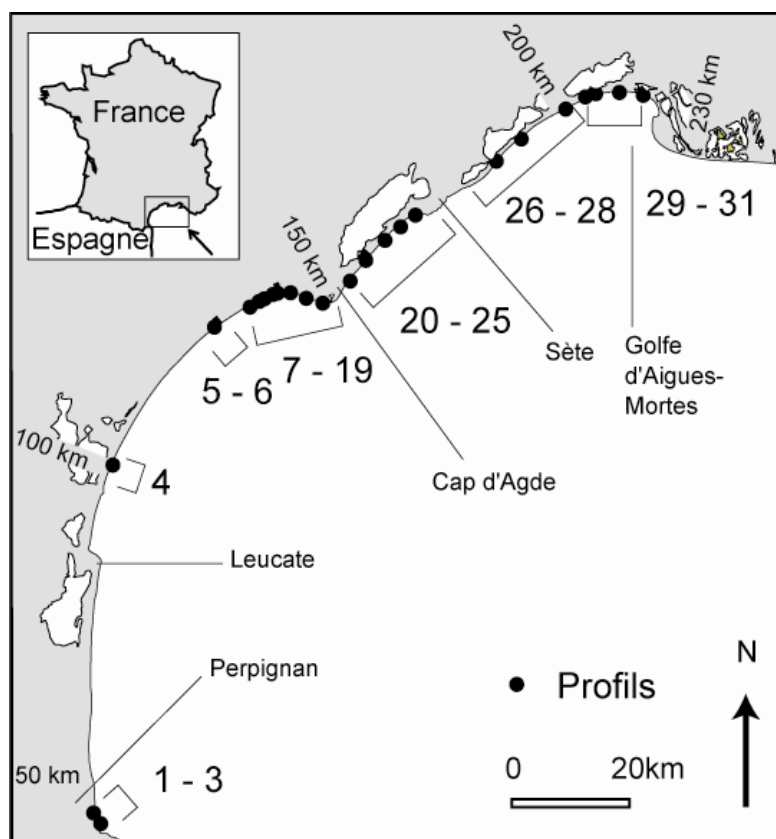


Fig. 195. Localisation des 31 profils de la DRELRL, sélectionnés pour l'étude des tempêtes des différents types de plages du Golfe du Lion.

## 3 - Résultats

### 3.1. Conditions hydrodynamiques

Sur la période d'étude (1993 à 2002) les houles dans le Golfe du Lion présentent en majorité des hauteurs moyennes mensuelles inférieures à 2 m, un tiers des valeurs étant inférieures ou égales à 1 m, principalement en Juillet Aout, période estivale calme (Fig. 196). Les épisodes où la houle est supérieure à 4 m ont lieu généralement entre Septembre et Mars.

Sur les 9 années de mesures on observe une augmentation des maximums annuels de 2 à 2,5 m, ce qui se traduit par une augmentation de 25 % du *wave power* développé à la côte (Fig. 197). Cette augmentation est en partie expliquée par l'intensité des tempêtes, mais aussi par l'augmentation du nombre de tempêtes par hiver, moins nombreuses au début de la période de mesure (1993/1995), que sur la fin de la période (1998 à 2002).

Mais ces tendances sont perturbées par une extrême variabilité interannuelle avec des années plus calmes comme en 1993/95, tandis que l'on distingue bien les deux hivers tempétueux qui font l'objet de cette étude. Durant l'hiver 1995/96 une série de coups de mer rapprochés dépasse 4 m, tandis que l'hiver 1997/98 est marqué par le pic exceptionnel (en décembre 1997) où la hauteur significative atteint 6,9 m alors que le reste de l'hiver est relativement calme. Ces variations dans les conditions d'agitations sont encore plus visibles dans la distribution du *wave power* maximum calculé sur la même période (Fig. 197), où l'hiver 1997-98 se distingue.

Ainsi, on observe de 1993 à 2002 (Fig. 196 et Fig. 197), trois principales périodes d'agitation. Tout d'abord, une période entre 1993 et 1995, avec un seul évènement supérieur à 4 m mais très isolé, par conséquent cette période développe relativement peu d'énergie (Fig. 197). Ce calme relatif s'interrompt ensuite avec les hivers 1995/96 et 1997/98. L'hiver 1995/96 (Fig. 198) a été marqué par des tempêtes d'énergie moyenne ( $H_{sig}$  max : 4,8 m ; Energie de 70 à 260 joules / m<sup>2</sup>), mais très fréquentes. Alors qu'en moyenne entre 1993 et 2001 les hivers comptent 4 évènements tempétueux (> 4m), le seul hiver 1995-96 affiche 11 tempêtes (> 4m) qui totalisent un *wave power* cumulé de 1400 joules / m<sup>2</sup>. Enfin, l'hiver 1997/98 (Fig. 199), ( $H_{sig}$  max : 6,47 m ; 1175 joules / m<sup>2</sup>), a été marqué par deux tempêtes dont la tempête exceptionnelle de décembre 1997 qui déploie à elle seule 660 joules / m<sup>2</sup>. Cet évènement est la plus forte tempête enregistrée à ce jour avec celles de Novembre 1982 (pas de données disponibles) et Décembre 2003, où la hauteur significative maximum a dépassé 6 m. Chaque tempête de l'hiver 1995-96 développe donc une énergie 4 à 10 fois inférieure à la tempête exceptionnelle de 1997. Cependant, l'énergie cumulée par les tempêtes de l'hiver 1995-96 (1400 joules / m<sup>2</sup>) est 1,5 fois supérieure à celle développée durant l'hiver de 1997-98 (1175 joules / m<sup>2</sup>).

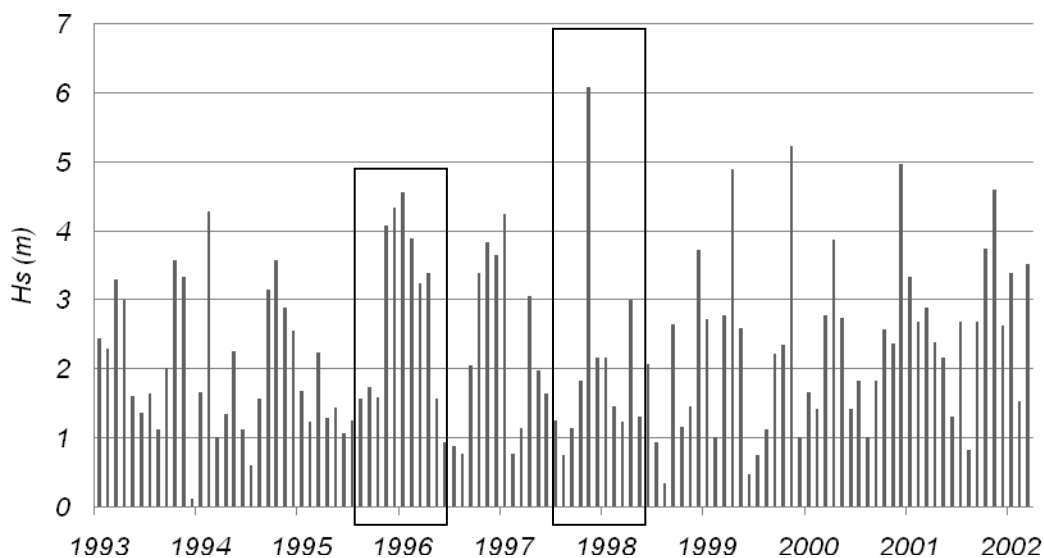


Fig. 196.  $H_{sig}$  max mensuelle sur la période de janvier 1993 à mars 2002, et tempêtes étudiées : hiver 1995/96 et 1997/98. (D'après les données de houle au large propagées par WW3, Globocéan).

L'enchaînement des événements est donc le suivant : une période de calmes entre 1993 et 1994, puis des tempêtes moyennes mais fréquentes durant l'hiver 1995-96, poursuivie par un hiver relativement calme durant lequel un événement extrême se distingue.

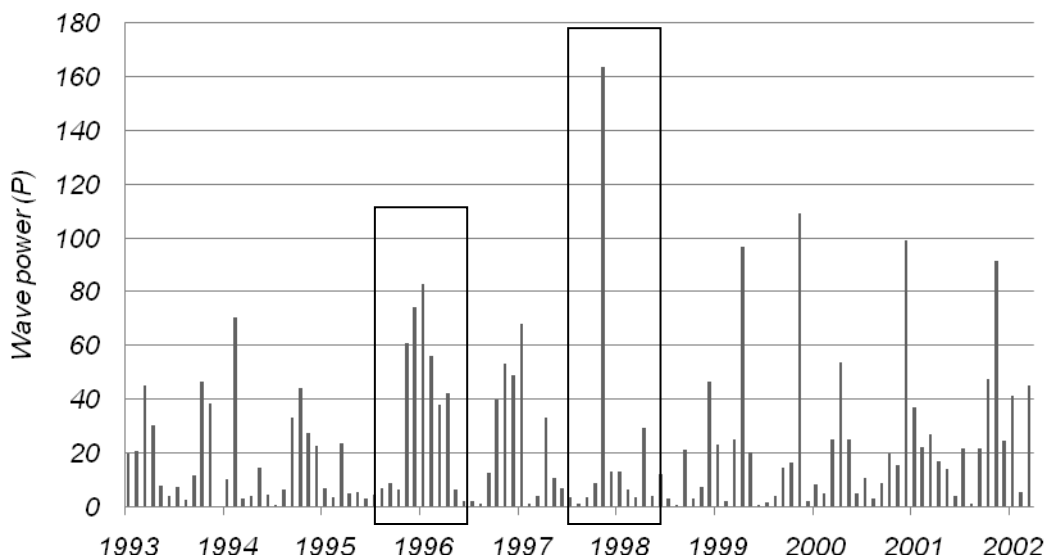


Fig. 197. Wave power max mensuel entre janvier 1993 à mars 2002, et tempêtes étudiées : hiver 1995/96 (zoom Fig. 198) et 1997/98 (zoom Fig. 199). (D'après les données de houle au large propagées par WW3, Globocéan).

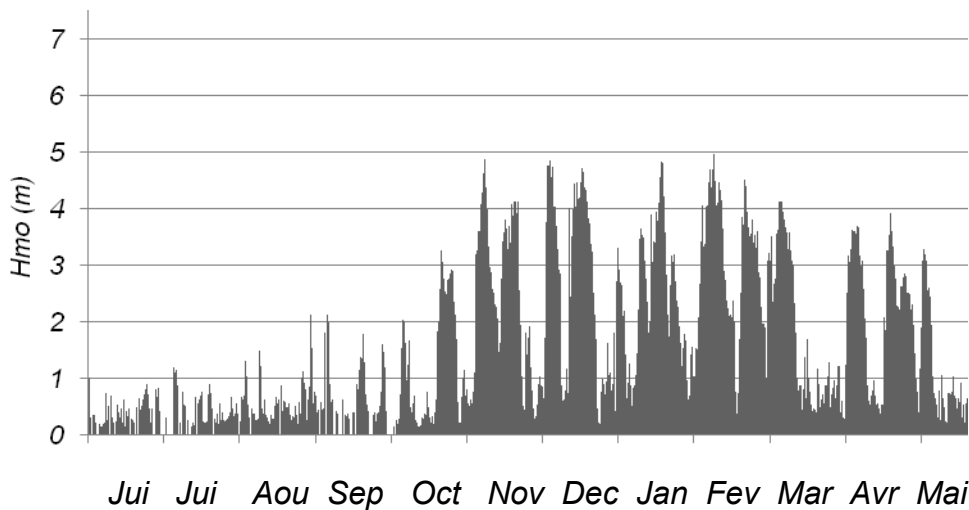


Fig. 198. Hauteur de la houle au large de juin 1995 à juin 96.

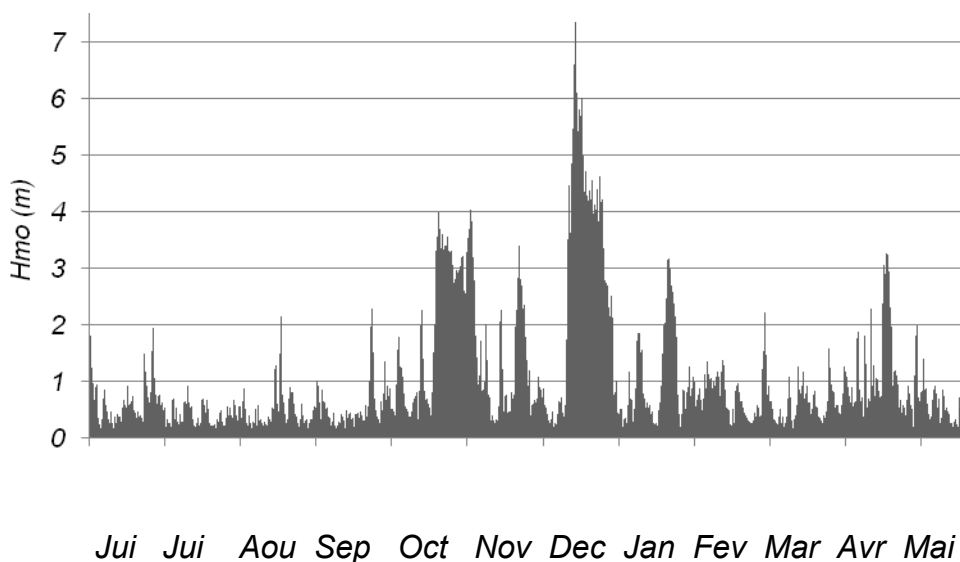


Fig. 199. Hauteur de la houle au large de juin 1997 à juin 98.

### 3.2. Bilan sédimentaire annuels des profils selon les types d'hiver

Entre 1993 et 2001, les bilans sédimentaires de 31 profils (annexe f) sont analysés afin de mesurer leur réponse face aux tempêtes, et plus précisément pour les hivers 1995/96 et 1997/98 (Fig. 200 et Fig. 201). Sur l'ensemble des profils bathymétriques et de la période, le bilan sédimentaire global est légèrement négatif ( $-0,01 \text{ m}^3 / \text{mètres linéaires/an}$ ), mais les variations spatiales sont importantes. Ainsi, une majorité de profils sont en érosion (entre  $-0,01 \text{ m}^3 / \text{mètres linéaires /an}$  et  $-0,04\text{m}^3 / \text{mètres linéaires /an}$ , profils 4 ; 5 ; 6 ; 7 ; 8 ; 11 ; 12 ; 13 ; 17 ; 19 ; 20 ; 25 ; 28 ; 29 ; 30), mais quelques uns montrent une érosion plus importante que les autres (entre  $-0,04 \text{ m}^3 / \text{mètres linéaires /an}$  et  $-0,06 \text{ m}^3 / \text{mètres linéaires /an}$ , profils 10 ; 16 ; 26 ; 27, 31). Enfin, des profils sont stables ou en accrétion (entre  $0,01 \text{ m}^3 / \text{mètres linéaires}$  et  $0,07 \text{ m}^3 / \text{mètres linéaires}$ , profils 1 ; 2 ; 3 ; 9 ; 14 ; 15 ; 18 ; 21 ; 22 ; 23 ; 24).

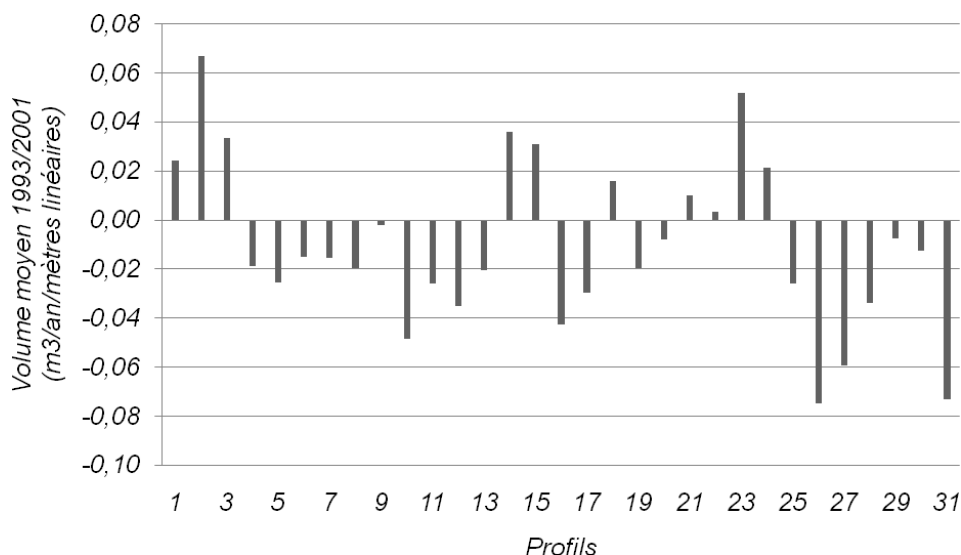


Fig. 200. Volume moyen par profil sur la période 1993/2001 ( $m^3/an/mètres$  linéaires).

Par années, entre 1993 et 2001 (Fig. 201), les gains maximaux moyens correspondent à la période calme de 1993 à 1994 où l'on mesure des gains cumulés moyens de  $0,10 m^3/mètres$  linéaires /an, et ce, pour l'ensemble des profils. Les périodes les plus érosives entre 1993 et 2001 se produisent lors des hivers 1995-96 et 1997-98 que nous analysons en détail.

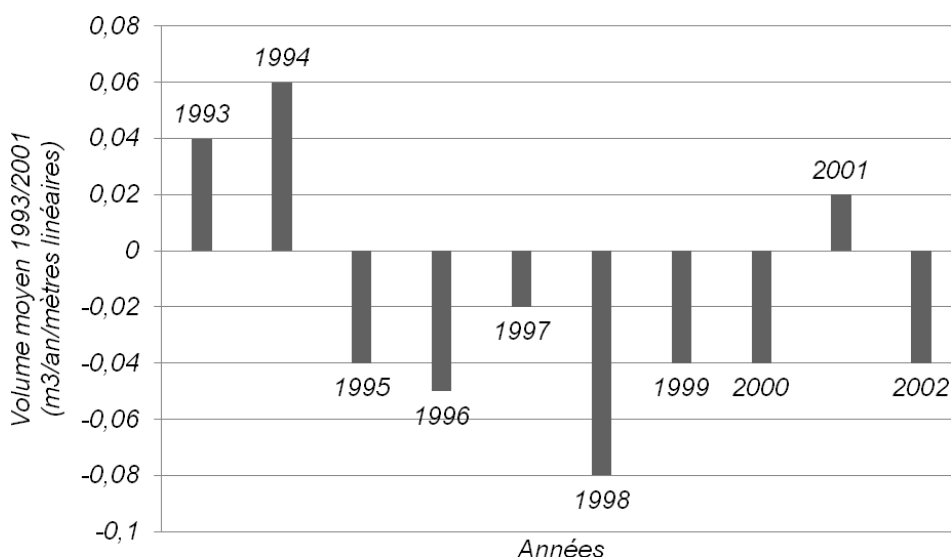


Fig. 201. Evolution du bilan sédimentaire ( $m^3/an/mètres$  linéaires) de l'avant côte pour chaque année de levés.

Ainsi, entre 1995 et 1996 les profils ont perdu en moyenne  $-0,04 \text{ m}^3/\text{mètres linéaires /an}$ , tandis que les pertes moyennes sont évaluées à  $-0,08 \text{ m}^3/\text{mètres linéaires /an}$  entre 1997 et 1998. Entre 1997 et 1998, marqué par une tempête de très forte intensité mais dans un hiver « calme », les profils ont donc perdu deux fois plus de sédiments que durant la période 1995/96, dont l'hiver est marqué par des tempêtes fréquentes mais d'intensité plus réduites. Dans le détail cependant, le bilan sédimentaire de certains des profils (18) décrit des réponses contraires selon les deux types d'hiver car ils affichent des états destructifs puis constructifs et vice et versa (Fig. 202).

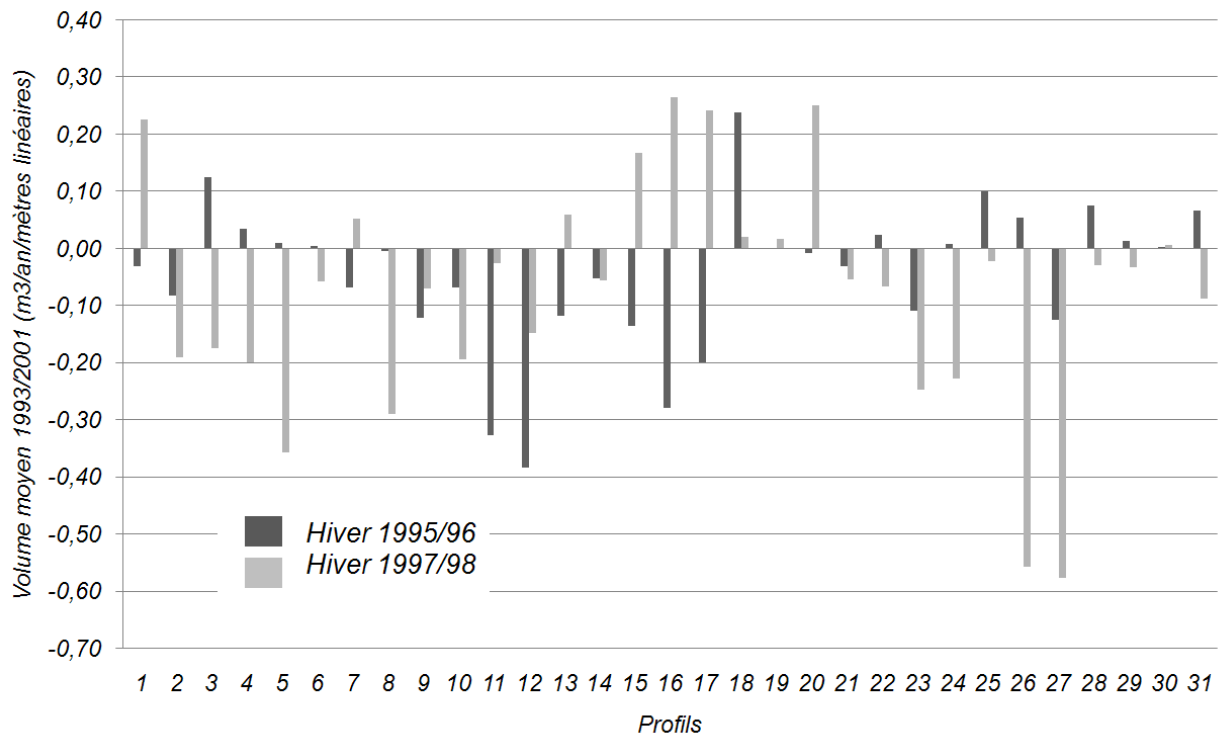


Fig. 202. Evolution du bilan sédimentaire ( $\text{m}^3/\text{an}/\text{mètres linéaires}$ ) de l'avant côte entre 1995/96 et 1997/98.



### 3.3. Types de comportements des profils selon les deux types d'hiver

La comparaison des impacts des hivers 1995-96 et 1997-98 sur le bilan sédimentaire des plages, permet de définir 5 « type » de comportements (Fig. 203).

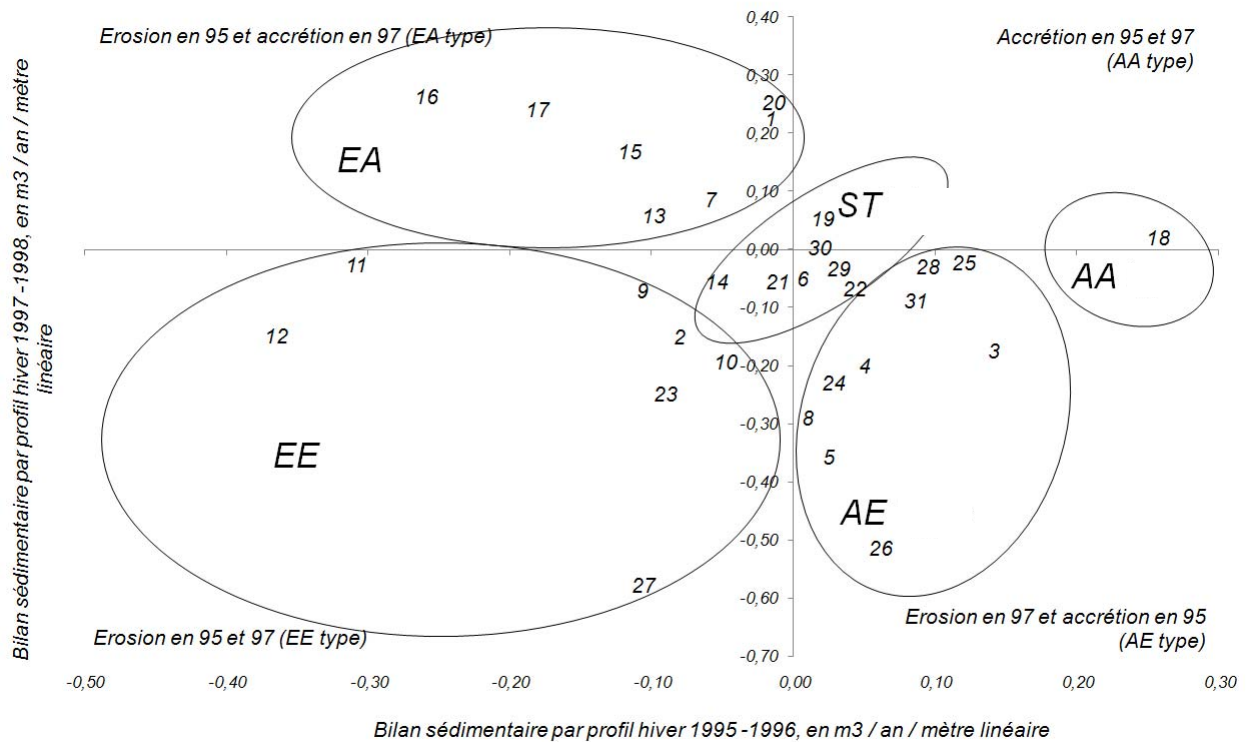


Fig. 203. Typologie de l'impact sur les volumes entre les tempêtes de 1995/96 et celle de 1997/98 par profils (volumes en m<sup>3</sup>/an/ mètres linéaires). ST : profils stables ou en légère érosion, E : profils en érosion quelque soit la tempête, EA : profils en érosion entre 1995/96 et en accrétion entre 1997/98, AE : profils accrétion en 95 et en érosion en 97, A : profils stables ou en accrétion en 95 et 97.

Le premier type rassemble les profils dont le bilan sédimentaire est relativement stable (type stable : ST) (Fig. 203 et exemple de profil stable : Fig. 204) quelque soit les tempêtes (profils 6, 14, 19, 21, 22, 29, 30). Ces profils se situent en majorité dans la partie Nord de la zone d'étude, au nord de l'embouchure de l'Aude (6), de part et d'autre du Cap d'Agde (profils 14 à 22), et dans le golfe d'Aigues Mortes (profils 29, 30). La stabilité des profils observée entre 1995/96 et 1997/98 est en accord avec l'évolution plus longue (pluri-décennal) qui indique de faibles mouvements sédimentaires (Durand, 1999). Ils ne montrent pas d'évolution morphologique particulière, même suite aux plus fortes tempêtes. Cette stabilité pose d'une part la question du rôle d'abri que forme le golfe d'Aigues Mortes, et d'autre part la question

de l'influence de roches sous-marines au niveau des profils du Cap d'Agde, qui expliquent probablement cette stabilité (profil n° 20 annexe f).

Le second type de réponse (type érosion : EE) (Fig. 203 et exemple de profil en érosion : Fig. 205) comprend les profils qui sont en érosion pluriannuelle et quelque soit le type d'hiver (profils : 2, 9, 10, 11, 12, 23 et 27). Ces profils correspondent soit à des zones éloignées de toute source sédimentaire (profil 23 sur le lido entre Sète et Agde, profil 27 sur le lido entre Sète et Palavas), soit à des zones aménagées (profils 9, 10, 11, 12, au niveau de Vias). Pour ces profils qui connaissent une tendance à l'érosion à moyen-long terme (Durand, 1999 ; CETE, 2002), les tempêtes jouent un rôle déterminant qu'elles soient fréquentes et moyennes (hiver 1995-96), ou intense et isolée (hiver 1997-98). En effet, elles accélèrent la tendance à l'érosion. Par contre, les gains mesurés lors des périodes calmes 1992 et 1993 sont deux fois plus importants pour ces profils que pour les autres types de profils. Autrement dit, les profils en érosion lors des deux hivers investigués sont aussi ceux qui montrent des taux de rechargement naturels les plus importants.

Les troisièmes et quatrièmes types de réponse de profil correspondent à des bilans sédimentaires inversés, aux bilans sédimentaires annuels constructifs puis destructifs ou inversement suite aux hivers tempétueux.

Ainsi, le troisième type de profil (type accrétion puis érosion : AE) (Fig. 203 et exemple de profil en accrétion puis en érosion : Fig. 206) rassemble les profils en accrétion entre 1995-96 mais érodés entre 1997-1998 (profils : 3, 4, 5, 8, 24, 25, 26, 28 et 31). L'hiver 1995-1996 a été constructif dans le Roussillon ou de Sète à Palavas sur lido de Maguelonne, malgré des tempêtes moyennes et fréquentes. Néanmoins les gains mesurés entre 1995-96 sont généralement moins importants que les pertes entre 1997-98, et le bilan sédimentaire moyen final est négatif.

Le quatrième type de profil (type érosion puis accrétion : EA) (Fig. 203 et exemple de profil en érosion puis en accrétion : Fig. 207) correspond à des profils en érosion entre 1995-96 et en accrétion entre 1997-98. (Profils : 1, 7, 13, 15, 16, 17, 20). Suite à l'hiver 1997-98, la majorité de ces profils proches de l'embouchure de l'Hérault (15, 16, 17), enregistrent un gain de sédiments malgré la tempête de Décembre 1997. Nous supposons que ces gains localisés et importants sont en relation avec les crues cinquentennales qu'a connu la zone durant cette période.

Le dernier type (type Accrétion : A) (Fig. 203 et exemple de profil en érosion puis en accrétion : Fig. 208) concerne le seul profil en accrétion entre 1995-1996 et entre 1997-1998 (profil 18). On note que ce profil se situe au droit de la digue Ouest de l'embouchure de l'Hérault, et constitue une zone de stockage en aval dérive.

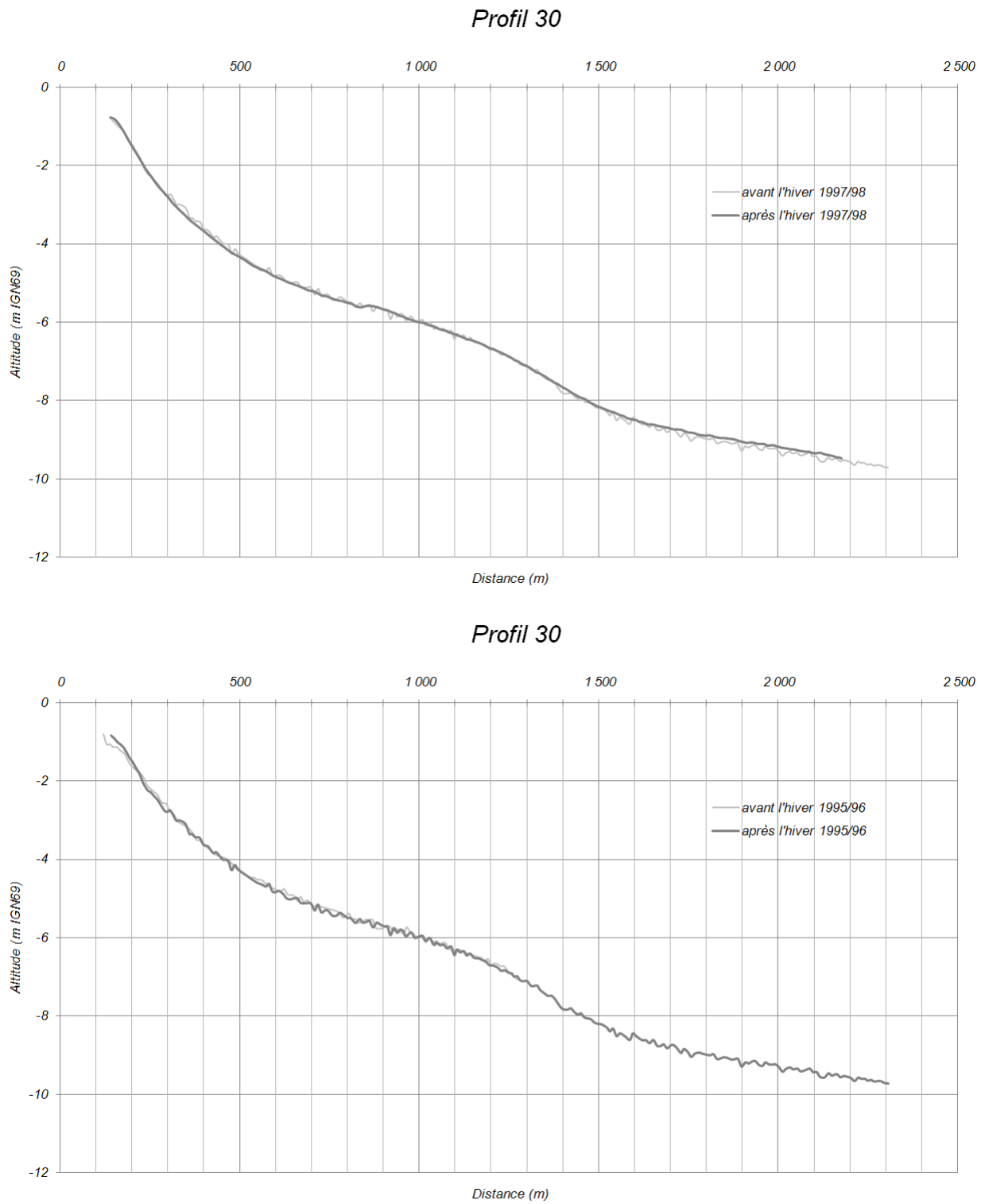


Fig. 204. Exemple d'évolution morphologique de profil stable quelque soit les tempêtes (ST), profil 30, Nord du Golfe d'Aigues Mortes.

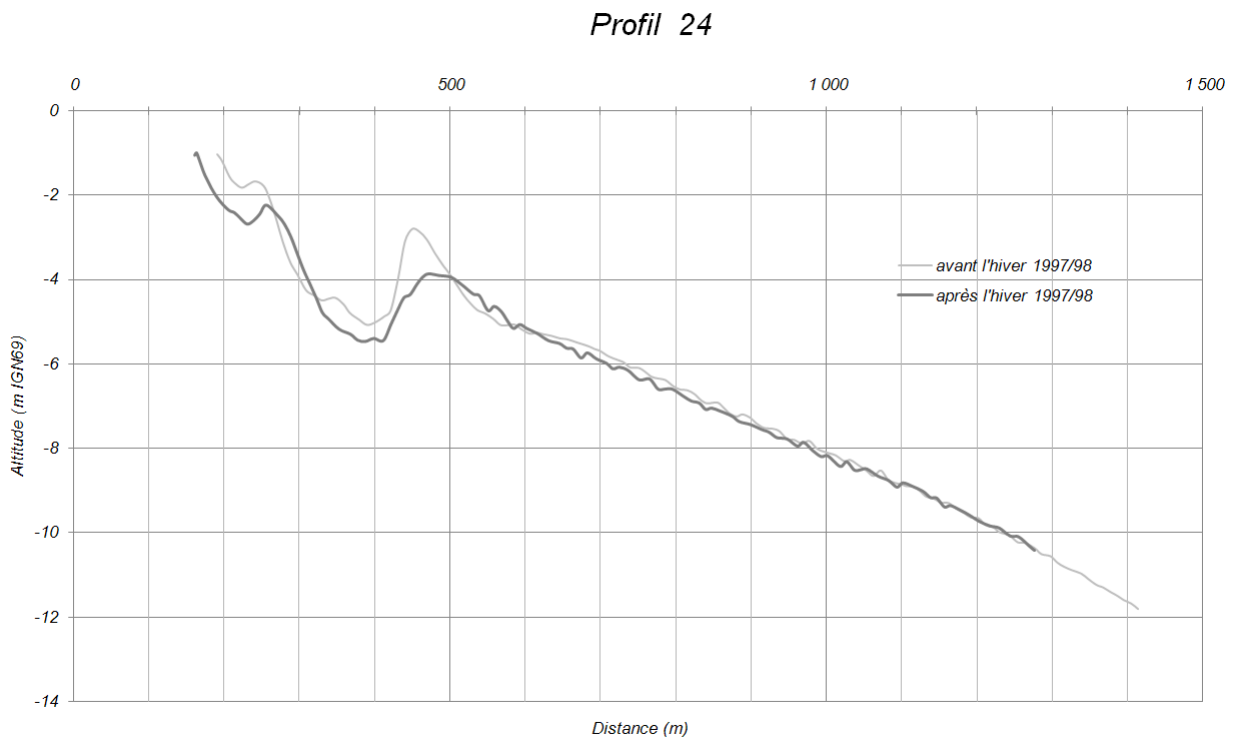
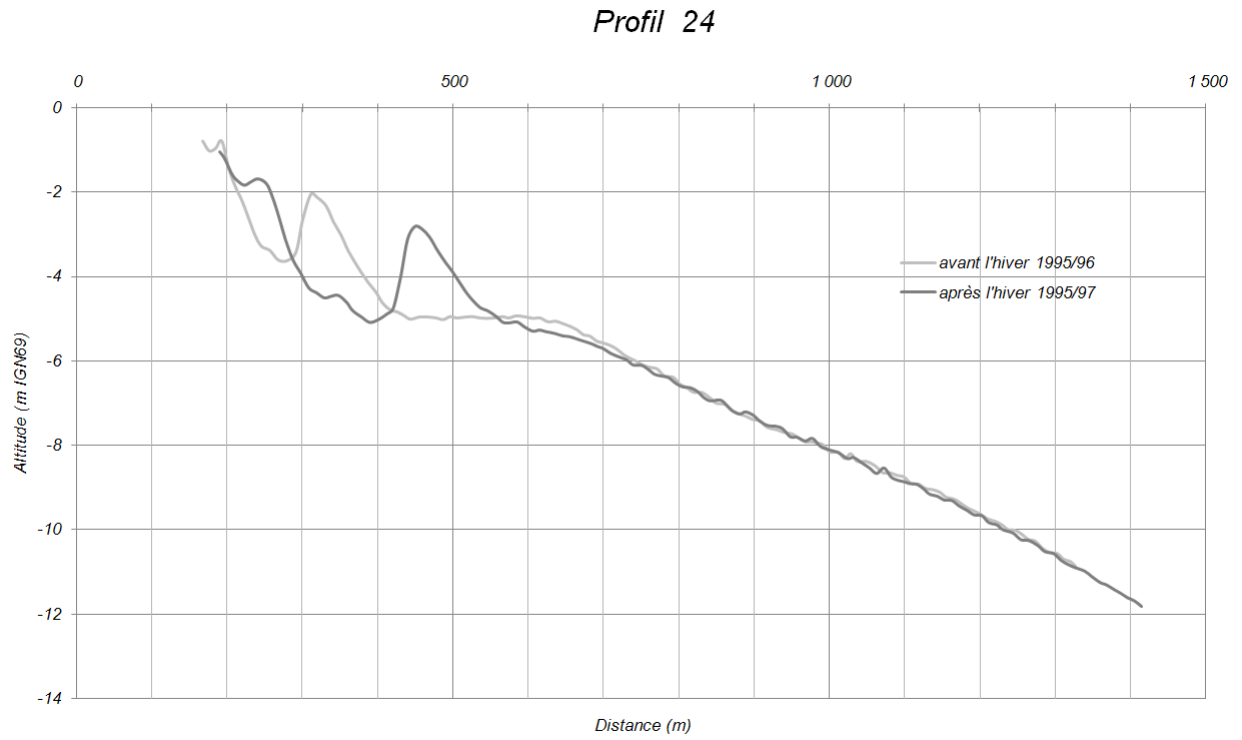


Fig. 205. Exemple d'évolution morphologique de profils en érosion quelque soit les hivers tempétueux étudiés (EE). Profil 24, Lido de Sète.

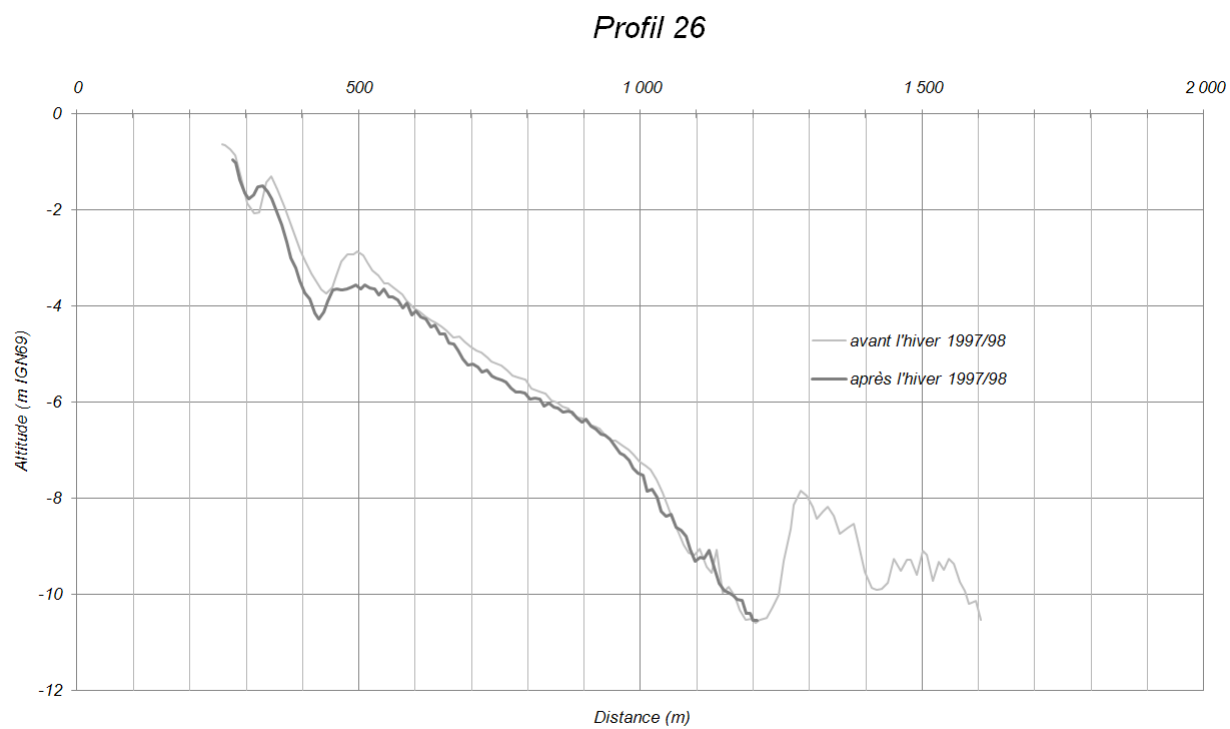
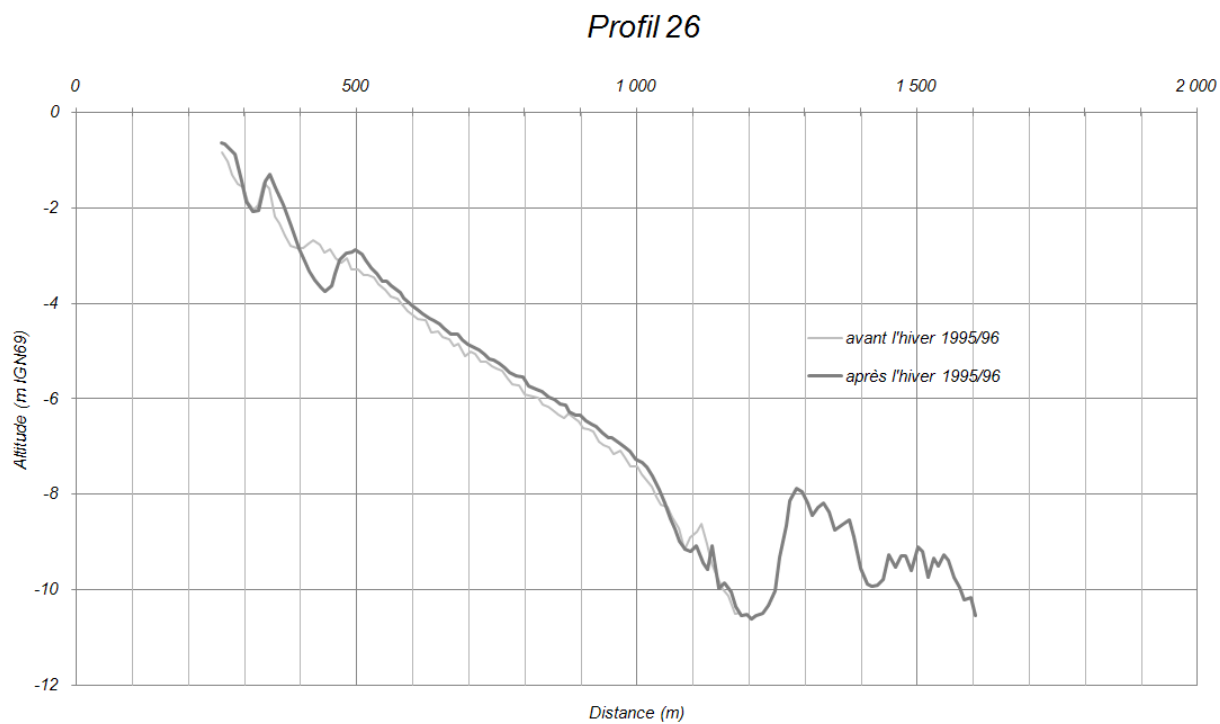


Fig. 206. Exemple d'évolution morphologique de profils en accrétion suite à l'hiver 1995/96 et en érosion suite à l'hiver 1997/98 (AE). Profil 26, Lido de Maguelonne.

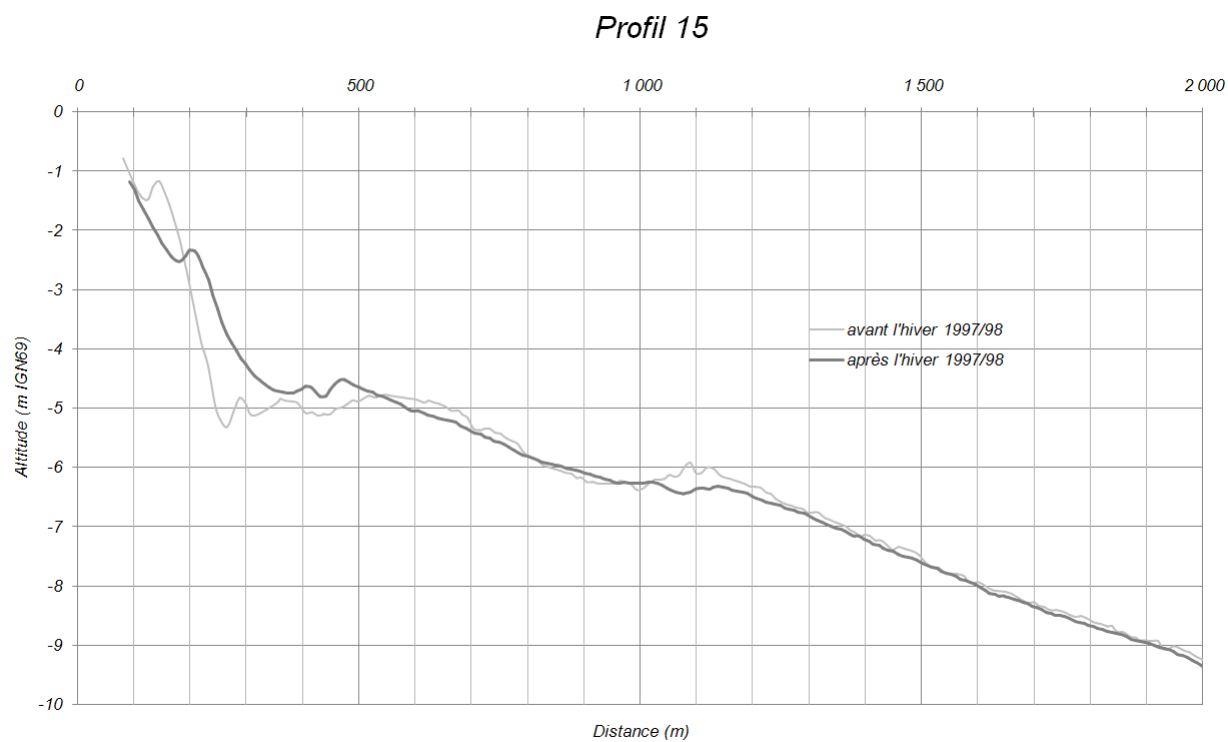
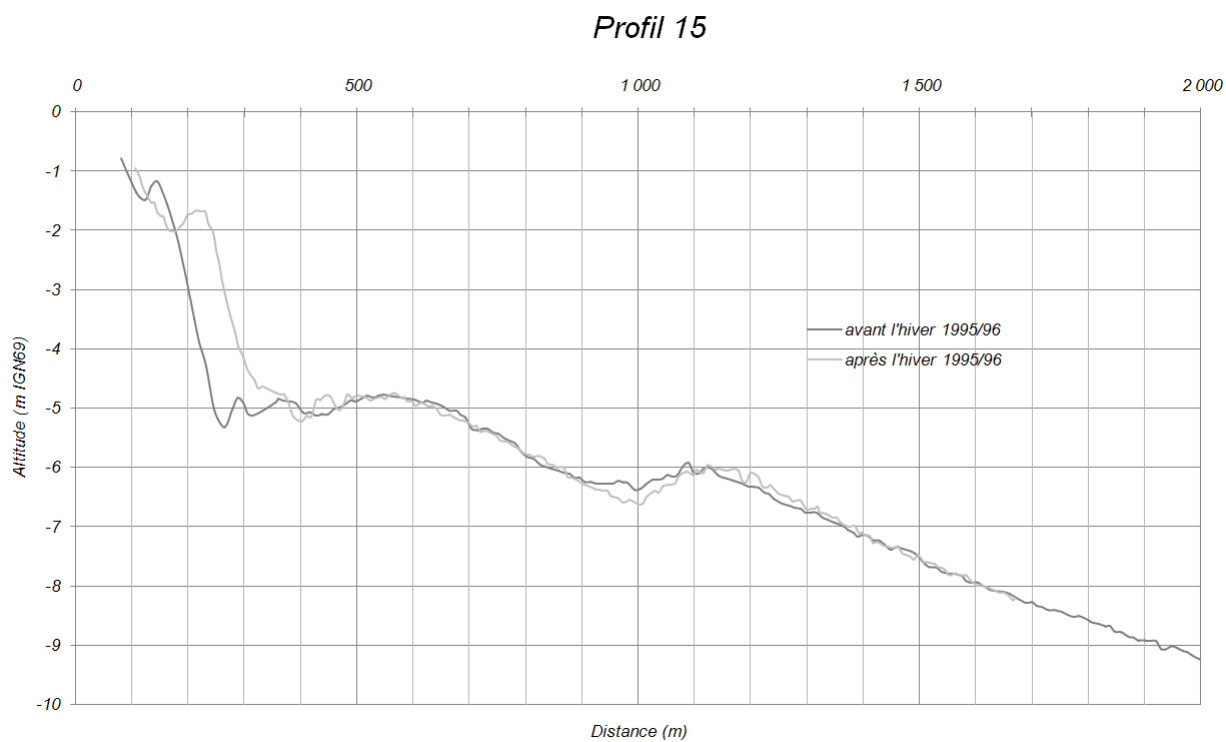


Fig. 207. Exemple d'évolution morphologique de profils en érosion suite à l'hiver 1995/96, et en accrétion suite à l'hiver 1997/98 (EA). Profil 15, Ouest embouchure Hérault.



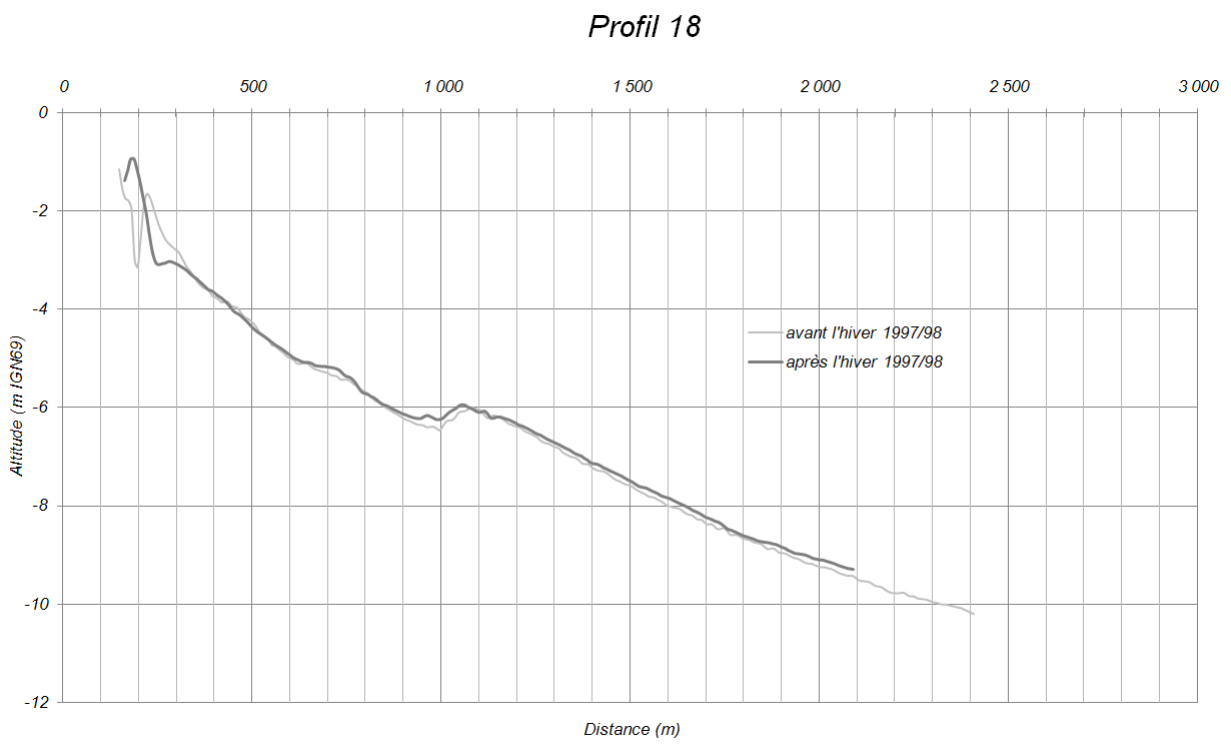
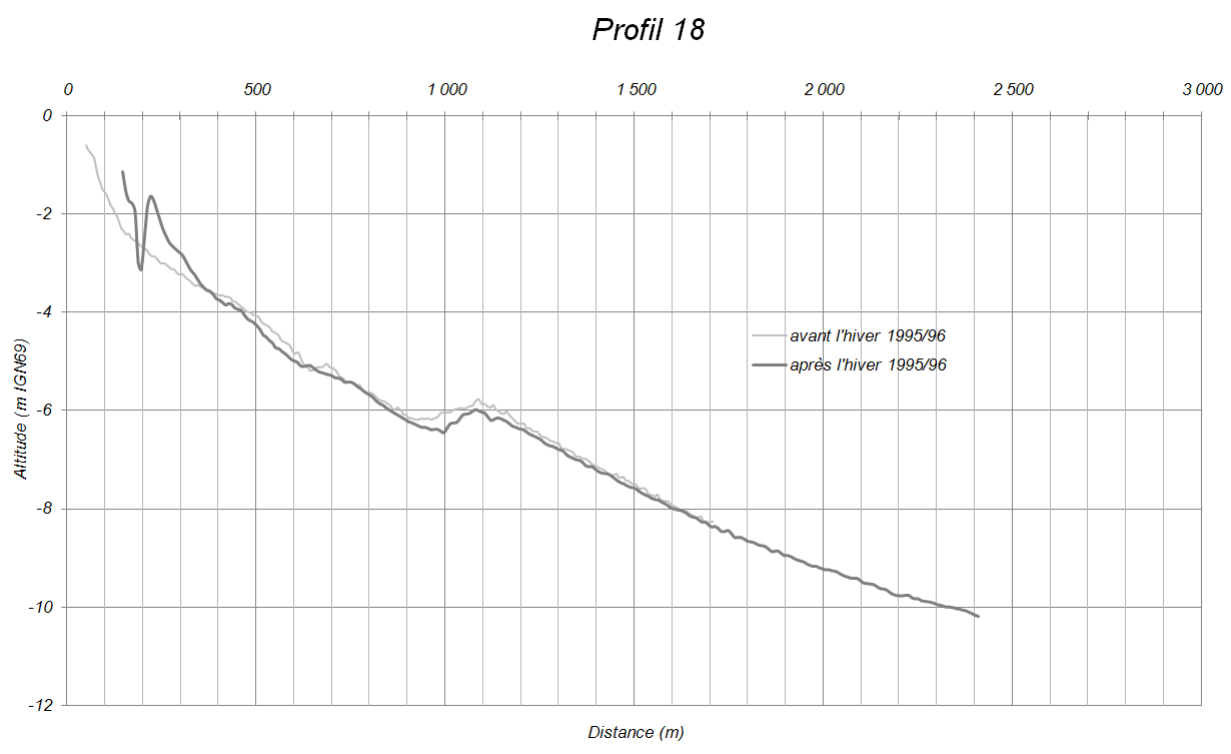


Fig. 208. Exemple d'évolution morphologique du seul profil en accrétion suite aux deux tempêtes. Profil 18, Ouest embouchure Hérault, plage La Tamarissière.

### 3.4. Modélisation selon les types d'hivers et de morphologies

#### 3.4.1 Tendances générales

La valeur moyenne du transport sédimentaire dans le profil et sa direction vers le large ou vers la côte, a été modélisée pour l'ensemble des 31 profils (Fig. 209) selon le type de simulation (simulations : 1 ; 2 ; 3 ; 4).

L'ensemble des simulations indique d'abord que le transport est globalement toujours dirigé vers le large, quelque soit le type d'hiver tempétueux et de morphologie.

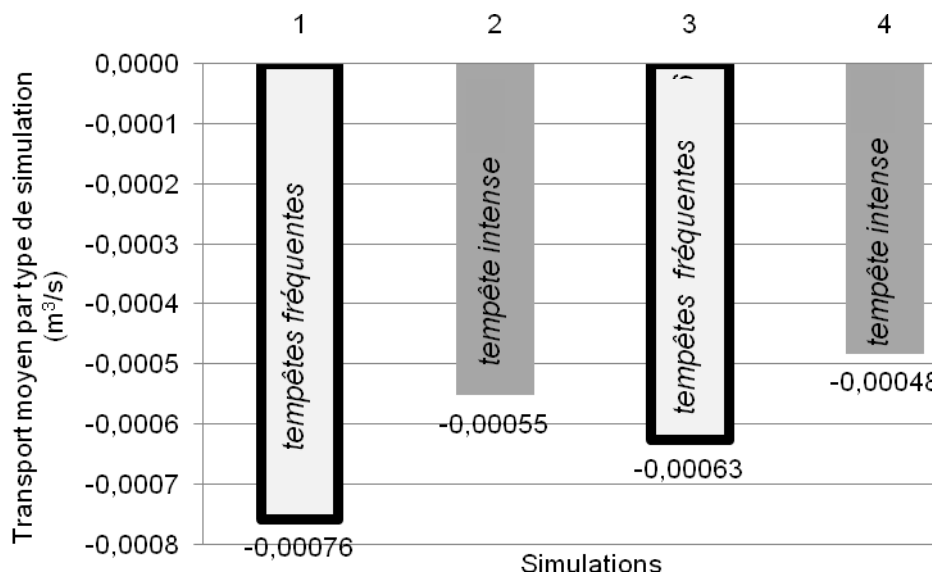


Fig. 209. Moyenne des valeurs de transport sédimentaire en  $m^3/s$ , calculées avec le modèle UNIBEST-TC, pour les 4 simulations :

1. tempêtes moyennes et fréquentes (hiver 1995/1996) sur un profil de beau temps de type O.P.E.,
2. tempête intense et rare (hiver 1997/1998) sur un profil de beau temps de type O.P.E.,
3. tempêtes moyennes et fréquentes (hiver 1995/1996) un profil de mauvais temps de type N.O.M.,
4. tempête intense et rare (hiver 1997/1998) un profil de mauvais temps de type N.O.M.

Ensuite, on observe une différence entre les simulations à fréquentes tempêtes moyennes (1995/1996) (simulations 1 et 3), avec celles à tempête extrême isolée dans un hiver plutôt calme (1997/1998) (simulations 2 et 4) (Fig. 209). Dans le premier cas les valeurs du transport moyen dirigées vers le large sont estimées à  $0,00076 m^3/s$  pour la morphologie de « beau temps », et à  $0,00063 m^3/s$  pour la morphologie de « mauvais temps ». Dans le second cas, les modélisations de l'hiver 1997/98 entraînent un transport moyen dirigé vers le large de  $0,00055 m^3/s$  pour la morphologie de « beau temps », et  $0,00048 m^3/s$  pour la morphologie de « mauvais temps ». Ainsi, quelque soit le type de profils, le transport moyen dirigé vers le large est plus important lors des tempêtes fréquentes mais de moyenne

intensité (hiver 1995/96), que lors de l'hiver marqué par une tempête intense mais relativement isolée (hiver 1997/98).

Enfin, pour des forçages comparables, on mesure aussi des différences notables selon la morphologie des profils (Fig. 209). En effet, les modélisations effectuées sur les profils de « beau temps » de type O.P.E. entraînent un transport moyen dirigé vers le large de  $0,00076 \text{ m}^3/\text{s}$ , et de  $0,00055 \text{ m}^3/\text{s}$  pour les hivers 1995/96 et 1997/98 respectivement. A l'inverse, les modélisations effectuées sur les profils de « mauvais temps » de type N.O.M. entraînent un transport moyen dirigé vers le large estimé à  $0,00063 \text{ m}^3/\text{s}$ , et  $0,00048 \text{ m}^3/\text{s}$  pour les hivers 1995/96 et 1997/98 respectivement. Ainsi, le transport moyen dirigé vers le large est significativement plus important pour les profils de « beau temps » que pour les profils de « mauvais temps ».

De manière synthétique, selon les modélisations réalisées au moyen d'UNIBEST-TC, quelque soit le type de profil, le transport dirigé vers le large est toujours plus important lors d'hivers aux tempêtes fréquentes et de moyenne intensité que durant les hivers connaissant une tempête intense mais isolée. De plus, quelque soit les tempêtes, le transport vers le large est toujours plus important sur des morphologies de « beau temps » correspondant au modèle O.P.E que sur celles de « mauvais temps » ou la N.O.M est déjà établie.

### 3.4.2 Comportement des profils

Plus dans le détail, les valeurs obtenues par profils et par simulations reflètent la variabilité des résultats en fonction des tempêtes et des morphologies (Fig. 214, Fig. 211, Fig. 212, Fig. 213).

Spatialement, et quelque soit le type de simulations (1, 2, 3 et 4), le transport moyen est dirigé vers le large au niveau d'Argèlès, et il diminue du Sud vers le Nord (Profils 1 à 12), pour être neutre au niveau de Vias (Profils 13 et 14). Ensuite depuis Vias au Cap d'Agde on ne mesure peu ou pas de transport de sédiments vers le large ou la côte (Profils 19 et 20). Puis du Cap d'Agde à Sète, le transport est de nouveau dirigé vers le large au niveau du lido de Sète (Profils 21 à 27). Enfin, du nord de Sète au Golfe d'Aigues Mortes, le transport vers le large diminue progressivement vers le Nord pour être quasiment nul dans le Golfe d'Aigues Mortes (Profils 28 et 31).

Derrière ce schéma spatial lié à la distribution longitudinale de l'énergie des tempêtes et de la morphologie, on note toutefois des différences et des similitudes significatives entre les simulations.

Ainsi, même si les simulations 1 (Fig. 210 : hiver 1995/96 modélisé sur profil de « beau temps »), procurent des valeurs de transport maximum vers le large ou rarement vers la côte plus importantes que les simulations 2 (Fig. 211 : hiver 1995/96 modélisé sur profil de « mauvais temps »), les résultats de ces deux simulations sont étroitement corrélés ( $r = 0,95$ ) (Fig. 214, 1/2). Cette relation signifie que quelque soit le type de tempête, fréquentes ou intenses, les profils de « beau temps » présentent la même réponse, seule l'intensité des valeurs de transport évolue.

De même, les simulations 3 (Fig. 212 : hiver 1997/98 modélisé sur profil de « beau temps »), indiquent des valeurs de transport maximum vers le large ou rarement vers la côte plus importantes que les simulations 4 (Fig. 213 : hiver 1997/98 modélisé sur profil de « mauvais temps »), mais les résultats obtenus pour ces deux simulations sont aussi corrélés ( $r = 0,72$ ) (Fig. 215, 3/4). Quelque soit le type de tempête, fréquentes ou intenses, les profils de « mauvais temps » présentent donc la même réponse, seule l'intensité des valeurs de transport change.

Par contre, les corrélations sont nulles ( $r = 0,22$ ) entre les simulations qui concernent des profils différents (« beau temps » et « mauvais temps ») mais des tempêtes identiques, soit entre les simulations 1 et 3 (tempêtes de l'hiver 1995/96 et profils différents, (Fig. 216, 1/3), et les simulations 2 et 4 (tempêtes de l'hiver 1997/98 et profils différents,  $r = 0,35$ ) (Fig. 217, 2/4). Ces absences de relations indiquent que pour une même tempête, la réponse des profils sera différente selon que le profil est de morphologie de « beau temps » (O.P.E) ou de « mauvais temps » (N.O.M). Autrement dit, la modélisation indique que la morphologie anté tempête joue un rôle plus important que le type d'hiver tempétueux sur l'érosion du profil.

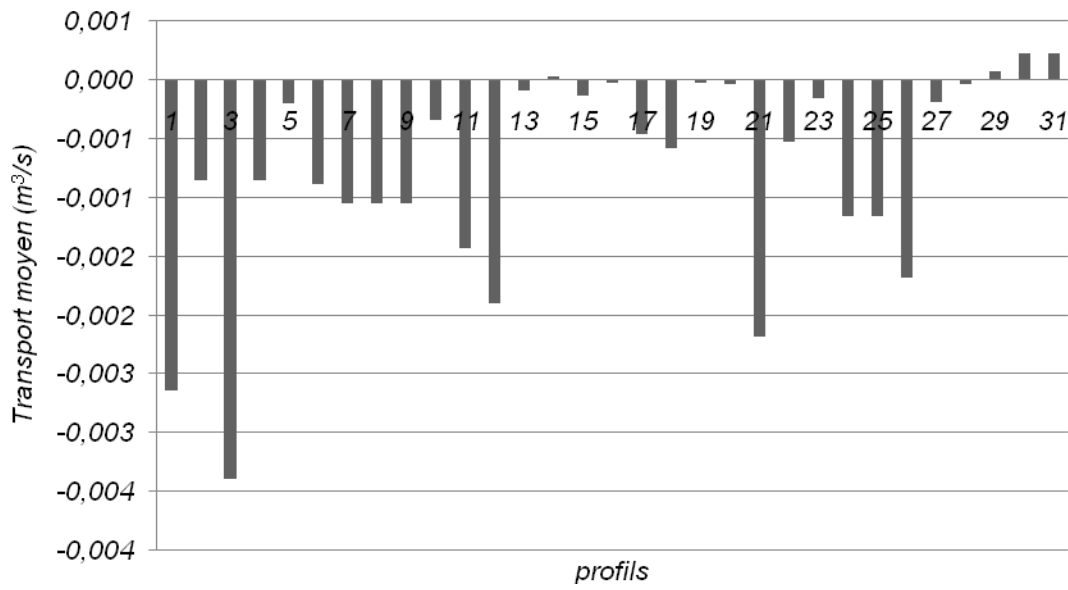


Fig. 210. Transport sédimentaire par profils simulations 1 : hiver 1995/96 modélisé sur profil de « beau temps ».

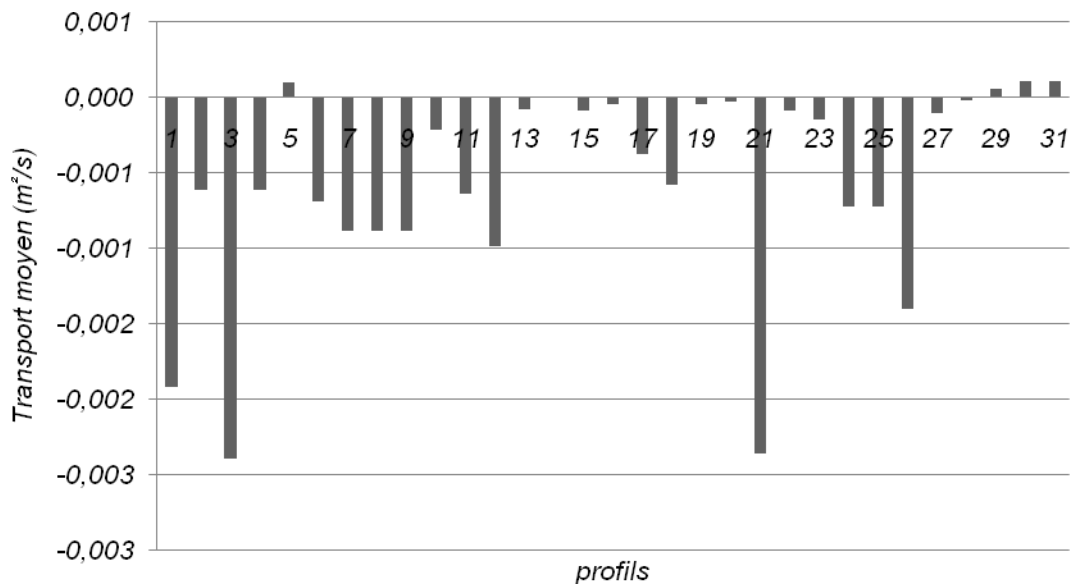


Fig. 211. Transport sédimentaire par profils simulations 2 : hiver 1995/96 modélisé sur profil de « mauvais temps ».

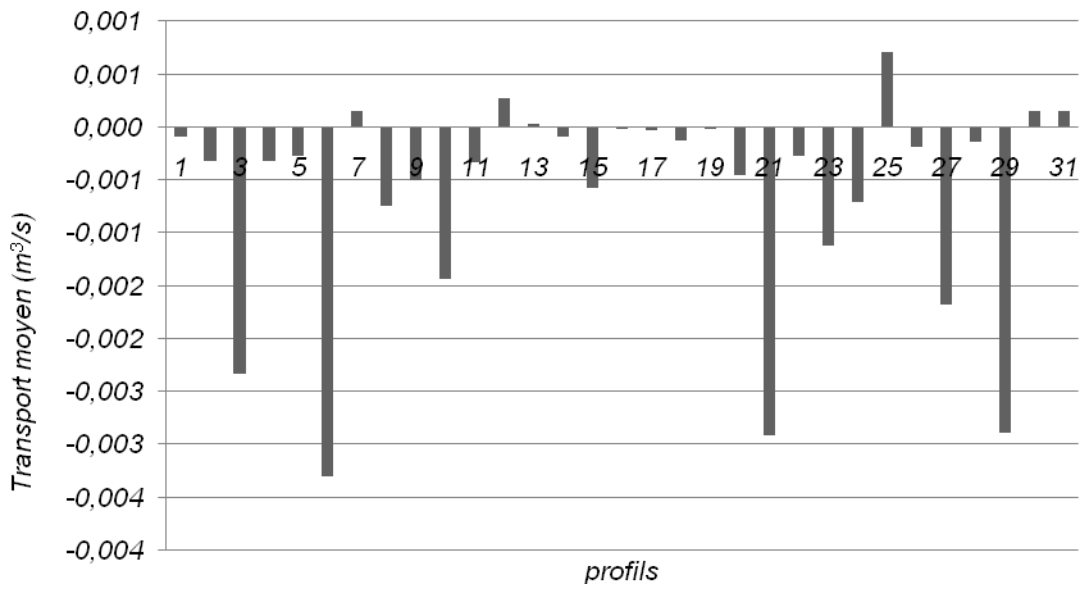


Fig. 212. Transport sédimentaire par profils simulations 3 : hiver 1997/98 modélisé sur profil de « beau temps ».

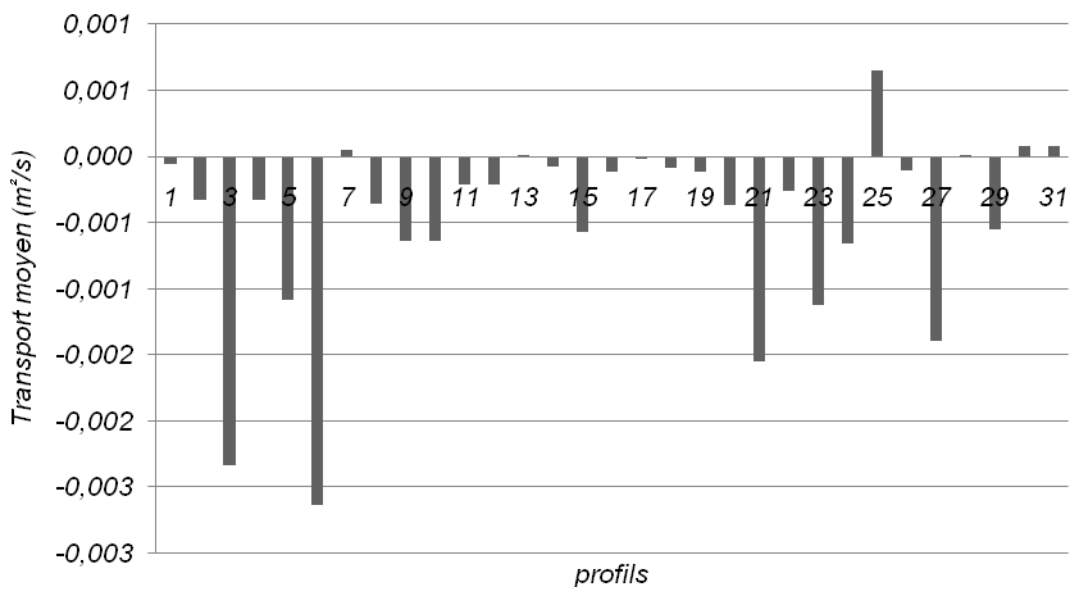


Fig. 213. Transport sédimentaire par profils simulations 4 : hiver 1997/98 modélisé sur profil de « mauvais temps ».



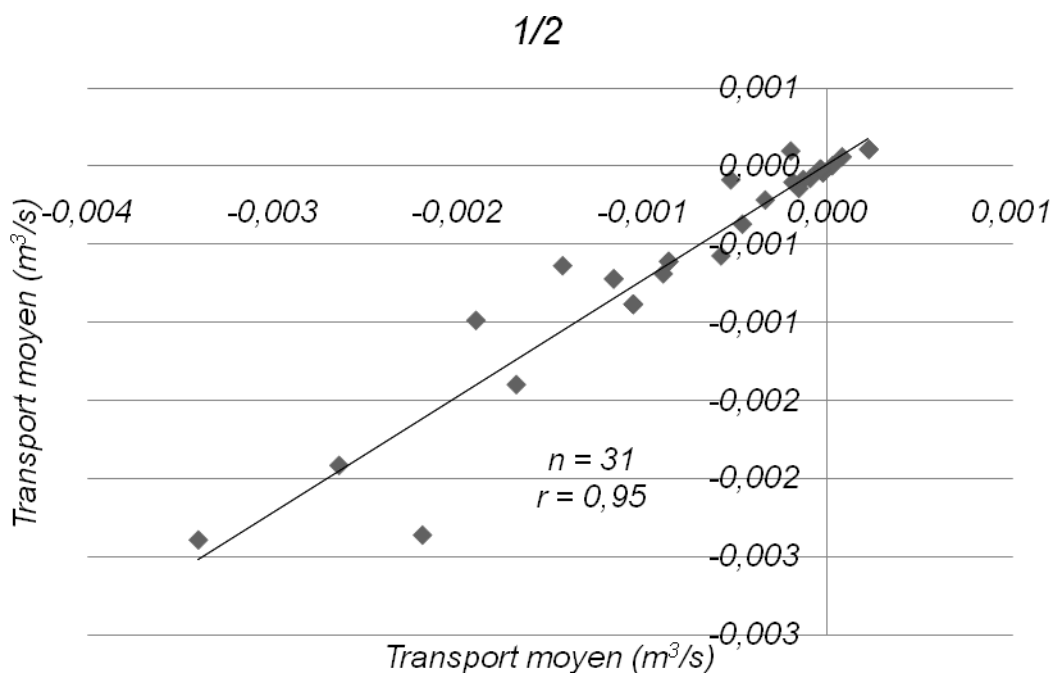


Fig. 214. Corrélations entre simulations 1 et 2.

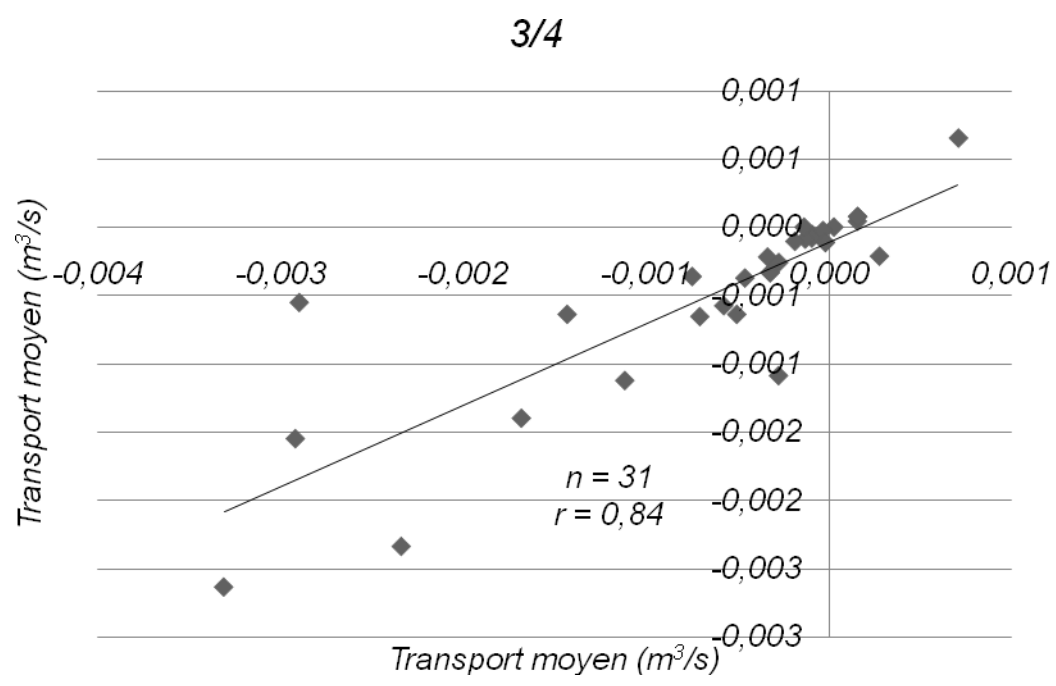


Fig. 215. Corrélations entre simulations 3 et 4.

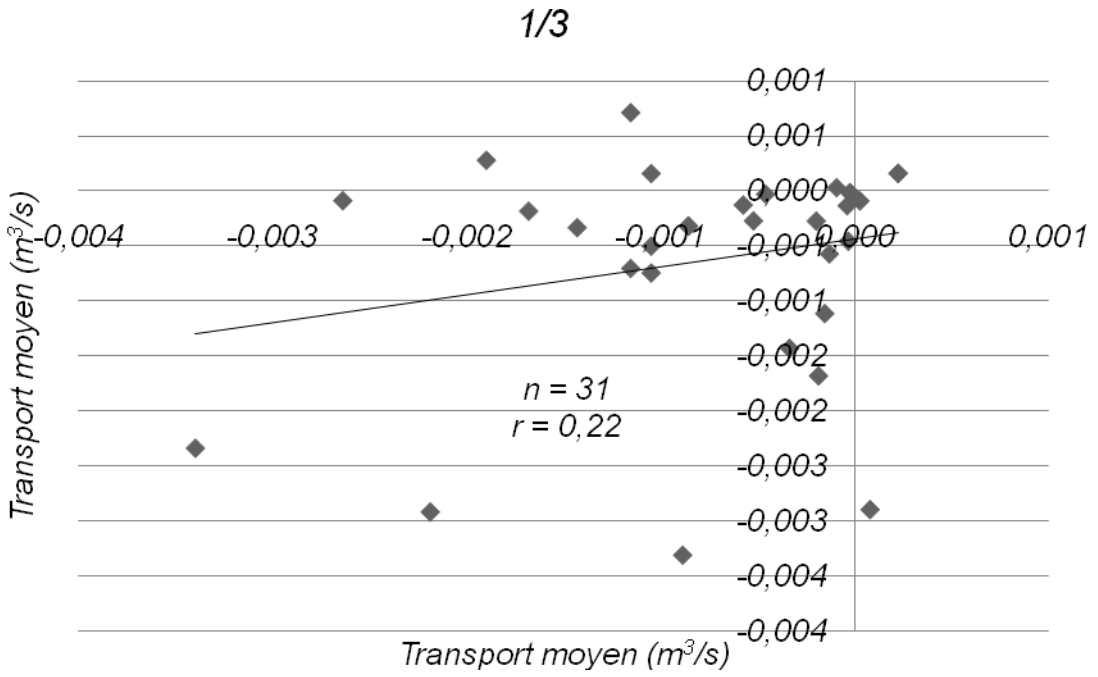


Fig. 216. Corrélations entre simulations 1 et 3.

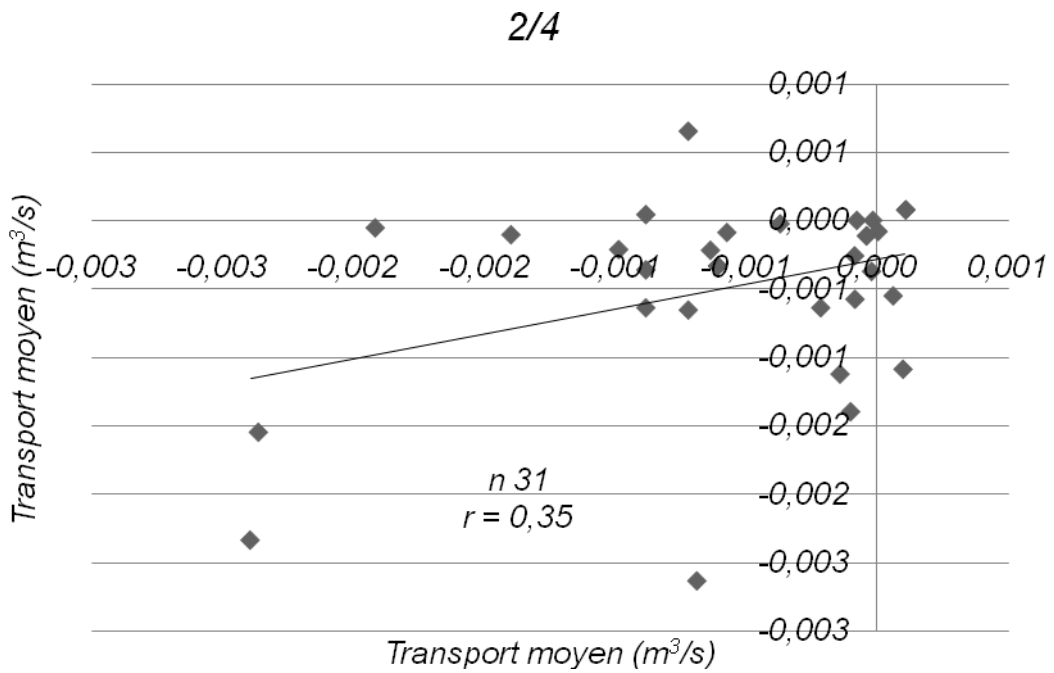


Fig. 217. Corrélations entre simulations 2 et 4.

## 4 - Discussion

### 4.1. Evolution morphologique, comparaison de l'impact des hivers 1995-96 et 1997-98

Entre 1993 et 2001, les profils en érosion pluri-annuelle connaissent des changements morphologiques significatifs après les hivers 1995/96 et 1997/98, durant lesquels les coups de mer sont les plus violents (> à 4 m), mais aussi après les périodes de calme (< 1,5 m) supérieures à 2 ans (1993 à 94). Par contre pendant les périodes moyennement agitées de 1994/95 et 1996/97, la morphologie de la partie supérieure de l'avant côte ne montre pas de mobilité significative traduisant des conditions moyennes et de stabilité du profil de plage. Ainsi, lors des périodes pluriannuelles de faible agitation, l'ensemble des profils sont en accrétion (1993/1994 : +0,10 m<sup>3</sup>/an/ mètres linéaires), et on observe la mise en place d'un profil dit de « beau temps », sur la majorité des profils (exemple d'évolution morphologique Fig. 218), avec le rapprochement de la barre externe vers le rivage accompagné d'un fort comblement de la fosse interne (profil de Janvier 1994), qui correspond au modèle conceptuel d' O.P.E.

Suite à l'hiver 1995/96, l'impact sur la morphologie concerne essentiellement le mouvement des barres d'avant côte qui se déplacent vers le large (34 m/an en moyenne) (Fig. 219), avec un creusement de la fosse (Fig. 218). Ainsi, il semble que les tempêtes fréquentes et de moyenne intensité, soient particulièrement capables de modifier la morphologie du profil en remplaçant la morphologie de « beau temps » formée entre 1993 et 1994 de type O.P.E, par une morphologie de tempête correspondant au modèle conceptuel de N.O.M.

Enfin, l'impact de l'hiver 1997/98 sur la morphologie des profils est différent de celui de l'hiver 1995/96. En effet, après l'hiver 1997/98, le déplacement des barres vers le large est en moyenne 8 fois moins important qu'en 1995/96 (4 m/an en moyenne, Fig. 219). La tempête exceptionnelle de Décembre 1997, qui s'est développée sur un profil de tempête mis en place en précédemment en 1995/96, n'a donc pas changé significativement le type de morphologie dont les mouvements correspondent toujours au modèle de N.O.M. Par contre les formes mises en place entre 1995 et 1996 ont été érodées (érosion du sommet de la barre et incision de la fosse), entraînant des pertes dans le bilan sédimentaire moyen deux fois plus importantes que suite à l'hiver 1995/96.

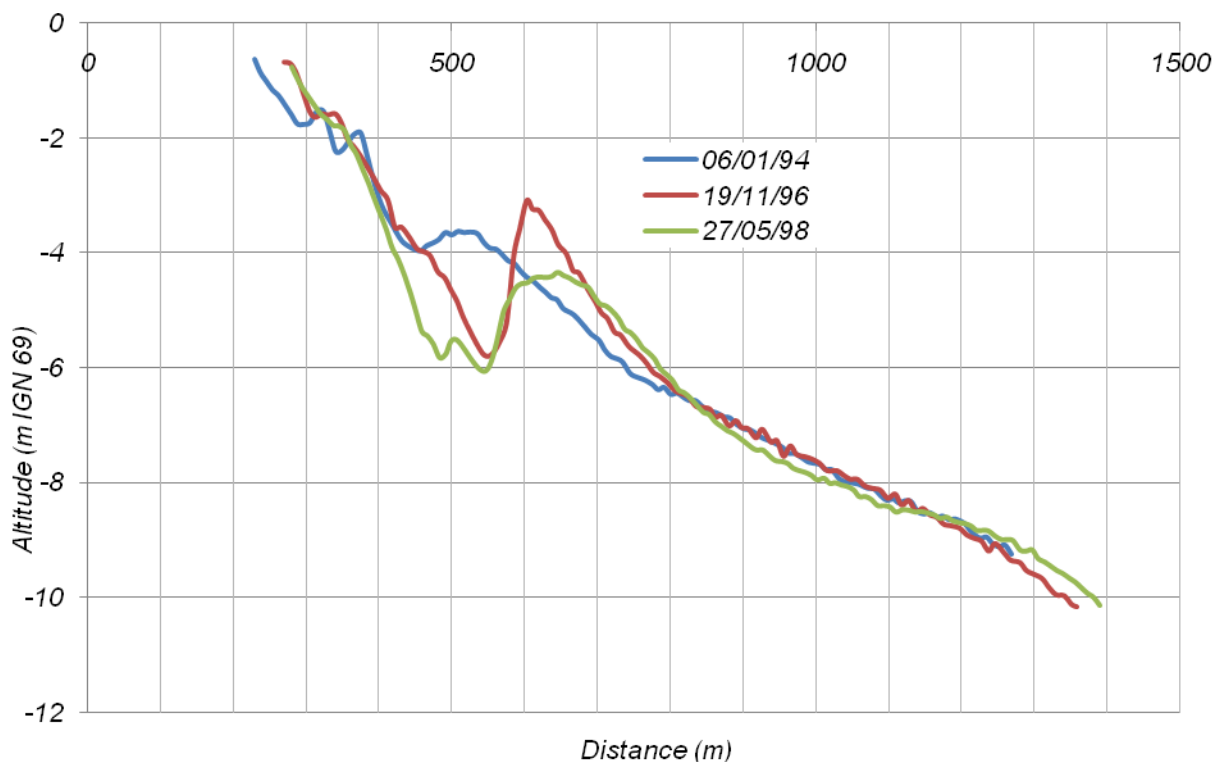


Fig. 218. Evolution bathymétrique du profil de plage n° 6, avant et après les tempêtes étudiées. Morphologie de « beau temps » mise en place après une longue période de calmes (1993/94), profil de mauvais temps mis en place suite à l'hiver 1995/96 marqué par des tempêtes moyennes mais fréquentes, profil suite à l'hiver 1997/98 marqué par une tempête exceptionnelle durant un hiver relativement calme.

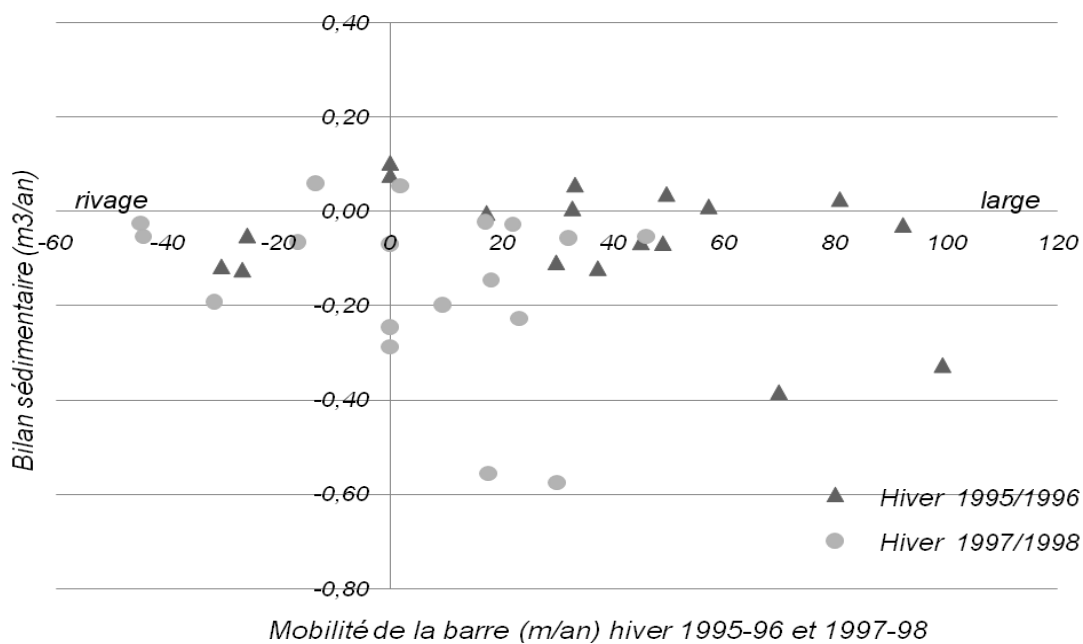


Fig. 219. Relation entre la mobilité de la barre et les bilans sédimentaires en fonction des types d'hivers.

## 4.2. Importance de l'enchaînement séquences d'agitation dans la réponse morphologique des profils

Nous avons observé sur la période d'étude (1993-2001) que l'évolution morphologique des profils de l'avant côte à l'échelle du Languedoc-Roussillon connaît trois étapes en relation avec les conditions hydrodynamiques (Fig. 197).

Tout d'abord, suite à une longue période de calmes de 1993/1994, on observe pour l'ensemble des profils (sauf pour les profils de type stables : ST), une accumulation de sédiments et la création d'un profil dit de « beau temps », caractérisé par une barre externe accolée au rivage et une fosse infra-barre totalement comblée. En effet, durant les périodes de faible énergie, la plage s'engraisse et la barre interne se rapproche de la côte du fait des mouvements vers le rivage des orbitales de houles qui remontent du matériel sédimentaire vers la plage alors que les courants de retour sont globalement faibles. La fosse interne se comble alors, le trait de côte avance vers la mer et la plage s'engraisse. On observe que ce schéma classique peut se prolonger exceptionnellement jusqu'à l'année suivante, si l'hiver est relativement calme comme celui entre 1993/94. Les gains d'une année peuvent se cumuler l'année suivante et entraîner une accrétion généralisée et importante à l'échelle du Languedoc-Roussillon. Cet engraissement lent (minimum 2 ans) mais important (volume gagné deux fois supérieur au volume érodé lors des plus fortes tempêtes) de l'ensemble des profils entre 1993 et 1994, souligne l'importance d'un mode de fonctionnement de « beau temps » de l'avant côte. En effet, si le climat peut évoluer vers des tempêtes plus fortes et plus fréquentes (IPCC, 2007 : Ullmann et al., 2008), cette tendance n'exclue pas la possibilité de périodes de faible agitation plus longues et plus marquées. Ces périodes de faible agitation pourraient alors, en conditionnant l'état de la plage avant les tempêtes, compenser ou réduire le déficit sédimentaire causé par ces dernières. Cependant, sur la décennie étudiée, ces périodes d'accrétion ne sont pas assez longues et fréquentes pour compenser les pertes, car le bilan global reste négatif. Dans une perspective pluri-annuelle, ces périodes de calmes ont donc une importance primordiale dans l'impact de tempêtes car c'est dans ce contexte particulier d'accrétion sédimentaire et de morphologie de « beau temps » avec une oscillation des barres autour d'une position d'équilibre que se sont propagées les tempêtes moyennes mais fréquentes de l'hiver 1995/96.

En effet, le stock sédimentaire mis en place par les années calmes de 1993/94 est mobilisé vers le large par les premières tempêtes fréquentes mais modérées de l'hiver 1995/96, qui mettent en place un profil de tempête de type N.O.M pour une majorité de profils (18 sur 31, soit l'ensemble des profils excepté les profils du golfe d'Aigues Mortes et de part et d'autre du Cap d'Agde où les enrochements dominent). En effet, lorsqu'à la suite d'une période de calme les conditions marines commencent à devenir plus dynamiques, le déferlement s'intensifie, les courants de retour redeviennent opérationnels et la fosse interne se creuse au fur et à mesure des coups de mer. L'exportation du matériel vers le large participe à

l'édification d'une barre interne bien développée qui s'éloigne de la côte. Le seuil déclencheur de changement de morphologie semble être lié aux houles au large supérieures à 4 m, comme l'avait suggéré Certain et Barrusseau (2004) sur le site de Sète, et qui correspond à la hauteur de houle des tempêtes fréquentes de l'hiver 1995/96.

Suite à l'hiver 1997/1998, on ne mesure quasiment plus de déplacement des barres d'avant côte, mais une érosion de leur sommet et un surcreusement des fosses, qui entraînent un bilan sédimentaire négatif pour l'ensemble des profils étudiés, excepté les profils situés à proximité immédiate de l'embouchure de l'Hérault. On en déduit que par ces caractéristiques exceptionnelles ( $H_{sig}$  proche de 7m), cette tempête a mobilisé des sédiments à la fois plus haut sur le profil et plus profondément que durant la période 1995/96, et a entraîné des pertes hors de la zone d'étude par des processus d'overwash (Durand, 1999, Sabatier et al., 2008) et des pertes vers le large (Durand, 1999, Sabatier et al., 2004).

L'évolution morphologique et du bilan sédimentaire observé de 1993 à 1998 suggère donc que la réponse morphologique des profils aux tempêtes est en partie conditionnée par la morphologie préexistante (Sonu et James, 1973), ce qui rend la mesure de l'impact d'une tempête ou d'un groupe de tempêtes difficile si on ne prend en compte que les forçages physiques. Nous supposons que l'existence d'un profil de « beau temps » avant les tempêtes moyennes et fréquentes de l'hiver 1995/96 a influencé l'impact de ces tempêtes en les rendant particulièrement morphogènes, mais relativement peu érosives car l'accumulation de sédiments durant les 2 années précédentes a probablement compensé l'érosion de ce type de tempêtes, en dissipant une partie de l'énergie des vagues lors du déplacement des barres d'avant côte. Les tempêtes moyennes mais fréquentes ayant entraîné une morphologie caractéristique de tempête (profil de « mauvais temps » avec recul des barres), la tempête exceptionnelle mais isolée de décembre 1997 qui suit est logiquement moins « déplaçante », par contre son caractère érosif est probablement renforcé.

L'observation de la tendance au recul de la barre externe (1995/96), puis sa dégénérescence (1997/98), correspond au modèle de « Net Offshore Migration » (Ruessink et Kroon, 1994), observée sur le site de Sète par Certain et Barrusseau (2005). Ce modèle conceptuel d'évolution morphodynamique des barres d'avant côte suggère aussi que l'impact des tempêtes s'additionne dans le contrôle de la morphologie du profil. Cependant, nos observations laissent entendre que le déplacement de la barre interne vers le large suivi de son érosion et de sa disparition, ne correspond pas à un phénomène cyclique de 20 à 25 années comme l'on suggéré Ruessink et Kroon (1994), et Certain et Barusseau (2005) sur le site de Sète, mais plutôt à une réponse des profils à une succession particulière de forçages météo marins. Une distribution différente des forçages aurait probablement donné une morphologie différente, et pas automatiquement la disparition progressive de la barre vers le large. Par exemple, si une période de calmes exceptionnelle comme en 1993/94 s'était produite après les tempêtes de l'hiver 1995/96, la barre interne aurait probablement remonté au niveau du rivage dessinant de nouveau une morphologie de beau temps. Si le modèle cyclique N.O.M a été vérifié sur le site de Sète, c'est probablement qu'il correspond au cycle



d'agitation particulier de cette décennie (accrétion, mobilité, érosion), mais à ce jour nous ne connaissons pas les « cycles » pluri-annuels des houles. Des levés bathymétriques annuels et des enregistrements de houles sur une plus longue période que celle proposée ici permettraient de vérifier cette hypothèse.

### **4.3. Validité et limites du modèle UNIBEST-TC**

Tout d'abord quelque soit le type d'hiver modélisé, le transport moyen est dirigé presque tout le temps vers le large pour tous les types de simulations (Fig. 209, 1, 2, 3, 4). Ces résultats du modèle sont en accord avec les observations de terrain, si l'on considère que les valeurs moyennes de transport obtenues reflètent la mobilité des sédiments vers le large, ce qui se traduit dans la morphodynamique des profils par un budget sédimentaire négatif et par le recul des barres d'avant côte.

Ensuite, les valeurs moyennes obtenues par type de simulations (Fig. 209, 1 ; 2 ; 3 ; 4), montrent que l'hiver 1995/96 entraîne un transport sédimentaire vers le large plus important que l'hiver 1997/98, quelque soit la morphologie du profil (beau ou mauvais temps). La modélisation confirme donc les observations de terrain en ce qui concerne la mobilité de la barre d'avant côte qui se déplace 8 fois plus vers le large lors de l'hiver 1995/96 que lors de l'hiver 1997/98 (Fig. 219). On émet l'hypothèse que l'énergie 1,5 fois plus importante développée par des tempêtes moyennes mais fréquentes de l'hiver 1995/96, occasionne des conditions moyennes d'agitations plus favorables à une mobilisation des sédiments depuis le rivage vers le large.

Par contre la modélisation n'est pas en accord avec les observations de l'érosion généralisée et 2 fois plus importante lors de l'hiver 1997/98. Nous supposons que dans les simulations, les conditions relativement calmes qui encadrent la tempête exceptionnelle de 1997, limitent la valeur moyenne de transport des sédiments vers le large, et « gomme » l'impact de la tempête extrême de décembre.

### **4.4. Le rôle de la morphologie antérieure dans l'impact des tempêtes**

Quelque soit le type de tempête, le transport moyen est toujours plus important sur les profils de « beau temps » que sur les profils de « mauvais temps » (Fig. 209). Ce constat tiré des modélisations est en accord avec les observations de terrain. En effet, nous confirmons une adaptation de la morphologie du profil de « beau temps » à des conditions agitées, où  $H_{sig}$  est supérieur à 4m (Certain, 2004), opposé à une relative stabilité morphologique du profil de « mauvais temps » face aux mêmes conditions. On en déduit que la morphologie des profils de « beau temps » est plus susceptible d'être modifiée que la morphologie de tempête. En effet, le volume important de sédiments disponibles au niveau de la ligne de rivage, et de la barre interne, principale caractéristique la morphologie des profils de « beau temps », sont plus facilement mobilisable par les houles de tempêtes que la barre d'avant côte positionnée au large plus profondément (2 à 4 m de profondeur). Ce résultat souligne l'importance de la morphologie anté-tempête dans la réponse de ces dernières. Plus la morphologie du profil avant une tempête sera « éloigné » d'un

profil de « mauvais temps », plus l'impact de la tempête, en terme de mouvements sédimentaires, devrait être important, et inversement.

Cette hypothèse est renforcée par les corrélations entre les simulations 1 et 2 ( $r = 0,95$ ) (Fig. 214) et 3 et 4 ( $r = 0,84$ ) (Fig. 215), qui concernent des tempêtes différentes et des morphologies identiques. Dans la même logique, il n'existe pas de relation entre les simulations de tempêtes identiques et des profils différents : simulations 1 et 3 ( $r = 0,22$ ) (Fig. 216), et 2 et 4 ( $r = 0,35$ ) (Fig. 217). Nous montrons que la réponse des profils sera différente suivant que la morphologie du profil anté tempête est de « beau temps » ou de « mauvais temps ». Les valeurs de transport sédimentaire dans le profil sont donc principalement dépendantes de la morphologie des profils et non du type de tempête. Par conséquent si la communauté scientifique semble surtout préoccupée par les modalités du changement climatique et ses impacts (IPCC, 2007), nos travaux démontrent que pour les plages du Languedoc-Roussillon le budget sédimentaire doit être appréhendé comme le principal facteur de contrôle de l'avant côte.

#### **4.5. Organisation spatiale des réponses morphologiques des types de profils face aux différentes conditions d'agitations**

L'évolution des profils bathymétriques (budget sédimentaire et évolution morphologique) permettent de définir une typologie des réponses de la partie haute de l'avant côte face à des tempêtes différentes. En fonction de ces réponses, cette typologie dessine les différentes portions du littoral (Fig. 203), et permet de proposer des hypothèses quant aux facteurs de contrôle locaux des évolutions morphologiques des profils.

Les profils du type stable (ST), situés dans le Golfe d'Aigues Mortes (profils 29, 30) ne montrent pas d'évolution particulière de leur morphologie ou de leur bilan sédimentaire, même suite aux tempêtes, fréquentes ou de forte intensité. Cette faible mobilité s'explique par la zone d'abri aux houles de tempêtes de cette zone (Sabatier et al. 2004), et par leur éloignement de sources sédimentaires directes. En effet, ces profils ne sont alimentés ni par les fleuves, la dérive littorale est modeste (10 000 à 40 000 m<sup>3</sup>/an, E.I.D, DRELR, 2005), et les seuls apports potentiellement élevés depuis le delta du Rhône sont bloqués par la digue de Port Camargue. Enfin, de part et d'autre du Cap d'Agde (profils 14 à 21), l'avant côte ne montre pas de variation morphologique car le substrat affleure vers - 3 et - 6 m sur une majorité des profils. Les variations du volume de cette portion de littoral sont donc limitées par rapport aux autres secteurs.

Les profils du type en érosion (EE) (Fig. 203), se localisent au niveau de Vias et sur les lidos de l'étang de Thau et de Maguelonne (profils : 2, 9, 10, 11, 12, 14, 23 et 27). Ici, les tempêtes, jouent un rôle déterminant dans l'évolution du profil. En effet, elles accélèrent la tendance à l'érosion mesurée sur le moyen-long terme (Durand, 1999), même si la reconstruction de ces profils est la plus rapide et la plus importante lors des périodes de faible agitation (1993-95) de l'ensemble des profils étudiés. Le bilan sédimentaire de ces profils évolue en dent de scie, alternant entre des périodes de gains correspondant aux

périodes calmes (1993-95), et des périodes d'érosion correspondant aux plus fortes agitations (1995/96 et 1997/98). Entre les hivers de 1995 et 1997 les profils sont en érosion continue, le temps qui sépare les hivers particulièrement tempétueux n'est donc pas suffisant pour que les profils puissent se recharger naturellement. L'évolution de ces profils dépend du bilan déséquilibré entre d'une part les apports durant les périodes de faible énergie et d'autre part l'érosion des tempêtes. Parmi ces profils en érosion quelque soit les types d'hivers tempétueux, la moitié correspondent à des zones aménagées au niveau de Vias (9, 10, 11, 12). Les profils 9 et 10 sont aménagés d'une digue frontale, et il n'existe plus de plage à sa base ce qui augmente la réflexion et l'érosion sous-marine (Samat et al., 2007). Les profils 11 et 12 sont équipés d'épis. Ces aménagements influencent certainement la morphologie sous-marine, et il est difficile de distinguer leur impact de celui des tempêtes. Néanmoins ces structures « perturbent » essentiellement l'évolution du rivage (érosion en aval dérive) et peuvent localement augmenter les courants de retour durant les tempêtes (Short, 1991 ; Sabatier, 2001; Samat, 2007). Enfin, il semble que ces profils ne profitent pas des apports sédimentaires de l'Hérault, malgré la proximité de l'embouchure (2 Km), et la coïncidence de la crue de Novembre 1997 avec la tempête de Décembre 1997. On suppose qu'à l'échelle de temps étudié, les sédiments déposés aux embouchures n'ont pu transiter en aval dérive, et compenser l'agressivité des tempêtes, à moins que la quantité de sédiments entrant dans le système soit insuffisante.

Les profils du type accrétion / érosion (AE) (Fig. 203) correspondent aux profils en accrétion suite à l'hiver 1995/96 mais érodés par l'hiver 1997/98, dont la majorité se situe entre Sète et Palavas. L'accrétion de la période 1995/96, même faible, pose la question des sources de sédiments, et du rechargement naturel de ces plages. Nous pouvons faire plusieurs hypothèses. Tout d'abord ces apports peuvent correspondre à des remontées de sables par les tempêtes moyennes et fréquentes qui sont alors constructives. En effet, l'importance des stocks sédimentaires disponibles sur la plage sous-marine explique probablement le caractère localement constructif de l'hiver 1995/96. Ensuite, ces apports peuvent être aussi liés aux gains des périodes calmes entre les tempêtes. Dans chacun de ces cas, la présence de beach rock visible en pied de profil vers -8 m (Fig. 206) peut être une source de sédiments mobilisables. A partir de relevés plus fréquents, il serait possible de distinguer précisément quelle période de l'année correspondrait à la phase d'accrétion, et par déduction distinguer quels sont les processus en jeu. Si le rechargement est hivernal et brusque, alors ce sont les tempêtes qui sont constructives. A l'inverse, un rechargement estival et lent serait à lier aux houles de beau temps. Enfin, ces rechargements naturels restent faibles et ils ne suffisent pas à compenser l'érosion de la tempête de Décembre 1997.

Les profils du type érosion / accrétion (EA) (Fig. 203), en érosion en 1995/96 et en accrétion en 1997/98, se situent à proximité immédiate de l'embouchure de petits fleuves côtiers comme l'Hérault et l'Orb. Par conséquent, l'évolution du bilan sédimentaire de ces profils semble plus refléter la fréquence et l'intensité des crues que l'impact des tempêtes. En effet, l'évolution observée est dominée par la disponibilité ou non de sédiments apportés par les fleuves. Ainsi, les apports de l'Hérault, et de l'Orb, dont la crue vingtenale est contemporaine de la tempête de 1997, ont permis de compenser l'agressivité

de cette tempête sur les profils proches, et même rendre le bilan sédimentaire positif. Inversement, si une tempête frappe l'embouchure alors qu'elle n'a pas reçue de sédiments précédemment, on peut s'attendre à une importante érosion de la zone, comme entre 1995/96 à l'embouchure de l'Hérault (profils 15, 16, 17), et de l'Orb (profil 7). Ainsi, entre 1995/96, en absence d'apports fluviaux, ces profils sont sous le contrôle dominant de la houle et connaissent une forte érosion. Par contre lorsque ces profils bénéficient d'apports sédimentaires (crue de l'Orb et de l'Hérault en 1997), ils retrouvent la morphologie et le volume d'avant 1995, et ce, même après la tempête exceptionnelle de décembre 1997 (Fig. 207). On en déduit que la tempête de décembre 1997 aurait dû être érosive sur l'ensemble de la zone étudiée si les crues de ces fleuves n'avaient pas compensé les pertes sédimentaires des profils proches de leurs embouchures. Les profils proches des embouchures sont les plus « instables » dans le temps car ils connaissent les variations de volume les plus importantes mesurées dans le LR, non pas en relation directe avec l'énergie de houles mais avec l'importance des sédiments disponibles ou non. L'érosion mesurée entre 1995/96 et l'accrétion mesurée entre 1997/98 ne concerne que la partie haute du profil (< 2 m de profondeur). La morphologie du profil alterne donc entre deux états : une situation d'excédent sédimentaire (après une crue) et une situation de déficit sédimentaire (après une tempête sans crue), selon que l'on observe ou non une lentille sédimentaire dans la partie haute du profil (Fig. 207). Cependant, des phases de rechargement artificiel des plages (Sabatier et al., 2004) dont nous n'avons pas retrouvé l'historique précis, pourraient nuancer ces conclusions. Néanmoins ces opérations concernent essentiellement les plages proches de l'embouchure de l'Hérault et la concordance systématique des profils qui engraisent à proximité des embouchures après des crues importantes ne peut donc pas être attribuée à des phases de rechargement généralisées.

Enfin, le dernier type accrétion (A) (Fig. 203), concerne le seul profil en accrétion entre 1995/96 et entre 1997/98 (profil 18). Ce profil à l'Est de la digue de l'embouchure de l'Hérault, correspond à une zone d'accumulation à long terme (CETE, 2001) : il est donc certainement influencé par sa situation particulière d'abri derrière la digue et à proximité de l'embouchure du plus grand fleuve de la zone étudiée.

## 5 - Synthèse et Conclusion

Dans un premier temps, les données de houle au large de 1993 à 2001 issues du modèle WW3 sont analysées. Elles révèlent trois périodes d'agitation significatives : une longue période de calmes 1993/94, et deux périodes particulièrement agitées : l'hiver 1995/96 marqué par de nombreuses tempêtes (11) mais de moyenne intensité, et l'hiver 1997/98 marqué en Décembre 1997 par une tempête intense mais relativement isolée dans un hiver plutôt calme. L'analyse de l'évolution morphologique et du bilan sédimentaire montre que la période de calme entraîne une accrétion généralisée importante de l'ensemble des profils, accompagnée de la mise en place d'un profil dit de « beau temps ». Ensuite les deux hivers tempétueux étudiés correspondent aux périodes les plus érosives et les plus morphogènes de la décennie.

En effet, les tempêtes fréquentes et de moyenne intensité de l'hiver 1995/96 ont mis en place un profil de « mauvais temps » avec le déplacement de la barre d'avant côte vers le large (N.O.M), et la tempête intense de 1997 n'a pas modifié significativement la morphologie des profils, mais a érodé les formes mises en place lors de l'hiver 1995/96, ce qui entraîne des pertes sédimentaires deux fois plus importantes.

On déduit de cette approche hydrodynamique et morphologique que les hivers à tempêtes fréquentes mais de moyenne intensité seraient plus morphogènes et moins érosives que ceux plutôt calmes mais pourvus d'une tempête intense et isolée. A l'inverse, les tempêtes intenses et isolées seraient moins morphogènes mais plus érosives que les tempêtes fréquentes mais de moyenne intensité. Cependant, la succession des événements hydrodynamiques (1.calmes, 2.Tempêtes fréquentes et 3.Tempête intense), mis en relation avec l'évolution morphologique (1.profil de « beau temps », 2.profil de « mauvais temps », 3.érosion du profil de « mauvais temps »), montre une logique d'évolution qui suggère que la nature du profil avant-tempête influence l'impact morphologique et érosif de ces événements extrêmes. Ainsi, dans l'objectif d'approfondir les observations de terrain et de mieux distinguer le rôle de l'hydrodynamisme par rapport à celui de la morphologie dans l'impact des tempêtes, des simulations ont été effectuées avec le modèle 2DV UNIBEST-TC. Il en ressort principalement qu'il n'y a pas de corrélation entre l'impact d'une même tempête si la morphologie du profil est de « beau temps » ou de « mauvais temps ». A l'inverse, les résultats sont bien corrélés entre un même type de profil mais des tempêtes différentes. Par conséquent, la morphologie du profil sur laquelle se propage une tempête aurait donc plus d'importance que les caractéristiques hydrodynamiques des vagues dans l'impact des tempêtes. Ce constat, en accord avec les observations de terrain, indique qu'il est vain de chercher à corréler les forçages et les taux d'érosion si la morphologie ante-tempête n'est pas prise en compte.





## Conclusion Générale

Ce travail de recherche a eu pour premier objectif la définition de l'évolution morphodynamique et des budgets sédimentaires à long terme de différents types de plage de Méditerranée Française : les plages de poches naturelles de Provence, les plages ouvertes du delta du Rhône, et les plages en lido du Languedoc-Roussillon. Ensuite, en fonction des caractéristiques morphodynamiques et structurales propres à chaque site d'étude, l'examen morphodynamique à long terme est complété par d'autres échelles d'analyse spatio-temporelles afin d'aboutir à une compréhension globale de leur fonctionnement morphosédimentaire et, dans le même temps, de déterminer l'efficacité des principaux agents et processus morphogéniques qui se relaient, se combinent et/ou s'opposent dans le temps et l'espace, pour mieux comprendre les mécanismes d'évolution de ces prismes sédimentaires.

Notre analyse souligne principalement le rôle de la structure dans le contrôle de la morphodynamique des plages à long et court terme, (Thieler et al., 2001 ; McNinch, 2004 ; Jackson et al., 2005 ; Cooper and Pilkey, 2004). En effet, chaque type de plage existe dans un contexte géologique en 3 dimensions qui détermine les limites dans lesquelles la plage se forme (espace d'accommodation) et évolue (enveloppe de mobilité) en fonction de forçages hydrodynamiques, qui sont eux-mêmes en retour plus ou moins influencés par les paramètres géologiques (qui modifient la rugosité du fond, le déferlement des vagues et réduit l'énergie des vagues à la côte).

Ces facteurs géologiques contraignent (ou non) le comportement des plages et leur équilibre morphodynamique par la présence de substrat (ou non) qui limite (ou non) la capacité de la plage à fluctuer latéralement et/ou verticalement, empêche (ou non) la plage d'atteindre un état d'équilibre quand le volume de sédiments est limité, et enfin modifie (ou non) la distribution des matériaux et de l'énergie dans le système plage. Cette approche de l'évolution à long terme de l'avant côte dans son cadre structural enrichit l'analyse classique de recherche de relations de causes à effets entre les forçages hydrodynamiques et la réponse sédimentaire des plages (Komar, 1998).

Ainsi, comme Jackson et Cooper (2009), notre étude démontre que les différents types de plages étudiées peuvent être classés en trois états qui sont fonction du volume de sédiments disponibles et de la plus ou moins grande proximité de la structure géologique : depuis les plages de poches « Contraintes », aux plages « Non contraintes » du delta du Rhône, en passant par les plages « Semi-contraintes » du Languedoc-Roussillon.

Tout d'abord, les plages de poche de Provence correspondent au type de plages « géologiquement contraintes », car des affleurements rocheux sont visibles dans la bathymétrie et en arrière des plages. Par conséquent le volume de sédiments de ces plages est extrêmement limité (1 à 2 m d'épaisseur maximum), et le substrat produisant une surface hétérogène roches/sables a un contrôle significatif dans la

morphologie des plages. En effet, celui-ci dessine un pied de butée naturel à la limite au large du stock sédimentaire et des herbiers à Posidonies, ce qui limite les pertes au large, mais fixe aussi une limite imperméable en arrière des plages, les falaises interdisant ou réduisant l'adaptation du système plage vers la terre.

Ainsi, même si les vitesses de recul ces plages sont très lentes ( $0,1 \pm 0,03$  m/an), et si paradoxalement le volume sédimentaire reste globalement constant à long terme, elles ont perdu en moyenne la moitié de leur surface entre 1896 et 1998, et connaissent donc une érosion significative (Brunel et Sabatier, 2007, 2009). Comme nous avons montré que le niveau marin est le principal facteur de recul de la ligne de rivage et du transfert de sédiments depuis la côte vers le large, l'accélération prévue de l'élévation du niveau marin devrait jouer un rôle de plus en plus important dans la disparition progressive de ces plages qui ne formeront plus qu'un estran étroit appuyé sur des micro-falaises d'ici 2100.

Sur ces secteurs littoraux, la question d'une éventuelle gestion de l'érosion mérite d'être posée rapidement car ces édifices sédimentaires protègent des milieux à forte valeur écologique faisant actuellement l'objet de nombreuses mesures de protection et de conservation (Parc National, Natura 2000). La disparition des plages pourrait conduire à une détérioration de ces milieux et une perte de leur biodiversité. En outre, ces plages représentent aussi une forte valeur économique pour la région, et leur diminution et/ou leur disparition aurait d'importantes conséquences économiques, sur le secteur du tourisme notamment. Enfin, elles constituent des objets géomorphologiques particulièrement originaux qu'il conviendrait de préserver et de mettre en valeur, à l'heure où émerge un intérêt patrimonial pour les formes du relief. L'adoption de stratégies de gestion visant à compenser le recul des plages par le biais de rechargement sédimentaire, devrait être bien appropriée à la nature dynamique des plages de poche. Toutefois aucune mesure de gestion de ces plages n'est envisagée car la politique de gestion des espaces du parc National de Port-Cros ou du Conservatoire du littoral, qui gèrent la majorité de ces plages, consiste à laisser évoluer ces milieux de manière naturelle, en contrôlant tout au plus le flux de visiteurs. Ensuite, des rechargements artificiels en sédiments entrent directement en conflit d'intérêt avec les mesures de protection de l'herbier de Posidonies, dont la croissance et le maintien peuvent être perturbés par une sédimentation trop importante liée aux dépôts artificiels. Cette situation conflictuelle révèle dès aujourd'hui l'importance d'une réflexion éclairée sur la question d'un type de gestion non interventionniste ou non, pour ces milieux dont l'érosion va aller en s'accéléralant.

Enfin, il serait instructif d'étendre notre analyse morphologique à d'autres plages de poche. En effet, ces conclusions obtenues en Provence peuvent-elles être étendues à d'autres plages de poche, et refléter un comportement type ? Comme nous avons montré que ce signal est lié à la montée de la mer, nous supposons que l'évolution mesurée concerne aussi d'autres plages du même type. Cependant, les plages de poche non influencées par des aménagements sont rares. Sur la côte Méditerranéenne de métropole, à l'exception des plages de la rade d'Hyères que nous avons étudiées, seules quelques plages des Calanques de Marseille et de la presqu'île de Saint Tropez semblent être relativement peu anthropisées.

Heureusement, le littoral de Corse est peu perturbé par des aménagements côtiers et présente une grande variété de plages de poches qui de plus, ont été très bien cartographiées par les hydrographes du 19<sup>ème</sup> siècle. L'étude de ces plages permettrait donc d'entendre notre réflexion à l'échelle de la Méditerranée Occidentale.

Ensuite, l'évolution des plages « naturelles » du delta du Rhône correspond au type de plages « non contraintes ». En effet, l'évolution géométrique de l'avant côte du delta, analysée par la mobilité spatiale des profils, montre que les formes des profils restent constantes, qu'elles sont en équilibre avec les conditions d'agitation, et que leur mobilité correspond au type « barrière mode », en accord avec le modèle de « shore-face translation » décrit par Cowell (1995). Ainsi, pour ce type de plage, en aucun cas, l'enveloppe sédimentaire de mobilité des profils n'interagit ou n'intersecte la base géologique consolidée. Ces plages sont conformes au modèle de classification de l'état des plages de l'école Australienne (Wight et Short, 1984), pour laquelle la quantité de sédiments est abondante et le profil est libre de s'ajuster pleinement aux conditions locales avec la gamme complète de facteurs de forçages. Pour reprendre une terminologie des modélisateurs, ces plages se rapprochent d'un fonctionnement « idéal ».

Cependant, nous avons observé que cette évolution « non contrainte » des profils du delta n'était plus constante et homogène dans le temps et l'espace, et que la morphodynamique de l'avant côte du delta évoluait progressivement d'un système de « barrière mode » à un système « d'encroachment mode » (Cowell et al., 1995). En effet dans les secteurs aménagés, comme au niveau des Saintes-Maries-de-la-Mer, l'évolution de l'avant côte est marquée par un phénomène d'incision verticale de plus en plus important, accompagné d'une réduction importante de son déplacement horizontal. Cette tendance qui entraîne un changement significatif de la morphologie de l'avant côte, reflète d'une part la pénurie de sédiments distribués depuis les embouchures du Rhône, et traduit d'autre part l'efficacité des aménagements mis en place pour contrer le recul du rivage. Comme les deux phénomènes semblent relativement synchrones, et que la fréquence de nos levés est limitée, il n'a pas été possible de distinguer l'importance de chacun de ces deux facteurs dans le phénomène observé. Quoi qu'il en soit, nous mesurons une augmentation progressive de l'énergie déployée à la côte durant les tempêtes extrêmes, entraînant en retour une plus grande modification des fonds, ce qui pose à terme la question de la résistance des aménagements qui « protègent » les activités humaines.

A la vue des contraintes très importantes qu'entraîne l'implantation des ouvrages en enrochements, il apparaît essentiel de définir avec soin les véritables enjeux économiques, humains et patrimoniaux, afin d'évaluer si l'implantation et le coût d'entretien de ce type d'ouvrages sur les secteurs à « protéger » se justifie. Ainsi, nos observations et les expériences en matière de gestion réalisées sur différentes secteurs aménagées de Camargue (Sabatier, 2001 ; Samat, 2007), indiquent qu'hormis les secteurs à très forte valeur socio-économique, il serait préférable d'éviter toute stabilisation du recul de ce type de plages très mobiles, sous peine de modifier grandement la morphodynamique naturelle de l'avant côte du delta.

Néanmoins, lorsque l'implantation d'épis s'impose, il apparaît essentiel de réduire progressivement la distance en mer des ouvrages en fin de batterie, afin de limiter la progression de l'érosion en aval dérive (Samat, 2007). De la même façon, l'implantation de digues frontales doit être réalisée le plus en arrière possible de la ligne de rivage afin d'éviter de modifier dans la mesure du possible le profil d'équilibre originel du secteur, en s'assurant de limiter les phénomènes réflexifs, et de ne se pas se priver de la protection naturelle que constitue les phénomènes d'overwash (Sabatier et al., 2008). Enfin, à l'échelle du delta, la localisation et la quantification des zones de stockages sédimentaires pourra être utilisée pour le rechargement de certaines plages. Il semble que des dépôts artificiels au niveau des plages soient le plus adaptés à ce type de plages, car des dépôts dans la partie sous-marine, où les transits longitudinaux et vers le large dominant ne semblent pas la solution la plus adaptée pour le rechargement de plages. Cependant, l'importance des volumes en transits, ne permettent pas, dans les conditions techniques actuelles, d'envisager des rechargements de plages systématiques sur l'ensemble du littoral. Par conséquent, si l'on souhaite éviter de s'engager dans la généralisation d'aménagements lourds tout au long du delta, dont le maintien sera remis en question à l'échelle séculaire, il est nécessaire de réfléchir à la possible prise par la mer de terres, dans les secteurs exploités des marais salants notamment.

Enfin, les plages du Languedoc-Roussillon correspondent au type « semi contraint ». Ces plages évoluent dans un contexte où la géologie sous-jacente affleure plus ou moins sous l'enveloppe naturelle du profil. Leur volume de sédiments disponible est par conséquent limité et variable (entre 1 et 5 m d'épaisseur ; Certain, 2002). En résultat, la mobilité de ces plages est réduite ou localement impossible.

Ainsi, l'évolution de l'avant côte à long terme du Languedoc-Roussillon montre principalement l'érosion du trait de côte à proximité des embouchures des petits fleuves côtiers, mais sans influence significative sur le bilan sédimentaire de l'avant côte car en relation avec la redistribution sur l'avant côte de dépôts de crues, et l'interruption du transit littoral par des aménagements côtiers comme les jetées de ports. Hormis ces secteurs localisés, l'allure générale des profils entre le pied des barres d'avant côte et le glacis reste globalement constante même à long terme, ce qui pose la question de l'impact morphologique d'évènements particulièrement brefs mais efficaces comme celui des tempêtes. Or, l'analyse de l'impact de deux types de tempêtes différentes : fréquentes mais de faible intensité, et intense mais isolée dans un hiver plutôt calme, montre que la morphologie du profil sur lequel se propage une tempête aurait plus d'importance que les caractéristiques hydrodynamiques des tempêtes. Ce constat, tiré d'observations de terrain, et en accord avec des modélisations de l'évolution transversale de profils, indique qu'il est vain de chercher à corrélérer les forçages et les taux d'érosion si la morphologie ante-tempête n'est pas prise en compte.

Enfin, le fait que des tempêtes qui se développent sur un profil de beau temps entraînent moins de pertes au large que des tempêtes qui se développent sur un profil de mauvais temps, montre l'importance du volume, de la position, et du déplacement de la barre d'avant côte dans la dissipation d'énergie des

événements de forte énergie. Dans la pratique, on peut espérer que l'analyse de l'état morphologique des plages avant les hivers, c'est-à-dire l'estimation de l'écart plus ou moins grand qu'il peut exister entre la morphologie observée et sa situation d'équilibre ou de beau temps, permettrait d'anticiper les problèmes d'érosion rencontrés lors des futures tempêtes. Ainsi, on pourrait imaginer des rechargements préventifs, conçus non pas pour reprofiler une plage après les hivers particulièrement érosifs, comme il est pratiqué aujourd'hui, mais à l'inverse pour amortir l'érosion des futures tempêtes. Cette pratique qui peut paraître paradoxale à première vue, puisqu'il est probable qu'une grande partie des sables déposés seront redistribués ou perdus lors des tempêtes, permettrait de protéger des secteurs à forte valeur socio-économique qui sont touchés de manière récurrente par les tempêtes, et d'éviter des situations d'érosion irréversibles comme la disparition des plages en pied d'enrochements.

Dans le Languedoc-Roussillon, mais aussi en Camargue et en Provence, la question des problèmes d'érosion côtière ne doit plus se poser en termes de compromis entre la mise en place d'opérations locales de protection et la gestion parcellaire des phénomènes d'érosion des zones urbaines. La gestion durable des zones côtières doit intégrer le problème dans son ensemble, des sources des fleuves jusqu'aux zones d'accumulation, et en aucun cas faire l'objet d'une multiplication de solutions locales, sans réflexion générale, qui pourraient, avoir un effet plus néfaste encore.

Nous espérons que cette étude à long terme, éclairée par différents emboîtements d'échelles spatiales et temporelles, combinant la mesure, l'observation et l'interprétation de l'évolution littorale, apporte un éclairage nouveau sur le fonctionnement et la dynamique des systèmes littoraux de Méditerranée Française, dans l'optique d'une meilleure gestion de leur évolution.





## Bibliographie

- Aernouts, D., et Héquette, A., (2008). L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1/2006, [En ligne], mis en ligne le 01 avril 2008. URL : <http://geomorphologie.revues.org/index477.html>. Consulté le 15 février 2010.
- Agence de l'Eau, (2001). Définition et cartographie des unités sédimentaires du littoral méditerranéen français, synthèse bibliographique, Univ. Perpignan, 151 p.
- Akouango, E., (1997). Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le golfe du Lion, thèse de doctorat, université de Perpignan, 1997.
- Aloïsi, J.C., (1973). Les facteurs de la sédimentation récente sur le plateau continental languedocien. C. R. Acad. Sci. Paris, 277: 145-148.
- Aloïsi J-C, Auffret G-A, Auffret J-P, Barusseau J-P, Hommeril P, Larsonneur C, Monaco A, (1977). Essai de modélisation de la sédimentation sur les plateaux continentaux français. Bulletin Soc. Géol. France, (7), XIX, 2, 183-195.
- Aloisi J.-C. et Charlet J.M., (1975). Intérêt de la thermoluminescence dans l'étude de l'alimentation en quartz du golfe du Lion. Revue de géographie Physique de Géologie Dynamique, Vol XVII, fasc. 1, 23-38.
- Aloïsi, J.C., (1986). Sur un modèle de sédimentation deltaïque : contribution à la connaissance des marges passives. Thèse de doctorat d'état, Université de Perpignan, 162 p.
- Ambert, P., (1987). Modifications historiques des paysages littoraux en Languedoc central : état actuel des connaissances. Actes du colloque international CNRS « Déplacement des lignes de rivages en Méditerranée », Ed. du C.N.R.S, Paris, 35-43.
- Anders, F.J., Byrnes, M.R. (1991). Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs, *Shore and Beach*, 59, 1, 17-26.
- Andrew, J., Cooper, G., Pilkey, H., (2004). Sea level rise and shoreline retreat: Time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43, 157-171.
- Anthony, E.J., (1998). Sediment-wave parametric characterization of beaches. *Journal of Coastal Research*, 14(1): 347-352.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Dolique, F., Guiral D., (2002). Short-term changes in the plan shape of a sandy beach in response to sheltering by a nearshore mud bank, Cayenne, French Guiana. *Earth surface processes and landforms*; Vol. 27; No. 8 : 857-866.
- Antonelli, C., (2002). Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval. Thèse, Université d'Aix-Marseille I, 279 p.
- Antonelli, C., Provansal, M., et Vella., C. et al., (2004). Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France. *Geomorphology* (57) (3-4): 385-402.
- Arnaud Fassetta, G, (1997). Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (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 en Géographie Physique, Université de Provence, Aix-en-Provence, 329 pp.
- Ashton A., Murray A. B., & Arnoult, O., (2001). Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*, 414, pp. 296-300.
- Laricol, G., Ayoub, N., Le Traon, P.Y., (2002). Major changes in Mediterranean Sea level variability from 7 years of TOPEX/POSEIDON data. *Journal of marine system* (CLS, Space Oceanography Division, France).
- Badei, P ; Kamphuis J,M, Hamilton D,G, (1994). Physical Experiments on the effects of groins on shore morphology, *Proceedings of the 24th international Conference coastal Engineering 1994*, 1782-1796.
- Bakker, W.T, (1968), The dynamics of coast with a groyne system. In: 11th Int. Conf. Coastal Eng. (1968).
- Basco.D.R.,and Pope.J., (2004), Groin Functional Design Guidance from the Coastal Engineering Manual, *Journal of Coastal Research*, SI (33), 121-130, West Palm Beach, Florida, 2004.
- Barusseau, J.P., et Saint-Guilly, B., (1981). Disposition, caractères et mode de formation des barres d'avant cote festonnées du littoral du Languedoc-Roussillon, *ceanologica Acta*, 4, 3, 297-304.
- Barusseau, J.P., Brissaud, L., Drapeau, J. et Long, B. (1991), Processus hydrodynamiques et morphosédimentaires de l'environnement des barres d'avant-côte du littoral du Golfe du Lion, *Oceano. Acta*, vol 11, 163-176.
- Barusseau, et al., (1994). Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France), *marine Geology*, 122, 47-62.
- Barusseau, J.P., Akouango, E., BA M., Descamps C. et Golf A (1996). Evidences for short term retreat of the barrier shoreline. *Quaternary Science Review*, 15, 763-771.
- Basterretxea, G., Orfila A., Jordi A., Casas B., Lynett P., Liu P.L.F., Duarte C. M., and Tintoré J., (2004). Seasonal Dynamics of a Microtidal Pocket Beach with *Posidonia oceanica* Seabeds (Mallorca, Spain). *Journal of Coastal Reaserch*, 20(4), 1155-1164.
- Basterretxea, G., Orfila, A., Jordi, Fornós, J.J., Tintoré J., (2006). Evaluation of a small volume renourishment strategy on a narrow Mediterranean beach. *Geomorphology* doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.019
- Battjes, J.A., (2005). Developments in coastal engineering research, *Coastal Engineering* 53, 121-132.
- B.C.E.O.M, (1973). Le littoral côtier, dommages côtiers, ouvrages de défense, rapport établi pour le Service Central de l'Hydrologie et de l'Environnement.
- B.C.E.O.M, SMNLR, (2000). Etude générale pour la protection et l'aménagement durable du lido de Sète à Marseillan, analyse diachronique de l'évolution du trait de côte depuis 1954, atlas 1/5000.
- Beautemps-Beaupré (1815). Exposé des travaux relatifs à la reconnaissance hydrographique des côtes occidentales de la France. BNF. 325 pp.
- Belknap, D.F. and Kraft, J.C., (1985). Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. *Marine Geology*, 63(1-4): 235-262.
- Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.P. and Normand, A., (2002). Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. IFREMER, Brest.

- Berne, S. and Gorini, C., (2005). The Gulf of Lions: An overview of recent studies within the French 'Margins' programme. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 691-693.
- Bessemoulin, P., Boucher, O., (2002). Les besoins en observations pour la climatologie = Observational needs for climatology. *Météorologie*, n° 39, pp 19-88.
- Bird, E. C. F., (1985). *Coastline changes*, Wiley & Sons, New York, 219 pp.
- Bird, E. C. F., (2008). *Coastal Geomorphology: an introduction*, Wiley & Sons, New York, 190 pp.
- Birkemeier, W.A., (1985). Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111(3): 598-602.
- Blanc, J.J., Bonifay, E., (1957). Observations sur le quaternaire des îles d'Hyères, B.A.P.M, p 125-148.
- Blanc J.J., (1975). Recherches de sédimentologie appliquée au littoral rocheux de la Provence, aménagement et protection. Centre national pour l'exploitation des océans publ., Paris : 1-163.
- Blanc, J.J., (1977). Recherche en sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi. Centre National pour l'Exploitation des Océans, 75(1193): 69.
- Blanc, J.J. et A. Jeudy de Grissac (1978). Recherches de géologie sédimentaire sur les herbiers à Posidonies du littoral de la Provence. Centre Nation.Exploit.Océans, i-vii:1-185.
- Blanc, J.J., (1979). Protection des littoraux. Méthodes d'études. L'exemple de la Camargue. 78/4104, CNEXO.
- Blanc, J.J. and Froget, C.H., (1981). Mesure et méthode d'étude quantitative de l'érosion des littoraux meubles, exemple de Camargue. *Bull. de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, (18)-5: 47-52.
- Blanc, J.J. and Jeudy de Grissac, A., (1982). Dangers d'érosion littorale en Petite Camargue (aire occidentale du Delta du Rhône, France). *Téthys*, 10(4): 349-354.
- Blanc, J.J., (1985). Ruptures d'équilibre au littoral de Provence Occidentale: l'action des tempêtes, relations avec les aménagements. *Téthys*, 11(3-4): 350-359.
- Blanc, J.J. and Faure, H. (1990). La remontée récente du niveau de la mer. Exemples de Marseille, Gènes et Venise (Méditerranée). *Géologie Méditerranéenne*, XVII, 109-122.
- Blanc, J.J., and Poydenot, F., (1993). Le rivage de Faraman en Camargue (SE France) : un géosystème côtier en déséquilibre; méthodes d'étude-conséquences pratiques. *Géologie Méditerranéenne*, XX(2): 75-87.
- Blanc, J.J., (1995), Réflexion sur l'érosion littorale et les variations du niveau marin, du Pléistocène supérieur à l'actuel, en Méditerranée. Relations avec les données de la préhistoire. *Bull Mus. Anthropol. Préhistoire*. Monaco n° 38, p 29-40.
- Bonifay, E., (1980). Niveaux marins plio-pléistocènes et tectonique récente des côtes françaises de la Méditerranée. Actes du colloque Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'aire méditerranéenne, CNRS, pp. 283-302.
- Bonifay, E., Courtin, J., (1980). Présence de littoraux immergés du Sicilien et du Tyrrhénien dans la région de Marseille (Bouches du Rhône). *Comp. Rend. Acad. Sci. Paris 291D*, 143-145.

- Borreani, M., Chabal, L., Michel, J.M., Pasqualini, M., (1986). Recherches archéologiques sur les îles d'Hyères, 1984-1985-1986. Direction des antiquités P.A.C.A.
- Borreani, M., Michel J.M., Pasqualini, M., Provansal-Lippmann, M., (1992). Peuplement et histoire de l'environnement sur les îles d'Hyères (Var). Documents d'archéologie Méridionale, n° 15, p 391-416.
- Boudouresque, C.F., Meinesz, A., (1982). Découverte de l'herbier de Posidonie. Cah. Parc nation. Port-Cros, Fr., 4 : 1-79.
- Boudouresque, C.F., Jeudy de grissac, A., Meinesz, A., (1984). Relations entre la sédimentation et l'allongement des rhizomes orthotropes de *Posidonia oceanica* dans la baie d'Elbu (Corse). International workshop on *Posidonia oceanica* beds, Boudouresque C.F., Jeudy de Grissac A., Olivier J. (eds.), Gis Posidonie publ., Marseille : 185-191.
- Bouligand R, Pirazzoli P.A, (1999). Les surcotes et décotes marines à Brest, étude statistiques et évolution. *Oceanologica Acta* 22 : 153-166
- Boyd, R., Dalrymple, R. and Zaitlin, B.A., (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4): 139-150.
- 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., et Piery, .L., (1993). La disparition du tressage fluvial dans les Alpes Françaises sous l'influence de l'aménagement des cours d'eau (19<sup>ème</sup>, 20<sup>ème</sup> siècle). *Geomorphology*, 88, 67-79.
- Brigand, L., Le Berre, S., Retiere D., Richez G., (2006). Etude de la fréquentation touristique des îles de Port-Cros et Porquerolles, GEOMER, UMR 6554 CNRS-IUEM, Univ. De Bretagne Occidentale/Universite De Provence Ed. - 99 p.
- Bronner, G., (1971). De schiste et d'eau. Parc National de Port Cros, C..D.P. – C.R.P.D. Nice, 84p.
- Brun J.P., (1998). Les îles d'Hyères, fragments d'histoire. Parc National de Port Cros, actes sud.
- Brunel, C., (2004). Etude morphodynamique de la plage d'Agay (Var). Mémoire de maîtrise. Université de Provence, UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Aix-en-Provence, 72pp.
- Brunel, C., (2005). Elévation marine et érosion côtière : le cas des plages de poche de Provence. DEA, 43p.
- Brunel, C. and Sabatier, F., (2007). Pocket beach vulnerability to sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, SI 50 (Proceedings of the 9th International Coastal Symposium), 604 – 609. Gold Coast, Australia, ISSN 0749.0208.
- Brunel, C. and Sabatier, F., (2009). Potential sea-level rise influences in controlling shoreline position for the French Mediterranean Coast. *Geomorphology* 107, 74-57.
- Brunel, C. and Sabatier, F., (2008). Disparition des plages de Provence face à la montée de la mer, *Géologues*, 158 : 97-99.
- Brunel, C. and Sabatier, F., (2007). Provence pocket beach erosion. *Méditerranée*, n° 108, 77 – 82.

- Brunel, C. and Sabatier, F., (2006). Recul du rivage et montée de la mer sur les plages contrôlées par la houle et sur les plages de poche. in IX èmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, 12-14 Septembre 2006, Brest : 391-399 p.
- Brunel, C. and Sabatier, F., (2006). Elévation marine et érosion côtière : Les plages de poche de la côte de provence. Lettre de l'EUCC-France n°4 – Novembre 2006, 5-6.
- Bruun, P., (1954). Coast erosion and the Development of Beach Profiles, Technical Memorandum No 44, Beach Erosion Board, US Army Corps of Engineers, Washinton, 79 pp.
- Bruun, P., (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. Journal of Waterways and Harbors Division WW1, 117-130.
- Bruun P., (1995). The development of Drowned Erosion, Journal of coastal reseach, 11.4, 1242-1257, Florida 1995.
- Bruun P., (2001). The development of Drowned Erosion: an update of paper in JCR, vol (4), Journal of coastal Research, 17.1, 82-89, Florida, 2001.
- Bruzzi C., (1998), Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône, Thèse de Doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille I, 1998.
- Bishop, C.T., (1983). Shore protection alternative : artificial headlands. Proceedings Coastal Conference. National Research Council Canada, 305-319.
- Bird, E. C. F., (1985). Coastline changes, Wiley & Sons, New York, 219 pp.
- Bird, E. C. F., (1993). The Coast of Victoria, Melbourne University Press, Melbourne, 324 pp.
- Bird, E. C. F., (2000). Coastal geomorphology, an introduction. Wiley, Chichester, 256 pp.
- Birkemeier, W.A., (1985). Field data on seaward limit of profile change. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 111(3): 598-602.
- Bosboom, J., Aarninkhof, S.G.J., Reniers, A.J.H.M, Reussink, B.G. & Walstra, D.J.R. (1997). UNIBEST-TC 2.0, overview of model formulations. Report H2305.41, HL / Delft Hydraulics.
- Burger, M. (2003). Morphological evaluation of the Scheveningen, Katwijk and Noordwijk shoreface nourishments using UNIBEST-TC, MSc. Thesis, Delft University of Technology.
- Cabanes, C., Cazenave, A., and Le Provost, C., (2001). Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, Science, 294, p.840-842.
- Camuffo D., Secco C., Brimblecombe P., Martin-Vide J. (2000). Sea Storms in the Adriatic Sea and the Western Mediterranean during the last Millenium. Climatic Change, 46: 209-223.
- Canals, M. and Ballesteros, E., (1997). Production of carbonate particles by phytobenthic communities on the Mallorca-Menorca shelf, Northwestern Mediterranean Sea. Deep Sea Research II - 44:611-629.
- Carnell RE., Senior CA., Mitchell JFB., (1996). An assessment of measures of storminess, simulated changes in Northern Hemisphere winter due to increasing CO2. Climate dynamics, 12: 467-476.

- Carter, R.W.G., et Woodroffe, C.D., (1994). Coastal evolution : late quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press. 517 p.
- Carr, A.P. (1962). Cartographic record and historical accuracy, *Geography*, 47, 135-144.
- Carr, A.P. (1980). The significance of cartographic sources in determining coastal change, in : Cullingford, R.A., Davidson, D.A., Lewin, J., Timescales in geomorphology, New York, John Wiley & Sons, 69-78.
- Catalogue sédimentologique des côtes françaises (1984). Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France, Eyrolles, 288p.
- Cazenave A., Cabanes C., Dominh K., Mangiarotti S. (2001). Recent sea level change in the Mediterranean Sea revealed by Tppex/Posseidon satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, 28: 1607-1610.
- Cazenave, A., (2004). Les mesures satellitaires confirment la montée du niveau des océans. *La Recherche*, Dossier n° 17.
- Cazenave A., Bonnefond P., Mercier F., Dominh K., Toumazou V. (2002). Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry. *Global and Planetary Change*, 34: 59-86.
- CEPREL, (1995). Schéma d'Orientation pour la protection, la restauration et la gestion des plages du Languedoc-Roussillon, 163 p.
- Certain R, Barusseau J.P, , Copabianco R, Meuret A, Rey V, Dulou C, Stepanian A., Levoy F, Howa H, (2001). Bottom and shoreline evolutions under wave actions at french Mediterranean site : the beach of Sete : MEDCOAST01, The fifth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment 23-27 October 2001, Hammamet, Tunisia.
- Certain, R. (2002). Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du lion (Languedoc-Roussillon). Thèse, Université de Perpignan, 209p.
- Certain R, Barusseau J.P, (2004). Modélisation conceptuel de l'évolution morphodynamique des barres sédimentaires d'une plage microtidale (Sete, France). VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Compiègne, 7-9 septembre 2004. P175-183.
- Certain, R., Tessier, B., Courp, T., Barusseau, J.-P. et Pauc, H., (2004). Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrénées- Orientales - SE France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 175(1): 35-48.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V., and Pinazo, C., (2005). Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France) *Journal of Marine Systems*, Volume 58, Issues 1-2, October 2005, Pages 19-34.
- Certain R, Barusseau J.P, (2005). Modélisation conceptuelle de l'évolution morphodynamique des barres sédimentaires d'une plage microtidale (Sète, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*; July 2005; v. 176; no. 4; p. 343-354
- Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J.-P., Courp, T. and Pauc, H., (2005). Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by very high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 889-900.
- CETE Méditerranée et IPSEAU (1997). Evolution du littoral du Languedoc-Roussillon de 1945 à nos jours. Rapport pour le Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon, 52p.



CETE, (2002). Evolution du littoral sableux du Golfe du Lion, rapport de deuxième phase d'étude, CETE Méditerranée, IPSEAU, réalisé par Masson. M., Crauchet L. et Sabatier F., étude n°96-66-086, p 112.

CETMEF (1998). Recommandations pour la conception et la réalisation des aménagements de défense du Littoral contre l'action de la mer, (Avril 1998).

Charbonnel, E., DE Vaugela, S J., Chiaverini D., Cottalorda J.M., Gravez V., Francour P., Abellard O., Remonnay L., MEnager V., Boudouresque C.F., (1995). Cartographie de l'herbier de Posidonie et des autres types de fonds dans le secteur des îles d'Hyères (Var) pour le passage d'un câble TELECOM à fib - res optiques - Notice d'impact. Contrat France TELECOM & GIS Posidonie. GIS Posidonie publ., Marseille, Fr. : 1-124.

Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J. X. Mitrovica (2004). Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period, *J. Clim.*, 17, 2609–2625.

Church, J. A., and White, N.J., (2006). 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33, L01602.

Clairefond, P., (1977). Le golfe des Saintes-Maries-de-la-Mer (Camargue). Etude sédimentologique aménagement et protection, Université de Luminy, Marseille, 139 pp.

Clus-Auby, C., Paskoff, R., Verger, F., (2005). Impact du changement climatique sur le patrimoine du conservatoire du littoral, scénarios d'érosion et de submersion à l'horizon 2100. Conservatoire du littoral, 43 p.

Coastal Engineering Manual Department of the Army, (1998). Cross-shore sediment transport processes, Part III, chapter 3, 1998, Washington.

Coleman, J.M. and Gagliano, S.M., (1964). Cyclic sedimentation in the Mississippi River delta plain. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 14: 67-80.

Collina-Girard, J., (1992). Présentation d'une carte bathymétrique au 1/25000 du précontinent marseillais (au large de la zone limitée par la grotte Cosquer et l'habitat préhistorique de Carry le Rouet). *Geol. Mediterr.* 19 (2), 77-87.

Congxian, L. and Ping, W., (1991). Stratigraphy of the late quaternary barrier-lagoon depositional systems along the coast of China. *Sedimentary Geology*, 72(3-4): 189-200.

Copabianco et al., (1997). Depth of closure : a contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence, third Conf. Coastal Dynamics, Plymouth, 506-515.

Cooper, J.A.G., Pilkey, O.H., (2004). Sea-level rise and shoreline retreat: Time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change* 43(3-4), 157-171.

Courtaud, J., (2000). Dynamiques géomorphologiques et risques littoraux, cas du tombolo de Giens (Var, France méridionale). Thèse, Université de Provence Aix-Marseille I, 234 pp.

Cowell, P.J., Hanslow, D.J., Meleo, J.F., (1998). The Shoreface. In: Short, A. (Ed.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, Wiley and Sons, pp. 39-71.

Cowell, M., Leatherman, S.P. and Buckley, M.K., (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3): 839-852.

- Cowell, P.J., and Thom, B.,G., (1994). Morphodynamics of coastal evolution. In Carter, R.W.G, and Woodroffe, C.D. eds. Coastal Evolution : Late Quaternary Shoreline Morphodynamics, Cambridge University press, Cambridge 33-86.
- Cowell, P.J., Roy, P.S., and Jones, R.A., (1995). Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology*, 126, 45-61.
- Curray, J.R., (1964). Transgressions and regressions. In Miller, R.C., (ed) *Papers in Marine Geology*. Mcmillan, New York, 175-203.
- Curray, J.R., (1969), History of continental shelves. In Stanley, J., (ed) *New concepts of Continental Margin Sedimentation*. American Geological Institute, Washington DC, JC-6-1-JC-6-7.
- D.D.A.F et Service R.T.M des Pyrénées Orientales (1990), Plan d'exposition aux risques naturels prévisibles en Vallespir (1990), étude hydrologique. 50p.
- Dalrymple, R.T., (1992). Prediction of storm/normal beach profiles. *Journal Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 118, 193-200.
- Dalrymple, R.A., and Dean, R.G., (1971). Pilling-up behind low and submerged breakwaters. Discussion. *J. Waterw. Harbors Coastal Eng. Div. ASCE* 97 (WW2), 423-427.
- Davidson-Arnott, R.G.D., (2005). A conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts, *Journal of Coastal Research*, 21 (6), p.1166-1172.
- Davies, J.L, (1958). Wave refraction and the evolution of shoreface curves. *Geographical Studies*, 5, 1-14.
- Davies, J.L, (1964). A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 8, Mortensen Sonderheft, 127-142.
- Davis, R.A.J. (Editor), (1978). *Coastal sedimentary environments*. Springer-Verlag, New-York, 420 pp.
- De Boer, G., Carr, A.P. (1969). Early maps as historical evidence for coastal change, *Geographical Journal*, 135, 17-39.
- Dean, R.G., (1977). Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coast Ocean. Engineering Report No.12, University of Delaware.
- Dean R.G, (1978). Coastal structures and their interaction with the shoreline, in : applications of stochastic processes in sediment transport-US Japan seminar, 1978, Honolulu, Water resources publications, Littleton, Co, 1978, 1-16.
- Dean R.G, (1986). Coastal Armoring: effect, principles and mitigation, in 20th International Conference Coastal engineering, 1986, vol2, p 1843-1857.
- Dean, R.G., (1987). Coastal sediment processes: towards engineering solutions, *Coastal Sediments* 87, New Orleans, USA, pp. 1-24.
- Dean, R.G., (1991). Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1): 53-84.
- Dean, R.G, (1993). Terminal Structures at Ends of Littoral Systems, *Journal of Coastal Research*, SI, 18195-210, Florida, 1993.

- Dean, R.G, (1997). Models for barrier island restoration. *Journal of Coastal Research*, 13, 694-703.
- Dean, R.G., Healy, T.R. and Dommerholt, A.P., (1993). A "bind-folded" test of equilibrium beach profile concepts with New Zealand data. *Marine Geology*, 109: 253-266.
- De Giovanni, C., (1972). Essai d'interprétation hydrodynamique de la granulométrie des sédiments sableux, plage de Pramouquier, Var (France). *The Mediterranean Sea, a natural sedimentation laboratory*, 305-320.
- Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., (2006). Pocket beach hydrodynamics : The exemple of four macrotidal beaches, Bruttany, France. *Marine Geology*, Volume 266, issue 1, p 1-17.
- Dette.H.H., Raudkivi, T, and Oumeraci, H., (2004), Permeable Pile Groin Field, *Journal of Coastal Research*, SI(33), 160-187, West Palm Beach, Florida, 2004.
- Dolan, R., Hayden, B.P., May, P., May, S. (1980). The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs, *Shore and Beach*, 48, 4, 22-29.
- Dolan, R., Fenster, M.S., & Holme, S.J., (1991). Temporal analysis of shoreline positions: a test of algorithms. *Journal of Coastal Research* 3 (1), 723-744.
- Douglas, C., Crowell, M. (2000). Long-term shoreline position prediction and error propagation, *Journal of Coastal Research*, 16, 1, 145-152.
- Douglas, B. C. (1991). Global sea level rise, *J. Geophys. Res.*, 96, 6981–6992.
- Douglas, B. C. (1992). Global sea level acceleration, *J. Geophys. Res.*, 97, 12,699– 12,706.
- Douglas, B. C. (2001). Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise*, Int. Geophys. Ser., vol. 75, edited by B. C., Douglas, M. S. Kearney, and S. P. Leatherman, pp. 37– 64, Elsevier, New York.
- Douglas, B. C., and W. R. Peltier (2002). The puzzle of global sea-level rise, *Phys. Today*, 55, 35–40.
- Dubois, R.N. (1988). Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware, *Marine Geology*, 81, 79-86.
- Dubois, R.N., (2002). How does a barrier shoreface respond to a sea-level rise? *Journal of Coastal Research*, 18 (2): Editorial, iii-v.
- Duboul-Razavet, C., (1956). Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de delta du Rhône. *Mém. Soc. Géol. De France*, 76: 234p.
- 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., (1999) L'évolution des plages de l'Ouest du Golfe du Lion au XXème siècle, thèse de doctorat, Université lumière Lyon 2, 1999
- Durand P., (2001) Erosion et protection du littoral de Valras-Plage (Languedoc, France). Un exemple de déstabilisation anthropique d'un système sableux. *Geomorphologie : relief, processus, environnement*, 2001,n°1, p55-68.

- Durand, P., Heurtefeux, H., (2005). Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire: une méthode d'évaluation; exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France). *Zeitschrift für. Geomorphologie* 50 (2), 221-243.
- Dyer, K.R.J., (1986). *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. Iley and Sons, 358 p.
- Dyurgerov M. B. et M. F. Meier, (2005). *Glaciers and the Changing Earth System: a 2004 Snapshot*. Boulder, Instaar.
- EDF-LNH-SOGREAH, (1984). *Catalogue sédimentologique des côtes françaises*. Côtes de la Méditerranée.
- Environmental Protection Agency, (2005). *Coastal management. Mackay Coast study*. The State of Queensland, (www.epa.qld.gov.au) (consulted on the 25/09/2006).
- Ericson , J.P., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck, M., (2006). Effective sea-level rise and deltas: Causes of change and human dimension implication. *Global and Planetary Change* 50 63–82.
- Emery, K.O., Aubrey, D.G., Goldsmith, V., (1988). Coastal Neo-tectonics of the Mediterranean from Tide-gauge Records. *Marine Geology* 81, 41-52.
- Everts, C.H., (1987). Continental Shelf evolution in response to a rise in sea level. In Nummedal, D., Pilkey, O.H., and Howard, J., (eds.) *Sea-level Fluctuations and Coastal Evolution*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication No., 41, 49-57.
- Ferreira, O., Garcia, T., Matias, A., Taborda, R., Dias, J. (2006). An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Continental Shelf Research* 26, 1030-1044.
- Fenster, M.S., Dolan, R. and Morton, R.A., (2001). Coastal storms and shoreline change: signal or noise? *Journal of Coastal Research*, 17(3): 507-774.
- Fonseca, M.S., and Calahan, J.A., (1992), Preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass, *Est. Coast. Shelf Sci.* 35 (1992), pp. 565–576.
- French, C.E., J.R. French, N.J. Clifford and C. J. Watson. (2000). Sedimentation-erosion dynamics of abandoned reclamations: the role of waves and tides. *Continental Shelf Research* 20: 1711-1733.
- French, P.W., (2001). *Costal Defenses: processes, problems and solutions*. Outledge, London. 366pp.
- Galgano, F.A., Jr., (2004), Long-Term Effectiveness of a Groin and Beach Fill System : A Case Study Using Shoreline Change Maps, *JCR, SI(33)*, 3-18, Florida, 2004.
- Ganteaume, A., Bonhomme, P., Emery, E., Hervé, G., Boudouresque, CF., (2005). Impact sur la prairie à *Posidonia Oceanica* de l'amarrage des bateaux de croisière, au large du port de Porquerolles (Provence, France, Méditerranée). *Sci. Rep. Port-Cros natl. Park, Fr.*, 21 : 163-173.
- Garcia, E., and Duarte, C.M., (2001). Elucidating sediment retention by seagrasses: sediment deposition and resuspension in a Mediterranean (*Posidonia ceanica*) meadow. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 52, 505-514.
- 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., pp. 87-98.

- Gensous, B., Tesson, M., Labaune, C., (2003). The deglacial deposits of the Rhône shelf : stratigraphic organisation and controlling factors - COMDELTA open conference on comparing mediterranean and black sea prodeltas Aix en Provence.
- Gensous, B. et Tesson, M., (2003). L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (Golfe du Lion). Bull. Soc. Géol. Fr, 174: 401-419.
- Géomer, (1996). Etude sédimentologique de la plage et de l'embouchure du fleuve Agay. Septembre 1996.
- Giraud, I., (1999). Etude des sédiments littoraux de la Courtade et de Notre Dame, depuis 4000 ans (Porquerolles). Mémoire de DEA, Aix en Provence, 106 p.
- Gonzales, M., Médina, R., (2001). On the application of static equilibrium bay formulation to natural and man-made beaches. Coastal Engineering, 43, 209-225.
- Gootjes, G., (2000). Dunes as source of sediment for Delft3D-MOR, MSc. Thesis, Delft University of Technology.
- Gornitz, V., Lebedeff, S., Hansen, J., (1982). Global Sea Level in the Past Century. Science 215, 1611-1614.
- Got, H., (1973). Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du precontinent pyrénéo-catalan. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Guéry, R., Pirazzoli, P., Troussat, P., (1981). Les variations du niveau de la mer depuis l'antiquité à Marseille et à la Couronne. Hist. Archéol. 60, 8-17.
- Guillen, J., Jimenez, J.A., Palanques, A., Gracia, V., Puig, P., and Sanchez-Arcilla, A., (2002). Sediment resuspension across a microtidal low-energy inner shelf. Continental Shelf Research, 22, 305-325.
- Gracia, V., Jimenez, J.A. and Sanchez-Arcilla, A., (1995). Nearshore profiles along the Ebro delta coast, implications for coastal processes. In: E.Ö. Edit. (Editor), Proceedings of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 95, Tarragona, Espagne, pp. 1131-1143.
- Hallermeier, R.,J., (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, Coastal engineering, 4: p.253-277.
- Hammar-Klose, E.S., Thieler, E.R., (2001). Coastal vulnerability to sea-level rise; A preliminary database for the U.S. Atlantic, Pacific, and Gulf of Mexico coasts. U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS-68, one CD-ROM (Available online at <http://pubs.usgs.gov/dds/dds68/>).
- Hands, E.B., (1980). Bruun's concept applied to the Great Lakes. Proc. Bruun symposium, Newport, R.I., Nov. 1979. International Geographical Union.
- Hands, E.B., (1983). The Great Lakes as a test model for profile response to sea level changes. In Komar, P.D., (ed.). Handbook of Coastal Processes and Erosion. CRC Press, Boca Raton, Florida, 176-89.
- Hanson H., Kraus.N.C., (1986). Forecast of shoreline change behind multiple coastal structures, Coastal Engineering in Japan, Vol.29, 1986.
- Hanson H; Kraus N,C; (1988). Journal of waterway, Port, Coastal, and ocean engineering 1988, 111, n°6, p1079-1083.

- Hanson., H and Larson.M., (2004). Wave Directional Characteristics as a Design Parameter for Groin Performance, *Journal of Coastal Research*, SI (33), 188-197, West Palm beach, Florida, 2004.
- Hegge, B., Eliot, I., and Hsu J., (1996). Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12(8), 748–760.
- Holgate, S. J., and P. L. Woodworth (2004). Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07305, doi:10.1029/2004GL019626.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, and D. Xiaosu, Eds., (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 pp.
- Hoyt, J.H., (1967). Barrier Island Formation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 78, 1125-1136.
- Hsu, J.R.C., Silvester, R., and Xia, Y.M., (1987). New characteristics of equilibrium shaped bays. *Proceedings 8<sup>th</sup> International conference on Coastal Engineering*. ASE, 140-144.
- Hsu, J.R.C., Silvester, R., Xia, Y.M., (1989). Generalities on static equilibrium bays. *Coast. Eng.* 12, 353–369.
- Hsu, J.R.C., and Evans, C., (1989). Parabolic bay shapes and applications. *Proceedings Institution Civil Engineers*, London, Part 2, 87, 557-570.
- Hsu, T-J and Liu, P. L-F., (2004). Toward Modeling Turbulent Suspension of Sand in the Nearshore, *J. Geophys. Res.*, 109(C6), C06018, doi:10.1029/2003JC002240.
- Ibanez, C., A. Canicio, J.W. Day, Jr., and A. Curco. (1997). Morphologic development, relative sea-level rise and sustainable management of water and sediment in the Ebre Delta, Spain. *Journal of Coastal Conservation* 3: 191-202.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto and S.I. Iwasaki, (2006). Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses, *J. Oceanography*, 62, 155-170.
- IPCC (1990). *Climate Change 1990. The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 p.
- IPCC (2001). *Climate change 2001: Impacts, adaptation and vulnerability*. –Contribution of the working group to the third assessment report of the intergovernmental Panel of Climate Change, World Meteorological Organization, Genève, 124p.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 940 p.
- IMPLIT (2007). *Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) sur les hydrosystèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique. Rapport Final de Recherche*. GICC-2 (AO 2003), CEREGE, Aix-en-Provence, juillet 2007.
- Ingle.J.C.jr, (1966). *The movement of beach sand : an analysis using fluorescent grains*, Amsterdam, Elsevier, 221p, 1966.
- 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.



- Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Eliot I. and Masselink G., (2002). "low energy" sandy beaches in marine and estuarine environments: A review. *Geomorphology*, 48, 147–162.
- Jackson, D.W.T., and Cooper, J.A.G., (2009). Geological control on beach form: accommodation space and contemporary dynamics. *Journal of Coastal Research*, SI56, 69-72.
- Jaume, C., Fornós, J., (1992), Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35, 93-110.
- Jeftic, L., Milliman, J.D., Sestini, G., (1992). Climatic change and the Mediterranean: Environmental and societal impacts of climatic change and sea-level rise in the Mediterranean region. Edward Arnold, London, XII, 673 pp.
- Jedy de Grissac A., (1975). Sédimentologie dynamique des rades d'Hyères et de Giens (Var). Problèmes d'aménagement. Thèse 3° cycle, Univ. Provence : 1-87 + 47 fig.
- Jedy De Grissac, A., (1980). Sédimentologie marine : la façade sud de l'île de Porquerolles (Var), Université D'aix-Marseille II-Faculte des Sciences De Luminy Ed.
- Jiménez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., Bou, J., Ortiz, M. (1997). Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta (Spain) using aerial photographs, *Journal of Coastal Research*, 13, 4, 1256-1266.
- Jimenez, J.A. and Sanchez-Arcilla, A., (1997). Physical impacts of climatic change on deltaic coastal systems (II): driving terms. *Climatic Change* 25, 95-118.
- Johnson, D., 1919, Shore processes and shoreline development. In: Wiley, J. (Editor), New York, 584 pp.
- Kaplin, P. A., Selivanov, A.O., 1995. Recent coastal evolution of the Caspian sea as a natural model for coastal responses to the possible acceleration of global sea level. *Marine Geology* 124, 161-175.
- Klein, A.H. and Menezes, J. T., (2001). Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *Journal of Coastal Research* 17:4812–835.
- Kleinhout, K. (2000), Hydrodynamics and Morphodynamics in the Egmond field site, MSc. Thesis, Delft University of Technology.
- Komar, P.D., (1976). Beach process and sedimentation, New-Jersey, 429 pp.
- Komar, P.D. and McDouglas, W.G., (1994). The analysis of exponential beach profiles. *Journal of Coastal Research*, 10(1): 59-69.
- Koulinsky, (1980). Etude des risques d'inondations au confluent du Riu Ferrer et du Tech. Rapport pour le service R.T.M des Pyrénées-Orientales, 81 p.
- King, C.A.M. and Williams, W.W., (1949). The formation and movement of sand bars by waves action. *Geogr. J.*, 113: 68-85.
- Kruit, C., (1955). Sediments of the Rhône delta grain size and microfauna. *Verhand konink.*
- Labaune, C., (2005). Architecture, genèse et évolution du littoral du languedoc-Roussillon : Impact des facteurs physiques au cours du Quaternaire terminal. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 2006.

- Lambeck, k., Bard, E., (2000). Sea-Level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 203-222.
- Lambert, A., (2006) Protection durable du littoral Varois : fonctionnement hydrosédimentaire de plages microtidales équipées de systèmes de drainages, Thèse de Doctorat, Université de Provence, 2006.
- Lapouyade, A., & Durrieu de Madron, X., (2001). Seasonal variability of the advective transport of suspended particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, 24: 295-312
- Larson, M et Kraus, N.C. (1991). Mathematical modeling of the fate of beach fill, *Coastal Engineering*, 16, 1, 83-114.
- Larson, M. et Kraus, N.C. (1989). SBEACH : Numerical model for simulating storm induced beach change, Report 2, US Army Corps of Engineers Larson, M. et Kraus, N.C., (1994). Temporeal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina, *Marine Geology*, 117, 75-94.
- Larson, M. and Kraus, N.C., (1994). Temporal and spatial scales of beaches profiles changes, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117: 75-94.
- L.C.H.F, (1984). Catalogue sédimentologique des côtes de France. Tome 7 : la côte méditerranéenne, de la frontière espagnole à la frontière italienne, 426 p.
- LeBlond, P.H., (1979). An explanation of the logarithmic spiral shape of headland bay beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 1093-1100.
- Lee, G., Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A. and Leatherman, S.P., (1995). A conceptual fairweather-storm model of beach nearshore profile evolution at Duck, North Carolina, USA. *Journal of Coastal Research*, 11(4): 1157-1166.
- Lee, G.-H., Nicholls, R.J. and Birkemeier, W.A., (1998). Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. *Marine Geology*, 148: 163-177.
- Leatherman, P., Zhang, K., Douglas, B.C., (2000). Sea Level Rise shown to drive Coastal Erosion. *EOS, Trans., AGU* 8, 55.
- Leatherman, S.P., (2001). Sea Level and Society, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, Douglas, B., et al., eds., Academic Press, New York, p. 181-223.
- Leatherman, S.P., (1991). Impact of Climate-Induced Sea-Level Rise on Coastal Resources, in *Global Climate Change and Life on Earth*, R.L. Wyman, ed., Chapman and Hall, New York, Chapter 10, p. 170-179.
- Leont'yev.I.O., (1999). ShortModeling of morphological change due to coastal structure, *Coastal Engineering* 38, 143-166, 1999.
- Leont'yev.I.O., (1997) Short-term shoreline changes due to cross-shore structures : a one-line numerical model, *Coastal Engineering* 31, 59-75, 1997.
- Leredde, Y., C. Denamiel, E. Brambilla, C. Lauer-Leredde, F. Bouchette, and P. Marsaleix, (2007). Hydrodynamics in the gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean sea : In situ and modelling data : *Continental Shelf Research*, v. 27, p. 2389-2406.
- Leuliette, E. W., R. S. Nerem, and G. Mitchum (2004). Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change, *Mar. Geod.*, 27, 79– 94.

- Levitus, S., Antonov, J., and Boyer T. (2005). Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- 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. Lacey, E.M. et Peck, J.A. (1998). Long term beach profile variations along the South shore of Rhode Island, USA, *Journal of Coastal Research*, 14, 4, 1255-1264.
- List, J.H., Sallenger, A.H., Hansen, M.E., Jaffe, B.E., (1997). Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology* 140, 347-365.
- Liebault, F., et Piegay, H., (2001). Causes of the 20<sup>ème</sup> century narrowing channel in mountains and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface and Landforms*, 27, 425-444.
- Lombard A., Cazenave A., Dominh K., Cabanes C. and R.S. Nerem, (2005). 20th century sea level rise: new estimates of thermal and water mass contributions, *Global and Planetary Change*, 48, 303-312.
- Lombard A., Cazenave A., Le Traon P.Y. and Ishii M., (2005). Contribution of thermal expansion to present-day sea level rise revisited, *Global and Planetary Change*, 47, 1-16.
- Lombard A., Garcia D., Cazenave A. and Ramillien G., Fletchner, R. Biancale and M. Ishii, (2007). Estimation of steric sea level variations from combined GRACE and satellite altimetry data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 194-202.
- Long, L., (1997). Rapport d'opération, carte archéologique du littoral et des îles d'Hyères, Aout Septembre 1997. DRSSM, p 13-19.
- Long, L., (2004), Epaves et sites submergés de la région d'Hyères de la préhistoire à l'époque moderne. *Sci. Rep. Port-Cros natl. Park, Fr.*, 20 : 47-96.
- Longuet-Higgins, (1953). Mass transport in water waves. *Royal Society Phil. Trans.*, London, Vol. 245, A903, p. 535-581.
- Ludwick, C. J. (1974). Tidal currents and zigzag sand shoals in a wide estuary entrance. *Geological Society of America Bulletin* 85:717–726.
- Mac Donald.H.V., and Patterson.D.C., (1984). Beach response to coastal works Gold Coast, Australia, *Proceeding of the 19th Coastal Engineering Conference*, September 3-7, 1984, Houston Texas.
- Maillet, G., (2005). Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône Thèse de doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 301p.
- Maillet, G., (2006) Connexions entre un fleuve et son delta (Partie 1) : évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du 19e siècle. - (en collab.), *morphologie - Relief, processus, environnement*, 2,111,124.
- Marbà, N., Hemminga M.A., Mateo M.A., Duarte C.M., Mass Y.E.M., Terrados J. and Gacia E., (2002). Carbon and nitrogen translocation between seagrass ramets, *Marine Ecology Progress Series* 226 (2002), pp. 287–300.
- Martens P, Kovats R S, Nijhof S, de Vries P, Livermore M T J, Bradley D J, Cox J and McMichael A J. (1999). Climate change and future populations at risk of malaria. *Global Environmental Change* . 9: pp. S89 –S107.
- Martino, E., Moreno, L., Kraus, N.C., (2006). Uncertainties in design guidance for headland-bay beaches. *Proc. 5th Coastal Dynamics Conference. ASCE.*

- Massenlink, G., Huges, M., (2003). Introduction to coastal processes and geomorphology. Arnold, 354 p.
- McNinch, J.E., (2004). Geological control in the narshore : shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA, *Marine Geology*, 211, (1-2), 121-141.
- Meier M. F., (1984). Contribution of Small Glaciers to Global Sea Level. *Science*, 226(4681), 1418-1421.
- Miller et Douglas, (2004). Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. *Nature*, 428, 406-409.
- Millot C., (1990). The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10 (9-11) : 885-894.
- Millot C., (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20 : 423-442.
- Monaco A., J. Soyer, P.E. Biscaye, R Pocklington and S. Heussner (1990). Particle fluxes and ECOSystem response on the continental MARGIN, ECOMARGE. The 1985-1988 Mediterranean Experiment. *Continental Shelf research*, 10, 809-
- Monaco A., P.E. Biscaye & P. Laborde (1999). The ECOFER (ECOSystème du canyon du cap-FERret) experiment in the Bay of Biscay : introduction, objectives and major results. *Deep-Sea Research II*, 46 (10), 1967-1978
- Monaco, A., (1971). Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). Thèse d'état, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 285 pp.
- Moore, L.J., Griggs, G.B. (2002). Long-term retreat and erosion hotspots along the central shores of the monterey Bay National Marine Sanctuary, *Marine Geology*, 181, 265-283.
- Moore, B.D., (1982). Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height, Unpublished MS thesis, University of Delaware, Newark, DE.
- Moron V., Ullmann A., (2005). Relationship between sea-level pressure and sea level height in the Camargue (French Mediterranean coast). *Int. J. Climatol.*, 25, 1531-1540.
- Morton R.A, (1988). Interactions of storms, Seawalls, and Beaches of the Texas Coast, *Journal of Coastal research* SI 4 113-134, Virginia
- Moreno, L., Kraus, N., (1999). Equilibrium shape of headland-bay beaches for engineering design. *Proc. Coastal Sediments'99*, ASCE, pp. 860-875.
- Morhange, C., (1994). La mobilité des littoraux provençaux : Eléments d'analyse géomorphologiques. Unpublished thesis, University of Provence, 269pp.
- Morhange, C., Laborel, J., Hesnard, A., Prone, A. (1996). Variation of relative mean sea level during the last 4000 years on the Northern shores of Lacydon, the ancient harbour of Marseilles (Chantier J. Verne), *Journal of Coastal Research*, 12, 4, 841-849.
- Morhange, C., Laborel, J., Hesnard, A., (2001). Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient arbor of Marseilles, Southern France, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 166, 319-329.
- Morner, N.A., (1996). Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research*, 12(4), 797-800.

- Mimura, N., Nobuoka, H., (1995). Verification of Bruun Rule for the estimate of shoreline retreat caused by sea-level rise, in *Coastal Dynamics 95*, W. R. Dally, R. B. Zeidler, Eds. (American Society of Civil Engineers, New York, 1995), pp. 607-616.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Sangree, J.B., (1977). Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: C.E. Payton, Editor, *Seismic stratigraphy-Application to hydrocarbon exploration*, pp. 117-133.
- Munoz-Perez, J.J.; Tejedor, L., Medina, R., (1999). Equilibrium Beach Profile Model for Reef-Protected Beaches. *Journal of coastal research*, 15 (4), 950-957.
- Moreno, L., and Kraus, N., (1999). Equilibrium shape of headland-bay beaches for engineering design, *Proc. Coastal Sediments'99*, ASCE, pp. 860-875.
- Nerem, R., S., Leuliette, E., and Cazeanve, A. (2006). Present-day Sea Level Change: A Review, *Comptes rendus Geoscience*, 338, p.1077-1083.
- Nicholls, R.J., Dennis, K.C. and Leatherman, S.P., (1990). Impact of sea-level rise on selected developing countries. In: C.I. Moutzouris (Editor), *3rd European Workshop on Coastal Zones*, paralimini, Cyrus, 2-22.
- Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A. et Hallermeier, R. J. (1996). Application of the depth of closure concept, *Proceeding ASCE*, Orlando, 4, 3874-3887.
- Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A. and Lee, G., (1998). Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology*, 148: 179-201.
- Nicholls, R.J, Stive, M.J.F, (2004). Society and sea level rise requires modelling. ([www.sciencemag.org/cgi/eletters/303/5665/1781](http://www.sciencemag.org/cgi/eletters/303/5665/1781)) (Consulted on the 25/09/2006).
- Nicholls R. J., Wong P P, Burkett V R, Woodroffe C.D., Hay J.E., (2008). "Climate change and coastal vulnerability assesment: scenarios for integrated assessment." *Sustainability Science*, 3 (1), 89-102.
- Nicholls R.J., Hoozemans F.M.J., (1996). The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change, *Ocean and Coastal Management*, 31, 105-132.
- Niedoroda, W., Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G., and Freedland, G.L., (1985). Barrier island evolution, middle atlantic shelf, USA, part II, evidence from the shelf floor. *Marine Geology* 63, 363-396.
- Niedoroda, W., Reed, C.W., Swift, D.J.P., Arato, H. and Hoyanagi, K., (1995). Modeling shore-normal large scale coastal evolution. *Marine Geology*, 126, 181-199.
- Ouillon.S., Dartus.D., (1997). Three-dimensional Computation of Flow around Groyne, *Journal of Hydraulic Engineering*, november 1997, 962-970.
- Oomkens, E., (1970). Depositional sequences and sand deposition in the postglacial Rhone Delta complex. In: J.P. Morgan (Editor), *Deltaic Sedimentation—Modern and Ancient*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 15, pp. 198-214.
- Ostrowski, R., Z. Pruszek & R.B. Zeidler (1990). Multi-scale nearshore and beach changes, *Proc. 22nd International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 2101-2116.
- Pardé, M., (1925). *Le régime du Rhône, étude hydrologique*. Thèse, Université de Grenoble, 2 vol.

- Parde, M., (1941). La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 237-279.
- Paskoff R. (1993). *Côtes en danger. Pratiques de la Géographie*. Masson Eds. 247p.
- Paskoff R. (1998). *Les littoraux, impacts des aménagements sur leur évolution*, A. Colin, Paris, 260 .
- Paskoff, R., (2004). Potential Implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research* 20(2), 424-434.
- Payton, C.E., (1997). Ed. *Seismic stratigraphy : Application to hydrocarbon exploration*. AAP mem., 26, Tulsa Oklaoma.
- Peltier, W.R., (1999). Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics *Geological Society, London, Special Publications*, 146: 1 - 29.
- Peltier, W. R. (2001). Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history, in *Sea Level Rise, Int. Geophys. Ser.*, vol. 75, edited by B. C. Douglas, M. S. Kearney, and S. P. Leatherman, pp. 65– 95, Elsevier, New York.
- Pergent, G., Boudouresque, C.F., Crouzet, A., Meinesz A., (1989). Cyclic changes along *Posidonia oceanica* rhizomes (lepidochronology) : present state and perspectives. *Marine Ecology PSZN*, 10 (3) : 221-230.
- Pethik, J. (1984). *An introduction to coastal geomorphology*. London. E. Arnold. 260p.
- Porcher, M., Jeudy DE Grissac, A., (1985). Inventaire des mouillages forains autour de l'île de Porquerolles (Var, France). *Posidonia Newsletter, Fr.*, 1 (1) : 23-30.
- Pichard, G. (1995). Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, n°3-4, 105-116.
- Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R. and Smith, A.W., (1993). The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research* 9 (1), 255-278.
- Pilkey, O.H., Cooper, J.A.G., (2004). Society and Sea Level Rise. *Science* 303, 1871-1782.
- Pirazzoli, P.A., (1986). Secular trends of relative sea-level (RSL). Changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research* 1, 1-26.
- Pirazzoli P.A, Costa S., Dornbusch U., Tomasin A., 2006. Recent Evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007.
- Pons, F, Sabatier F, (2003). Analyse et interprétation des profils bathymétriques du SMNLR, CETE Méditerranée et CEREGE pour le Service Maritime et de Navigation du Languedoc Roussillon, 79 p
- 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, Université de Lyon, C.N.R.S. U.R.A. 1451.
- 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 Bombled, B., (1995). Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 94-95, 7ièmes Rencontres de l'Agence Régionale Pour l'Environnement, PACA, Dignes-les-Bains, pp. 283-292.
- Pont, D ; Simmonnet, J.P, and Walter, AV., (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*, v. 54, p. 1-18.
- Provansal, M, (1991). Variations verticales du trait de côte en Provence depuis 5000 ans. Quelques données nouvelles, *Méditerranée* n°4, p 15-22.
- Provansal, M ; Vella, C ; Arnaud-Fassetta, G ; Sabatier, F and Maillat, G ; (2003). Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). Participation des apports sédimentaires fluviaux à la mobilité du littoral du delta du Rhône (France): *Géomorphologie*, v. 4, p. 271-282.
- Provansal, M., Sabatier, F., (2001). Impact de la montée du niveau de la mer sur la côte du delta du Rhône. In: M.I.d.I.E.d. Serre (Editor), *Le changement climatique et les espaces côtiers. L'élévation du niveau de la mer: risques et réponses*, Arles (France), pp. 78-81.
- Pye, K., Alln, J.R.L., (2000). Coastal and estuarine environments : sedimentology, geomorphology and geoarcheology, Special Publications, Geological Society, 470 p.
- Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, R, Lericolais, G., (1998). 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France, *Marine and Petroleum Geology*, Volume 15, Issue 5, August 1998, Pages 439-452.
- Radakovitch, O., Charmasson, S., Arnaud, M., et Bouisset, P., (1998). 210 Pb and Cesium Accumulation in the Rhône Delta Sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48, 77-92.
- Rahmstorf, S., (2007). A Semi-Empirical Approach to Projecting Sea-Level Rise, *Science* 315, 368.
- Ranasinghe, R., McLoughlin, R., Short, A., Symonds, G., (2004). The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. *Marine Geology*. 204, 3-4, 273-287.
- Ranasinghe, R. and Stive, M.J.F. (2009). Rising Seas and Retreating Coastlines: A commentary. *Climatic Change*, 97, 465-468.
- Rivière, A., et Vernet, S., (1966). Etudes littorales, contribution à l'étude des rivages du golfe du Lion, signification sédimentologique des radioactivités naturelles. *Cahiers océanographiques*, t. XVIII, 10, 122-138.
- Robin, M. (2002). Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique, in : *Le littoral, regards, pratiques et savoirs*, Ed. Rue d'Ulm, Paris, 376 p.
- Rodriguez-Perea, A., Servera-Nicolau, J. and Martin-Prieto, J.A., (2000). Alternatives a la dependencia de les platges de Les Balears de la regeneracio artificial continuada : informe Metadona. Palma : Universitat de Les Illes Balears, 108p.
- Rosen, P.S., (1978). A regional test of the Bruun Rule on shoreline erosion. *Mar. Geol.*, 26 : M 7 – M 16.
- Roy, P.S., et Thom B,G., (1981). Late Quaternary marine deposition in New South Wales and Southern Queensland - An evolutionary model. *Journal of the Geology Society of Australia*, 28, 471-489.

- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. and Thom, B.G., (1994). Wave-dominated coasts. In: R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe (Editors), *Coastal evolution*. Cambridge University Press, pp. 121-186.
- Ruessink, B.G., and Kroon, A., (1994). The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology*, 121: 187-197.
- Sabatier F., Provansal M. (2000). Sandbars morphology of Espiguette spit, Mediterranean Sea, France, International Workshop Sandwaves Dynamics, Lille, 23-25 march 2000, 179-187.
- Sabatier, F. and Raivard L., ( 2000). Evolution bathymétrique de la pointe de l'Espiguette delta du Rhône, mer Méditerranée : résultats préliminaires. *Commission Nationale de Géographie de la Mer, Dunkerque*.
- Sabatier F., (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône, thèse de doctorat, Université d'Aix Marseille III .
- Sabatier, F., Provansal, M., (2002). La Camargue sera-t-elle submergée ? *La Recherche*, juillet-aout, 72-73.
- Sabatier et al., (2002). Morphodynamique du profil de plage en milieu microtidal : du relevé de terrain au modèle mathématique et numérique, « *Geomorphology : from expert opinion to modelling* », 26-27 avril 2002, 204-208.
- Sabatier, F., et Suanez, S., (2003). Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 47, 283-300.
- Sabatier, F., Stive, M., Pons, F., (2004). Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast. *International Conference of Coastal Engineering 2004, American Society of Civil Engineering, Lisboa*, 2329-2339.
- Sabatier, F., Provansal, M., Fleury, T.J., (2005). Discussion of: Paskoff, R., 2004. Potential implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research* 20 (2), 424-434. *Journal of Coastal Research* 21 (4), 860-864.
- Sabatier, F., Samat O., Ullmann, A., et Suanez, S., (2006). Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhone delta. *Geomorphology*.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T-J., Suanez, S., and Vella, C., (2006). Sediment budget of the Rhone delta shoreface since the middle of the 19th century: *Marine Geology*, v. 234, p. 143-157.
- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A., Suanez, S., (2009). The large scale coastal behaviour of the Rhone delta and coastal management practices. *Geomorphology* 107, 79-89.
- Sabatier, F., Samat, O., Brunel, C., Heurtefeux, H., et Delanghe- Sabatier , D., (2009). Determination of set-back lines on eroding coasts. Example of the beaches of the Gulf of Lions (French Mediterranean Coast) Volume 13, Numbers 2-3.
- Sallenger, A.H., and Holman, R.T., (1985), Wave energy saturation on a natural beach with variable slope. *Journal of Geophysical Research*, 90, 11939-11944.
- Samat, O., Lambert, A., Sabatier, F., (2004). Erosion des fonds sableux au droit d'une digue, (site de Véran, Golfe du Lion, Méditerranée) VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Compiègne, 2004.

- Samat, O., Sabatier, F., Lambert, A. (2006), Erosion of the sandy bottom in front of a seawall (Véran site, Gulf of Lions, Mediterranean coast). In: Sanchez-Arcilla, A. (Ed.) - Coastal dynamics 2005. Proceedings of the 5<sup>th</sup> international conference, April 4-8, 2005, Barcelona, Spain: 1-13. - ASCE. - (CD05).
- Sanamura, T., (1992). Geomorphology of Rocky Coasts, Chichester, Wiley e Sons Edit.
- Sawaragi, T., (1988). Current shore protection works in Japan. Journal of Coastal Research 4 4, 531-541.
- Schooness. J.S., Theron.A.K., Bevis.D., (2006). Shoreline accretion and sand transport at groynes inside the Port of Richards Bay, Coastal Engineering.
- SCOR Working Group '89, (1991). The response of Beaches to Sea-Level Changes: A review of Predictive Models, Journal of Coastal research, 7 (3), 895-921.
- Short, A.D., (1991). Beach systems of central Netherlands coast : processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system, Marine Geology, 107, 1991, 103-137.
- SHOM, (2008). Annuaire des Marées, Brest, 136 p.
- Short, A D, (2002). Large scale behaviour of topographically-bound beaches. International Conference Coastal Engineering , Cardiff , American Society Civil Engineers.
- Short, A.D, (1999). Handbook of beach and shoreface morphodynamics, John Wiley and Sons, LTD, Coastal Studies Unit, School of Geosciences, University of Sydney, Australia, 379 p. 1999.
- Short, A., (2007). Australian rips System – Friend or Foe ? Journal of coastal reaserch, SI 50, 7 – 11.
- Shyuer-Ming, S., and Komar, P.D., (1994). Sediments, beach morphology and sea cliff erosion within an Oregon coast littoral cell. Ouranal of coastal Research, 10, 144-157.
- Silvester, R., (1960). Stabilization of sedimentary coastlines, Nature 188, pp. 467–469.
- Silvester, R., et Ho, S.K., (1970). Use of crenulate shaped bays to stabilize coast. Proceedings of 13<sup>th</sup> International conference on Coastal Engineering, ASCE. 1347-1365.
- Silvester, R., et Hsu, J.C.R., (1993). Coastal Stabilisation, innovation Concepts. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 578 pp.
- Sogreah, (1983). Protection du littoral nord de Port-Barcarès. Rapport pour la commune de Port-Barcarès, 48p.
- Sogreah, (1984). Protection du littoral ouest de Valras-Plage. Rapport pour la commune de Valras-Plage, 63p.
- Sogreah, (1995). Etude de l'évolution du littoral sableux de Camargue, renoble,1995
- Sonu C. J. et James, W. R. (1973). A Markov model for beach profile change. Journal of Geophysical Research, 78, 1462-1471.
- Sorgedraget, J.M. (2002), Cross-shore sediment transport on the shoreface; behaviour analysis of UNIBEST-TC transport formulations. MSc. Thesis, Delft University of Technology.
- SPM, (1984), Shore Protection Manuel, Coastal Engineering Research Center, US.

- Stéphan P., Suanez S. (2004). Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève – Côtes d'Armor) entre 1990 et 2003, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, 438-448.
- Steezel, H.J., (1993). Cross-shore transport during storm surges. Ph.D Thesis. Delft University of Technology.
- Storlazzi, C.D., Field, M.E., (2000). Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast : Monterey peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology*, 170, 289-316.
- Stive, M.J.F., Nicholls, R.J. and De Vriend, H.J. (1991). Sea-level rise and shore nourishment: a discussion, *Coastal Engineering*, 16: 147-163.
- Stive, M.J.F. and de Vriend, H.J., (1995). Modelling shoreface profile evolution. *Marine Geology* 126, 235-248.
- Stive, M.J.F. (2004). How important is global warming for coastal erosion? *Climatic Change* 64 (1-2): 27-39.
- Suanez S., (1997) Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône, thèse de doctorat, Université d'Aix Marseille I, 1997.
- Suanez, S. and Simon, B., (1999). Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral oriental du delta du Rhône (France, Sud-Est). *Photo-Interprétation*, 3-4: 147-176.
- Suanez, S., Prosper-Laget, V., Provansal, M., (1997). Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille, implications tectoniques et/ou climatiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324 (IIa), 639-646.
- Suanez, S. and Provansal, M., (1998). Large scale shoreline change, Rhone delta." *Journal of Coastal Research* 14: 493-.
- Suanez, 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.
- Suanez, S. and 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*, 71(1): 7-25.
- Suhayda, J.N., and Oivanki, SM., (1993). Coastal erosion analysis of the Belle Fontaine area, Jackson Country. Mississippi: Coastal zone '93.
- Surell, E., (1847). Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône, 141 pp.
- Suter, J.R. (1994). Deltaic coasts. In: Carter, R.W.G., and Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution*. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 85-120.
- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., (2007). Morphodynamics of deltas under the influence of humans, *Global and Planetary Change*, 57, 3-4, 261-282.
- Schwartz, M., (1965). Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Marine Geology*, 73 (3), 528-584.
- Schwartz, M., (1967). The Bruun Theory of Sea-Level Rise as a cause of Shore Erosion. *Marine Geology*, 75 (1), 76-92.

- Schwartz, M., (1979). The Bruun Theory of Sea-Level Rise as a cause of Shore Erosion. *Marine Geology*, 75 (1), 76-92.
- Schwartz, M., (1982). *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Hutchinson Ross, Stroudsburg, 940 pp.
- Swift, D.J.P. and Thorne, J.A., (1991). Sedimentation on continental margins: I. A general model for shelf sedimentation. In: D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne (Editors), *Shelf Sand and Sandstone Bodies; Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., pp. 3–31.
- Tabcaud, M., and Mezenes, A., (1995). Le climat de la mer Méditerranéenne occidentale de 1981 à 1992, *Met Mar*, 168, p 33-38.
- Tamura, T. and Masuda, F., (2004). Inner shelf to shoreface depositional sequence in the Sendai coastal prism, Pacific coast of northeastern Japan: spatial and temporal growth patterns in relation to Holocene relative sea-level change. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4): 567-576.
- Terrados, J., Duarte, C.M., Kamp–Nielsen, L., Agawin, N.S.R., Gacia, E., Lacap, D., Fortes, M.D., Borum, J., Lubanski, M. & Greve, T. (1999). Are seagrass growth and survival constrained by the reducing conditions of the sediment? *Aquat. Bot.* 65: 175 197.
- Tessier, B., Certain, R., Barusseau, J. P. et Henriot, J. P., (2000). Evolution historique du prisme littoral du lido de l'étang de Thau (Sète, Sud-Est de la France). Mise en évidence par sismique réflexion très haute résolution, *C. R. Acad. Sci.*, 331 (C8), 709-716.
- Tessier, B., Certain, R., Michel, D. et Stepanian, A., (2003). Dynamique sédimentaire des côtes sableuses : évolution à long terme, 9<sup>e</sup> congrès Français de sédimentologie. A.S.F., Bordeaux, pp. 489.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G.P. and Ravenne, (1990). Late-Quaternary Lowstand Wedges on the Rhône Continental Shelf, France. *Marine Geology*, 91, 325-332.
- Tesson, M., Gensous, B. and Ravenne, (1994). Architecture of Pleistocene deposits of the Languedoc shelf (Gulf of Lions, France). Relations with glacio-eustatic cycles and stratigraphic implications. 15th International Association of Sedimentologists Regional Meeting, pp. 401-403.
- Tesson, M., Labaune, C. and Gensous, B., (2005). Small rivers contribution to the Quaternary evolution of the Mediterranean littoral system: the western Gulf of Lions, France. *Marine Geology*, 222-223: 313-334.
- Thomas, C.G., Spearman, R, and Turnbull, M.J., (2002). Historical change in the Mersey Estuary. *Continental Shelf Research* 22, 1775-1794.
- Thieler, E.R., Pilkey, O.H., Jr., Young, R.S., Bush, D.M. and Chai, F., (2000). The use of mathematical models to predict beach behavior for coastal engineering-A critical review. *Journal of Coastal Research* 16 (1), 48-70.
- Tolman, H. L., (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp.
- Tolman, H. L., (1989). The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering*, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. 89-2, 72 pp.

- Tomatis, J., (1990). Golfe d'Hyères et les Iles d'Or (Ie): pôle de développement touristique, étude préalable au contrat de pôle (1990/1993), Cabinet Detente Ed.-87 p.
- Tigny, V., Ozer, A., De Falco, G., Baroli, M., Djenidi, S., (2007). Relationship between the Evolution of the Shoreline and the *Posidonia oceanica* Meadow Limit in a Sardinian Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*: Vol. 23, No. 3 pp. 787–793.
- Trampenau, T, Oumeraci H and Dette H.H., (2004) Hydraulic Functioning of Permeable Pile Groins, *Journal of Coastal Research*, SI(33), 160-187, West Palm Beach, Florida, 2004
- Trenhaile, A.S. (1987). *The Geomorphology of Rock Coasts*, Clarendon Press, Oxford, 384 p.
- Ulbrich U., Christoph M., (1999). A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate dynamics*, 15: 551-559.
- Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Moron V., (2008). Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change*, 63: 203-214.
- Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., (2007). Sea surges in Camargue (French Mediterranean coast) : evolution and statistical analysis on the 20th century. *Continental Shelf Research* ,27, p.922-934.
- Ullmann, A., Moron, V., (2008). Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 28: 159-171.
- van Rijn, L.C., (1998). *Principles of coastal morphology*, Aqua Publications, Amsterdam, 4323-4325.
- van Rijn, L. C. (1993). *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications. Amsterdam, The Netherlands.
- Vella, C., (1999). Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône., Université de Provence UI, 225 pp.
- Vella, C. and Provansal, M., (2000). Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhone delta, France. *Marine Geology*, 170(1-2): 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., (1972). *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Fos*. Thèse de 3ème cycle d'Océanographie, Université d'Aix-Marseille, 68pp.
- Wakelin S.L., Woodworth P.L., Flather R.A., Williams J.A., (2003). Sea-level dependence on the NAO over the NW European continental shelf. *Geophysical Research Letters*, 30: 56-59.
- Walstra, D. J. R., Sutherland, J., Hall, L., Blogg, H., Van Ormondt, M., (2001). Verification and comparison of two hydrodynamic area models for an inlet system. Hanson, H., Larson, M. (Eds.), *Proceedings of Coastal Dynamics '01*, Lund, Sweden.
- Walstra, D.J.R. (2002). *Useguide for UNIBEST-TC*. Report Z2897, WL / Delft Hydraulics.
- 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.



- Winjberg, K.M., (1995). Morphologic behaviour of a barred coast over a period of decades, thèse de doctorat, Univ. d'Utrecht, 215 p.
- Willis, J. K., J. M. Lyman, G. C. Johnson, and J. Gilson, (2007). Correction to Recent cooling of the upper ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16601, doi:10.1029/2007GL030323,.
- Willis, J. K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, (2004). Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermosteric expansion on global scales, *J. Geophys. Res.*, 109 (C12036).
- Woodworth, P. L. (1990). A search for accelerations in records of European mean sea level. *International Journal of Climatology* 10:129–143.
- Woppelmann, G., (1997). Marégraphie et géodésie spatiale : bilan d'un travail de recherché sur leur synergie. Bull. Inform. IGN n° 69 .
- 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).
- Wright, L.D. and Thom, B., G., (1977), Coastal depositional landforms, a morphodynamics approach, *Progress in Physical Geography*, 1, 4123-59.
- Yasso, W.E., (1965), Plan geometry of headland-bay beaches. *Marine Geology*, 73, 702-714.
- Zhang, K., Douglas, B., Leatherman, S., (2004). Global warming and coastal erosion. *Climatic Change* 64 (1), 41-58.
- Zviely D., and Klein.M., (2003). The environmental impact of the Gaza Strip Coastal Constructions, *Journal of Coastal Research*, Vol 19, n°4, 2003, 1122-1127.
- Zuzek, P.J., B.N. Robert, and J.T. Scott, (2003). Spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes basin, *Journal of Coastal Research*, 38: pp. 125-146.
- Zink, J.M. (2002). Using modern photogrammetric techniques to map historical shorelines and analyze shoreline change rates: case study on Bodie Island, North Carolina, Thesis, North Carolina State University, 90 p.



## Liste des figures

Fig. 1.	Carte de situation des sites étudiés.....	15
Fig. 2.	Morphologies de cordons littoraux en fonction du substrat, du volume de sédiments, du niveau marin, et de l'énergie de la houle. a : plages de poches, cordon fin et étroit adossé au substrat et protégé des houles par des pointes rocheuses. b : lido peu épais et large. c : lido épais mais étroit délimitant une lagune. d : large et épais cordon de sables déposés par un fleuve (modifié d'après Roy et al., 1994). .....	24
Fig. 3.	Présentation du littoral étudié dans le Golfe du Lion, avec à l'Ouest le littoral du Languedoc-Roussillon, au Nord le littoral du Delta du Rhône.....	30
Fig. 4.	Bathymétrie du golfe du Lion (Berné et al., 2002, Ifremer) et limites de notre zone d'étude. ...	31
Fig. 5.	Carte du Languedoc en 1692, par Nolin (L.C.H.F, 1984). .....	34
Fig. 6.	Ces schémas, tirés de Millot (1990), synthétisent les phénomènes hydrodynamiques présents dans le Golfe du Lion et ayant un effet potentiel sur les échanges de matière entre le plateau continental et le bassin Nord-Baléares. (Al : Alpes - MC ; Massif Central ; Py: Pyrénées - Rh : Rhône ; Mi : Mistral ; Tr : Tramontane ; NC : Courant Nord ; Me : Méandre ; Ot : Onde topographique ; Pp : Plongée d'eau dense du plateau ; Pl : Plongée d'eau dense du large. 1-6 : Zones d'upwelling ; Th : Thermocline ; Oi : Onde interne inertielle). .....	34
Fig. 7.	Isobathes (en tiretés) et granulométries des dépôts superficiels post 18000 BP (Aloïsi et Monaco, 1977). .....	35
Fig. 8.	Carte des profils type dans le Languedoc-Roussillon : secteur du Roussillon (Bathymétrie de 2002. (Bathymétrie de 1984, la numérotation des profils correspond aux profils étudiés à l'échelle séculaire, Cf. Partie III, chapitre 2).....	40
Fig. 9.	Carte des profils type dans le Languedoc-Roussillon : secteur du Narbonnais et de St-Pierre sur Mer à Agde. (Bathymétrie de 1984, la numérotation des profils correspond aux profils étudiés à l'échelle séculaire, Cf. Partie III, chapitre 2).....	42
Fig. 10.	Carte des profils type dans le Languedoc-Roussillon : secteur Sétois. (Bathymétrie de 1984, la numérotation des profils correspond aux profils étudiés à l'échelle séculaire, Cf. Partie III, chapitre 2). .....	44
Fig. 11.	Typologie des systèmes de barres d'avant- côte dans le golfe du Lion (Certain, 2002). .....	45
Fig. 12.	Fréquence et directions des vents dans le Golfe du Lion. Vents supérieurs à 11 m/s mesurés en période hivernale (mars à octobre) à Sète (entre 1950 et 2004) et Cap Couronne (entre 1970 et 2003), données Météo France. Enregistrements du Sémaphore de Cap Béar (entre 1949 et 1998), Durand, 1999, modifié.....	47

Fig. 13.	Fréquence, direction et période de retour des houles à Sète, Cap Couronne et St Cyprien. (EDF-LNH-SOGREAH, 1984).	48
Fig. 14.	Carte synthétique des cellules littorales et du transit sédimentaire (D'après Masson et al., 2002, Certain, 2002, Sabatier et al., 2004).	50
Fig. 15.	Evolution du littoral entre 1857 et 1957, évaluée par la comparaison d'une carte d'Etat Major et d'une carte I.G.N au 1/50 000 <sup>ème</sup> . D'après Pineau, 1963 in L.C.H.F., 1984).	51
Fig. 16.	Déplacement des embouchures (d'après Vella, 2005) et nature des fonds (d'après Blanc, 1997). (Sabatier, 2006).	55
Fig. 17.	Carte des profils type dans le Delta du Rhône. (Bathymétrie de 2002, SHOM, base de données Histolit, Numérotation des profils de la DRELRL : Distance en mètres par rapport à la frontière Franco-espagnole).	58
Fig. 18.	Carte synthétique des principaux cours d'eau et de leurs caractéristiques dans le Golfe du Lion (Durand, 1999, Certain, 2002, Antonelli 2002).	60
Fig. 19.	Diminution du nombre de crues et de la charge en suspension déposée à la mer. A : transport en suspension moyen depuis différents auteurs. B : Fréquence des crues à Arles (Pichard, 1995). (Sabatier et al., 2006).	60
Fig. 20.	Carte synthétique du fonctionnement dynamique du delta du Rhône (d'après Sabatier, 2001 ; 2006 ; 2009).	62
Fig. 21.	Evolution bathymétrique de l'avant côte du delta du Rhône, pour trois périodes entre 1841 et 1974 (Sabatier et al., 2006).	63
Fig. 22.	Localisation et date d'implantation des principaux ouvrages entre Cap Leucate et le Grand Rhône (d'après Samat, 2007).	65
Fig. 23.	Photographie aérienne de plage de poche, dont la morphodynamique est contrainte par la structure géologique (pointes rocheuses, roches sous-marines, falaises en arrière plage), (Outer Ards Peninsula, Irlande du Nord ; Jackson et Cooper, 2009).	71
Fig. 24.	Propagation de la houle dans les plages de poche (Silvester and Hsu, 1993). Quelle soit la direction de la houle, l'angle d'incidence des houles est faible ce qui engendre une dérive littorale réduite et permet aux processus cross-shore de se distinguer.	73
Fig. 25.	Carte de localisation des plages de poche étudiées.	75
Fig. 26.	Carte géologique de la région Provence, avec à l'Ouest la Provence Calcaire en couleurs vert clair et bleu, à l'Est la Provence Cristalline en couleurs rouge et vert foncé. Cadres : principaux golfes et baies abritant les plages de poche de Provence : (a) baie du Prado, (b) de Cassis, (c) de la Ciotat, (d) de Bandol - Sanary, (e) de Toulon, (f) de Giens, (g) d'Hyères, (h) de Bormes, (i) de Cavalaire, (j) de Pampelonne, (k) de Saint Tropez.	77
Fig. 27.	Carte géologique du Massif des Maures (source : site internet du Parc National de Port-Cros).	77

Fig. 28.	Carte géologique de l'île de Porquerolles. La ligne de rivage des plages reflète l'organisation synclinale de l'île. On observe que les strates des pointes rocheuses qui encadrent les plages se relient en mer parallèlement aux lignes de rivage (trait pointillés). (source : Parc National de Port Cros).....	78
Fig. 29.	Coupe de micro-falaise vive en arrière de la plage de Notre Dame (Borréani et al., 1992)..	80
Fig. 30.	Rose des vents à la station de Hyères 1966-2008 (part du temps en pourcentage des vents par secteurs à la station d'Hyères de 1966 à 2008 Source : Météo France, traitement : R. Capanni, thèse en cours). .....	82
Fig. 31.	Forçages météo-marins à l'échelle de la zone étudiée. Vents mesurés à Cap Couronne, Hyères et au Cap Bénat. Houle mesurée au Planier et au Lavandou. Source : CETMEF, LNH (Catalogue sédimentologique des côtes de France). .....	83
Fig. 32.	Modélisation des hauteurs de houle ( $H_s$ ) entre Toulon et la presqu'île de Saint-Tropez par agitation d'Est, de Sud, et de Nord-ouest (houle de Mistral) (Modèle Ref-Diff). Les îles et caps rocheux réduisent significativement la hauteur des vagues au niveau des plages étudiées par rapport aux houles du large. Source : <a href="http://surfouest.free.fr">http://surfouest.free.fr</a> . .....	85
Fig. 33.	Exemple de profil transversal de plage de poche Plage de Notre Dame (Porquerolles) Localisation du profil (a), zoom et contexte morpho-structural (b), profil et localisation d'échantillons granulométriques et des carottages (c), description des carottes (d), coupe en arrière plage (d) et interprétation des différents niveaux observés (e et f) (d'après Giraudo, 1999 (DEA) ; Borreani, et al., 1992). .....	92
Fig. 34.	Plage de Sainte Croix (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	95
Fig. 35.	Plage de L'arène (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	96
Fig. 36.	Plage du Langoustier (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	98
Fig. 37.	Plage d'Argent (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ). .....	99
Fig. 38.	Plage de la Courtade (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique cliché Sabatier).....	100
Fig. 39.	Plage de Notre Dame (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	101
Fig. 40.	Plage de La Léoube (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	103
Fig. 41.	Plage de L'Estagnol (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	104

Fig. 42.	Plage du Grand Jardin (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	105
Fig. 43.	Plages de Cabasson (au Nord) et de Brégançon (au Sud) (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ). ....	106
Fig. 44.	Plage de la Fossette (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	108
Fig. 45.	Plage d'Aigue Belle (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	109
Fig. 46.	Plage de Pramouquier (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	110
Fig. 47.	Plage du Canadel (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	111
Fig. 48.	Plage du Rayol (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ). ....	112
Fig. 49.	Plages de la Briande (à l'Ouest) et du tombolo du Cap Taillat (à l'Est) (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ). ....	114
Fig. 50.	Plage de la Moutte (d'après le fond de carte au 1/25 000° de L'IGN, BD Ortho 2003 de l'IGN, Photographie oblique Source : <a href="http://www.plagesmed.fr">www.plagesmed.fr</a> ).....	115
Fig. 51.	Élévation globale du niveau marin moyen mesuré depuis les marégraphes sur la période 1870/2001 (en noir) et surimposition des enregistrements des satellites entre 1992 et 2002 (zoom). Moyenne mensuelle, annuelle avec quadratic fit to the yearly values, et moyenne annuelle. La surface grisée correspond à l'intervalle d'incertitude en fonction des écarts type. (Church et White, 2006). 121	
Fig. 52.	Courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer d'après les observations des satellites altimétriques TOPEX/Poseidon et Jason- 1 entre 1993 et 2006. Les points (rouges pour TOPEX/Poseidon, verts pour Jason-1) correspondent aux estimations brutes tous les 10 jours. La courbe bleue représente un lissage sur 60 jours. La droite noire décrit la pente calculée par la méthode des moindres carrés (Nerem et al., 2006).....	122
Fig. 53.	Carte de la distribution géographique des vitesses de variations du niveau de la mer mesurées par altimétrie spatiale, pour la période 1993-2005. Echelle de couleur en millimètres par an (Legos/CNES, 2006).....	123
Fig. 54.	Projection de la montée de la mer pour le 21ème siècle. Les projections en grisé sont celles du troisième rapport de l'IPCC (2001) pour la période 1990 à 2100. Les nouvelles projections de l'IPCC 2007 sont représentées par la section rose de barre positionnée en 2095. La section rouge correspond aux modèles qui prennent en compte la contribution de la fonte des calottes polaires du	



- Groenland et de l'Antarctique (AR4 IPCC 2007). Le petit graphique montre en lignes de couleur le niveau marin de 1990 à 2006 mesuré par les marégraphes (en bleu) et par les satellites (en orange). L'élévation actuelle du niveau marin correspond aux projections pessimistes de 2001. D'après Church et al. (2006) et AR4 IPCC (2007). .....126
- Fig. 55. Evolution du niveau marin corrigés pour les variations glacio-hydro-isostatiques pour la côte méditerranéenne française (les barres d'erreur incluent les incertitudes concernant les observations de terrain et les incertitudes des modèles). (a) pour les derniers 50 000 ans (Lambeck et Bard, 2000), (b) pour les derniers 8000 ans. (Lambeck et Bard, 2000), (c) pour les 3000 dernières années (Morhange et al., 2001.).....128
- Fig. 56. Distribution temporelle des enregistrements des marégraphes de Cavalaire, Nice, Brégançon, Toulon, Monaco (Frédéric Pons, CETE Méditerranée). .....129
- Fig. 57. Elévation marine d'après les Marégraphes de Méditerranée Française orientale. Source : pour les stations de Nice, Monaco et Cavalaire : CETE Méditerranée ; pour la station de Marseille : IGN. 130
- Fig. 58. Variations du niveau marin global calculées sur 4 ans, de 1992 à 1996. Depuis quelques années, le niveau moyen des océans s'est élevé d'environ 5,8 mm/an (a) ; en Méditerranée, une tendance identique est observée, mais avec une dérive qui peut atteindre 1 cm/an (b). Mais dans un cas comme dans l'autre, il subsiste une forte incertitude car il est nécessaire de disposer d'enregistrements à plus long terme. Laricol et al., 2002, Journal of marine system) (CLS, Space Oceanography Division, France). .....132
- Fig. 59. Anomalies négatives et positives des variations du niveau de la mer relative à un moyen de quatre ans) observée les 12/02/1998 et 03/12/1996, par TOPEX/POSEIDON. L'échelle est de -10 centimètre (bleu) à +10 centimètres (rouge). (CLS, Space Oceanography Division, France). .....132
- Fig. 60. Indice normalisé de l'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO) calculé par modèle climatique (Ulbrich et Christoph, 1999). L'augmentation de l'indice au cours du temps se traduit par une activité plus importante dans le rail des dépressions. ....135
- Fig. 61. Direction des vents associés aux surcotes aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations d'enregistrement du niveau marin.....138
- Fig. 62. Vitesse des vents mesurés aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations de mesure du niveau marin en fonction de différents seuils de surcotes. ....139
- Fig. 63. Fréquence annuelle (en %) des vents de Sud-Est (a) de 1961 à 2002 à Cap Couronne, (b et c) de 1949 à 2002 à Sète et à Port-Vendres. ....141
- Fig. 64. Intensité et fréquences des surcotes (Sabatier et al., 2009). .....143
- Fig. 65. Variabilité interannuelle des percentiles 90% du niveau marin (en haut) et de la fréquence des niveaux marins > 20 cm (en bas) de 2005 à 2100 issue de la régression linéaire avec les pressions de surface simulées pour deux scénarios d'émission de gaz à effet de serre. ....145

Fig. 66.	Percentile annuel 90% des niveaux marins pour l'estimation moyenne de la remontée du niveau marin de +3 mm/an et de + 4 mm/an (en haut dans le cas de scénarios d'émission de gaz à effet de serre optimistes) et pour l'estimation haute de +6,5 mm/an et + 7,5 mm/an (en bas dans le cas de scénarios d'émission de gaz à effet de serre pessimistes).....	145
Fig. 67.	Exemple de carte Cassini, secteur de Porquerolles (1778, feuille n° 135, Toulon, Source : Bibliothèque Nationale de France). .....	154
Fig. 68.	Exemple de Minute définitive : « Anse du Bon Renaud » 1896, secteur de la plage d'Argent. 155	
Fig. 69.	Exemple de Minute de construction. « Anse du Bon Renaud » 1896, secteur de la plage d'Argent.....	156
Fig. 70.	Mosaïque des cartes et Minutes de construction de 1895 traitées pour l'approche morphologique à long terme de la frange littorale du Languedoc-Roussillon.....	158
Fig. 71.	Vue générale du semi de sondes acquises entre 0 et -20 m (1982/1984/1985) pour le Languedoc-Roussillon extraites de la base de données HISTOLIT, et cadres de zoom présentés dans les figures suivantes (Fig. 72, Fig. 73, Fig. 74 et Fig. 75). .....	159
Fig. 72.	Zoom 1 : semi de sondes numérisées (1895) et du demi de sondes récentes acquises (1982/1984/1985) pour le Nord du Languedoc-Roussillon, de Port Camargue à Sète.....	160
Fig. 73.	Zoom 2 : semi de sondes numérisées (1895) et du demi de sondes récentes acquises (1982/1984/1985, extrait de la base de données HISTOLIT) pour le centre-nord du Languedoc-Roussillon, secteur du lido de Sète à Saint-Pierre-sur-Mer. ....	161
Fig. 74.	Zoom 3 : semi de sondes numérisées (1895) et du demi de sondes récentes acquises (1982/1984/1985, extrait de la base de données HISTOLIT) pour le centre-sud du Languedoc-Roussillon, secteur de Saint-Pierre-sur-Mer à Leucate. ....	162
Fig. 75.	Zoom 4 : semi de sondes numérisées (1895) et du demi de sondes récentes acquises (1982/1984/1985, extrait de la base de données HISTOLIT) pour le centre-sud du Languedoc-Roussillon, secteur de Leucate à Argélès .....	163
Fig. 76.	Semi de sondes du levé de 1895 (source Sabatier, 2001).....	165
Fig. 77.	Compilation des sondes 1977/1975/1984 extrait de la base de données HISTOLIT pour la bathymétrie des années 1980.....	166
Fig. 78.	Semi de sondes de 2006 fourni par la DIREN-PACA et levés par SEMANTIC. ....	167
Fig. 79.	Carte de localisation des plages de poche étudiées et échelle temporelle d'analyse. Analyse de l'évolution du trait de côte à long terme (1896/1998) pour l'ensemble de 20 plages étudiées. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) pour 9 plages de la rade d'Hyères. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) et saisonnier (2007/2008) pour 3 plages de Porquerolles. Levés de sismique THR (Très Haute Résolution) sur trois plages de Porquerolles.....	169

Fig. 80.	Mosaïque des cartes et Minutes de construction de 1895 traitées pour l'approche morphologique à long terme des plages de poche de Provence.....	170
Fig. 81.	Semi de sondes numérisées (1895) pour les plages de poche de Porquerolles (Fond de carte 1/25 000° IGN).....	171
Fig. 82.	Semi de sondes numérisées (1895) pour les plages de poche du Nord de la rade d'Hyères (Fond de carte 1/25 000° IGN).....	171
Fig. 83.	Recalage des clichés de 1950 sur la mosaïque de l'orthophotographie de 1998 servant de référence (secteur de Porquerolles).....	173
Fig. 84.	Détail de la minute de construction du Languedoc-Roussillon (1895), secteur d'Argèlès. Sont représentés, les grilles de projection Hydro, le trait de côte et la limite à terre de la plage, les points de sondes et isobathes. Le nombre d'amer étant insuffisants pour faire une rectification géométrique qui s'appuie sur le repérage en XY de points d'amer, les équations du SHOM ont été utilisées pour faire une correction par changement de référentiel géodésique.....	174
Fig. 85.	Détermination visuelle de la position du trait de côte (pointillés) lors de la numérisation des traits de côte extraits de photographies aériennes verticales, et zone d'incertitude liée au balancement du jet de rive (Plage de Cabasson, rade de Hyères (BD ortho 1998).....	177
Fig. 86.	Synthèse des différentes erreurs liées au traitement numérique et à la digitalisation des données cartographiques et photographiques (d'après Stéphan, 2009).....	177
Fig. 87.	Dates de levés saisonniers sur les plages de Porquerolles (1 : 07/03/2007 ; 2 : 14/06/2007 ; 3 : 11/10/2007 ; 4 : 31/10/2007, 5 : 18/09/2008, 6 : 31/04/2009). Vents et Houles enregistrés trois mois avant et pendant la période de levés (du 01/01/2007 au 15/04/2009). Vents enregistrés à la station d'Hyères (Vents en m/s) (Source Météo France) par secteur Est et Ouest. Houle enregistrée au Sud de Porquerolles (en mètres) (source CETMEF, base de données Candhis).....	180
Fig. 88.	Exemple de semi de sondes et de profils topographiques des levés récents (07/03/2007) sur la plage d'Argent, île de Porquerolles, sur fond orthophoto de l'IGN 2003.....	181
Fig. 89.	Semi de sondes récentes levés sur les plages de poche de Porquerolles (exemple du semi du 14/04/2008) (Fond de carte 1/25 000° IGN).....	183
Fig. 90.	Semi de sondes récentes (2008) levés sur les plages de poche du Nord de la rade d'Hyères (Fond de carte 1/25 000° IGN).....	183
Fig. 91.	Route suivie pour les mesures de sismique réflexion (plage de la Courtade, Porquerolles), et trace du profil sismique donné comme exemple en Fig. 92.....	185
Fig. 92.	Image donnée en temps direct par l'écho-sondeur. Profil longitudinal parallèle à la ligne de rivage, d'Est en Ouest, par -3 mètres de fond environ (Plage de la Courtade). C'est à partir de ce type d'image que sont interprétés les horizons sismiques pour la définition des isopaques utilisés ensuite pour créer par MNT les enveloppes en 3 dimensions des différentes unités sédimentaires. 1 :	

	sables (enveloppe blanche) ; 2 : unité à granulométrie hétérogène (bleu); 3 : talwegs comblés par des sables. 4 : Echo du multiple.....	185
Fig. 93.	Localisation des 31 profils de la DRELR, sélectionnés pour l'étude des tempêtes des différents types de plages du Golfe du Lion.....	188
Fig. 94.	Exemple de profil de la DRELR Profil n° 5 (500 m environ au Sud-Ouest de l'embouchure de l'Aude).....	188
Fig. 95.	H <sub>sig</sub> max mensuelle sur la période de janvier 1993 à mars 2002, D'après les données de houle au large propagées par WW3, Globocéan.....	190
Fig. 96.	Q-Q plot – Hs altimétrique / Hs modélisé. On observe une bonne corrélation entre les deux distributions à l'exception des faibles valeurs de Hs où l'imprécision sur la mesure satellitale est (relativement) importante (source Globocéan). .....	191
Fig. 97.	Point de la grille du modèle WW3 utilisé dans notre étude (Source Globocéan).....	191
Fig. 98.	Représentation schématique d'UNIBEST-TC, et modules utilisés pour cette étude (Walstra., 2002). 193	
Fig. 99.	Exemples de profils utilisés pour les modélisations (profil 6 : Nord embouchure de l'Aude ; 23 et 24 : Lido de Sète).....	194
Fig. 100.	Evolution bathymétrique séculaire de la pointe de Beauduc (profil 48) (1895, 1980, 2006). 202	
Fig. 101.	Evolution bathymétrique séculaire d'un profil bathymétrique au Nord d'Argèlès (profil 3) (1895, 1980).....	202
Fig. 102.	Localisation et numérotation des 219 profils bathymétriques (1895/1984) traités pour l'étude de la morphodynamique à long terme de l'avant côte. 77 profils dans le delta du Rhône, et 142 dans le Languedoc-Roussillon.....	203
Fig. 103.	Exemples de mobilité spatiale séculaire de profils bathymétriques. A : déplacement horizontal vers le large (pointe de Beauduc) ; B : déplacement vertical vers le fond (Grau de la Dent) ; C : changement de pente (Grau de la Dent).....	205
Fig. 104.	Exemples de mesure de la mobilité spatiale et du changement de forme de l'avant côte par superposition (1895 par rapport à 1980). A : Pour superposer le profil de l'extrémité de la pointe de l'Espiguette (profil 1), le déplacement horizontal est de 1300 m, le déplacement vertical est de -0,8 m, et aucun changement de pente est nécessaire. Le résidu réel moyen est de 2,28 m, et le résidu brut moyen est de 0,22 m. B : Pour superposer le profil du Grau de la Dent (profil 65), seul un changement de pente de -0,015° est nécessaire (soit -1,8 m d'enfoncement à la côte). Le résidu réel moyen est de 0,77 m, et le résidu brut moyen est de 0,26 m. C : Pour superposer le profil situé au droit de l'embouchure du Rhône (profil 77), le déplacement horizontal est de 1050 m, le déplacement vertical est de +2,7 m, et aucun changement de pente est nécessaire. Le résidu réel moyen est de 3,29 m, et le résidu brut moyen est de 0,54 m. ....	206

Fig. 105.	Influence des changements morphologiques entre 1895 et 2006 sur l'énergie développée à la côte pour des conditions d'agitation identiques (tempête de Décembre 1997), au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil 34). .....	207
Fig. 106.	Principe de Bruun (1962). Avec : $x$ recul de la ligne de rivage, $a$ l'élévation marine, $b$ la longueur du profil actif, c'est-à-dire la distance sur laquelle on mesure des déplacements sédimentaires significatifs, $e$ la hauteur du rivage. Pour conserver le profil d'équilibre, le volume érodé $V1$ , est égal au volume $V2$ déposé. L'épaisseur déposée $a'$ est donc égale à l'élévation marine $a$ .	209
Fig. 107.	Méthode de projection du rivage selon le scénario 2. La ligne de rivage est projetée en fonction des prévisions moyennes de l'élévation marine (+4,4 mm / an d'ici 2100 ; IPCC 2007) en rapport avec les pentes mesurées sur le terrain. Plus la pente du haut de plage est forte moins le recul du rivage sera important et inversement. ....	215
Fig. 108.	Carte de localisation des plages de poche étudiées et échelle temporelle d'analyse. Analyse de l'évolution du trait de côte à long terme (1896/1998) pour l'ensemble de 20 plages étudiées. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) pour 9 plages de la rade d'Hyères. Analyse de l'évolution du trait de côte et de la bathymétrie à long terme (1896/2008) et saisonnier (2007/2008) pour 3 plages de Porquerolles. Levés de sismique THR (très haute résolution) sur trois plages de Porquerolles. ....	224
Fig. 109.	Recul des plages de poche naturelles étudiées entre 1895 et 1998, et marge d'erreur (+/- 3,5 m).	225
Fig. 110.	Evolution du recul des plages en m (1896, 1924, 1950, 1977, 1998, 2003 et 2008).....	227
Fig. 111.	Valeurs de recul du rivage à long terme par plages (1896, 1924, 1950, 1977, 1998, 2003 et 2008).	229
Fig. 112.	Evolution du trait de côte à long terme par plages, avec 1896 comme état de référence (1896, 1924, 1950, 1977, 1998, 2003 et 2008).....	231
Fig. 113.	A. Variations du rivage de la plage d'Agent (Ouest Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 1998, IGN.	232
Fig. 114.	A. Variations du rivage de la plage du Langoustier (Ouest Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.	233
Fig. 115.	A. Variations du rivage de la plage de Notre Dame (Est Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 1997, IGN.	234

Fig. 116.	A. Variations du rivage de la plage de la Courtade (Est Porquerolles), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 1997, IGN.	235
Fig. 117.	A. Variations du rivage de la plage de la Léoube (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.	236
Fig. 118.	A. Variations du rivage de la plage de Brégançon (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.	237
Fig. 119.	A. Variations du rivage de la plage du Grand Jardin (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.	238
Fig. 120.	A. Variations du rivage de Cabasson (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.	239
Fig. 121.	A. Variations du rivage de la plage de L'Estagnol (Nord-est de la rade), entre 1896 et 2008. B. Evolution de la plage mesurée le long des profils entre 1896 et 2008. Fond : Bd Ortho 2003, IGN.	240
Fig. 122.	Bilan sédimentaire à long terme (1896/2008) par plages en $m^3/m^2$ .	242
Fig. 123.	Evolution Bathymétrique de la plage d'Argent entre 1896 et 2008.	243
Fig. 124.	Evolution Bathymétrique de la plage de l'Estagnol entre 1896 et 2008.	243
Fig. 125.	Evolution Bathymétrique de la plage de Léoube entre 1896 et 2008.	245
Fig. 126.	Evolution Bathymétrique de la plage de Notre Dame entre 1896 et 2008.	245
Fig. 127.	Evolution Bathymétrique de la plage de La Courtade entre 1896 et 2008.	246
Fig. 128.	Evolution Bathymétrique de la plage du Langoustier entre 1896 et 2008.	246
Fig. 129.	Evolution Bathymétrique de la plage de Brégançon entre 1896 et 2008.	247
Fig. 130.	Evolution Bathymétrique de la plage de Grand Jardin entre 1896 et 2008.	247
Fig. 131.	Evolution Bathymétrique de la plage de Cabasson entre 1896 et 2008.	248
Fig. 132.	Relation entre les volumes érodés et les volume gagnés par plage. En losange noirs : Les plages de, Langoustier, Léoube, Courtade, Notre Dame, Estagnol et Argent (R : 0,98). En losange gris : les plages de Grand Jardin et de Cabasson, qui ne sont pas pris en compte dans la régression linéaire (R = 0,74 lorsque ces plages sont prises en compte).	249
Fig. 133.	Vents et Houles enregistrés trois mois avant et pendant la période de levés (du 01/01/2007 au 15/04/2009). Vents enregistrés à la station d'Hyères (Vents en m/s) (Source Météo France) par secteur Est et Ouest. Houle enregistrée au Sud de Porquerolles (en mètres) (source CETMEF, base de données Candhis). Dates de levés (1 : 07/03/2007 ; 2 : 14/06/2007 ; 3 : 11/10/2007 ; 4 : 31/10/2007 et 5 : 18/09/2008).	251



Fig. 134.	Evolution saisonnière et évènementielle du trait de côte des plages d'Argent, de Notre Dame et du Langoustier. (07/03/2007 ; 14/06/2007 ; 11/10/2007 ; 31/10/2007 ; 18/09/2008 et 14/04/2009).	252
Fig. 135.	Amplitude maximale de la variation du trait de côte des plages d'Argent, de Notre Dame et du Langoustier entre Mars 2007 et Avril 2009 (six levés).	253
Fig. 136.	Evolution bathymétrique à l'échelle saisonnière de la plage d'Argent.	255
Fig. 137.	Evolution bathymétrique à l'échelle saisonnière de la plage de Notre Dame.	256
Fig. 138.	Evolution bathymétrique à l'échelle saisonnière de la plage du Langoustier.	257
Fig. 139.	Exemples de profils bruts (a, c) et interprétation des unités sédimentaires (b, d). Profil perpendiculaire au rivage sur la plage d'Argent et longitudinal sur la plage de la Courtade (Profondeur exprimée en mètres sous le niveau marin moyen).	262
Fig. 140.	Profils sismiques bruts et interprétation des unités sédimentaires (Plage d'Argent). (rs : roches, substrat ; dp: dépôts pléistocènes ; usu : unité sableuse supérieure).	263
Fig. 141.	Profils sismiques bruts et interprétation des unités sédimentaires (Plage de a Courtade). Localisation des carottages C1, C2, C3 (rs : roches, substrat ; dp: dépôts pléistocènes ; usu : unité sableuse supérieure).	264
Fig. 142.	Profils sismiques bruts et interprétation des unités sédimentaires (Plage de Notre Dame). (rs : roches, substrat ; dp: dépôts pléistocènes ; usu : unité sableuse supérieure).	265
Fig. 143.	Epaisseur de sables et localisation des roches affleurantes déduites par interprétation des isopaques mesurés par sismique réflexion sur la plage d'Argent.	266
Fig. 144.	Epaisseur de sables et localisation des roches affleurantes déduites par interprétation des isopaques mesurés par sismique réflexion sur la plage de la Courtade.	267
Fig. 145.	Epaisseur de sables et localisation des roches affleurantes déduites par interprétation des isopaques mesurés par sismique réflexion sur la plage de Notre Dame.	268
Fig. 146.	Recul de la ligne de rivage entre 1896 et 1998 pour les 20 plages de poche étudiées (Brunel et Sabatier, 2007).	270
Fig. 147.	Vulnérabilité des plages de poche pour les trois scénarios (Brunel et Sabatier, 2007).	271
Fig. 148.	Photographie aérienne de la Plage de Notre Dame (1950). Une ondulation du rivage, probablement liée à des apports fluviaux sont visibles au niveau des exutoires des cours d'eau temporaires et redistribués longitudinalement.	274
Fig. 149.	Relation à long terme (1896/2008) entre l'indice d'agitation et les volumes érodés ou déposés dans la partie haute du profil des plages, par plage en m <sup>3</sup> (1896 / 2008).	275
Fig. 150.	Schéma de la géométrie et des paramètres internes illustrant le modèle de translation de l'avant côte (shoreface translation), pour deux types de comportements du littoral : (a) mode barrière	

et (b) mode encoche. Il peut exister des situations intermédiaires entre ces deux comportements opposés. (in Cowell et al., 1995). .....	290
Fig. 151. Différentiel bathymétrique de l'avant côte du delta du Rhône (1895/1980), et localisation des profils bathymétriques représentatifs de l'évolution morphologique à long terme (profils 1, 34, 48, 59, 77). L'échelle de couleur correspond aux profondeurs (en mètres) (d'après Sabatier et al., 2006). Le numéro des profils correspond à la numérotation des 77 profils étudiés le long du delta du Rhône. 295	295
Fig. 152. Organisation des cellules et dérives littorales (Sabatier, 2001). .....	296
Fig. 153. Evolution séculaire de profils bathymétriques représentatifs de la pointe de l'Espiguette (profil 1).....	296
Fig. 154. Evolution séculaire de profils bathymétriques représentatifs du secteur des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil 34).....	297
Fig. 155. Evolution séculaire de profils bathymétriques représentatifs de la pointe de Beauduc (profil 48). 298	298
Fig. 156. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique représentatif du littoral de Faraman (profil 63). 298	298
Fig. 157. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique représentatif du secteur de l'embouchure du Grand Rhône (profil 77). .....	299
Fig. 158. Répartition des bilans sédimentaires entre 1895 et 1984 et évolution globale du trait de côte du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 1989, par unités sédimentaires.....	300
Fig. 159. Bilan sédimentaires nets entre 1895 et 1984 et évolution moyenne du trait de côte du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 1989, par unités sédimentaires.....	301
Fig. 160. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur Argèlès-Tech (profil 6, Sud embouchure Tech). .....	302
Fig. 161. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) d'Argèlès à Canet. ....	303
Fig. 162. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur Canet-Plage à le Barcarès (profil 27, Sud embouchure de la Têt). .....	304
Fig. 163. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de Canet-Plage à le Barcarès. ....	305
Fig. 164. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur entre La Franqui et Port La Nouvelle (profil 42, situé au Nord de Leucate-Plage). .....	306
Fig. 165. MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) depuis Le Barcarès à la Franqui-Plage. ....	307
Fig. 166. Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur de la Franqui-Plage au Grau de la Vieille-Nouvelle (profil 53, situé au Sud du port de La Nouvelle). ....	308

Fig. 167.	MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de la Franqui-Plage au Grau de la Vieille-Nouvelle.....	309
Fig. 168.	Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur du Grau de la Vieille Nouvelle à l'Hérault (profil 69, situé au Nord de Gruissan).....	310
Fig. 169.	MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) du Grau de la Vieille Nouvelle à l'embouchure de l'Aude. ....	311
Fig. 170.	Evolution séculaire d'un profil bathymétrique de l'embouchure de l'Aude au Cap d'Agde (profil 93, situé à l'Ouest de l'embouchure de l'Hérault).....	312
Fig. 171.	MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de l'embouchure de l'Aude au Cap d'Agde. ....	313
Fig. 172.	Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur Agde-Sète (profil 113, situé au Nord de l'embouchure de l'Hérault).....	314
Fig. 173.	MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) du Cap d'Agde à Sète. ....	315
Fig. 174.	Evolution séculaire d'un profil bathymétrique du secteur de Frontignan à Port camargue (profil 136, situé au Nord du Golfe d'Aigues-Mortes).....	316
Fig. 175.	MNT différentiel (1895 / 1984) de l'évolution des fonds et du trait de côte (1895 / 1989) de Frontignan à Port camargue.....	317
Fig. 176.	Evolution du trait de côte par compartiments hydrosédimentaires en mètres entre 1895 et 1989.	318
Fig. 177.	Bilan sédimentaire en $m^3/m^2$ par compartiments hydrosédimentaires entre 1895 et 1989..	318
Fig. 178.	Evolution de l'énergie développée à la côte par la tempête de 1997 entre la morphologie de 1895 et 2006 (A : en N/m et B : en % entre 1895 et 2006) (Modélisation UNIBEST-TC). ....	321
Fig. 179.	Evolution de l'énergie développée à la côte par la tempête de 1997 entre la morphologie de 1895 et celle de 1984 (B ; en N/m et C : en % entre 1895 et 1984) (Modélisation UNIBEST-TC).	323
Fig. 180.	Exemple de translation de profils de 1895 sur les profils de 1980 par déplacement horizontal, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 1, Espiguette).....	325
Fig. 181.	Exemples de translation de profils de 1895 sur les profils de 1980 essentiellement par déplacement vertical, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 34 : Saintes-Maries-de-la-Mer). ....	326
Fig. 182.	Exemples de translation de profils de 1895 sur les profils de 1980 par variation de pente, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 63 : Grau de la Dent). ....	327
Fig. 183.	Valeurs de mobilité dans l'espace des profils du delta du Rhône. Translations vers la côte et vers le large, translation verticales et variation des pentes (en mètres) entre 1895 et 1984. ....	328

Fig. 184.	Distribution longitudinale de la différence des résidus moyens réels et après translation, en m par profil entre 0 et -20 m. En grisé : la marge d'erreur des mesures.....	330
Fig. 185.	Exemple de translation d'un profil de 1895 sur le profil de 1984 par translation essentiellement horizontale, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 54 : La Nouvelle). Valeurs de déplacement pour superposition en mètres et distribution longitudinale des résidus en décimètres. ....	332
Fig. 186.	Exemple de translation du profil de 1895 sur le profil de 1984 par translation essentiellement verticale, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 101 : Cap d'Agde). Valeurs de déplacement pour superposition en mètres et distribution longitudinale des résidus en décimètres. ....	333
Fig. 187.	Exemple de translation du profil de 1895 sur le profil de 1984 essentiellement par changement de pente, valeurs de résidus associés après superposition et marge d'erreurs (+/- 0,35 cm) (profil 84 : Nord de Valras). Valeurs de déplacement pour superposition en mètres et distribution longitudinale des résidus en décimètres. ....	334
Fig. 188.	Valeurs de mobilité dans l'espace des profils du Languedoc-Roussillon. Translations vers la côte et vers le large, translations verticales et variation des pentes (en mètres) entre 1895 et 1984. 335	
Fig. 189.	Distribution longitudinale de la différence des résidus moyens réels et après translation, en m par profil entre 0 et -20 m. Période 1895/1984 (par profil après superposition du profil ancien sur le profil récent). En grisé : la marge d'erreur des mesures. ....	337
Fig. 190.	Relation entre les indices de translation de l'avant côte du delta du Rhône, période 1895/1980. ....	339
Fig. 191.	Relation entre les indices de translation de l'avant côte du delta du Rhône, période 1980/2006. ....	340
Fig. 192.	Relation entre les indices de translation de l'avant côte du Languedoc-Roussillon, période 1895/1984. ....	341
Fig. 193.	Corrélation entre la pente du glacis et les translations dans l'espace des profils des pointes de l'Espiguette, de Beauduc, et du Golfe de Beauduc. ....	344
Fig. 194.	Différentiel bathymétrique des flèches sableuse de l'Espiguette. Le secteur pointé par une flèche montre le changement de morphologie des profils situés à la transition entre les flèches et les portions rectilignes liés au déplacement des flèches vers l'Ouest. (Sabatier et al., 2006). ....	350
Fig. 195.	Localisation des 31 profils de la DRELR, sélectionnés pour l'étude des tempêtes des différents types de plages du Golfe du Lion. ....	363
Fig. 195.	.....	364
Fig. 196.	$H_{sig}$ max mensuelle sur la période de janvier 1993 à mars 2002, et tempêtes étudiées : hiver 1995/96 et 1997/98. (D'après les données de houle au large propagées par WW3, Globocéan). ....	365

Fig. 197.	Wave power max mensuel entre janvier 1993 à mars 2002, et tempêtes étudiées : hiver 1995/96 (zoom Fig. 198) et 1997/98 (zoom Fig. 199). (D'après les données de houle au large propagées par WW3, Globocéan).....	365
Fig. 198.	Hauteur de la houle au large de juin 1995 à juin 96. ....	366
Fig. 199.	Hauteur de la houle au large de juin 1997 à juin 98. ....	366
Fig. 200.	Volume moyen par profil sur la période 1993/2001 (m <sup>3</sup> /an/mètres linéaires).....	367
Fig. 201.	Evolution du bilan sédimentaire (m <sup>3</sup> /an/ mètres linéaires) de l'avant côte pour chaque année de levés. ....	367
Fig. 202.	Evolution du bilan sédimentaire (m <sup>3</sup> /an/ mètres linéaires) de l'avant côte entre 1995/96 et 1997/98. ....	368
Fig. 203.	Typologie de l'impact sur les volumes entre les tempêtes de 1995/96 et celle de 1997/98 par profils (volumes en m <sup>3</sup> /an/ mètres linéaires). ST : profils stables ou en légère érosion, E : profils en érosion quelque soit la tempête, EA : profils en érosion entre 1995/96 et en accrétion entre 1997/98, AE : profils accrétion en 95 et en érosion en 97, A : profils stables ou en accrétion en 95 et 97.....	369
Fig. 204.	Exemple d'évolution morphologique de profil stable quelque soit les tempêtes (ST), profil 30, Nord du Golfe d'Aigues Mortes. ....	371
Fig. 205.	Exemple d'évolution morphologique de profils en érosion quelque soit les hivers tempétueux étudiés (EE). Profil 24, Lido de Sète.....	372
Fig. 206.	Exemple d'évolution morphologique de profils en accrétion suite à l'hiver 1995/96 et en érosion suite à l'hiver 1997/98 (AE). Profil 26, Lido de Maguelonne. ....	373
Fig. 207.	Exemple d'évolution morphologique de profils en érosion suite à l'hiver 1995/96, et en accrétion suite à l'hiver 1997/98 (EA). Profil 15, Ouest embouchure Hérault.....	374
Fig. 208.	Exemple d'évolution morphologique du seul profil en accrétion suite aux deux tempêtes. Profil 18, Ouest embouchure Hérault, plage La Tamarissière.....	375
Fig. 209.	Moyenne des valeurs de transport sédimentaire en m <sup>2</sup> /s, calculées avec le modèle UNIBEST-TC, pour les 4 simulations :.....	376
	1. tempêtes moyennes et fréquentes (hiver 1995/1996) sur un profil de beau temps de type O.P.E.,.....	376
	2. tempête intense et rare (hiver 1997/1998) sur un profil de beau temps de type O.P.E., ....	376
	3. tempêtes moyennes et fréquentes (hiver 1995/1996) un profil de mauvais temps de type N.O.M.,.....	376
	4. tempête intense et rare (hiver 1997/1998) un profil de mauvais temps de type N.O.M.....	376
Fig. 210.	Transport sédimentaire par profils simulations 1 : hiver 1995/96 modélisé sur profil de « beau temps ». ....	379
Fig. 211.	Transport sédimentaire par profils simulations 2 : hiver 1995/96 modélisé sur profil de « mauvais temps ». ....	379
Fig. 212.	Transport sédimentaire par profils simulations 3 : hiver 1997/98 modélisé sur profil de « beau temps ». ....	380

Fig. 213.	Transport sédimentaire par profils simulations 4 : hiver 1997/98 modélisé sur profil de « mauvais temps » .....	380
Fig. 214.	Corrélations entre simulations 1 et 2 .....	381
Fig. 215.	Corrélations entre simulations 3 et 4 .....	381
Fig. 216.	Corrélations entre simulations 1 et 3 .....	382
Fig. 217.	Corrélations entre simulations 2 et 4 .....	382
Fig. 218.	Evolution bathymétrique du profil de plage n° 6, avant et après les tempêtes étudiées. Morphologie de « beau temps » mise en place après une longue période de calmes (1993/94), profil de mauvais temps mis en place suite à l'hiver 1995/96 marqué par des tempêtes moyennes mais fréquentes, profil suite à l'hiver 1997/98 marqué par une tempête exceptionnelle durant un hiver relativement calme.....	384
Fig. 219.	Relation entre la mobilité de la barre et les bilans sédimentaires en fonction des types d'hivers .....	384



## Liste des tableaux

table 1.	Caractéristiques des fleuves du Languedoc-Roussillon (Durand 1999, modifié par Certain en 2002) Sources : D.D.A.F des Pyrénées-Orientales et D.I.R.E.N du Languedoc-Roussillon, pour la charge solide : D.D.A.F. des Pyrénées-Orientales (1990), B.C.E.O.M., Koulinsky (1998).....	38
table 2.	Pourcentage de linéaire côtier en érosion, accrétion et stabilité suivant les grands secteurs du golfe du Lion (Agence de l'Eau, 2001). .....	52
table 3.	Table des paramètres utilisés (degré d'ouverture : O, et d'incidence : E) pour calculer un indice d'agitation (A), pour les plages étudiées d'Est en Ouest. ....	89
table 4.	Caractéristiques générales des 20 plages sélectionnées d'Ouest en Est. ....	90
table 5.	Répartition transversale d'indices granulométriques, correspondant à la localisation des prélèvements figure 33 (Giraud, 1999). ....	93
table 6.	Observations du taux d'élévation du niveau marin moyen et estimations de la contribution de différentes sources sur la période 1961/2003 et 1993/2003. En m / an. (IPCC, 2007). ....	124
table 7.	Projections moyennes globales du réchauffement de la température et de l'élévation du niveau marin pour la fin du 21ème siècle selon différents scénarios de l'IPCC 2007. La projection du niveau marin ne prend pas en compte les incertitudes des interactions avec le cycle du carbone, car des lacunes existent dans la littérature à ce sujet. ....	125
table 8.	Corrélation entre les valeurs des surcotes horaires (haut du tableau) et entre les valeurs des surcotes maximums journalières (bas du tableau) de 1986 à 1995 entre Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres et en 1986 seulement avec Marseille. ....	142
table 9.	Données utilisées pour l'analyse morphologique du Languedoc-Roussillon. ....	157
table 10.	Données utilisées pour l'analyse des profils bathymétriques dans le delta du Rhône. ....	164
table 11.	Données utilisées pour l'analyse des plages de poche de Provence. ....	168
table 12.	Paramètres principaux de l'appareillage de mesure par sismique très haute résolution, SES-96 and SES-2000. ....	185
table 13.	Profils fournis par la DRELRL et utilisés dans cette étude. Numérotation des profils pour cette étude (1 à 31) et correspondance en Kilomètres par rapport à la frontière Espagnole (41500 à 216490). Les numéros dans les colonnes des années de levés (1993 à 2002) représentent le mois durant lequel les profils ont été relevés. (nl : non levés) (source : DRELRL). ....	189
table 14.	Synthèse des levés bathymétriques et des traits de côte exploités pour l'analyse séculaire de l'avant côte, en fonction des sites et des dates. ....	201
table 15.	Représentation schématique des simulations effectuées avec le modèle UNIBEST-TC en fonction des types de morphologie et des types de tempêtes. 4 types de simulations sont réalisés :	

	Simulations 1 : tempêtes de l'hiver 1995/96 (fréquence) sur les profils de beau temps. Simulations 2 : tempête de l'hiver 1997/98 (Intensité) sur profils de beau temps. Simulations 3 : tempêtes de l'hiver 1995/96 (fréquence) sur des profils de mauvais temps. Simulations 4 : tempête de l'hiver 1997/98 (Intensité) sur des profils de mauvais temps.....	217
table 16.	Largeur des plages étudiées à long terme en m moyen par plages, et recul total entre 1896 et 2008.	226
table 17.	Recul des plages étudiées à long terme, par tranches de temps, en mètres. ....	226
table 18.	Surface de plage perdue entre 1895 et 2008 en % par plages.....	228
table 19.	Bilan sédimentaire à long terme, en m <sup>3</sup> et en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> par plages. ....	241
table 20.	Volumes bruts et par m <sup>3</sup> de sables par plages, obtenus par sismique réflexion sur les plages de Porquerolles. ....	258
table 21.	Disponible sédimentaire mesuré par plage par sismique réflexion, et budgets sédimentaires extraits des MNT à long et court terme. Valeurs exprimées en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> . ....	269
table 22.	Rapport entre le disponible sédimentaire mesuré par sismique réflexion et les budgets sédimentaires mesurés par différentiels bathymétriques à long et court terme. Valeurs exprimées en %.	269
table 23.	Matrice de corrélations (r) et nombre de profils (n) entre les 4 principaux indices de mesures de l'avant côte du delta du Rhône 1895/1980/2006, et du Languedoc-Roussillon 1895/1984. ....	338

## Liste des photographies

- Photographie 1. Vue aérienne du Delta du Rhône (Petite Camargue). Cliché de la DRELRL.....57
- Photographie 2. Vue aérienne de la pointe de l’Espiguette. Cliché de la DRELRL. ....57
- Photographie 3. Vue aérienne d’aménagements côtiers dans le Languedoc-Roussillon, au niveau de Vias. Cliché de la DRELRL.....64
- Photographie 4. Vue aérienne de la ville des Saintes-Maries-de-la-Mer. Cliché de la Division Régionale de l’Equipement du Languedoc-Roussillon. ....67
- Photographie 5. Falaise vive en arrière de la plage d’Argent (secteur Ouest), qui laisse apparaître plusieurs niveaux de granulométries différentes. ....79
- Photographie 6. Développement de la limite supérieure d’une corniche à Lithophyllum (cap Dramont). 133
- Photographie 7. Matériel embarqué (Sondeur Tritech 500, centrale d’acquisition Hypack, Zodiac 4,70 m). Arpenteur équipé d’une perche et d’un DGPS TRIMBLE 5800 RTK. Station de base du DGPS positionnée sur un point géoréférencé. (Plage de Notre Dame, île de Porquerolles). ....182
- Photographie 9. Sediment Echo Sounder SES 2000 embarqué.....184
- Photographie 9. Photographie montrant les strates (a) du substratum composées de schistes et Phyllades des Camaures qui composent la structure synclinale de l’île de Porquerolles (extrémité Ouest de la plage de Notre Dame). Ces strates sont visibles ici en premier plan, mais aussi sur les autres plages de Porquerolles, comme au second plan (b), qui correspond à l’extrémité Est de la plage de la Courtade. Ces strates pendent vers le Nord et se continuent en mer. Elles affleurent localement dans le profil, et dessinent au large une cassure dans les profils bathymétriques, à la limite des sables et de l’herbier, vers -6 m de profondeur. ....260
- Photographie 10. Photographie montrant les affleurements des principales unités sédimentaires qui composent la structure des plages de poche de Porquerolles (extrémité Est de la plage de Notre Dame, Porquerolles). Formation superficielle pléistocène à granulométrie hétérométrique (a), localement entaillée en falaise vive en arrière des plages (a’), reposant sur des affleurements de schistes à pendage Nord-ouest (b), qui plongent en mer sous le stock de sables des plages (c). ....261
- Photographie 11. Plage de Notre Dame (Nord Est de Porquerolles Décembre, 2009). Alors que la mer est belle, la plage qui mesure en moyenne une dizaine de mètres, est réduite à un estran inférieur à 3 m de large du fait de l’élévation du niveau marin lié à de basses pressions (environ + 0,40 cm par rapport au niveau marin moyen, mesuré au port de Hyères). Cette situation est amenée à se répéter de plus en plus fréquemment du fait de l’accélération prévue de la montée du niveau marin (cliché : Samuel Meulé). 281



# **Annexes**





## **Annexes A.**

*Pocket beach vulnerability to sea-level rise.*

*Journal of Coastal Research, SI 50, 604 – 609.*

*Brunel, C. and Sabatier, F., (2007).*



## **Annexes B.**

*Potential sea-level rise influences in controlling shoreline position for the French Mediterranean Coast.*

*Geomorphology 107, 47-57.*

*Brunel, C. and Sabatier, F., (2009).*





## Annexes D. Caractéristiques des carottes, et datation des sédiments plages de Notre Dame et Courtade.

	Courtade			Notre dame	
	carotte 1	carotte 2	carotte 3	carotte 4	carotte 5
<i>profondeur du sommet de la carotte (m)</i>	-2,7	2,7	-2	-1,98	-1,75
<i>épaisseur de sédiment (m)</i>	1,2	1,65	1,08	0,5	0,59
<i>localisation/rivage (m)</i>	117	100	84	61	48
<i>datation</i>	2200 +/-40bp à - 3,5	4125 +/-65 bp à - 4,10	<i>non</i>	<i>non</i>	<i>non</i>
<i>profondeur datation (m)</i>	-0,8	-1,4	<i>non</i>	<i>non</i>	<i>non</i>
<i>vitesses d'accumulation (m)</i>	-0,00019	-0,00023	<i>non</i>	<i>non</i>	<i>non</i>
<i>Nature de la base de la carotte</i>	<i>proche Substrat</i>	<i>Substrat</i>	<i>Substrat</i>	<i>Substrat</i>	<i>Substrat</i>



## Annexes E. Paramètres de modélisation UNibest – TC

Parameter and description	De- fault	Parameter setting			
		Sen- sitivity	Calibr./ Calcul. (no sb)	Calcu- lations (sb)	
DT	Time step	1	0.1	0.042	0.042
NT	Number of time steps	5	1750	15652	3913
TIME_ST	Starting time	0	0	0	0
USTRA	Transport at shoreward boundary	0	0	0	0
JFR	Frequency to generate output	1	20	10	10
TDRY	Maximum relative wave period	40	15	12	25
TE_W	Water temperature	10	10	10	10
SALIN	Water salinity	0	0	0	0
ALFAC	Wave breaking parameter	1	1	1	1
GAMMA	Wave breaking parameter (Hmax)	0	0.6	0	0
BETD	Slope of wave front	0.1	0.1	0.1	0.1
FWEE	Friction factor for bottom friction	0.01	0.01	0.01	0.01
C_R	Correlation coeff. bound long waves	0.25	-0.25	-0.25	-0.25
K_JL	Breaker delay	ON	ON	ON	ON
F_LAM	Number of L's for depth integration	2	0.5	1	2
POW	Power in weighing function	1	1	1	1
DEEP_V	Seaward boundary for red. factor	-5000	-5000	-5000	-5000
SHALL_V	Shoreward boundary for red. factor	-5000	-5000	-5000	-5000
FCVISC	Viscosity coefficient	0.1	0.1	0.1	0.1
RKVAL	Friction factor for mean current	0.01	0.03	0.014	0.014
DIEPV	Reference depth for tidal velocity	5	10	10	10
D50	Grain size diameter of bed material	2.1E-4	2.1E-4	2.1E-4	2.85E-4
D90	Grain size diameter of bed material	3.0E-4	2.9E-4	2.9E-4	3.93E-4
DSS	Grain size diameter of susp. sediment	1.7E-4	1.9E-4	1.7E-4	2.31E-4
DVAR	Cross-shore varying grain size	NO	NO	NO	NO
FDIA0	Diameter multipl. factor at depth H0	1.1	1.1	1.1	1.1
FDIA1	Diameter multipl. factor at depth H1	0.75	0.75	0.75	0.75
FDIA2	Diameter multipl. factor at depth H2	1	1	1	1
HDIA0	Reference depth: H0	0	0	0	0
HDIA1	Reference depth: H1	7	7	7	7
HDIA2	Reference depth: H2	16	16	16	16
IBOD	Calculate bottom changes	YES	YES	YES	YES
RC	Current related roughness	0.01	0.01	0.01	0.01
RW	Wave related roughness	0.002	0.01	0.01	0.01
ZDRY	-	1	1	1	1
REMLG	Fixed bottom layer	0.1	0.1	0.01	2
TANPHI1	Internal friction angle at location X1	0.03	0.02	0.1	0.1
TANPHI2	Internal friction angle at location X2	0.1	0.045	0.1	0.03
XF1	Most seaward location: X1	500	-500	-1300	-840
XF2	Most seaward location: X2	1200	-10	-200	-200

Source : M. Eversdijk (2005).

**Annexes F. Profils bathymétriques de la DRELR levés  
de 1989 à 2000.**

