

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)

THESE

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

Formation doctorale : Espaces, Cultures et Sociétés

Présentée par

Romain CAPANNI

Etude et gestion intégrée des transferts sédimentaires
dans le système Gapeau/rade d'Hyères.

Jury

ARNAUD-FASSETTA Gilles	Professeur Université Paris 12	Rapporteur
SERGENT Philippe	Directeur scientifique du CETMEF	Rapporteur
PROVANSAL Mireille	Professeur, Université Aix Marseille I,	Directeur de thèse
DUFOUR Simon	Maître de Conférence, Université de Rennes	Examineur
SABATIER François	Maître de Conférence, Université Aix Marseille I	Examineur

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)

THESE

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

Formation doctorale : Espaces, Cultures et Sociétés

Présentée par

Romain CAPANNI

Etude et gestion intégrée des transferts sédimentaires
dans le système Gapeau/rade d'Hyères.

Jury

ARNAUD-FASSETTA Gilles	Professeur Université Paris 12	Rapporteur
SERGENT Philippe	Directeur scientifique du CETMEF	Rapporteur
PROVANSAL Mireille	Professeur, Université Aix Marseille I,	Directeur de thèse
DUFOUR Simon	Maître de Conférence, Université de Rennes	Examineur
SABATIER François	Maître de Conférence, Université Aix Marseille I	Examineur

Remerciements

Au cours de ce travail de recherche, j'ai pu bénéficier du soutien et de l'appui de nombreuses personnes, que je tiens à remercier ici :

Mes premiers remerciements vont tout naturellement à Mireille Provansal, le directeur de cette thèse, mais également le professeur qui m'a fait découvrir la géomorphologie. Mon intérêt pour cette discipline, je vous le dois. Lors de mes premières années de fac, vous avez su Mireille, éveiller ma curiosité pour cette science et je vous sais gré de la confiance que vous m'avez accordée durant toutes ces années.

Je tiens ensuite à remercier Simon Dufour, qui même exilé à 900 km, s'est largement impliqué dans le suivi de ce travail. Merci Simon pour tous les bons moments passés sur le terrain et toutes les confrontations d'idées sur le fonctionnement de ce système. Je tiens vraiment à te remercier pour l'intérêt que tu as porté à mon travail, même si parfois ce ne fut pas facile.

Merci également à François Sabatier, pour son implication dans l'analyse des mouvements sédimentaires littoraux, mais également pour ses qualités pédagogiques, qui ont très agréablement animé mon parcours universitaire. Merci aussi pour tous ces bons moments à discuter d'autre chose que de géomorphologie...mais surtout de vélo.

Je tiens également à remercier Samuel Meulé, pour son engagement à mes côtés lors de missions de terrain périlleuses, notamment lors d'un face à face avec un sanglier blessé. Sam, merci pour ta bonne humeur sans faille.

Merci également à Philippe Dussoullier, pour toute l'aide technique que tu m'as apportée (dimanches et jours fériés), lorsque nous avions des problèmes sur le terrain. Philippe, ta gentillesse me manquera.

Merci aussi à Claude Vella, qui m'a poussé à devenir toujours plus curieux des phénomènes naturels, et qui m'a sorti plusieurs fois de situations mal engagées (un grand merci pour le coup du chewing-gum qui bouche la fuite sur le carbu du zodiac !).

Egalement un grand merci à Doriane Sabatier, pour sa gentillesse et son aide concernant les granulométries. Merci également à Cedric Marion, Emmanuelle Ferrand et Mireille Arnaud pour votre accueil au laboratoire de l'IRSN (la Seyne), et pour nous avoir guidés, Doriane et moi, dans l'utilisation du granulomètre laser.

Je tiens également à remercier tous les masters qui ont pu m'aider dans ce travail, et avec qui d'excellents moments ont été passés au bord de l'eau : Anne Eléonore Paquier, Sophie Valleteau, Franck Flamini, Mathieu Monaco, Amaël Michalon, Linda Rahou...et j'en oublie sûrement.

Je tiens ensuite à remercier tous les doctorants ou post-doctorants du CEREGE qui m'ont aidé. Un grand merci à Albin Ullmann et Anne-Elisabeth Lebatard, pour les bons moments qui ont rythmé la vie de notre bureau pendant ces quelques années (merci pour le coup de main en stat Albin et merci Anne pour les tuyaux sur illustrator). Merci à Margot Chapuis pour avoir égayé les missions PITS et merci aussi à Renaud Barbero, pour l'aide inestimable que tu m'as apportée lorsque j'assurais les TD de climato, un grand moment !

Aux amis du CEREGE : Sylvain, Clément, Stéphane, Lucie, Cyril, Guillaume...

Egalement un grand merci à Anne-Julia Rollet, pour son aide *in situ* et ses précieux conseils concernant le transport solide. Merci encore Anne-Julia d'être venue sur mon ruisseau.

Je tiens également à adresser un très grand merci à Guillaume Raccasi, qui m'a toujours aidé et accompagné dans mon travail, et ce depuis le master 1. Guillaume un grand merci, pour tout.

Enfin, je ne pouvais oublier Cédric Brunel, avec qui les missions de terrain ont toujours été de grands moments. Les nombreuses mésaventures qui ont touché notre embarcation durant les missions sur les plages de Porquerolles et de la rade d'Hyères sont autant de très bons souvenirs que je ne pense pas oublier de sitôt.

Merci également à Mr Lhenaf, Mr Didelot et Mme Pontier, de la municipalité d'Hyères, pour m'avoir fourni nombre de documents relatifs à l'environnement de la commune. Merci également à Mr Briois et Bouges de la Société du Canal de Provence pour leur aide concernant l'ADCP, et merci également à Mr Jourdan pour m'avoir fourni de nombreuses études de la SCP concernant les aménagements du Gapeau.

Enfin, je voudrais adresser mes remerciements à tous les membres de la famille Mattio, riverains du Gapeau, pour leurs observations toujours avisées du fleuve, mais aussi pour m'avoir autorisé à pénétrer dans leur propriété afin d'équiper et de suivre un banc de galets. Merci encore pour ces narrations interminables de l'histoire du fleuve qui m'ont beaucoup apporté. Merci aussi à Mr Mannu, riverain de l'embouchure, dont l'attachement à la protection de ce petit bout de côte, m'a permis d'élargir ma connaissance de l'histoire de ce littoral.

Cette thèse a été cofinancée par la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur et l'Agence de l'eau Rhône Méditerranée et Corse, je remercie donc ces institutions pour la confiance qu'elles m'ont accordée pour mener à bien ce projet.

Pour conclure, ce travail est le fruit d'une véritable passion pour les environnements aquatiques, née durant mon enfance passée à explorer les rivières, les lacs et les étangs de ma région, armé d'une canne à pêche. Cette passion pour la pêche m'anime ainsi depuis mon plus jeune âge, ce qui m'a donné une connaissance de ces environnements qui ne s'apprend pas dans les livres. Le temps passé au bord de l'eau est une expérience qui n'a pas de prix pour un géomorphologue. Je tiens donc à remercier les personnes qui m'ont transmis cette passion, à savoir mes deux grands-pères, l'un m'ayant fait découvrir la rivière et l'autre la mer.

Enfin un énorme merci à ma famille et tous mes proches pour m'avoir soutenu tout au long de cette thèse. Merci en particulier à mes parents et à Delphine, pour tout !

Sommaire

Résumé

Introduction générale

Chapitre I. Le contexte géomorphologique, agents morphogènes et caractérisation des flux

1. Le Gapeau, présentation générale du système fluvial	p 7
1.1. Le bassin-versant du Gapeau : caractères généraux et condition de formation des flux solides	p 7
1.1.1. Organisation du réseau hydrographique et contexte géologique	p 9
1.1.2. Influence de la géologie sur la formation des flux solides	p 11
1.1.3. L'occupation du sol dans le bassin-versant	p 12
1.1.4. Les aménagements du chenal: distribution des ouvrages dans le bassin-versant	p 13
1.1.5. Conclusion sur les conditions de formation et de transfert de la charge solide	p 15
1.2. Conditions de formation des flux liquide	p 16
1.2.1. Le contexte climatique	p 16
1.2.2. L'hydrologie	p 16
1.2.2.1. Influence du contexte géologique	p 16
1.2.2.2. Le régime hydrologique	p 17
1.2.2.3. La variabilité des débits sur la période 1961-2010	p 18
1.2.3. Conclusion sur la formation des flux liquides	p 19
1.3. Caractéristiques géomorphologiques du secteur d'étude	p 20
2. La rade d'Hyères : conditions de la répartition et répartition des apports solides sur le littoral et dans la rade	p 23
2.1. Les dynamiques météo-marines	p 23
2.1.1. Les vents	p 23
2.1.1.1. Organisation locale des vents	p 24
2.1.1.2. Opposition des régimes de vents	p 25
2.1.2. Les houles	p 26
2.1.2.1. La houle au large	p 26
2.1.2.2. La houle à la côte	p 27
2.1.2.3. Les houles de tempête	p 29
2.1.3. Les courants	p 31
2.1.3.1. Les courants liés au vent	p 31
2.1.3.2. Les courants liés à l'action des houles	p 31
2.1.4. La marégraphie	p 33
2.1.5. Conclusion sur les dynamiques météo-marines	p 37
2.2. Typologie et chronologie des aménagements	p 37
2.2.1. Les ouvrages de protection du littoral	p 39
2.2.1.1. Les ouvrages de défense frontale	p 39
2.2.1.2. Les ouvrages transversaux	p 39
2.2.1.3. Les opérations de réhabilitation du cordon dunaire	p 40
2.2.1.5. Les extractions	p 40
2.2.2. Conclusion sur les aménagements	p 41
2.3. Répartition du matériel sédimentaire à la côte	p 43
2.3.1. Des stocks sédimentaires hérités	p 43
2.3.2. La répartition transversale du matériel sédimentaire dans la rade	p 43
2.3.3. La granulométrie de la plage émergée	p 46
2.3.4. La répartition longitudinale du matériel	p 46
3. Conclusion	p 48

Chapitre II : Evolution séculaire du système Gapeau/rade d'Hyères

1. Introduction	p 51
2. Les changements morphologiques dans la basse vallée du Gapeau	p 54
2.1. Evolution verticale du lit du Gapeau (1954-2007)	p 54
2.1.1. Méthodologie	p 54
2.1.1.1. Données disponibles	p 54
2.1.1.2. Traitement des données	p 55
2.1.1.3. Marge d'erreur	p 56
2.1.2. Evolution du plancher alluvial du Gapeau depuis 1954	p 56
2.2. Evolution en plan de la bande active du Gapeau (1932-2003)	p 59
2.2.1. Méthodologie	p 59
2.2.2.1. Données disponibles	p 59
2.2.2.2. Traitement des données	p 60
2.2.2.3. Marge d'erreur	p 61
2.2.2. Evolution globale de la bande active du Gapeau dans la basse vallée (1932-2003)	p 61
2.2.3. Evolution des différents secteurs	p 63
2.2.4. Variations locales de la largeur de la bande active	p 70
2.3. Discussion de l'évolution morphologique du Gapeau au cours du XX ^{ème} siècle	p 71
3. Les raisons de la variation des flux sédimentaires dans le Gapeau	p 74
3.1. Les changements de l'occupation du sol	p 74
3.2. Les changements hydrologiques	p 76
3.3. Les contrôles locaux (aménagements, extractions, ripisilve, marges fluviales)	p 76
3.3.1. Le rôle des aménagements et des extractions	p 76
3.3.2. Le rôle de la ripisilve et des lits d'inondation	p 78
4. Conclusion sur les changements dans le système fluvial	p 80
5. Les changements morphologiques sur le littoral de la rade d'Hyères	p 81
5.1. Evaluation de la mobilité du trait de côte et des surfaces gagnées ou perdues depuis 1896	p 82
5.1.1. Méthode d'évaluation de la mobilité du trait de côte	p 82
5.1.2. Variations de la position du trait de côte	p 84
5.1.2.1. Evolution de la position du trait de côte entre 1896 et 2003	p 85
5.1.2.2. Evolution avant les équipements côtiers	p 89
5.1.2.3. Evolution du rivage depuis les aménagements côtiers	p 90
5.2. Quantification des gains et pertes sédimentaires en rade d'Hyères depuis 1896	p 93
5.2.1. Méthode de quantification des gains et pertes sédimentaires depuis 1896	p 93
5.2.2. Volumes sédimentaires perdus et gagnés en rade d'Hyères depuis 1896	p 94
5.2.2.1. Bilan sédimentaire 1896-2005	p 94
5.2.2.2. Bilan sédimentaire 1896-1974	p 96
5.2.2.3. Bilan sédimentaire 1974-2005	p 100
5.3. Synthèse de l'évolution du littoral oriental de la rade d'Hyères	p 103
6. Les raisons des mouvements sédimentaires séculaires en rade d'Hyères	p 105
6.1. La marégraphie	p 105
6.2. Les tempêtes, les surcotes, les crues	p 107
6.3. L'herbier de Posidonie	p 110
7. Synthèse des mouvements sédimentaires séculaires dans le système Gapeau/rade d'Hyères	p 113

Chapitre III : Dynamiques fluviales actuelles : les apports solides du Gapeau à la rade d'Hyères

1. Introduction	p 117
1.1. Le transport solide en milieu fluvial	p 118
1.1.1. Les différents modes de transport	p 118
1.1.2. Le transport par charriage	p 119
1.1.3. Le transport en suspension	p 120
1.2. Synthèse des connaissances sur les apports sédimentaires à la rade d'Hyères	p 121
1.3. Objectif et plan	p 124
2. Estimation du transport solide	p 124
2.1. Le transport de la charge de fond grossière	p 125
2.1.1. Choix des sites et chronologie du suivi	p 125
2.1.2. Méthode indirecte de mesure du transport de la charge de fond	p 126
2.1.2.1. Section mobilisée	p 126
2.1.2.2. Distance de transport	p 127
2.1.3. Caractéristiques des conditions de transport	p 129
2.1.4. Résultats de l'estimation du transport de la charge de fond	p 130
2.1.4.1. Taux de retour des traceurs	p 130
2.1.4.2. Débit seuil de mise en mouvement et de destruction du pavage de surface	p 131
2.1.4.3. Distances de transport et granulométrie des particules mobilisées	p 135
2.1.4.4. Estimation des de la modification topographique des sections étudiées	p 137
2.1.5. Relations entre le transport solide, les débits et la durée des événements	p 138
2.1.6. Conclusion sur le transport de la charge de fond grossière	p 140
2.2. Influence du seuil de Ste Eulalie sur le transit de la charge de fond	p 141
2.2.1. Méthode de suivi bathymétrique à l'amont du seuil	p 141
2.2.2. Bilan sédimentaire à l'amont du seuil	p 143
2.2.3. Discussion et conclusion de l'influence du seuil sur les dynamiques sédimentaires	p 144
2.3. Le transport en suspension	p 146
2.3.1. Méthode de mesure du flux de MES	p 146
2.3.1.1. La méthode ADCP	p 146
2.3.1.2. Calibration du signal rétrodiffusé et traitement des données	p 147
2.3.1.3. Caractéristiques des événements suivis, site du suivi, limites de la méthode	p 149
2.3.1.4. Précision des mesures	p 150
2.3.2. Estimation du transport des MES à l'échelle événementielle et annuelle	p 150
2.3.2.1. Relation entre débit liquide et débit solide	p 150
2.3.2.2. Le transport en suspension à l'échelle événementielle et annuelle	p 151
2.3.2.3. Granulométrie des sédiments en suspension	p 153
2.3.3. Discussion et conclusion sur l'estimation des flux de MES	p 154
2.4. Estimation du transport à la base de la suspension graduée	p 156
2.4.1. Méthode de mesure du transport à la base de la suspension graduée par Helley-Smith.	p 156
2.4.2. Résultats et discussion	p 157
2.4.3. Conclusion sur le transport de la charge de fond mesuré par Helley-Smith	p 158
3. Estimation de la capacité de transport solide du Gapeau	p 159
3.1. Méthode d'estimation de la capacité de transport du Gapeau	p 159
3.1.1. Le choix des formules de capacité de transport	p 160
3.1.2. Sélection des données utilisées dans le cadre de l'application des formules	p 160
3.2. Capacité de transport dans la basse vallée du Gapeau	p 162
3.2.1. Comparaison des capacités de transport estimées avec le transport réel mesuré pour la crue de décembre 2008.	p 162

3.2.2. Comparaison des capacités de transport annuelles moyennes sur la période d'étude avec le transport réel estimé.	p 163
3.3 Conclusion sur l'estimation de la capacité de transport du Gapeau	p 164
4. Synthèse sur les apports sédimentaires du Gapeau au littoral	p 164
4.1. Bilan sédimentaire	p 165
4.2. Limites et perspectives	p 167

Chapitre IV : Dynamiques littorales actuelles

1. Introduction	p 169
1.1. La dynamique littorale actuelle : enjeux généraux	p 169
1.2. La dynamique littorale actuelle en Méditerranée, en rade d'Hyères	p 170
1.3. Le fonctionnement du système littoral en rade d'Hyères	p 171
1.4. Synthèse des connaissances sur la dynamique sédimentaire en rade d'Hyères	p 172
1.5. Objectif et plan	p 172
2. Caractéristiques morphologiques du secteur d'étude : la rade d'Hyères	p 173
2.1. Caractéristiques morphologiques générales de la rade d'Hyères	p 173
2.2. Caractéristiques morphologiques détaillées des plages de l'ouest de la rade d'Hyères	p 176
2.2.1. L'embouchure du Gapeau	p 177
2.2.2. Le secteur de la lône	p 179
2.2.3. La plage de l'Ayguade	p 179
2.2.4. Le secteur des épis	p 181
2.2.5. La plage du Ceinturon	p 182
2.2.6. La plage en amont du port d'Hyères	p 182
2.2.7. Le secteur compris entre le port d'Hyères et le Port de la Capte	p 183
2.2.8. Le secteur compris entre le port de la Capte et la limite du tombolo	p 184
2.3. Les aménagements	p 185
2.4. Synthèse des connaissances sur la dynamique sédimentaire en rade d'Hyères	p 190
2.5. Objectifs et plan	p 192
3. Evolution morphologique littorale à court terme	p 193
3.1. Méthode d'analyse de l'évolution littorale à court terme	p 193
3.2. Résultats	p 197
3.2.1. Mouvements sédimentaires observés après le passage d'une tempête et l'occurrence d'une crue annuelle.	p 197
3.2.2. Mouvements sédimentaires observés sur une période sans crue ni tempête.	p 207
3.2.3. Mouvements sédimentaires observés sur une période marquée par une importante tempête.	p 214
3.2.4. Mouvements sédimentaires enregistrés sur une période marquée par plusieurs crues et tempêtes.	p 221
3.2.5. Mouvements sédimentaires enregistrés après l'occurrence d'une crue biennale.	p 228
3.2.6. Mouvements sédimentaires enregistrés durant la période estivale.	p 232
3.2.7. Mouvements sédimentaires observés suite à une crue vicennale du Gapeau.	p 236
3.2.8. Mouvements sédimentaires observés à l'embouchure 4 mois après la crue.	p 247
4. Synthèse des mouvements sédimentaires littoraux observés durant notre étude.	p 249
4.1. Synthèse des mouvements sédimentaires enregistrés à l'embouchure.	p 249
4.2. Synthèse des mouvements sédimentaires enregistrés sur le littoral.	p 251

Conclusion Générale	p 255
----------------------------	--------------

Résumé

Dans la Région PACA, les plages du littoral varois sont un enjeu important du risque d'érosion côtière. En effet, durant la seconde moitié du 20^{ième} siècle, la demande touristique s'est considérablement accrue et ces plages se sont progressivement réduites à de minces croissants adossés à des murs de perrés ou à des cordons dunaires, eux-mêmes dégradés. Elles ne survivent le plus souvent que grâce à de coûteux travaux d'artificialisation ou de rechargements. Leur risque de disparition dans un avenir proche est élevé. Dans ce contexte, la réponse du milieu et l'intensité du risque dépendent d'abord de la capacité du littoral à se défendre, c'est-à-dire du soutien sédimentaire apporté par les fleuves côtiers.

Bien que démontrée à l'échelle mondiale, l'influence de l'anthropisation sur la diminution des apports sédimentaires à la mer n'est pas clairement définie dans le cas de petits hydrosystèmes méditerranéens comme le Gapeau. Depuis le XIX^e siècle, la tendance à la réduction de la charge solide est avérée, mais il reste difficile d'en estimer l'impact sur l'évolution du littoral. Bénéficiant des apports sédimentaires de plusieurs fleuves et notamment du Gapeau (qui représente plus de 90 % des apports), le littoral de la rade d'Hyères évolue donc au rythme des crues et de la redistribution des sédiments par les événements météo-marins.

L'évolution séculaire du système Gapeau/rade d'Hyères met en évidence la rétraction et l'incision du chenal, et le recul du trait de côte. Le système fluvial s'est figé précocement, réduisant les apports sédimentaires au littoral, qui recule régulièrement depuis plus d'un siècle. L'évolution des 2 systèmes n'est pas synchrone : en effet, à partir des années 1970 le recul du trait de côte est ralenti par les aménagements.

Nous avons mesuré les flux sédimentaires actuels dans le Gapeau et les dynamiques qui contraignent ces apports dans l'embouchure puis vers les plages connexes. Nous avons démontré que seuls les événements hydrologiques extrêmes participent aux apports au littoral. Mais les mesures encadrant une crue d'occurrence vicennale (Q20) démontrent la faiblesse des apports sédimentaires, même lors d'un tel événement, puisqu'ils sont insuffisants à palier au déficit sédimentaire récurrent du littoral de la rade. Les pertes sédimentaires annuelles estimées sont supérieures aux apports engendrés par un tel événement. L'application des formules de transport indique néanmoins que le chenal est capable de faire transiter un volume de sédiment bien plus important. Ce constat illustre ainsi la rétention sédimentaire dans le bassin-versant.

Nous avons également évalué le rôle des aménagements sur les transferts sédimentaires dans le cours d'eau et démontré qu'ils ne provoquent qu'un stockage temporaire. Le littoral de la rade d'Hyères recule donc régulièrement sans que les apports sédimentaires fluviaux ne parviennent à compenser cette érosion. Sur le littoral, nous avons montré que les aménagements provoquent des discontinuités et des aggravations locales des conditions de l'érosion, mais qu'il est possible de réduire ces effets par la mise en place de solutions alternatives (géotubes). Nous avons également montré que l'herbier de posidonies joue un rôle important dans le fonctionnement sédimentaire des plages de la rade. Son intégrité et sa santé doivent ainsi constituer une priorité pour la protection du littoral de la rade d'Hyères.

Introduction générale

Origine du projet de thèse et problématique de recherche

L'érosion côtière touche près de 20 000 kilomètres de côtes en Europe en 2004, soit environ 20 % de l'ensemble des côtes de l'Union (Eurosion, 2004). En France, 25% du linéaire côtier est touché, soit un linéaire de 1 720 km, dont les deux tiers sont des côtes sableuses (IFEN, 2006). À l'échelle régionale, le littoral méditerranéen français est considéré comme très vulnérable face au risque d'érosion côtière. Cette évaluation se base sur la densité de population vivant dans l'aire d'influence de l'érosion côtière (supérieure à 600 hab/km² en 2006 en PACA) (Betouis et al., 2009), la présence de zones industrielles et d'espaces à haute valeur écologique, ainsi que la croissance des zones urbaines côtières (Eurosion, 2004). L'importance de la mer et de l'espace côtier dans le développement économique du littoral méditerranéen français implique donc de se pencher davantage sur les conditions de l'environnement littoral et sur la protection de certaines zones côtières, aujourd'hui gravement menacées par l'érosion (Meuc-Férec et Morel, 2004).

Devant l'importance des enjeux socio-économiques et écologiques associés à la conservation des plages, des politiques de lutte contre l'érosion et/ou de rechargement des plages ont été mises en place depuis de nombreuses années, avec des résultats contrastés : certains aménagements s'étant révélés être eux-mêmes des facteurs d'érosion (aménagements en « dur » des années 1970 à 1990) (Certain, 2002, Samat, 2007). Récemment la recherche de sédiments destinés au rechargement des plages tend à devenir un enjeu essentiel pour la gestion du littoral (Pupier-Dauchez, 2002). Les gestionnaires ont donc progressivement pris conscience du caractère complexe du processus d'érosion et d'un besoin de changement de « philosophie » des politiques de gestion. Face à ces constats, la notion de Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC), qui prône une approche globale et intégrée, semble constituer une réponse appropriée.

L'institutionnalisation du concept de GIZC, au sens de sa diffusion et surtout de sa reconnaissance internationale, intervient à partir de la Conférence des Nations Unies sur l'Environnement et le Développement (CNUED) de Rio de Janeiro en juin 1992. La GIZC permet une intégration des questions environnementales, économiques, sociales, institutionnelles et culturelles, elle traduit un changement de paradigme vis-à-vis de l'aménagement des zones côtières. Prieur (1999), définit le concept de GIZC comme « un aménagement et une utilisation durable des zones côtières prenant en considération le développement économique et social lié à la présence de la mer, tout en sauvegardant pour les générations présentes et futures les équilibres biologiques et écologiques fragiles de la zone côtière et des paysages. La mise en place d'une GIZC entraîne la mise en place d'outils de gestion (institutionnels ou normatifs) assurant la participation des acteurs et la coordination des objectifs, des politiques et des actions, à la fois sur le plan territorial et décisionnel ». La GIZC peut ainsi être défini comme « un processus dynamique, continu et itératif destiné à promouvoir le développement durable des zones côtières. L'intégration porte sur les objectifs, les nombreux instruments requis pour les réaliser, les domaines d'actions ainsi que les espaces marins et terrestres » (CEL, 2002). Il s'agit par conséquent de traiter les problèmes non pas au coup par coup mais de façon globale, en tenant compte des interactions au sein du système.

La réponse du milieu et l'intensité du risque d'érosion dépendent en effet de la capacité de résistance du littoral, notamment en lien avec le soutien sédimentaire apporté par les fleuves côtiers.

Cette recherche est le résultat de travaux réalisés dans le cadre d'une convention passée entre l'Université de Provence représentée par l'UMR 6635 du CNRS - CEREGE et l'Agence de l'Eau RMC (Rhône, Méditerranée, Corse). Son financement a été assuré par l'Agence de l'Eau RMC et la région PACA. Son objectif est l'analyse détaillée du système sédimentaire Gapeau/Rade de Hyères afin d'établir un bilan spatialisé des flux sédimentaires dans le continuum fluvial amont-aval et leur mode de redistribution dans la zone littorale. Elle a également pour but de comprendre le rôle des aménagements (seuils, digues...), construits sur le fleuve et le littoral, dans la modification des dynamiques sédimentaires. L'objectif opérationnel est de contribuer à la définition d'une politique de gestion des cours d'eau, des embouchures et des littoraux, sur la base d'une compréhension précise du bilan sédimentaire des fleuves côtiers, en l'occurrence le Gapeau, dans l'esprit de la Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC).

Contexte régional de recherche, l'érosion du littoral méditerranéen entre le Rhône et l'Italie.

Entre Nice et Marseille, le littoral est composé soit de zones rocheuses, soit de plaines littorales édifiées par les apports sédimentaires issus des fleuves côtiers. Or le développement touristique balnéaire se localise en grande majorité au niveau des plages qui bordent ces plaines littorales. La possibilité d'une utilisation touristique de qualité dépend de la largeur de ces plages et malheureusement une grande partie d'entre elles est soumise à l'érosion, qui entraîne leur rétrécissement (Brunel, 2010).

Les plages du littoral méditerranéen et de la rade d'Hyères en particulier sont en recul depuis au moins le milieu du XX^{ème} siècle (Courtaud, 2000). L'érosion est suffisamment importante pour que les routes ou les bâtiments, bordant les plages, soient menacés et subissent à chaque tempête d'importantes détériorations. Dans le cas du tombolo double de Giens, le phénomène est d'autant plus problématique qu'il affecte une construction géomorphologique rarissime, les deux flèches (ou branches) reliant l'île de Giens au continent sont une construction remarquable par leur taille, dont il existe peu d'exemples au monde.

Il est aujourd'hui admis que le changement climatique est une menace sérieuse pour les environnements littoraux à l'échelle planétaire. Il serait responsable d'une élévation du niveau marin moyen comprise entre 1 et 3 mm/an au cours du siècle dernier (Gornitz and Ledebef, 1987; Douglas, 2001), et il pourrait atteindre 18 à 59 cm d'ici à 2100 (IPCC, 2007). Mais cette élévation n'est pas uniforme, elle présente des spécificités régionales ou locales. Le bassin Méditerranéen serait ainsi particulièrement vulnérable aux changements climatiques (Jeftic et al.1992; Hoozemans et al, 1993; Nicholls et Hoozemans, 1996), en fonction des réponses océanographiques régionales au réchauffement global et des mouvements de soulèvement ou de subsidence des zones littorales (Nicholls et Mimura, 1998). Les zones côtières les plus menacées correspondent aux deltas, aux estuaires, aux plaines côtières, aux côtes sableuses et aux côtes de faible altitude en général (Bijlsma et al., 1996 ; Simeoni et Fierro, 2001 ; Brochier et Ramieri, 2001 ; Ericson et al., 2006).

Sur le littoral méditerranéen français, en particulier dans le Golfe du Lion, il a été démontré que la fréquence et la force des tempêtes augmentait au XX^{ème} siècle (Ullmann, 2007). Associées à une montée du niveau marin de l'ordre de 1 à 2 mm/an, elles contribuent à l'aggravation de l'érosion des côtes. L'élévation du niveau de la mer entraîne un recul de la ligne de rivage sur les plages de poche du Var de l'ordre de 10 cm/an soit 10 mètres par siècle (Brunel, 2007). Mais les impacts de cette élévation ne sont pas spatialement uniformes. Ils dépendent de l'intensité de cette élévation, des différentes morphologies côtières ainsi que des interventions humaines.

Si les causes de l'érosion littorale peuvent être globales, elles sont également locales, notamment du fait de la réduction des apports sédimentaires de la part des fleuves côtiers.

Le rôle de fleuves côtiers dans la dynamique sédimentaire du littoral méditerranéen entre le Rhône et l'Italie.

Si les changements climatiques sont responsables d'une évolution des systèmes fluviaux à travers le monde (Arnell, 2003), sur de nombreux systèmes hydrographiques les interventions humaines ont fortement bouleversé les dynamiques naturelles, et particulièrement durant les dernières décennies (Gregory, 2006).

L'anthropisation très ancienne des régions du pourtour Méditerranéen a modifié les systèmes fluviaux. Au cours du siècle dernier, la gestion de l'eau et des chenaux fluviaux, la construction de barrages, les changements d'occupation du sol et des pratiques agricoles, les extractions dans le lit mineur et plus récemment l'urbanisation ont provoqué d'importantes modifications du régime hydrologique et sédimentaire (Hooke, 2006). La réponse des systèmes fluviaux à ces nouvelles contraintes en termes de changements hydrologiques et morphologiques a été étudiée par de nombreux auteurs (Pichard, 1995 ; Kondolf, 1997, Lane and Richards, 1997 ; Warner, 2000 ; Petts and Gurnell, 2005 ; Walling, 2006). L'activité humaine peut donc modifier de façon importante les débits solides, essentiellement en les réduisant. Même si l'apport de sédiments n'est pas complètement interrompu, une altération de la morphologie des chenaux et les changements associés dans la structure des écosystèmes fluviaux et estuariens peut se produire (Ligon et al., 1995).

Sur le littoral Méditerranéen, les changements sont très importants, en raison de la relative rareté des ressources en eau et de l'importante pression anthropique (Hooke, 2006 ; Ludwig et al., 2009). Les barrages, les extractions, les prélèvements d'eau pour l'irrigation, etc... ont rapidement modifié les hydrosystèmes depuis le milieu du XX^{ème} siècle et ont profondément affecté leur fonctionnement naturel (Margat and Treyer, 2004). Le changement climatique pourrait affecter sévèrement la région Méditerranéenne, les mesures ainsi que les modélisations climatiques révélant une tendance générale au renforcement de la sécheresse et à l'augmentation des températures (Giorgi and Lionello, 2008), avec de probables répercussions sur les apports sédimentaires des cours d'eau aux systèmes littoraux.

L'apport sédimentaire des fleuves est, en effet, une composante essentielle du budget sédimentaire des zones littorales (Komar 1996; Milliman and Syvitski, 1992; Syvitski, and Morehead, 1999; Willis and Griggs, 2003; Syvitski and Milliman, 2007 ; Boateng et al., 2011), comme le montrent les travaux récents sur le bilan sédimentaire des plages en Méditerranée (Jiménez and Sánchez-Arcilla, 1993 ; Stanley and Warne, 1998 ; Cencini, 1998 ; Giosan et al., 1999 ; Poulos and Collins, 2002 ; Sabatier et al., 2006 ; Lambert, 2007).

Mais les systèmes fluviaux présentent des caractéristiques propres au contexte environnemental de leur bassin-versant, qui contrôlent la nature et la quantité des matériaux apportés au littoral. Les transferts sédimentaires varient ainsi en fonction du style fluvial (Rovira et al., 2005), de l'érosion dans le bassin-versant (Kosmas et al., 1996, Kondolf et al., 2002), de la densité de la ripisilve (Thorne, 1990, Millar, 2000), des ouvrages (Walling, 2006), etc... avec des variations d'échelles importantes entre les grands organismes comme le Nil (Stanley, 1996, Frihy, 1996), le Pô (Correggiari et al., 2005 ; Bever et al., 2009), le Danube (Mikhailov and Mikhailova, 2003) le Rhône (Sabatier et al., 2006, Sabatier et al., 2009), l'Ebre (Guillèn and Palanques, 1997 ; Mikhailova, 2003) et les organismes de taille moyenne à petite, notamment français, comme l'Hérault (Pethelet et al., 2003), l'Orb et l'Aude (Ulses et al., 2008), la Têt (Serrat, 2001 ; Bourrin et al., 2008), l'Agly (Serrat, 1999), le Var (Anthony et Julian, 1999).

Les apports sédimentaires des fleuves côtiers au littoral diffèrent donc fortement en fonction du régime du cours d'eau, de sa pente, de l'étendue du bassin-versant et de sa nature géologique, de son aménagement etc... Les conditions de l'érosion littorale sont par conséquent spécifiques à chaque système et dans ce domaine des lacunes de connaissances subsistent, concernant le fonctionnement sédimentaire des petits systèmes du sud-est de la France.

Le système Gapeau/rade de Hyères : un système représentatif du rôle des petits fleuves côtiers dans la dynamique sédimentaire du littoral méditerranéen entre le Rhône et l'Italie

Le Gapeau est représentatif des petits fleuves côtiers méditerranéens à l'est du Rhône, de par son hydrologie contrastée entre des périodes d'étiage prononcées et des crues soudaines et violentes. Il se caractérise par un bassin-versant de faible étendue (564 km²), une pente moyenne assez forte (2%) et un aménagement important du chenal. Il se différencie ainsi des hydrosystèmes côtiers des Pyrénées Orientales (Agly, Têt, Tech), qui présentent un régime torrentiel dans la partie supérieure de leur bassin-versant, et des fleuves côtiers des plaines viticoles (Hérault, Orb et Aude) ou des cours d'eau Cévenols (Lez, Vidourle) qui présentent de très faibles pentes sur leur linéaire aval et débouchent en Méditerranée par un chenal régularisé, voire dans une lagune (Vidourle).

Son étude doit permettre une meilleure compréhension de l'évolution générale des petits hydrosystèmes côtiers et des plages connexes, notamment en région Provence-Alpes-Côte d'Azur, où de nombreux cours d'eau possèdent des spécificités similaires (Siagne, Giscle, Loup...).

Le bassin-versant du Gapeau présente des pentes moyennes du fait de la présence de massifs et plateaux peu élevés. Il est caractérisé par une géologie particulière, juxtaposant roches sédimentaires et endogènes, qui induisent une forte hétérogénéité granulométrique des apports au littoral. Le Gapeau est de loin le pourvoyeur de sédiments le plus important pour la rade d'Hyères, rendant ainsi indispensable l'étude de son bilan sédimentaire dans le contexte d'érosion des plages de la rade.

Objectifs de recherche

Dans ce contexte, l'étude du système « Gapeau/littoral de la rade d'Hyères » a pour but d'établir un bilan spatialisé des flux sédimentaires dans le continuum amont-aval et d'analyser les processus interactifs entre les différents compartiments du système. Cette évaluation repose sur une analyse temporelle des dynamiques morphologiques fluviales et littorales et sur une quantification des flux sédimentaires à l'échelle de l'ensemble du système cours d'eau/littoral. En effet, au sein de celui-ci, les spécificités du transfert sédimentaire des versants au fleuve et du fleuve vers l'embouchure, ainsi que les modalités de la redistribution du matériel sédimentaire vers les plages limitrophes demeurent mal connues et peu étudiées. Il n'existe actuellement aucune donnée fiable concernant le transit des flux de matière dans le chenal du Gapeau, sur les conséquences des crues et des modes de gestion du lit (seuils, barrage anti-sel, enrochements...). Sur les plages de la rade, les ouvrages de protection littorale (épis, port, etc...) affectent probablement la redistribution des apports du fleuve, sans qu'on dispose d'une évaluation précise de leurs effets. Le remaniement probable par la houle d'un prisme littoral sableux, partiellement hérité et fixé par l'herbier, reste encore à déterminer. Enfin, l'érosion des plages n'est qu'insuffisamment connue, rendant difficile une application rationnelle de l'ingénierie côtière.

Organisation de l'ouvrage

Le plan que nous avons adopté obéit à une logique chronologique et spatiale. Ainsi, notre travail s'organise en 4 chapitres :

Le premier chapitre est consacré à la présentation du système Gapeau/rade de Hyères, de l'amont du bassin-versant jusqu'au terme du transfert sédimentaire, au sud du tombolo de Giens (Blanc, 1975). Dans un premier temps nous présenterons les conditions de formation et de mobilité des flux liquides et solides dans le bassin-versant, les particularités du réseau hydrographiques et du transport sédimentaire dans le chenal. Dans un deuxième temps, nous analyserons l'organisation sédimentaire de la rade d'Hyères et les conditions de la redistribution des apports sédimentaires fluviaux.

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude des mouvements sédimentaires séculaires dans le système. Dans une première partie nous évaluerons la mobilité de la bande active dans la basse vallée et nous analyserons les causes des modifications des flux sédimentaires. Dans une deuxième partie, l'évolution de la position du trait de côte et des fonds marins proches sera étudiée, des hypothèses seront discutées sur les facteurs responsables de ces mouvements sédimentaires. Ce chapitre permettra de replacer l'évolution actuelle du système dans son contexte historique, ce qui s'avère nécessaire pour comprendre sa dégradation actuelle.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude du transport sédimentaire actuel et des conditions de ce transport dans la basse vallée du Gapeau. Basée sur des mesures en flux lors des crues et post-crue, cette étude permet de caractériser les transferts sédimentaire survenus au cours de notre période d'étude, pour des conditions de débit normales à exceptionnelles. Nous complétons notre analyse du transport sédimentaire actuel par une estimation des capacités de transport du Gapeau, qui permet d'apprécier le transit sédimentaire potentiel de ce cours d'eau.

Le quatrième chapitre est consacré à l'étude des mouvements sédimentaires enregistrés à l'embouchure et sur les plages de la rade, afin de quantifier les apports sédimentaires fluviaux et d'analyser leur redistribution sur le linéaire côtier, en fonction des événements hydrologiques et météo-marins. Les volumes de matériaux déposés à l'embouchure sont comparés à l'estimation du transport sédimentaire dans le chenal. Les conditions de leur redistribution sur le littoral sont discutées.

Chapitre 1. Le contexte géomorphologique, agents morphogènes et caractérisation des flux

Ce chapitre pose les bases de notre réflexion concernant le fonctionnement sédimentaire du Gapeau et son rôle dans l'alimentation du littoral de la rade d'Hyères. Il rassemble et synthétise les études et connaissances sur le système étudié, le bassin-versant du Gapeau et le littoral de la rade d'Hyères. Ainsi, dans un premier temps, nous présenterons le contexte général de ce système, en insistant sur les conditions de formation et de mobilité des flux liquides et solides dans le bassin-versant. Puis, dans un second temps, nous exposerons les dynamiques météo-marines qui sont responsables de la redistribution des apports sédimentaires fluviaux ainsi que l'organisation sédimentaire littorale.

1. Le Gapeau, présentation générale du système fluvial

Afin de comprendre le fonctionnement du système fluvial du Gapeau, nous commencerons par établir un état des connaissances à son sujet. Nous décrirons d'abord les variables externes du système fluvial, qui contribuent à la formation et au transfert des flux solides, et à la formation des flux liquides. Nous présenterons également le secteur d'étude, localisé dans la partie aval du bassin-versant.

1.1. Le bassin-versant du Gapeau : caractères généraux et condition de formation des flux solides

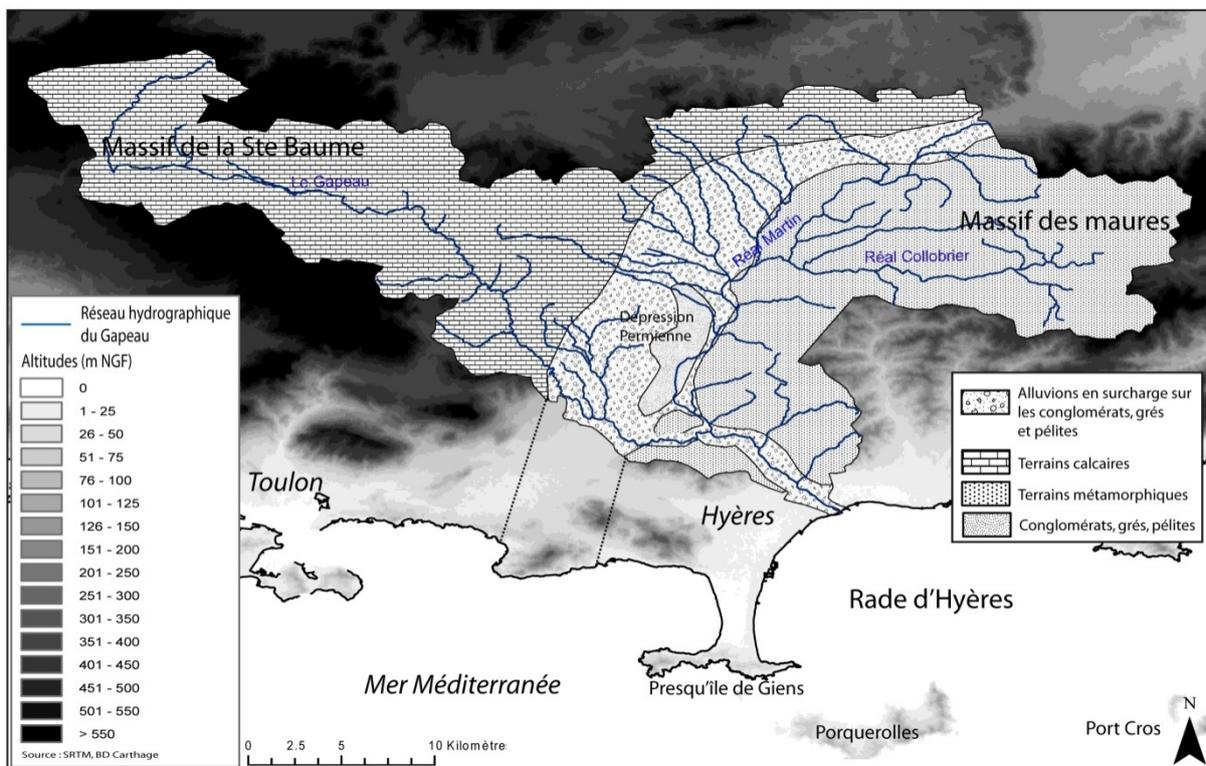
La formation et le transfert des flux liquides et solides dépendent de l'organisation du réseau hydrographique, du contexte géologique et de certains facteurs anthropiques susceptibles de générer des discontinuités. Notre étude, dont le but est de quantifier les apports sédimentaires au littoral, se focalise sur le secteur proche de l'embouchure, mais une étude du bassin-versant dans son intégralité s'avère nécessaire pour comprendre le fonctionnement général du système.

Le bassin-versant du Gapeau recoupe la limite géologique entre la Provence calcaire à l'ouest (terrains sédimentaires à composante essentiellement carbonatée d'âge secondaire), et la Provence cristalline à l'est (formations métamorphiques et grés-pélitiques d'âge primaire). Le contact entre ces deux domaines correspond à la « dépression périphérique des Maures » (Journot, 1948), érodée dans les marnes permienes. Cette structure joue un rôle déterminant sur l'hydrographie, la formation des flux solides et l'hydrologie du Gapeau. A l'aval, l'embouchure s'inscrit dans une vaste plaine alluviale, dont le soubassement est principalement formé de terrains d'âge permien (pélites et grés).

Le Gapeau est un fleuve côtier long de 47,5 kilomètres. Son bassin-versant (564 km²) s'inscrit entre les massifs de la Sainte Baume et des Morières au nord et à l'ouest et le massif des Maures à l'est (figure 1). Il s'ouvre au sud sur la plaine et la rade d'Hyères. Son principal affluent, le Réal Martin, est long de 25 km pour un bassin versant de 315 km². Il prend sa source dans le massif des Maures et conflue avec le Gapeau à environ 8 km de l'embouchure. A proximité de l'embouchure, les bassins des petits affluents (dont le Borrel) couvrent environ 46 km².

1.1.1. Organisation du réseau hydrographique et contexte géologique

Le Gapeau prend sa source dans le massif calcaire forestier de la Sainte-Baume, qu'il incise par des gorges étroites jusqu'à Solliès-Pont (Figure 1), avant de traverser la large plaine alluviale, intensément cultivée, formée par la « dépression permienne » ou « dépression périphérique » (figure 2). A partir de La Crau, il recoupe les terrains cristallophylliens des Maquettes sur quelques kilomètres. Le massif calcaire correspond à des formations calcaires d'âge secondaire, plissées lors de l'orogénèse pyrénéo-provençale à la transition Crétacé-Tertiaire. Il comprend des formations du Trias (grès, calcaires et marnes), du Jurassique et du Crétacé (calcaires, marnes et dolomies). Les terrains y sont caractérisés par l'importance des infiltrations, à l'origine d'un vaste réseau karstique qui explique la présence de nombreuses sources.



Le Réal Martin prend sa source dans les roches métamorphiques du massif des Maures, puis s'écoule dans la dépression périphérique, où il reçoit quelques affluents issus des collines calcaires en rive droite. Avant de recouper le massif ancien, il reçoit en rive gauche le Réal Collobrier, affluent important issu également des Maures. Le massif des Maures est formé de longues croupes parallèles, de faible altitude (point culminant : la Sauvette, 779 m). Il correspond à des terrains métamorphiques anté-carbonifères, mis en place par l'orogénèse hercynienne. Les mouvements orogéniques postérieurs se traduisent par des réseaux de failles de direction sensiblement est-ouest, et dans une moindre mesure est-nord-est/ouest-sud-ouest. Cette configuration géologique explique l'hydrographie du bassin versant. En effet, ces mouvements ont introduit des déformations de ces surfaces morphologiques anciennes et ont ainsi conditionné le modèle actuel du réseau hydrographique dont les orientations suivent en général les directions de faille (exemple du Réal-Collobrier).

La dépression permienne, formée de roches tendres, est large de 2 à 10 km. Sa traversée se traduit par une rupture de pente sur le Gapeau et le Réal-Martin, provoquant le dépôt des alluvions provenant des massifs calcaires.

A l'aval, la pente s'affaiblit nettement (0,35 % dans la plaine d'Hyères, 0,07 % à l'embouchure). L'embouchure est une zone de dépôt, en raison de la proximité du niveau de base marin. Gouvernet (1965) a mis en évidence trois formations superposées sur plus de 30 m d'épaisseur, qui correspondent au colmatage de la ria du Gapeau à la fin du Pléistocène puis à l'holocène (figure 3).

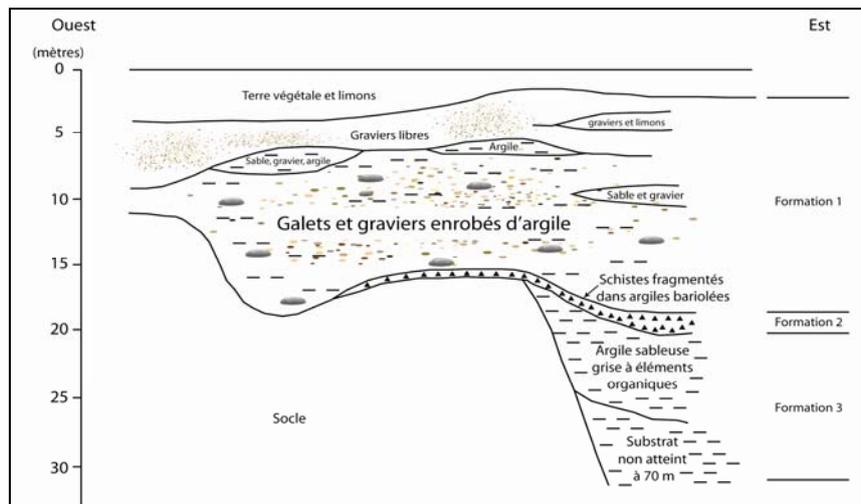


Figure 3: Comblement alluvial de la basse vallée du Gapeau (Gouvernet, 1965, modifié).

Ces formations correspondent :

- à la base, des argiles sableuses grises à éléments organiques correspondant à un dépôt transgressif rétrogradant d'origine fluviatile et fluvio-marine. (formation 3),
- une formation argileuse bigarrée peu puissante en position intermédiaire (formation 2) et,
- au sommet, des dépôts sablo-graveleux et gravelo-argileux fluviatiles récents, progradants (formation 1), recouverts par un dépôt limoneux d'inégale puissance (2 à plus de 6,5 m), renfermant des galets permien, des quartzs, des phyllades et des calcaires, caractéristiques du lit actuel du Gapeau.

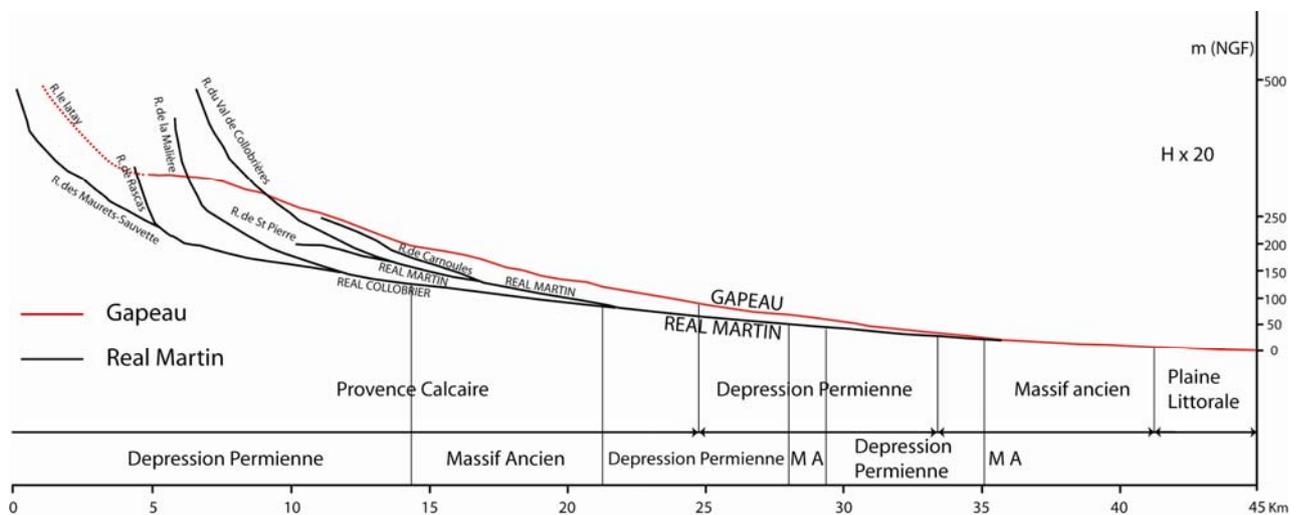


Figure 4: Profil longitudinal du réseau hydrographique du Gapeau (Masrel, 1964, modifié).

Le Gapeau et de ses principaux affluents ont un profil concave, caractérisé par un fort contraste entre un segment amont très court et un long segment aval en pente faible (figure 4). Sur le haut Gapeau, la pente est de 1,4% dans la zone de Méounes, 1 % dans celle de Solliès-Pont. La partie supérieure du Réal Martin a une pente de 2,1 %, puis sa pente moyenne générale est d'environ 1,5 %. L'énergie potentielle est donc globalement un peu plus élevée sur les cours d'eau issus du massif des Maures.

1.1.2. Influence de la géologie sur la formation des flux solides

La différence de nature géologique entre les deux branches principales du bassin-versant (Gapeau et Réal-Martin) induit des différences importantes sur la formation des flux solides (Tableau 1) (Annexe 3). En effet, à l'ouest et au nord, les terrains carbonatés (292 km² soit 58 % du bassin-versant), perméables ou semi perméables (dolomies et calcaires) sont souvent karstifiés. Peu de données quantifiées sur l'érosion des versants sont disponibles pour cette partie du bassin-versant (Nicod, 1992), cependant, du fait de la prédominance de l'infiltration, cette érosion est certainement inférieure à celle des substrats plus tendres (marnes de la dépression, altérites du massif des Maures). A l'est et au centre (272 km² soit 48 % du bassin-versant), le substrat est constitué de terrains globalement imperméables (terrains cristallophylliens, pélites, grès compacts) favorables au ruissellement et à l'érosion. Des études ont ainsi montré l'efficacité de l'érosion dans le massif des Maures (Martin, 1975, 1986, 1989). Avec des vitesses d'érosion totale des roches comprises entre 18 et 30 mm/1000 ans, l'altération chimique est extrêmement efficace et responsable de la formation d'altérites, qui sont des sources sédimentaires potentielles pour le cours d'eau.

Bassin	Phyllades (Maures)	Alluvions (dépression Permienne)	Calcaire (Ste Baume)	total
Bassin supérieur du Gapeau	-	-	204	204
Plaine de Cuers :				
- drainée par le Gapeau		37	10	47
- drainée par le Réal Martin	28	44	78	150
Réal Collobrier	73	10	-	83
Sud de Pierrefeu	80	-	-	80
total	181	91	292	564

Tableau 1 : Superficies des formations géologiques du bassin versant du Gapeau (données en km²) (SCP, 1973).

La minceur des formations superficielles récentes résulte de la combinaison de deux facteurs : le décapage presque total des sols depuis la dernière période froide, vraisemblablement en relation avec l'anthropisation du bassin-versant, et la faiblesse du front d'arénisation actuel. Les sols formés sur ces substrats appartiennent à la classe des rankers. Ils sont en général très peu épais (moins de 30 cm en moyenne), légèrement acides, très sableux et caillouteux et fréquemment remaniés (Martin, 1975). Les secteurs végétalisés fournissent donc peu de sédiments au cours d'eau car en présence d'un couvert végétal, même réduit à l'état de maquis, l'érosion pluviale est négligeable. Seuls les incendies, et donc la mise à nu des versants, entraînent une érosion sensible. Ainsi sur des parcelles expérimentales défrichées, les pertes de terre dépassent 1 000 t/an/km² (Martin, 1975).

1.1.3. L'occupation du sol dans le bassin-versant

a) Données disponibles

Afin d'appréhender les changements d'occupation du sol dans le bassin-versant du Gapeau, nous nous basons ici sur une étude réalisée par la société GéoMéditerranée en 2003 sur l'analyse de l'évolution de l'occupation du sol en région PACA à partir de Corine Land Cover (1988) et de l'occupation du sol de 1999 (obtenue à partir d'images satellite). Nous utilisons également une cartographie de l'espace forestier réalisée par la Société du Canal de Provence en 1973, qui est comparée à une cartographie de l'espace forestier sur le bassin-versant du Gapeau extraite du POS Varois de 2006 (DDE Var, 2006). Enfin, nous disposons d'une étude universitaire réalisée en 2007 sur les changements d'occupation du sol, à partir de photographies aériennes, réalisées entre 1944 et 2003 dans le bassin-versant du Borrel, un affluent de rive gauche du Gapeau dans la basse-vallée (Monaco et Flamini, 2007) (Tableau 2).

Source	Etendue Géographique	date	nombre de classes d'information
Géoméditerranée, 2003	Var	1988-1999	10
Monaco et Flamini, 2007	bassin-versant du Borrel	1944-2003	6
Cette étude, 2008	bassin-versant du gapeau	1973-2006	1

Tableau 2 : Données disponibles sur l'occupation du sol dans le bassin-versant du Gapeau.

b) Occupation actuelle du sol dans le bassin-versant du Gapeau

Le bassin-versant du Gapeau est dominé par la forêt (environ 66% de la surface totale du bassin-versant en 2006), essentiellement sur les versants, et par l'agriculture et l'urbanisation dans les fonds de vallées. La figure 5, qui représente l'évolution des surfaces forestières entre 1973 et 2006, montre l'importante emprise actuelle de la forêt.

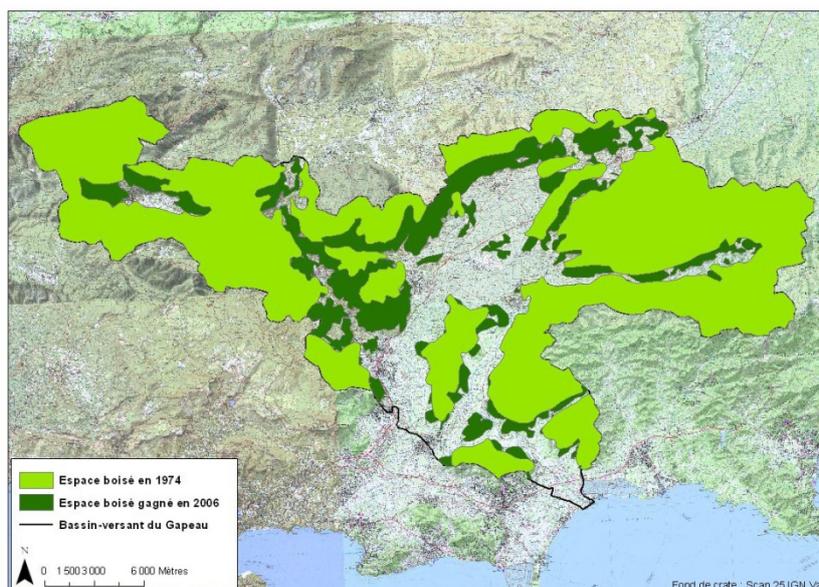


Figure 5 : Comparaison des espaces boisés recensés en 1973 et 2006 sur le bassin-versant du Gapeau.

c) Dynamiques de l'occupation du sol

Source	Etendue Géographique	période d'étude	Augmentation du couvert forestier
Géoméditerranée, 2003	Var	1988-1999	+ 2%
Monaco et Flamini, 2007	bassin-versant du Borrel	1944-2003	+ 11%
Cette étude, 2008	bassin-versant du gapeau	1973-2006	+ 15%

Tableau 3 : Augmentation des surfaces boisées observées dans chaque étude.

Sur l'ensemble du département du Var de faibles variations des surfaces boisées sont observées entre 1988 et 1999 (+ 2%). En revanche, sur le bassin-versant du Gapeau, la figure 5 présente une importante fermeture des paysages entre 1973 et 2006. Les surfaces boisées couvrent 328 km² en 1973 et 377 km² en 2006, soit 50 km² de plus, c'est-à-dire un accroissement de + 15 %. L'étude de l'occupation du sol dans le bassin-versant du Borrel confirme cette tendance à l'augmentation de la couverture forestière, estimée à environ + 11 % entre 1944 et 2003 (Tableau 3).

1.1.4. Les aménagements du chenal : distribution des ouvrages transversaux dans le bassin-versant.

Dans le bassin-versant du Gapeau, l'anthropisation ancienne se traduit par de nombreux aménagements, susceptibles d'affecter significativement le transit des flux solides.

a) Les aménagements dans la partie amont du bassin-versant

Il est difficile d'établir une chronologie précise des aménagements réalisés sur le Gapeau, aucune étude exhaustive les concernant n'ayant été réalisée à ce jour. L'étude, commandée par le syndicat mixte du bassin versant du Gapeau au bureau d'étude S.I.E.E, concernant l'état de la ripisilve du Réal Martin/Réal Collobrier (S.I.E.E., 2004) recense néanmoins près de 167 ouvrages hydrauliques, uniquement sur le Real martin, dont 38 seuils maçonnés (soit 1 seuil/1,2 km) variant entre 0,5 et 2 m de hauteur (figure 6). Une étude des conditions de franchissement des obstacles majeurs par les poissons migrateurs a également été réalisée sur le Gapeau et le Réal Martin en 2002 par l'association MRM (Migrateurs Rhône Méditerranée) (Barral, 2002). Cette étude dénombre 32 obstacles sur le cours du Gapeau, inégalement répartis sur tout le linéaire, dont près de 90 % se situant en amont du bassin-versant. Le secteur situé entre la Crau et la confluence avec le Réal-Martin est quasiment dépourvu d'ouvrages. Le Réal Martin est lui fortement cloisonné avec 14 obstacles répertoriés. Les seuils identifiés dans ces études sont presque exclusivement destinés au prélèvement d'eau à des fins d'irrigation et sont, actuellement, en grande partie abandonnés mais sans pour autant être en mauvais état.

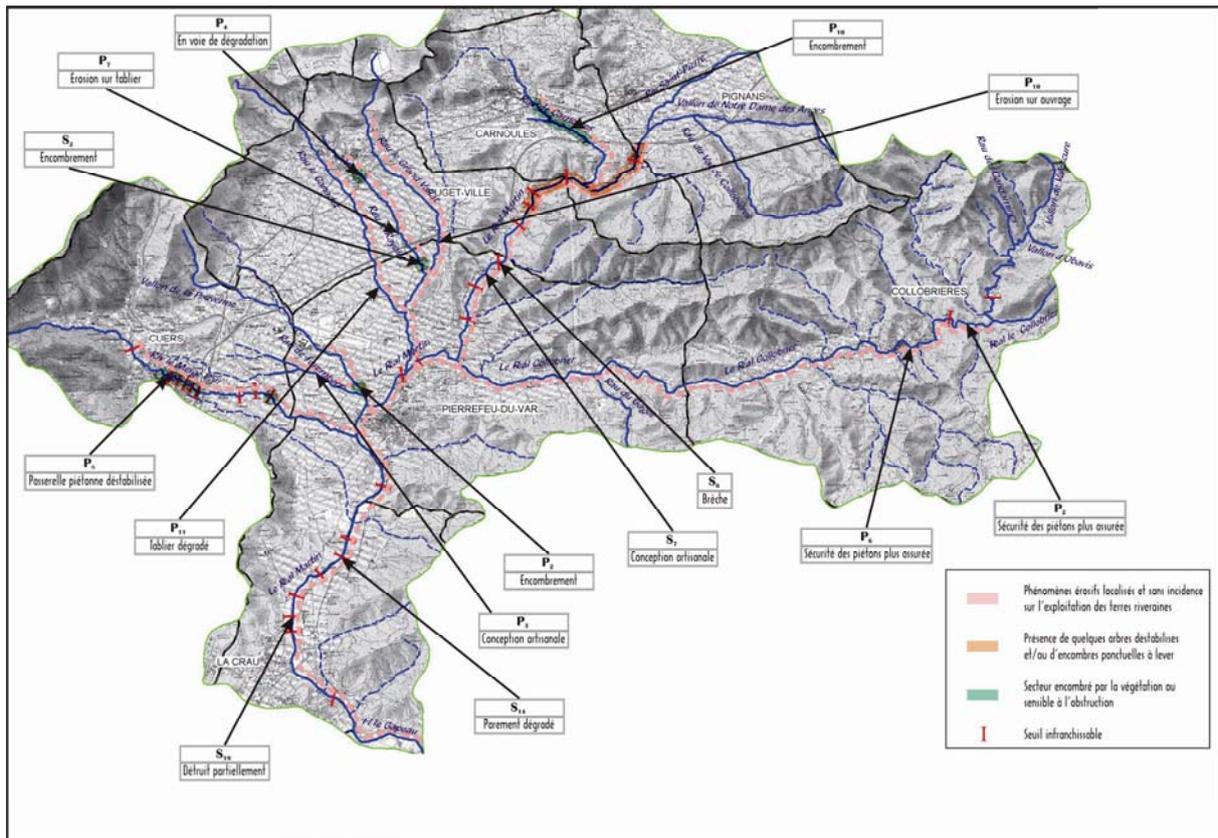


Figure 6 : Synthèse de l'état physique et des ouvrages hydrauliques sur le bassin-versant du Réal-martin (S.I.E.E, 2004).

b) Les aménagements dans la basse vallée

Sur le Gapeau aval, deux ouvrages font potentiellement obstacle aux sédiments en transit : le seuil de Sainte Eulalie, situé à 2,2 km en aval de la confluence entre le Gapeau et le Réal-Martin, et le barrage anti-sel, situé à environ 1,6 km en amont de l'embouchure (figure 7).

Le seuil de Sainte Eulalie est un ouvrage en maçonnerie, dont la date de construction n'a pas pu être précisément déterminée ; les cartes de 1896 en font déjà mention. Le fait qu'actuellement ce seuil ne soit pas totalement comblé implique 1) soit de faibles apports sédimentaires en provenance de l'amont, 2) soit un seuil transparent n'entravant pas le transit de la charge de fond, 3) soit un curage régulier de l'ouvrage. Ce dernier ne semble pas avoir fait l'objet de curages récemment (communications personnelles des riverains), donc s'il existe des apports de l'amont, il conviendra de préciser le rôle du seuil dans la continuité sédimentaire.



Figure 7 : Les ouvrages transversaux dans la basse vallée : a) Seuil de Ste Eulalie, b) Seuil de Ste Eulalie vu de l'aval c) Le barrage anti-sel dégonflé d) Le barrage anti-sel au module.

Le barrage anti-sel a été construit dans les années 1970 avec une technique innovante de « boudin gonflable », afin d'empêcher la remontée de l'eau de mer et les intrusions salines dans la nappe phréatique. De par sa conception, il n'a aucun impact sur le transit sédimentaire. En effet, il s'efface lors des crues en se dégonflant automatiquement. Néanmoins il semble que la période estivale soit propice au dépôt de matériaux fins de décantation dans le plan d'eau créé par le barrage. La municipalité d'Hyères a, en effet, réalisé un curage ou dragage du lit du Gapeau en amont du barrage afin de retirer une certaine épaisseur de vase (jusqu'à 50 cm), qui serait à l'origine d'une imperméabilisation du plancher alluvial néfaste au bon approvisionnement de la nappe phréatique (SAFEGE, 2007).

Pour conclure, il est difficile d'évaluer le nombre et l'ampleur des ouvrages sur l'ensemble du réseau hydrographique. Les chiffres démontrent néanmoins une anthropisation importante, sans doute responsable de discontinuités, tant au niveau sédimentaire qu'halieutique.

1.1.5. Conclusion sur les conditions de formation et de transfert de la charge solide

La présentation du bassin-versant du Gapeau met en évidence deux sous-bassins aux caractéristiques géologiques contrastées, provoquant vraisemblablement une différenciation dans la fourniture sédimentaire au secteur aval. La branche située à l'ouest, le Gapeau, s'écoulant sur un substrat calcaire, perméable et favorable aux infiltrations, alimente probablement moins le cours d'eau en sédiments que la branche est, le Réal-Martin, qui s'écoule sur un substrat métamorphique, imperméable et potentiellement pourvoyeur d'alluvions que peuvent fournir les altérites. Cependant, le rôle respectif des deux branches

n'a jamais fait l'objet d'études détaillées. En complément des apports des versants, la dépression permienne, constituée de roches sédimentaires tendres, représente également une source potentiellement importante de sédiments. L'occupation du sol dans le bassin-versant du Gapeau a connu d'importantes mutations depuis au moins cinquante ans, la principale étant la fermeture des paysages par la forêt. Cette évolution est classiquement associée à une réduction des apports sédimentaires des versants au réseau hydrographique (Liebault, 2003 ; Piégay et al., 2004). Enfin, le recensement des ouvrages met en évidence un autre facteur susceptible de modifier le transfert de la charge de fond et donc les apports au littoral. En effet, de nombreux ouvrages transversaux sont présents sur le Réal-Martin et le Réal-Collobrier, ainsi que sur le Gapeau aval (seuil de Ste Eulalie).

1.2. Conditions de formation des flux liquides

1.2.1. Le contexte climatique

Le bassin-versant du Gapeau bénéficie d'un climat méditerranéen humide (665 mm/an en moyenne) (tableau 4). Les étés sont chauds et secs (23°C et 19,1 mm/mois en moyenne) et les hivers relativement doux et humides (10°C et 73,6 mm/mois en moyenne). Les pluies moyennes sont très inégalement réparties avec moins de 7 mm en juillet et près de 94 mm en octobre. Les données disponibles pour la partie amont du bassin-versant (Cuers, à environ 20 km du littoral), indiquent que les moyennes saisonnières de température sont relativement similaires à celles enregistrées à Hyères le Palyvestre, à proximité du littoral. En ce qui concerne les précipitations, il semble que l'altitude plus élevée de la station de Cuers soit à l'origine d'une pluviométrie plus soutenue, surtout au printemps mais également à l'automne et en été.

		Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Températures moyennes (°C)	Hyères (10m NGF)	9	10	11	14	17	21	24	24	21	17	13	10	15,9
	Cuers (100 m NGF)	8	9	10	13	16	20	23	23	19	16	11	8	15
Moyennes mensuelles des précipitations (mm)	Hyères (10m NGF)	76	88	56	55	45	22	6	28	49	94	69	73	661
	Cuers (100 m NGF)	105	55	58	84	63	41	18	43	70	138	105	96	876

Tableau 4 : Données climatiques à Hyères le Palyvestre (1959-2007) (données météo France), et à la station de Cuers (1975-2000), (source : SIEE 2004).

1.2.2. L'hydrologie

1.2.2.1. Influence du contexte géologique

En ce qui concerne l'hydrogéologie générale du bassin-versant, les observations hydrologiques et météorologiques montrent que le coefficient de ruissellement global dans les séries métamorphiques est très supérieur à celui des séries carbonatées, traduisant ainsi le contraste hydrogéologique qui existe entre ces deux composantes du bassin-versant (S.C.P., 1973), avec des volumes écoulés et des amplitudes des crues plus importantes sur le Réal-Martin que sur le Gapeau (S.C.P., 1973).

1.2.2.2. Le régime hydrologique

Les caractéristiques hydrologiques du Gapeau à la station hydrographique de Sainte Eulalie sont présentées dans le tableau 5. Cette station, gérée par la DREAL, enregistre les apports de la quasi-totalité du bassin versant du Gapeau (520 km² sur 564 km²) et est située à environ 6 km de l'exutoire en rade d'Hyères (figure 8). Elle comporte une échelle limnigraphique installée sur une section contrôlée par un seuil. Elle a été mise en service le 01/01/1961. Lors de crues importantes, supérieures à 110 m³/s⁻¹, une partie du débit passe par un chenal de crue à travers la plaine agricole, avant de retourner dans le lit du Gapeau (CEDRAT, 2001). La station est dans ce cas en partie contournée et la mesure des débits sous-estimée. Il existe également deux stations hydrographiques, sur chacune des branches en amont de la confluence Gapeau /Réal-martin. Une station est installée sur le Gapeau, à Solliès-Pont, et contrôle un bassin-versant d'environ 186 km². Une station est installée sur le Réal-Martin, à la Crau, et contrôle un bassin-versant d'environ 283 km². Nous présentons ici uniquement les données de la station de Ste Eulalie, qui représentent le mieux les écoulements parvenant au littoral de la rade d'Hyères.



Débit	Fréquence	Banque	HGM	CEDRAT
		hydro	(1996)	(2001)
Etiage	-	0,5	-	-
Module	-	3,9	-	-
Crues	Biennale	80	-	160
	Décennale	180	260	320
	Vicennale	220	-	390
	Cinquantennale	270	420	470
	Centennale	-	485	530

Figure 8: Localisation de la station hydrométrique de Sainte Eulalie

Tableau 5 : Caractéristiques hydrologiques (en m³/s⁻¹) ; données calculées à partir des débits moyens journaliers sur 49 années de mesures (Banque Hydro, www.hydro.eaufrance.fr), données calculées à partir des débits instantanés sur 35 et 40 années de mesures (HGM, 1996 et CEDRAT, 2001).

Le module du Gapeau se situe à environ 4 m³/s⁻¹, l'étiage à environ 0,5 m³/s⁻¹ et les débits de crue sont sensiblement différents selon le mode de calcul (Tableau 5). En effet, l'utilisation des débits moyens journaliers conduit à sous-estimer les débits de crue pour une récurrence donnée. Il apparaît ainsi que les débits de crues calculés par HGM (1996) et CEDRAT (2001) sont largement supérieurs à ceux proposés par la banque hydro, avec des

valeurs quasiment deux fois supérieures pour les mêmes périodes de retour. Calculées à partir des données instantanées et non des moyennes journalières, il ressort de ces 2 approches une des caractéristiques hydrologiques majeure du Gapeau, c'est-à-dire l'occurrence de crues violentes et soudaines, avec des débits de pointe atteints durant de brefs moments. Nous retiendrons les valeurs proposées par la banque hydro dans la suite de cette étude. Le régime hydrologique est de type pluvial méditerranéen non influencé (Pardé, 1933). En effet, le contraste entre les faibles débits et les débits de crue est important, avec un rapport de 1 à 160 entre le débit d'étiage et la crue biennale et un rapport de 1 à 520 entre le débit d'étiage et la crue cinquantennale, traduisant une forte irrégularité des écoulements. Cette irrégularité est représentée par la figure 9, représentant la courbe des débits classés à la station de Ste Eulalie, qui montre la très faible récurrence des débits de crue. De plus, la variabilité intra annuelle des débits moyens mensuels est forte. Les volumes écoulés sont importants en automne et en hiver, et l'été correspond à la période de basses eaux (figure 10).

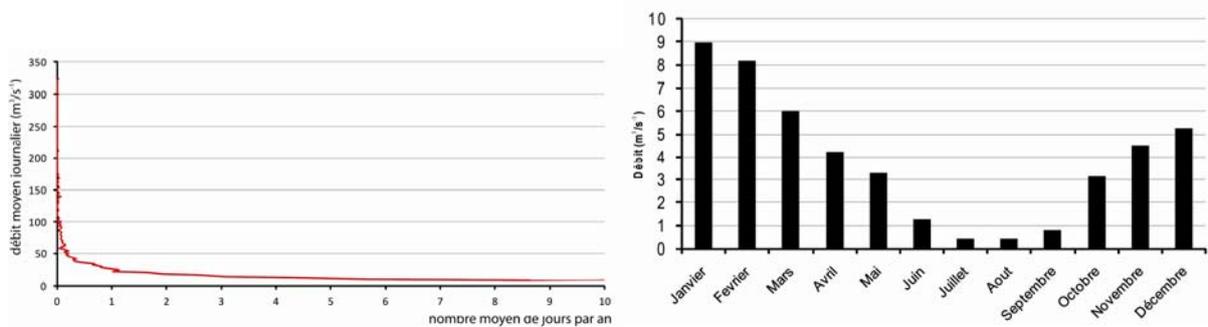


Figure 9 : Courbe des débits classés à la station de Ste Eulalie (source : Banque Hydro).
 Figure 10 : Débits moyens mensuels (calculés sur la période 1961-2008) (source : Banque hydro).

1.2.2.3. La variabilité des débits sur la période 1961-2010

L'analyse de la chronique hydrologique du Gapeau à partir des données enregistrées à la station de Ste Eulalie montre qu'entre 1961 et 2008, le débit moyen journalier maximal atteint a été de $326 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, le 28 décembre 1972. La seconde plus importante crue enregistrée a également eu lieu durant les années 70, le 17 janvier 1978, avec un débit de $302 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Ces débits relèvent d'évènements à caractère exceptionnel (supérieurs à la crue cinquantennale), les plus forts jamais enregistrés (Figure 11). La distribution chronologique des débits indique deux périodes avec des crues fréquentes et de forts débits dans les décennies 1970 et 1990. Entre ces deux périodes, les débits sont moins importants et les crues moins intenses et moins fréquentes. En effet, 15 ans de faible hydrologie séparent 1979 et 1994. Ainsi, les années 1970 présentent les moyennes des débits mensuels maximum instantanés les plus élevées ($63 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) (tableau 6). Mais avec une moyenne de 36 et $34 \text{ m}^3/\text{s}$, les années 1990 et 1960 semblent également être des périodes de forts débits. Concernant le nombre d'épisodes supérieurs à $50 \text{ m}^3/\text{s}$, les années 1970 et 1990 sont marquées par une fréquence plus importante des évènements extrêmes, respectivement 55 et 28 contre 10 pour les décennies 1960 et 1980.

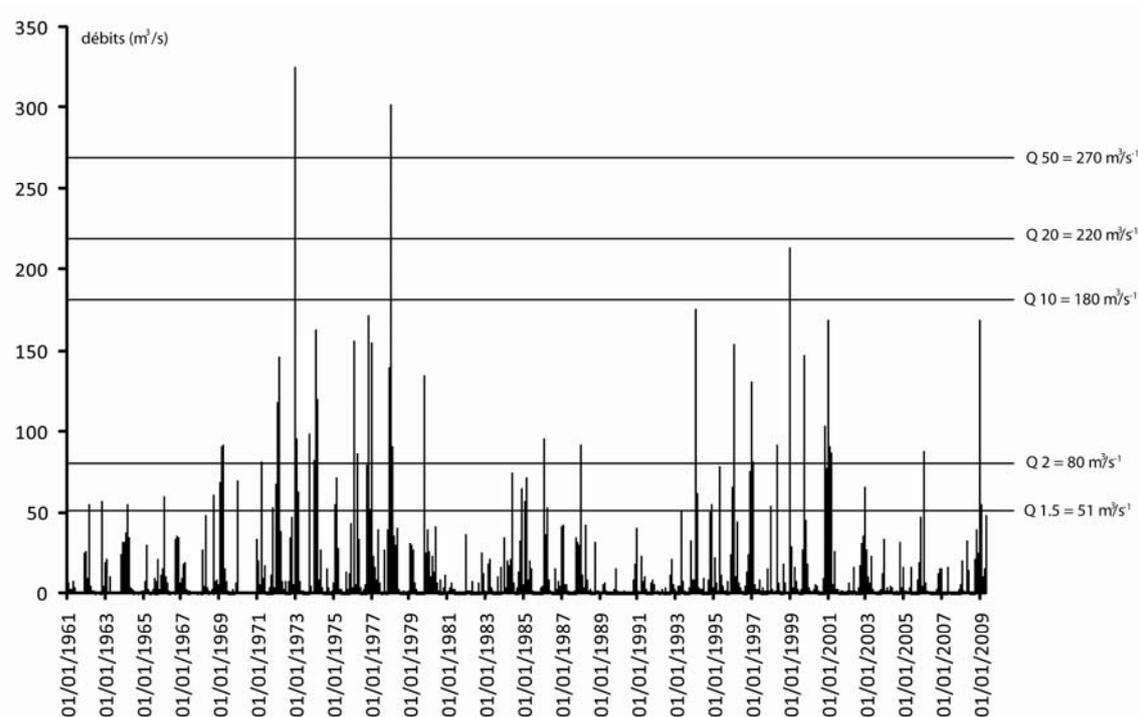


Figure 11 : Chronique hydrologique du Gapeau à Ste Eulalie (débits moyens journaliers 1961-2009) (source: Banque hydro.)

périodes	Moyenne des débits max. instantanés mensuels	Moyenne des débits moyens journaliers	Nombre d'épisodes ≥ 50 m ³ /s
1961-1969	34 m ³ /s	4,6 m ³ /s ⁻¹	10
1970-1979	63 m ³ /s	6,3 m ³ /s ⁻¹	55
1980-1989	26 m ³ /s	2,8 m ³ /s ⁻¹	10
1990-1999	36 m ³ /s	3,5 m ³ /s ⁻¹	28

Tableau 6 : Occurrence des forts débits en fonction des périodes.

1.2.3. Conclusion sur la formation des flux liquides

En conclusion, l'hydrologie sur le Gapeau aval est très contrastée et caractéristique des organismes méditerranéens, avec des crues soudaines et des débits très supérieurs au débit d'étiage. La variabilité intra annuelle est très importante avec une nette différence de débit entre la période estivale et le reste de l'année hydrologique. En termes de variabilité inter annuelle, des périodes de forte activité hydrologique alternent avec des périodes de calme relatif, ce qui est cohérent avec la chronique des précipitations. Ainsi, les décennies 1970 et 1990 sont plus actives tandis que les décennies 1960, 1980 et 2000 sont relativement plus calmes sur le plan hydrologique. Il existe également une variation spatiale en fonction des bassins d'alimentation. En effet, le coefficient de ruissellement sur substrat métamorphique (bassin-versant du Réal-Martin) est le double de celui sur substrat calcaire (bassin-versant du Gapeau) (SCP, 1973). Les flux liquides, ainsi que l'amplitude des crues, sont donc relativement plus importants sur le Réal-Martin (SCP, 1973).

1.3. Caractéristiques géomorphologiques du secteur d'étude

Le secteur étudié débute un peu en amont de la confluence Gapeau/Réal Martin et s'étend jusqu'à l'embouchure, soit sur 8 km environ. Nous allons également étudier deux secteurs en amont de cette confluence, afin de mettre en évidence des différences dans l'évolution séculaire de la bande active et dans le transport sédimentaire actuel. Sur l'ensemble de la basse vallée, 7 tronçons peuvent être distingués en fonction de différents paramètres : largeur de la bande active, hauteur et forme des berges, granulométrie des sédiments du lit, état de la ripisilve, aménagements... (figure 12). La plupart des secteurs présentent un chenal étroit et profond avec des berges hautes et une absence de lit moyen (figure 13). Cette morphologie, plus caractéristique d'un chenal calibré que d'un chenal naturel, est favorable au bon transit des flux liquides et de la charge sédimentaire. (Annexe 1).

Dans cette partie, consacrée à la présentation des caractéristiques morphologiques du chenal du Gapeau dans la basse-vallée, nous avons découpé le linéaire étudié en tronçons géomorphologiquement homogènes. Dans le chapitre 2, consacré à l'analyse de l'évolution de la bande active du Gapeau, nous avons procédé à un autre découpage, en « secteurs », qui présentent une évolution similaire. Par conséquent, il n'existe aucun lien entre les « tronçons » définis ici et les « secteurs » déterminés dans le chapitre 2.

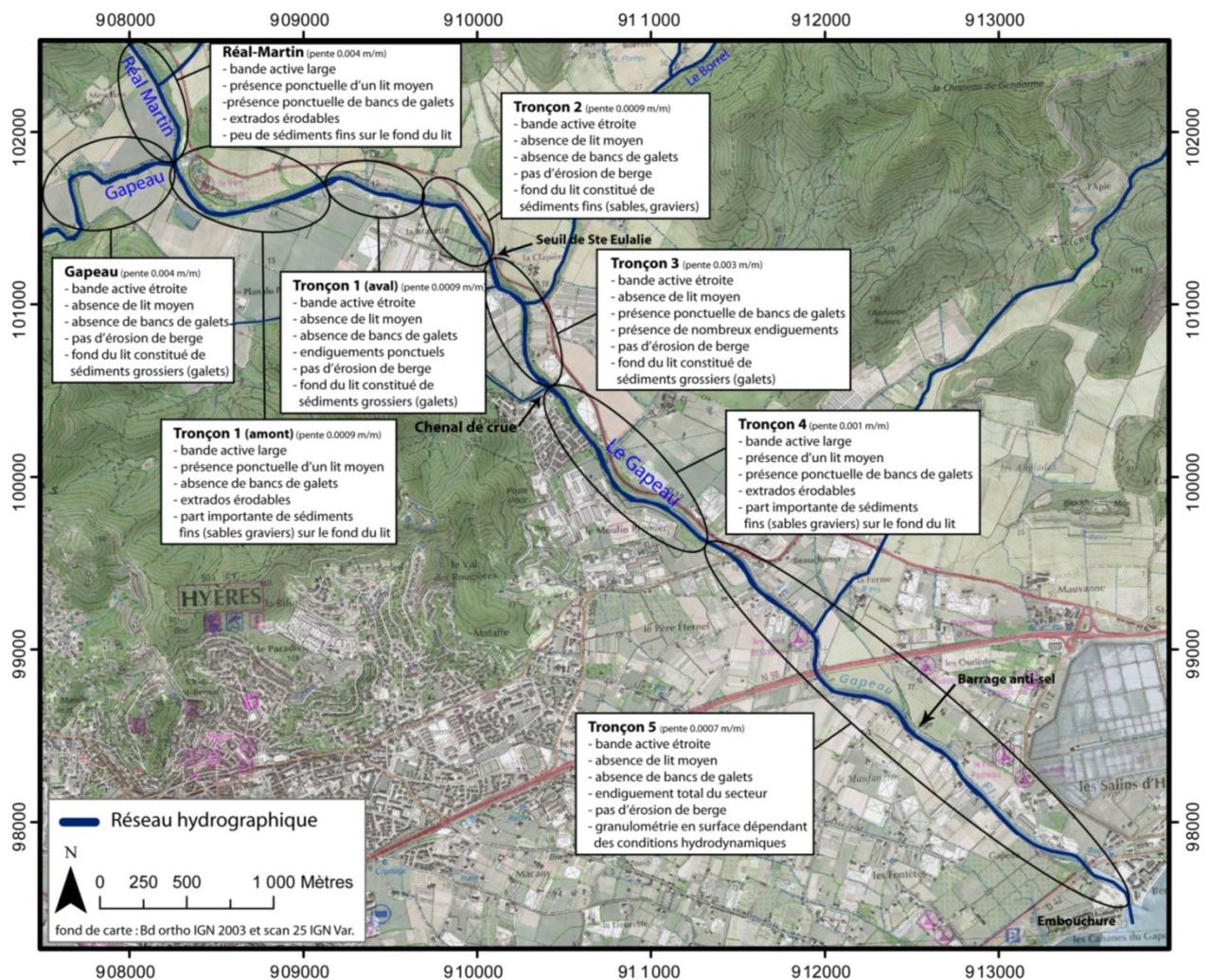


Figure 12 : Répartition des différentes morphologies sur le Gapeau aval.

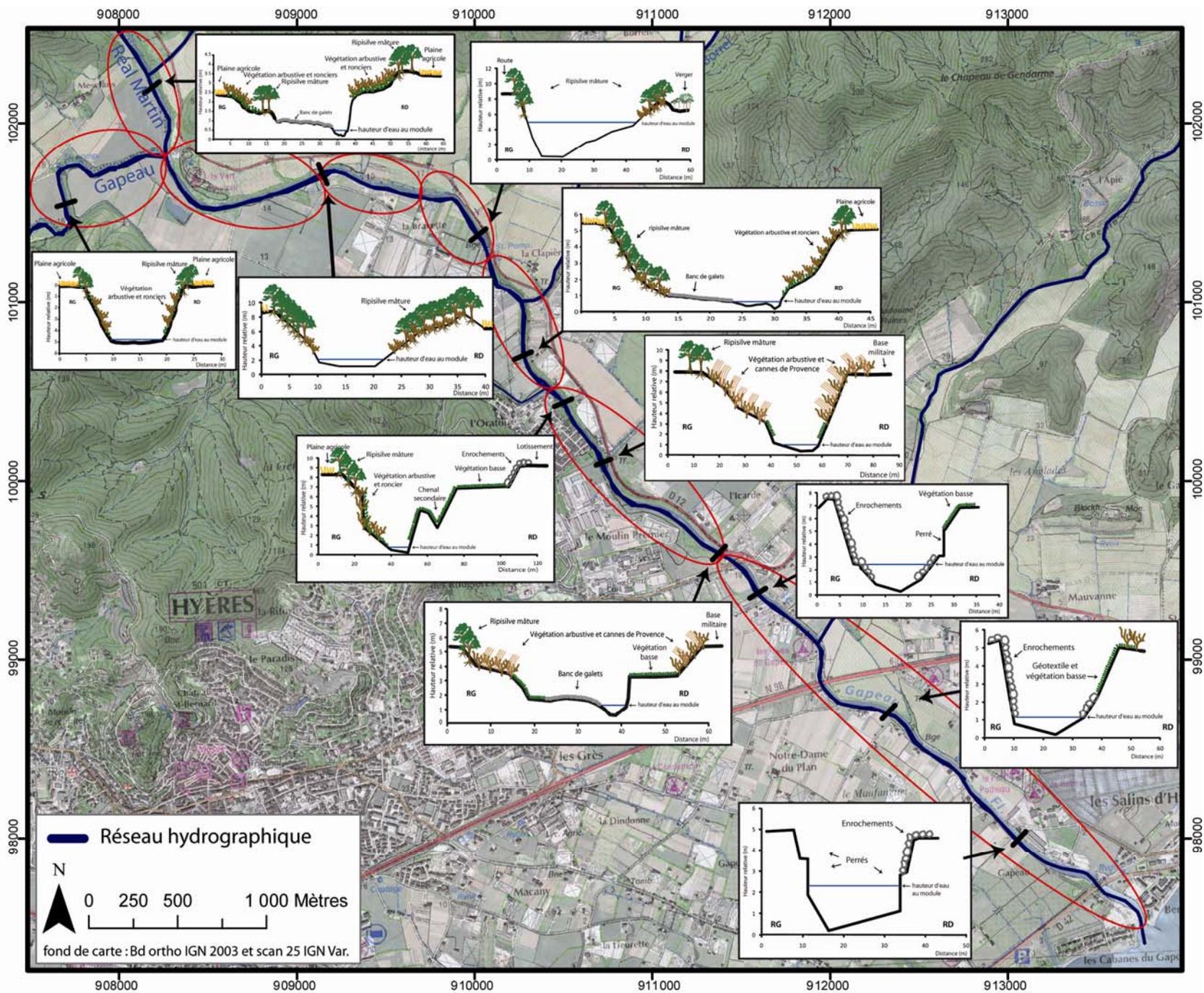


Figure 13 : Exemples de géométries caractéristiques du chenal du Gapeau dans la basse vallée.

Néanmoins, compte tenu de la pente, de la mobilité de la charge disponible, de la stabilisation des berges par la ripisilve et des aménagements, il existe des tronçons plutôt susceptibles d'alimenter le cours d'eau en sédiments tandis que d'autres sont plutôt susceptibles de favoriser le stockage, et d'autres de permettre le transfert (figure 14). Les secteurs où la pente longitudinale se réduit tendent à freiner les flux et à provoquer un stockage. Au niveau du tronçon 2, du fait de la présence du Seuil de Ste Eulalie, mais également au niveau du tronçon 5, où le barrage anti-sel provoque un stockage temporaire, tout comme à l'approche de l'embouchure et du niveau de base. Il existe donc des discontinuités, au niveau de la pente longitudinale, qui s'accompagnent toujours d'une réduction de la granulométrie des sédiments du lit. Certains secteurs semblent, au contraire, susceptibles d'alimenter ponctuellement le cours d'eau en charge solide par érosion des berges : Réal-Martin, tronçon 1 amont et le tronçon 4. Ces secteurs présentent une plus large bande active, avec un emboîtement des lits (présence d'un lit moyen), et des berges érodables au niveau des extrados. Cependant, ces sections de tronçons potentiellement capables de fournir du sédiment au cours d'eau ne représentent qu'une faible très part du linéaire concerné (moins de 5%).

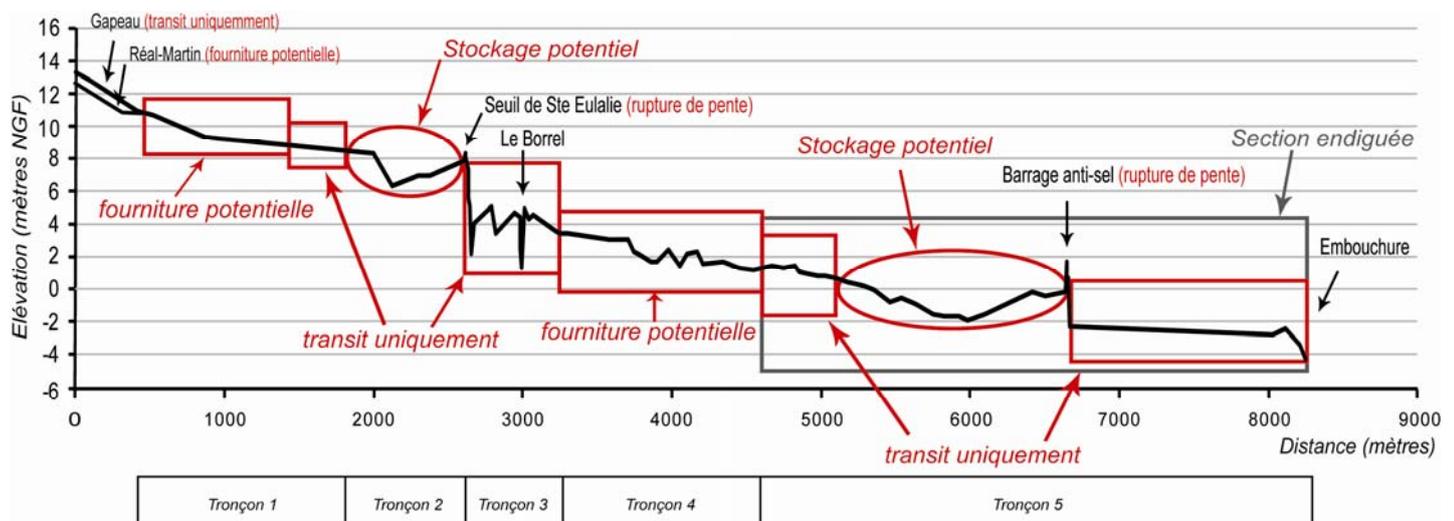


Figure 14 : Synthèse des conditions de la transmissivité sédimentaire dans le Gapeau aval.

2. La rade d'Hyères : conditions de la répartition et répartition des apports solides sur le littoral et dans la rade.

Après avoir étudié la formation des flux liquides et solides et les conditions de leur transfert dans le chenal du Gapeau, nous allons maintenant présenter les conditions de leur redistribution au littoral.

La rade d'Hyères est une dépression Est-Ouest, fermée à l'ouest par le tombolo de Giens, que Masurel (1953), interprète comme le prolongement structural de la dépression permienne, remblayée par les apports récents du Gapeau (figure 2). Les études sismiques réalisées par Mascle (1968), montrent en fait qu'elle se trouve sur le trajet d'une grande fracture est-ouest parallèle aux grands décrochements des Maures. Cet accident, qui se prolonge en mer par le canyon des Stoechades, a probablement préparé le creusement de la rade d'Hyères (Jeudy de Grissac, 1975).

Actuellement, si les apports grossiers (galets) constituent une partie des apports au littoral et peuvent alimenter certaines plages, la fraction la plus importante pour l'engraissement des plages de la rade est constituée par la fraction sableuse. La compréhension de la redistribution de ces matériaux au sein de cet espace nécessite la connaissance des dynamiques marines qui en sont responsables. Les mouvements sédimentaires littoraux sont, en effet, tributaires de ces dynamiques, car celles-ci déterminent l'organisation, l'intensité ainsi que la direction dominante de ces flux. Dans cette partie seront donc présentées les dynamiques marines : les vents, les houles, les courants, qui déterminent les flux sédimentaires, mais également les facteurs qui pourraient perturber leur organisation : les aménagements et l'herbier de posidonie ou la présence de stocks sédimentaires hérités, qui pourraient continuer à alimenter le littoral.

2.1. Les dynamiques météo-marines

Dans cette partie sont considérés tous les facteurs qui influencent l'évolution morphologique littorale et la redistribution du matériel sédimentaire apporté par le Gapeau. Nous étudierons ainsi les vents, responsables d'une agitation du plan d'eau et de la formation des houles, qui engendrent à leur tour la création de courants, principaux acteurs des transports sédimentaires littoraux.

2.1.1. Les vents

Le vent est le facteur essentiel de la morphogénèse littorale, en intervenant directement sur le transport éolien du domaine émergé (limité dans le cas présent du fait de l'étroitesse des plages) et indirectement en étant à l'origine des houles et des courants. La presqu'île de Giens est située aux « frontières » de deux régimes différents, celui du golfe du Lion à l'ouest et celui du golfe de Gênes à l'est. Les contraintes physiques du site d'étude (positionnement des îles d'Hyères et avancée rocheuse du Cap Bénat) jouent un rôle essentiel dans l'orientation des vents et donc dans la propagation des houles (figure 15). Les vents dominants sont liés aux perturbations du golfe de Gênes.

Il existe 5 stations météorologiques entre Toulon et l'île du Levant, dont les conditions d'enregistrement des vents trihoraires diffèrent. Pour cette étude, nous avons choisi d'étudier les données de la BAN d'Hyères (figure 15), qui apparaissent comme les plus représentatives des vents réels sur le littoral de la rade (anémomètre situé à 10 m au dessus du sol et proche de la côte). En revanche, sa localisation minimise les vents dominants au profit des vents locaux. En effet, les directions de nord-nord-ouest sont canalisées par les reliefs orientés nord-ouest/sud-est : Maurettes au nord et ensemble Mont des Oiseaux/Paradis au sud, ce dernier isolant la station des directions d'ouest (260-280°). La station est également plus ou moins à l'abri des vents d'est (80-100°), du fait de l'avancée du Cap-Bénat, et des vents de sud (180°), par la présence de Giens et de Porquerolles, tandis que les directions de sud-est (120-160°) correspondent au passage entre les îles de Porquerolles et de Port-Cros. Les directions de sud-ouest (220-260°) ne sont bloquées par aucun obstacle, mais n'influencent pas ou très peu l'agitation dans la rade.

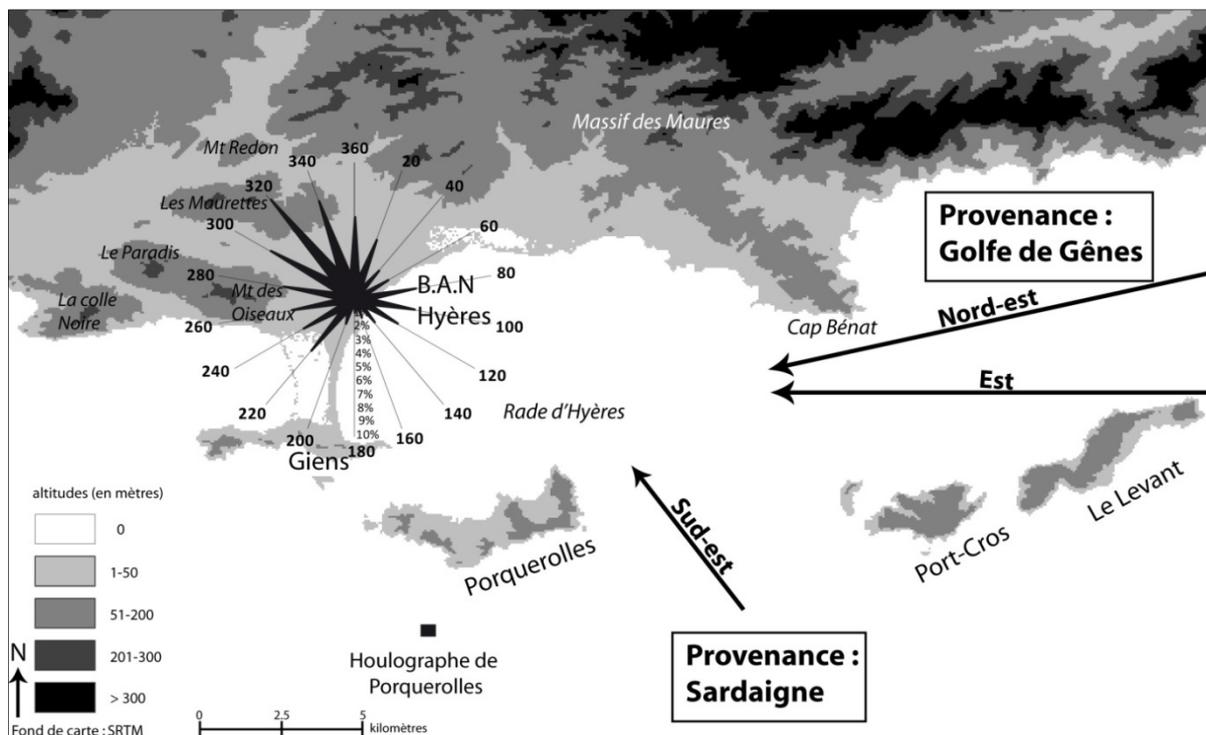


Figure 15 : Rose des vents trihoraires à Hyères B.A.N. pour la période 1966-2006 (source : Météo France) et direction des vents morphogènes.

2.1.1.1. Organisation locale des vents

La rose des vents trihoraires établie à partir des données de la BAN d'Hyères, pour la période 1966-2006 met en évidence les principaux régimes de vents affectant le secteur d'étude (figure 15). Dans le cas présent, l'organisation géographique environnante (positionnement des îles d'Hyères et avancée rocheuse du Cap Bénat) joue un rôle essentiel dans l'orientation des vents et donc dans la propagation des houles.

Le vent de sud-ouest est ici à mettre en relation avec les situations de tramontane : le littoral de la rade d'Hyères est alors « sous le vent ». Même si les altitudes du tombolo sont extrêmement faibles (< 4 mètres), elles atténuent considérablement les effets du vent et le plan d'eau est très peu affecté par les événements tempétueux de sud-ouest. Les vents d'ouest et de nord-ouest correspondent aux situations de mistral, très proches des précédentes, mais s'en distinguent par la trajectoire plus continentale de l'air froid. Tout comme les vents de sud-ouest, ils ne génèrent qu'une faible agitation en rade d'Hyères. En revanche, les vents de nord-est, est et sud-est provoquent la formation d'une houle qui pénètre dans la rade et participe à la morphogénèse littorale. Les directions de nord-est et d'est proviennent du golfe de Gênes en suivant plus ou moins parallèlement la côte méditerranéenne française ; elles sont canalisées par l'île du Levant et l'avancée du Cap Bénat. Les directions de sud-est ne pénètrent dans la rade que par la grande passe située entre les îles de Port-Cros et de Porquerolles.

2.1.1.2. Opposition des régimes de vents

Huit directions ont été retenues pour l'analyse des vents : nord, nord-est, est, sud-est, sud, sud-ouest, ouest et nord-ouest. Ces huit directions ont des caractéristiques statistiques très différentes, que ce soit en termes de moyenne générale, de valeurs extrêmes (tableau 7) et de fréquence (tableau 8).

Direction	Force moyenne (m/s)	Maximum (m/s)	Fréquence (en %)
Nord (340-20°)	2.54	19	27.3
Nord-est (30-60°)	3.65	19	6.7
Est (70-110°)	5.84	23	11.4
Sud-est (120-150°)	3.85	14	6.7
Sud (160-200°)	3.39	14	4.8
Sud-ouest (210-240°)	4.97	16	10.9
Ouest (250-290°)	6.14	19	12.6
Nord-ouest (300-330°)	4.1	24	19.6

Tableau 7 : Caractéristiques statistiques générales des vents trihoraires à la BAN d'Hyères (1966-2006).

Les vents morphogènes, susceptibles d'engendrer une houle incidente au littoral de la rade (nord-est, est et sud-est), représentent 26,7 % du temps. Avec un maximum de 23 m/s⁻¹, une fréquence de 11,4 % et une force moyenne de 5,84 m/s⁻¹, les vents d'est sont responsables de la majorité des événements morphogènes. Les vents de nord-est et sud-est ont des caractéristiques statistiques assez proches, chacun ne soufflant que pendant 6,7 % du temps et possédant des forces moyennes respectivement de 3,65 et 3,85 m/s⁻¹. Les vents de nord-est peuvent néanmoins être plus violents avec un maximum de 19 m/s⁻¹, quand les vents de sud-est n'atteignent que 14 m/s⁻¹. Les vents n'ayant que peu d'influence morphologique sur le littoral de la rade d'Hyères représentent 73,3 % du temps. Les plus fréquents sont les vents de nord et de nord-ouest (27,3 et 19,6 %). Ils sont aussi les plus violents (19 et 24 m/s⁻¹), avec les vents d'ouest (19 m/s⁻¹), qui sont moins fréquents (12,6 %). En revanche, avec une moyenne des forces de 6,14 m/s⁻¹, les vents d'ouest ont le rapport force/fréquence le plus élevé.

Enfin les vents de sud et de sud-ouest ne soufflent que pendant 4,8 % et 10,9 % du temps et relativement faiblement (14 et 16 m/s⁻¹).

La distribution statistique des vents fournit également d'autres informations. Les 8 directions de vent définies précédemment ont été seuillées en 7 classes établies à partir de l'échelle Beaufort. Les fréquences des principales directions sont calculées en fonction de ces classes (tableau 8).

	0-1 m/s ⁻¹	2-5 m/s ⁻¹	6-10 m/s ⁻¹	11-15 m/s ⁻¹	16-20 m/s ⁻¹	21-25 m/s ⁻¹	Totaux
Nord (340-20°)	12.501	13.513	1.134	0.167	0.013	0.000	27.328%
Nord-est (30-60°)	1.318	4.066	1.169	0.136	0.013	0.000	6.702%
Est (70-110°)	0.459	5.110	5.105	0.688	0.020	0.001	11.384%
Sud-est (120-150°)	0.435	5.222	0.991	0.015	0.000	0.000	6.663%
Sud (160-200°)	0.498	3.838	0.455	0.007	0.000	0.000	4.798%
Sud-ouest (210-240°)	0.502	6.502	3.608	0.262	0.005	0.000	10.879%
Ouest (250-290°)	0.834	4.642	5.960	1.134	0.020	0.000	12.590%
Nord-ouest (300-330°)	2.191	12.985	3.482	0.933	0.063	0.002	19.655%
Totaux	18.74%	55.878%	21.904%	3.342%	0.133%	0.003%	100%

Tableau 8 : Fréquence (en %) des classes des vents trihoraires seuillées par force et par direction pour la station de la B.A.N d'Hyères (1966-2006).

Les vents les plus faibles (< 5 m/s⁻¹) soufflent régulièrement, quelle que soit la direction et représentent près de 75 % du total. Les vents les plus forts (dès 11 m/s⁻¹) correspondent à trois directions dominantes, ouest (1,15 %), nord-ouest (0,93 %) et est (0,7 %). Les directions est et nord-ouest sont les seules à présenter des vents violents supérieurs à 21 m/s⁻¹.

En se basant sur les travaux de Suanez (1997) et Bruzzi (1998), qui définissent comme morphogènes les vents supérieurs à 11 m/s⁻¹ en Camargue, nous constatons que les événements tempétueux susceptibles de remodeler le littoral en rade d'Hyères (vents de nord-est, est et sud-est supérieurs à 11 m/s⁻¹) représentent environ 0,84 % du temps, soit une très faible occurrence.

2.1.2. Les houles

2.1.2.1. La houle au large

Les vents sont donc à l'origine de la formation de la houle, le mouvement ondulatoire que subit la surface de la mer sous l'influence du vent. Elle est définie par son amplitude, sa période, sa longueur d'onde, sa célérité, sa direction de propagation. La formation de la houle au large est en relation avec les champs de vent et leur intensité, la distance sur laquelle les vents soufflent (fetch) et leurs périodes d'influence. Une distinction est généralement faite entre les vagues (ou vague du vent) et la houle, ondulation affranchie de l'influence du vent. (Larras, 1979).

La description de la houle au large repose sur les analyses de Geomer (1996), qui se base sur les enregistrements de la bouée du CETMEF (Centre d'Etudes Maritimes et Fluviales) mouillée à 3.8 km au Sud de Porquerolles par 96 mètres (Bouée Waverider omnidirectionnelle DataWell) (42°57'35'' Nord et 06°10'48'' Est).

Au large, 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, d'octobre à mars, et une période estivale, d'avril à septembre, durant laquelle les hauteurs sont pour 99% inférieures à 3 m. Les données issues de cette bouée montrent une prédominance des hauteurs significatives comprises entre 0,5 m et 2,5 m, avec un maximum de 4 m atteint lors des tempêtes ($H_s > 4m$, $4s < T < 8s$). Les périodes de retour annuelles, biennales et décennales de H_s sont respectivement de 3,2m, 3,7m et 4,7m, avec des périodes associées de 6,5 à 7,5 s.

2.1.2.2. *La houle à la côte*

La houle détermine le gradient d'équilibre général de la plage et joue un rôle important dans la morphogenèse côtière. Sa hauteur influence la profondeur à partir de laquelle le profil de plage subit son influence (profondeur de fermeture sur le profil, Cowell et al., 1999) et définit par là même l'extension de la bande littorale active. L'énergie des vagues détermine l'intensité de l'énergie potentielle capable de modifier la morphologie des plages. En théorie, la houle au large n'est accompagnée d'aucun transport de matière. En revanche, au fur et à mesure de sa propagation vers la côte, la houle subit des modifications d'orientation, dues à la disposition des reliefs et à l'organisation bathymétrique, ainsi qu'à la présence éventuelle de l'herbier de posidonie, qui jouent un rôle important dans la mise en mouvement et le transport des sédiments. Cette combinaison houle/paramètres physiques va déterminer des zones de convergence ou de divergence, dans lesquelles l'énergie marine sera accentuée ou diminuée.

En s'approchant de la ligne de rivage la houle subit des déformations de différentes natures : réfraction, diffraction, réflexion. La diminution de la profondeur ralentit la célérité de la houle et conduit les lignes de crêtes à devenir parallèles aux isobathes : c'est la réfraction. Il est ainsi possible d'établir des plans de houle, qui tracent les lignes de crêtes et leurs orthogonales. Si on admet que l'énergie transmise entre deux orthogonales conserve une valeur constante entre le large et la côte, alors il est possible de calculer un coefficient de réfraction (K_r). Plus ce coefficient est fort, plus les orthogonales de houles se resserrent au niveau du trait de côte et plus l'énergie est concentrée. Les coefficients de réfraction ont ainsi été seuillés en cinq classes par Courtaud (2000), afin de mettre en évidence l'exposition aux houles des différents secteurs (figure 16). Les plans de houle présentés ici ont été dressés par Blanc (1971) et réactualisés par Courtaud (2000). Pour les trois directions de houle qui pénètrent en rade d'Hyères (nord-est, est et sud-est), une période de 7s est retenue.

Dans le cas de la diffraction, le fond ne joue aucun rôle. A l'approche d'un obstacle (naturel : avancée rocheuse ou anthropique : digue, épi...), les lignes de crêtes vont s'incurver en contournant cet obstacle. L'amplitude de la houle s'atténue ensuite en pénétrant dans la zone d'abri en arrière de l'obstacle. Les phénomènes de diffraction sont nombreux en rade d'Hyères du fait de la présence des îles et des avancées rocheuses. La réorientation des houles à l'approche des caps se retrouve au niveau des plans de houle, notamment pour les houles de sud-est et de nord-est dans la partie septentrionale de la rade (figure 16).

La houle est également soumise au phénomène de réflexion. Celui-ci se produit lorsque la houle rencontre un obstacle vertical à forte pente (falaise, digue frontale...). Semblable aux lois de l'optique, l'angle de réflexion est égal à l'angle d'incidence, de telle sorte qu'une partie de l'énergie de la houle repart vers le large, normale aux orthogonales, interfère avec les vagues qui arrivent et finit par s'amortir.

a) Les houles de nord-est

Les houles de nord-est provoquent une alternance de zones de convergence et de divergence, avec très peu de secteurs à très fort coefficient de réfraction. Le seul secteur à très fort coefficient est situé en aval immédiat du port d'Hyères ($K_r = 1,75$), tandis que les zones à fort coefficient correspondent au port de Miramar ($K_r = 0,77$), au nord et au sud du port de la Capte ($K_r = 0,81$) et au sud du tombolo (K_r de 0,88 à 0,94). Les secteurs à faible coefficient sont nombreux : les valeurs oscillent entre 0,25 et 0,48 entre la plage des Vieux-Salins et le port d'Hyères et atteignent 0,27 entre le sud de la Capte et la Bergerie. La présence du Cap Bénat explique la canalisation des houles de nord-est en direction de la zone la Capte/la Badine, où les orthogonales de houle se concentrent en fonction de la bathymétrie. L'axe préférentiel se situe entre la Bergerie et la Badine où K_r varie de 0,88 à 0,94. La présence du Cap de l'Estérel intervient également dans la modification des houles en concentrant les houles de part et d'autre du cap.

b) Les houles d'est

Par houle d'est, le littoral de la rade d'Hyères se divise en plusieurs ensembles. Entre l'aéroport et la Badine, la houle d'est est quasi-frontale, ce qui explique les forts coefficients de réfraction. Les secteurs les plus sensibles se situent au niveau des plages de la Potinière ($K_r = 1,36$) et des Pesquiers (K_r entre 1 et 1,21), où les orthogonales se resserrent et se concentrent. La diffraction au niveau du Cap-Bénat explique la divergence des houles entre l'aéroport et Port-Pothuau et la faiblesse des coefficients de réfraction (0,38 à 0,4), ainsi qu'à l'est de Port-Pothuau ($K_r = 0,48$). Une légère convergence au niveau de Port-Pothuau et à l'ouest de Miramar y renforce les coefficients jusqu'à un maximum de 0,84.

c) Les houles de sud-est

Contrairement aux houles d'est et de nord-est qui se concentrent sur le littoral est de la rade, les houles de sud-est se concentrent sur le littoral nord de la rade. La houle de sud-est est davantage affectée par la présence des îles que les houles provenant des deux autres directions, le seul passage pour pénétrer dans la rade se situe entre les îles de Port-Cros et de Porquerolles (figure 15).

Le secteur compris entre le Port de Miramar et le nord de l'aéroport est directement attaqué par la houle de sud-est ; les coefficients de réfraction varient de 0,56 à 0,97 et dépassent en certains endroits 1, notamment au niveau du port de Miramar ($K_r = 1,03$), à l'extrémité des Vieux-Salins-d'Hyères ($K_r = 1,29$) et au niveau des épis du Ceinturon ($K_r = 1,13$). En revanche, la divergence des orthogonales induit de faibles coefficients du nord de l'aéroport à Bona (K_r entre 0,37 et 0,43) et surtout entre Hyères plage et la Badine où la houle est complètement réorientée ($K_r = 0,16$).

2.1.2.3. Les houles de tempêtes

L'évolution des littoraux est étroitement liée à l'occurrence des tempêtes et leurs impacts morphosédimentaire. Ces derniers ont d'ailleurs fait l'objet de nombreux travaux en domaine microtidal méditerranéen (Guillen & *al.*, 1994 ; Jimenez et *al.*, 1997 ; Suanez, 1997 ; Bruzzi, 1998 ; Durand, 1999 ; Brunel, 2010).

La première étape dans la caractérisation des houles de tempêtes est la fixation de seuils d'énergie (H_s , vitesse du vent et niveau moyen de la mer), susceptibles d'entraîner des modifications morphologiques. Le seuil H_s a été fixé à 1 m en Camargue (Bruzzi, 1998). Associé à une vitesse du vent supérieure à 11 m/s^{-1} et à une surcote supérieure ou égale à 0,4 m, il caractérise les « événements à caractère morphogène important, érosif ou constructif » (Suanez, 1997). Sur le littoral de la rade d'Hyères, S.O.G.R.E.A.H. (1988) a mis en évidence un seuil de submersion correspondant à une surcote de 0,3 à 0,4 m NGF ; nous retiendrons la valeur de 0,4 m NGF, également utilisée par I.A.R.E. (1996). Courtaud (2000) retient une valeur de H_s moyenne des houles morphogènes de 1,25 m. Elle définit les conditions de vent (vitesse et durée) et le fetch nécessaire à la formation d'une telle houle grâce aux abaques de Bretschneider (C.E.R.C., 1984), pour chaque direction. Ces résultats montrent ainsi qu'une houle de H_s 1,25 m ne se forme que :

- lorsque le vent de nord-est ou d'est souffle au moins à 12 m/s^{-1} et pendant au moins 6h.
- lorsque le vent de sud-est souffle au moins à 11 m/s^{-1} et pendant au moins 6h.

Les autres directions de vent ne sont pas prises en compte car elles n'engendrent que très peu d'agitation sur le littoral étudié.

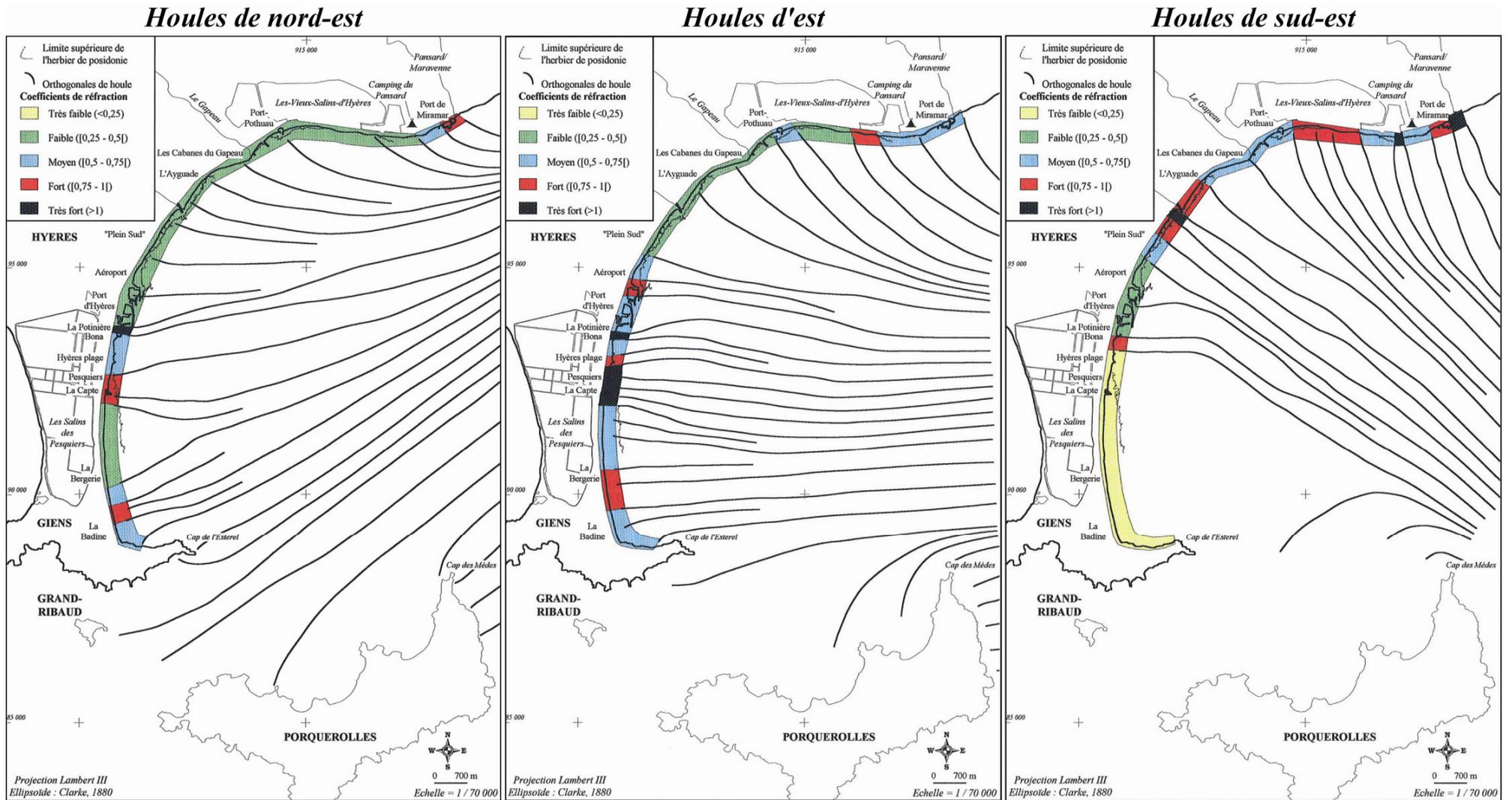


Figure 16 : Plans de houle de secteur nord-est, est et sud-est ($T=7s$) et coefficients de réfraction (d'après Blanc, 1971, modifié par Courtaud, 2000).

2.1.3. *Les courants*

Plusieurs types de courants se rencontrent le long et à proximité du tombolo, mais nous insisterons sur les courants liés à l'action des houles (courant de dérive littorale et courants de retour (sagittaux) qui ont un rôle primordial dans le transport des sédiments (Komar, 1998). Il convient néanmoins de mentionner, bien que secondaires ici car ne jouant pratiquement aucun rôle dans la dynamique sédimentaire, les courants généraux, liés à la circulation des masses d'eau en Méditerranée (courant liguro-provençal) et les courants de marée, qui ne transportent qu'exceptionnellement du matériel sableux, mais qui renforcent néanmoins l'action des houles (et réciproquement) et favorisent notamment le transport des matériaux fins en suspension (S.O.G.R.E.A.H., 1988).

2.1.3.1. *Les courants liés au vent*

Les courants engendrés par les vents en rade d'Hyères sont mal connus. En effet, peu d'études les décrivent (Jeudy de Grissac, 1975 ; GEOMER, 1996). Néanmoins, la vitesse des courants de surface est estimée à 2 ou 3 % de la vitesse du vent et peut atteindre 1 m/s^{-1} lors des plus fortes tempêtes (I.A.R.E., 1996). Selon S.O.G.R.E.A.H. (1988), les courants sont largement liés aux vents et ont des vitesses de l'ordre de 0,025 fois celle du vent soit :

0.2 à 0.3 m/s pour un vent de 10 m/s

0.3 à 0.4 m/s pour un vent de 15 m/s

Par ailleurs, dans les baies, comme la rade d'Hyères, il s'établit des champs de courant complexes liés à une circulation des eaux, tant parallèlement que perpendiculairement au rivage avec, très fréquemment, des phénomènes d'hystérésis. En effet, les courants peuvent persister même après la chute du vent. Le rôle de ces courants de surface sur la mobilisation et le transport des particules sédimentaires est relativement limité. La force du vent n'est pas suffisamment élevée pour intervenir sur la totalité de la colonne d'eau et mobiliser les sédiments sur le fond. Il faut encore citer parmi les courants liés au vent, les courants d'undertow et d'upwelling. Lorsque les vents proviennent du continent, les eaux de surface sont entraînées vers le large et il y a apparition d'un courant de compensation, au fond, ramenant des eaux vers la côte (upwelling). Lorsque les vents proviennent du large, les eaux de surface sont entraînées vers la côte et il y a un courant de compensation, au fond, en direction du large (undertow). Son intensité est toutefois limitée et il joue un rôle essentiellement dans le transport des particules fines en suspension.

2.1.3.2. *Les courants liés à l'action des houles*

Ces courants conditionnent la quasi-totalité des transports sédimentaires. La houle crée deux types de courants responsables de la redistribution des sédiments en rade d'Hyères : les courants de dérive littorale (longshore currents) liés à la composante longitudinale de la houle à la côte et les courants sagittaux (rip-currents) liés à la composante normale à la côte.

a) Les courants de dérive littorale

La courantologie en rade d'Hyères a été peu étudiée. Jeudy de Grissac (1975) définit néanmoins la circulation au niveau du fond à partir de critères sédimentologiques et biologiques issus d'un échantillonnage sur l'ensemble de la rade d'Hyères. L'auteur met en évidence l'existence d'un transfert littoral bien marqué (est-ouest au nord puis nord-sud le long du tombolo) grâce à la présence d'un gradient granulométrique sur la totalité du secteur étudié (décroissance de la taille des sédiments en direction du sud). Ce transfert répartit le matériel apporté par le Gapeau jusqu'à la plage de la Badine au sud du tombolo. Ce cheminement avait déjà été précisé par une étude des minéraux lourds et de la granulométrie, réalisée par Blanc (1958). Jeudy de Grissac suggère également des sorties d'eau, au niveau du port d'Hyères, associées à un courant dirigé vers le large suivi d'une zone de délestage (figure 17). Au sud du tombolo le même mécanisme existerait mais associerait deux cellules tourbillonnaires de délestage. Ces deux cellules sont le résultat de courants qui entraînent une perte de matériel sédimentaire en direction du large. Les travaux préliminaires et anciens de Jeudy de Grissac (1975) semblent confirmés par la présence de l'herbier de posidonie sur des fonds de plus de 5 m au sud, tandis qu'au nord de la rade, l'herbier est présent sur des fonds de 1 à 2 m.

Le régime d'est et les courants qu'il engendre provoquent une sortie d'eau dans la petite passe (entre Giens et Porquerolles), un contre-courant littoral et une cellule tourbillonnaire dans le sud de la presqu'île de Giens. Cette dernière est en grande partie due à l'épi naturel que constituent les îlots du grand et du petit Ribaud (au sud de la presqu'île de Giens). En revanche, les régimes d'ouest peuvent créer localement des dérives littorales vers l'est mais leur localisation est variable et leur intensité assez faible (Jeudy de Grissac, 1975). Selon Blanc (1960), cette dérive orientée ouest-est par régime de Mistral (flux d'ouest) serait responsable de l'orientation préférentielle des flèches sableuses et de la barre sous-marine, formée de galets, au débouché du Gapeau (cf. Chapitre 4).

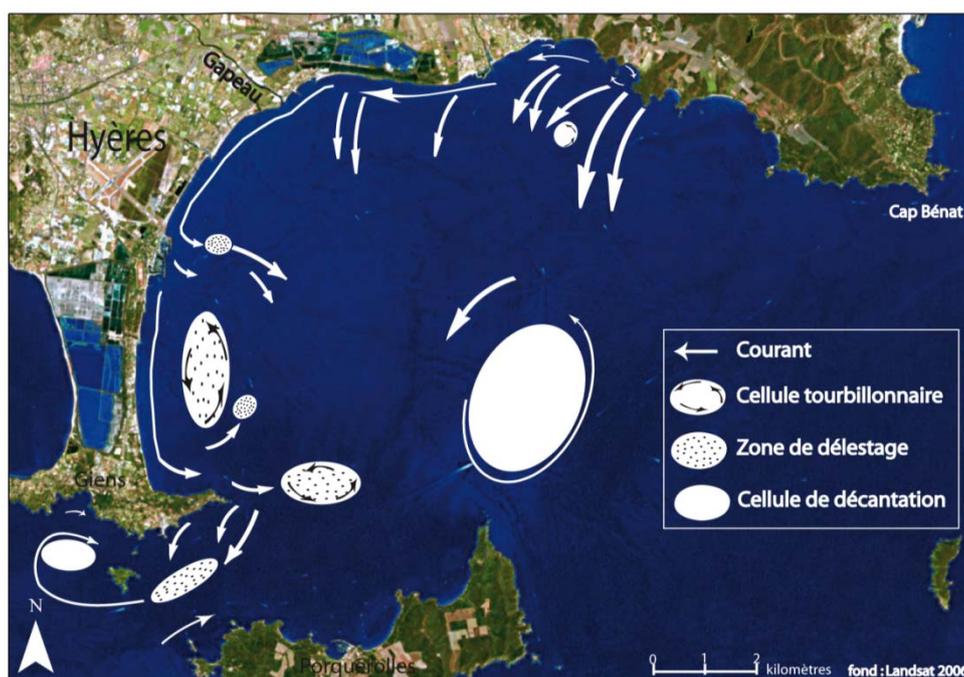


Figure 17 : Schéma général de l'hydrodynamisme au niveau du fond (d'après Jeudy de Grissac, 1975)

L'ensemble de ces courants est provoqué par l'obliquité de la houle à la côte. Leur intensité dépend de la hauteur, de la période et de la direction de la houle, ainsi que de la nature, de la rugosité et de la pente des fonds marins. Leur vitesse est maximale dans les zones de convergence des orthogonales de houle.

b) Les courants sagittaux

Les caractéristiques des courants sagittaux dépendent de la hauteur et de la période de la houle, qui déterminent l'intensité et la périodicité de ces courants (Blanc, 1958 ; Larson et Kraus, 1995). Les courants sagittaux sont une réponse au déséquilibre hydrologique engendré par un surplus d'eau à la côte, lié à l'arrivée successive des vagues. Ce sont donc des courants « alternatifs », perpendiculaires au trait de côte, transportant les sédiments vers le large, au-delà de la zone de déferlement, c'est-à-dire hors de la zone de compétence des houles. La pente de la plage immergée joue également un rôle important dans l'atténuation ou l'accentuation de ces courants. L'augmentation de la pente peut ainsi favoriser le départ des sédiments en accentuant le phénomène de réflexion et donc la vitesse des courants qui eux – même contribuent également à augmenter la pente. Les indentations dans l'herbier de posidonie témoignent de la puissance des grands courants sagittaux (Blanc, 1958, 1960, 1975). En rade d'Hyères, il n'existe pas de très larges chenaux d'érosion à travers l'herbier, sans doute en raison d'un plan d'eau relativement abrité. Selon Blanc (1982), ces courants de retour se manifestent généralement jusqu'à une distance égale à la demi-longueur de l'onde incidente, en l'absence de marée notable et de courants de seiches ou gradients hydrauliques liés à de fortes pentes. Cela le conduit à estimer la profondeur d'action de ces courants entre 12 et 25 m en rade d'Hyères, ces actions ne paraissant s'amorcer de manière efficace qu'à partir d'oscillations dont la période est supérieure à 4,5 s.

2.1.4. La marégraphie

L'étude de la marégraphie apparaît essentielle dans l'optique d'une compréhension de la morphogénèse littorale à long termes comme à court termes. En effet, les impacts d'une élévation du niveau marin (submersion, érosion) dépendent de l'amplitude, de l'échelle de temps mais aussi de la réponse humaine apportée face à ces aléas (Paskoff, 1993). Dans un contexte actuel de changement climatique, les récents modèles de prédiction prévoient une élévation du niveau marin pour le 21ème siècle (IPPC, 2001) ; cette estimation étant favorable à l'augmentation des risques de submersion et d'érosion des zones littorales basses. L'étude de S.O.G.R.E.A.H. (1988), met en évidence un seuil de submersion situé entre 0,3 et 0,4 m NGF sur le littoral de la rade d'Hyères.

Les variations du niveau marin résultent principalement de la superposition de trois forçages climatiques qui peuvent se distinguer par leurs échelles de temps :

- des forçages lents (échelle séculaire) comme les variations thermiques globales et/ou régionales par effet stérique et/ou la fonte des glaciers continentaux.
- des forçages d'ordre saisonnier (marées d'équinoxe...)
- et des forçages de l'ordre de grandeur de la journée comme la marée astronomique et les modifications du champ barométrique et du vent. Le marnage sur les côtes méditerranéennes est évalué à 30 cm environ (SHOM, 1997 ; Pirazzoli, 1993).

En d'autres termes, les variations du niveau marin associées aux conditions atmosphériques, se superposent à celles plus lentes, notamment celles liées aux variations mondiales des températures. Les forçages atmosphériques peuvent donc induire une hausse ou une baisse du niveau marin par rapport à une moyenne. On parle alors de surcote (décote) marine, ou de marée météorologique, lorsque le niveau marin observé à un moment donné est supérieur (inférieur) à celui normalement atteint par la marée astronomique au même moment (Pugh, 1987). Dans des bassins semi fermés comme la mer Méditerranée, les facteurs météorologiques les plus importants dans la formation des surcotes marines sont les vents, qui tendent à pousser la masse d'eau qui va s'accumuler vers les côtes et entraîner ainsi une élévation du plan d'eau. La plupart de ces événements se produisent lors des tempêtes liées au passage d'une forte dépression (Bouligand et Pirazzoli, 1999). Ces épisodes tempétueux entraînent une élévation anormale du niveau marin 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.

Lors d'une tempête, la chute de la pression barométrique et l'élévation instantanée de la mer sont associées à une houle et à des vents forts. L'impact morphologique de l'évènement météorologique sur le littoral est double :

- il conditionne le niveau topographique de l'attaque des vagues dans le cas de plages courtes dont le haut de plage présente un cordon dunaire naturel ou un équipement.
- Il est à l'origine de la submersion des plages basses et/ou larges et du transport sédimentaire dans la zone submergée (Guillen et al., 1994 ; Suanez et Bruzzi, 1999).

Les surcotes sont donc considérées comme le principal risque de submersion et d'érosion des littoraux, notamment pour les plus vulnérables, c'est-à-dire ceux qui sont bas et/ou sableux, comme en rade d'Hyères (Paskoff, 1993; Sabatier, 2001). Les conséquences sociales, économiques et naturelles des surcotes sur le littoral de la rade d'Hyères, où sont concentrées une importante population et des activités socio-économiques, peuvent donc être très lourdes.

Une analyse de la marégraphie sur notre secteur d'étude a déjà été tentée par Courtaud (2000) mais sans succès, les côtes marégraphiques disponibles ne permettant pas d'estimer avec précision l'évolution tendancielle. En effet, la discontinuité des enregistrements marégraphiques à Toulon (peu d'années et souvent incomplètes) ne permet pas d'utiliser ces données (figure 18).

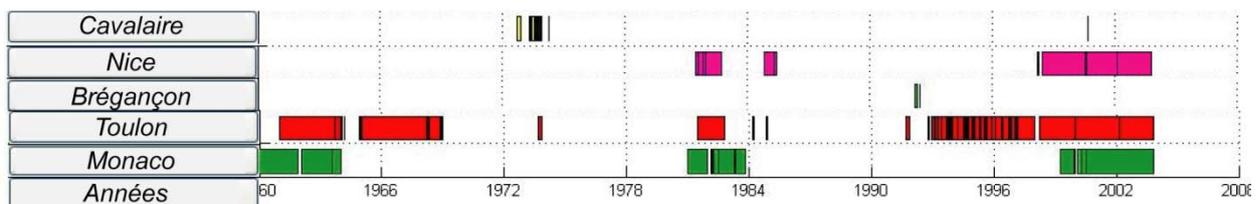


Figure 18 : Distribution temporelle des enregistrements des marégraphes de Cavalaire, Nice, Brégançon, Toulon, Monaco (CETE Méditerranée).

Il existe également des enregistrements du niveau marin issus d'une échelle installée dans le canal alimentant les Salins, au niveau de la Capte. Mais cette échelle est située à 440 m du débouché du canal d'alimentation en rade d'Hyères et le plan d'eau autour de l'échelle de marée semble ne pas réagir de la même manière que la mer ouverte. De plus, l'échelle a été plusieurs fois remplacée participant ainsi aux lacunes présentes dans les enregistrements. L'absence d'enregistrements sur une longue période empêche également de replacer le marégraphe de la Capte par rapport aux stations environnantes, et l'interprétation de l'évolution tendancielle est donc difficile (Courtaud, 2000).

D'après les données disponibles aux Salins des Pesquiers et auprès du SHOM à Toulon, les niveaux et fluctuations connues sont les suivantes (Tableau 9) :

Hyères (Salins) (observations sur la période 1987-1995)
Niveau moyen de la mer = 0,16 m NGF
Niveau fréquemment atteint sur plusieurs jours = 0,30 m NGF
Niveau haut annuel = 0,35 m NGF
Niveau maximum enregistré = 0,68 m NGF
Toulon (observations sur la période 1961-2000)
Niveau maximum enregistré = 0,89 m NGF

Tableau 9 : Le niveau marin et ses fluctuations à Hyères et à Toulon (CEDRAT, 2001).

Les statistiques des niveaux marins extrêmes n'étant pas disponibles pour la façade méditerranéenne, l'évolution des niveaux de la mer a été estimée sur la base des observations disponibles (CEDRAT, 2001) :

- cycle normal = variation du niveau entre 0,18 m NGF et 0,44 m (marée « importante »)
- cycle de probabilité 30 ans = rehaussement de 0,38 m, soit un maximum de 0,82 m NGF
- cycle de probabilité 100 ans = rehaussement de 0,56 m, soit un maximum de 1,00 m NGF

Les plages connaissent donc un régime microtidal (30 cm de marnage annuel maximal) ; les variations du niveau marin moyen en fonction des conditions météorologiques sont donc d'une magnitude plus importante. Elles peuvent être liées soit aux vents de terre (Nord Ouest), qui s'accompagne d'une décote pouvant atteindre -50cm NGF, soit aux vents de mer (secteur Sud-Est), qui peuvent provoquer une surcôte de plus de 1m NGF (S.O.G.R.E.A.H., 1984). S.O.G.R.E.A.H. (1988) estime néanmoins que le niveau marin moyen peut atteindre + 1.5 m N.G.F. lors des fortes agitations (de secteur est) et dans certains cas extrêmes près de + 3m N.G.F.

Depuis plus d'un siècle, le niveau marin est également relevé quotidiennement à Marseille (marégraphe d'Endoume), et seules les données obtenues depuis ce marégraphe peuvent être traitées pour définir une élévation du niveau marin à long terme pour notre zone d'étude (depuis 1885). Bien qu'il soit situé assez loin de notre site d'étude, il apparaît néanmoins légitime de l'utiliser car les surcotes marines sont des phénomènes qui se produisent en relation avec les plus fortes tempêtes qui affectent l'ensemble du littoral Provençal. L'élévation du niveau marin et l'augmentation des surcotes observées à Marseille semblent pouvoir être transposées au littoral de la rade d'Hyères, les perturbations responsables de ces phénomènes affectant la majeure partie du littoral méditerranéen Français.

L'analyse est ici basée sur les travaux de Suanez et al. (1997), qui traitent les données du marégraphe entre 1885 et 1993, ainsi que sur ceux de Brunel (2010), qui propose 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 ainsi en évidence, malgré une forte variabilité interannuelle, une tendance à la hausse (Figure 19). 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 précédentes (Pirazzoli, 1986 ; Blanc et Faure, 1990 ; Suanez et al., 1997). Cette tendance est également confirmée par les résultats de l'altimétrie radar par satellite (Nérem et al., 2006).

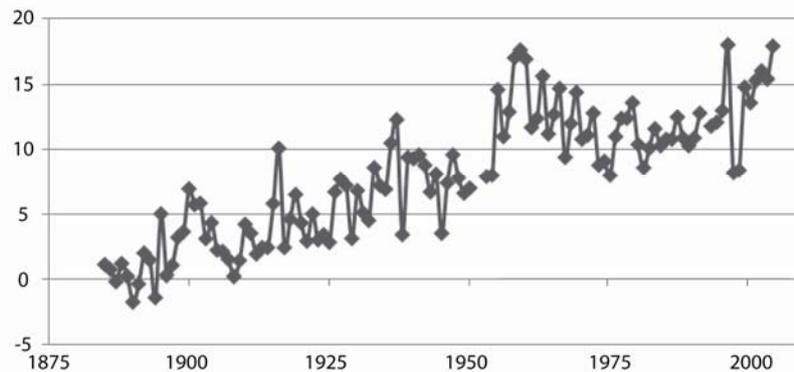


Figure 19 : Elévation marine d'après le marégraphe de Marseille (Brunel, 2010 modifiée)

Les courants de marée

La faible amplitude de la marée en Méditerranée (< 0,3 m) ne permet pas d'engendrer de courants suffisants pour participer au transport des sables (vitesse de quelques cm/s^{-1}). La vitesse des courants est très inférieure à celle nécessaire à l'entraînement d'un grain de sable (tableau 10), le diamètre (en mm) des sédiments des petits fonds proches côtiers de la rade étant la plupart du temps compris entre 0,1 et 0,8 mm.

Vitesse en cm/s à 1m de profondeur	Diamètre des grains en mm
220 cm/s^{-1}	10
160 cm/s^{-1}	5
80 cm/s^{-1}	1
50 cm/s^{-1}	0.5
30 cm/s^{-1}	0.2

Tableau 10 : Relation entre la vitesse des courants de marée et le diamètre des sables (S.O.G.R.E.A.H., 1988).

Les courants de marée ne transportent donc qu'exceptionnellement du matériel sableux mais ils aident néanmoins l'action des houles (et réciproquement), et favorisent notamment le transport des matériaux fins en suspension.

2.1.4. Conclusion sur les dynamiques météo-marines

En conclusion il est possible de faire les constatations suivantes :

- Les vents morphogènes en rade d'Hyères proviennent des directions est, nord-est et sud-est, et doivent souffler à plus de 10 m/s^{-1} au moins pendant dans 6 heures pour créer une houle morphogène. Les vents d'est, nord-est et sud-est supérieurs à 11 m/s^{-1} ne représentent que 0,8 % du temps.
- Le secteur le plus exposé de la rade se situe entre le Port d'Hyères et la Capte. Son orientation nord-sud le soumet directement aux attaques des houles les plus agressives d'est et nord-est.
- Les variations de l'orientation du trait de côte expliquent que le secteur compris entre le port d'Hyères et l'embouchure du Gapeau soit protégé des houles d'est et de nord-est, mais exposé aux houles « moins agressives » de sud-est.
- Le secteur compris entre Port-Pothuau et le Port de Miramar est directement exposé aux houles de sud-est, mais subit également les attaques des houles d'est et de nord-est déviées par l'avancée du Cap-Bénat.
- Le littoral compris entre la Capte et la Badine est très peu exposé aux attaques des houles dominantes.

Il est également important de souligner que les vagues sont sensibles non seulement à la topographie des fonds, mais à leur nature. En particulier, les végétaux tapissant les fonds freinent les vagues et les courants qui perdent alors de leur énergie (Abdelrhman, 2003 ; Moller 2006). Cela accentue le rôle essentiel que peuvent jouer les vastes herbiers de posidonies sur l'agitation.

En ce qui concerne les courants, ils conditionnent la redistribution, la dispersion et la quasi-totalité des transports sédimentaires dans la rade d'Hyères et sont créés par l'obliquité de la houle à la côte. Il se forme deux types de courants: les courants de dérive littorale et les courants sagittaux. Les courants de marée entraînant des mouvements sédimentaires insignifiants. La direction dominante de la dérive littorale a été déterminée par un gradient granulométrique, entre le nord et le sud de la rade, ce courant pouvant parfois atteindre 1 m/s^{-1} lors des tempêtes. En ce qui concerne les courants sagittaux, aucune estimation de leurs vitesses n'est disponible. En revanche il est démontré qu'ils peuvent se manifester jusqu'à une profondeur de 25 m. D'importants courants sont donc susceptibles de mobiliser et disperser les alluvions apportées par le Gapeau, avec une direction privilégiée en direction du sud de la rade. Outre la dérive dominante orientée nord/sud, il paraît improbable que des sédiments soient dispersés en direction de l'est étant donné la proximité du rivage de l'herbier de posidonie et la présence d'ouvrages s'avancant très loin en mer au droit de l'embouchure du Gapeau (figure 20, d).

2.2. Typologie et chronologie des aménagements

Les interventions humaines constituent un paramètre fondamental de l'évolution morphosédimentaire récente du littoral de la rade d'Hyères. La pression touristique est à l'origine de l'implantation de nombreux équipements de loisirs, de santé, d'infrastructures et d'habitations toujours plus près du bord de mer. Du fait de l'extrême étroitesse du cordon dunaire, de l'agressivité des dynamiques météo-marines et du déficit sédimentaire, les

municipalités successives ont été tenues de prendre des mesures de protection vis-à-vis de ces constructions. Depuis les premières constructions portuaires qui datent du début des années cinquante, et leur extension progressive, nous assistons à une multiplication des ouvrages de protection, du littoral mais aussi des ouvrages eux-mêmes.

Nous identifions quatre types d'ouvrages sur le littoral de la rade d'Hyères :

- Les ouvrages portuaires
- Les ouvrages de protection du littoral
- Les opérations de réhabilitation du cordon dunaire
- Les ouvrages de calibrage des débouchés des cours d'eau

Sur notre secteur d'étude il existe plusieurs ouvrages portuaires (Port du Gapeau, port du Roubaud, Port d'Hyères et port de la Capte) (figure 20). Les extensions successives de ces ports et les recalibrages des embouchures (Roubaud, Capte) ont abouti à de nouveaux paysages littoraux caractérisés par l'avancée en mer de jetées et de digues. L'ensemble de ces constructions portuaires s'étend sur près de 1 600 m, soit 11% du linéaire côtier de la branche orientale du tombolo. L'avancée en mer des épis et des digues a modifié le courant de dérive littorale et donc perturbé le transit sédimentaire, en le déviant de sa trajectoire initiale linéaire et en le contraignant à accumuler les sédiments en amont des ouvrages au détriment de la partie aval, qui à son tour, a dû subir des aménagements de protection contre l'érosion.



Figure 20 : les ouvrages portuaires (localisation sur la figure 16)

2.2.1. Les ouvrages de protection du littoral

2.2.1.1. Les ouvrages de défense frontale

Les ouvrages de défense frontale sont constitués soit par un mur de soutènement (perré) (photo 1), dont le parement, souvent en béton, atteint une pente d'environ 45° (exemple du perré de la Capte), soit par des enrochements, dont le but est de protéger l'arrière plage du déferlement des houles (Cabanes du Gapeau (photo 2), plage du Ceinturon).



Photo 1 : Perré de la Capte Photo 2 : Enrochement des Cabanes du Gapeau
(Localisation de ces ouvrages sur la figure 20)

Ces deux méthodes ont été largement employées. La proximité des routes, en arrière immédiat des plages, des aires de stationnement et des habitations, a conduit la municipalité d'Hyères à entreprendre leur construction. Ces protections sont souvent complétées par des ouvrages transversaux de type épis afin de maintenir le linéaire de la plage (exemple de la plage du Ceinturon). En effet, les ouvrages frontaux provoquent souvent une disparition totale de la plage émergée, car la houle se réfléchit sur l'ouvrage et engendre un courant dirigé vers le large, qui entraîne les sédiments (Samat, 2007).

2.2.1.2. Les ouvrages transversaux

Placés perpendiculairement au sens du courant dominant de dérive littorale, les ouvrages transversaux ont pour but de freiner le transit sédimentaire longitudinal et donc de favoriser le dépôt des sédiments. Des épis seuls ou en série ont été implantés sur certains secteurs (Ceinturon, aval du port d'Hyères) (figure 22), mais leur efficacité est aujourd'hui remise en question (Robin, 2007), notamment en ce qui concerne l'importante érosion observée en aval dérive. Au niveau de la plage du Ceinturon, la R.D. 42, située immédiatement en arrière de la plage, est menacée par les agressions marines : le maintien des 4 épis est remis en cause au regard des importants dégâts constatés en aval dérive.

Les embouchures des différents cours d'eau de la rade ont dû être aménagées afin d'éviter l'envasement et l'ensablement des chenaux nécessaires à l'activité portuaires (figures 20 et 22). Les ouvrages de recalibrage du Roubaud ont consisté en un endiguement des deux rives (250 m en rive gauche et 150 m en rive droite) afin de faciliter leur réorientation plein sud (fin des années 1950) ; puis un petit « bras » perpendiculaire (50m) a été rajouté au bout de l'épi en rive gauche afin de résoudre les problèmes d'ensablement de l'embouchure (années 1970). A l'embouchure du Gapeau (figure 21), un épi de 100 m de long, orienté nord-ouest/sud-est a été construit en rive gauche dans les années 1960. Il est destiné à orienter le transport des sédiments vers le sud-ouest mais aussi à éviter l'éventuel envasement des plages en rive gauche de l'embouchure.

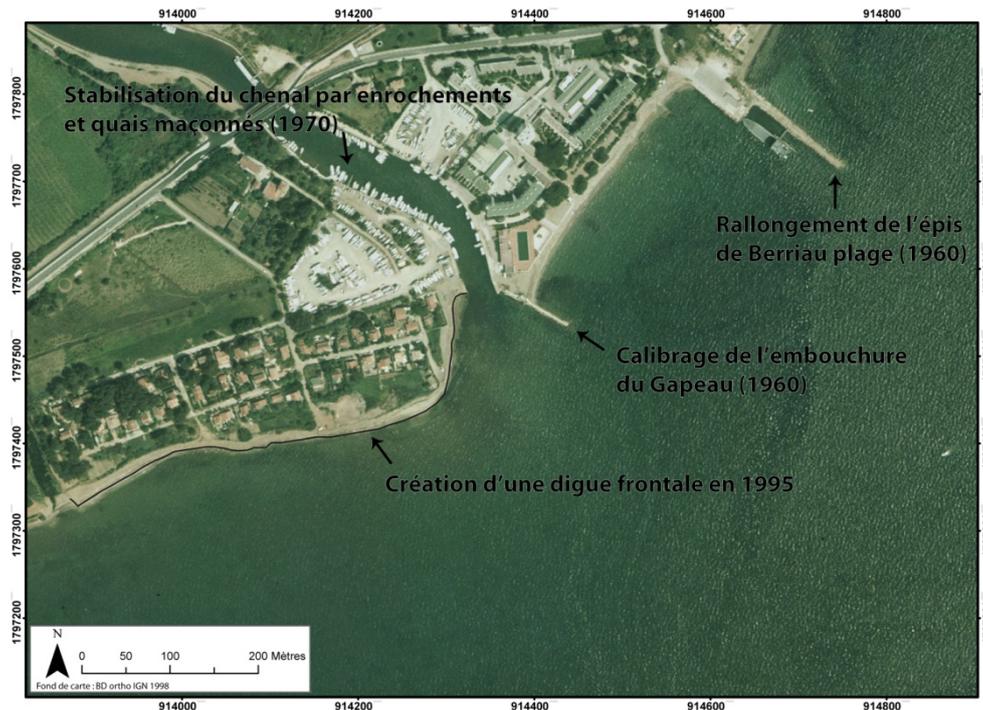


Figure 21 : Les aménagements à l'embouchure du Gapeau

Ces opérations de recalibrage ont les mêmes effets que la mise en place d'épis, dans la mesure où elles s'opposent au transport sédimentaire « longshore ». Par conséquent, une zone de dépôt se constitue en amont des ouvrages tandis que le secteur situé en aval se trouve en déficit.

2.2.1.3. Les opérations de réhabilitation du cordon dunaire

Des ganivelles ont été installées au niveau de la plage de l'Ayguade, de la plage en amont du port d'Hyères, de la pinède des Pesquiers, de la Capte et de la Bergerie (figure 16). Dans ces secteurs où l'érosion est limitée, ces équipements sont destinés à maintenir l'équilibre sédimentaire existant.

2.2.1.4. Les extractions

Les extractions de sable constituent un facteur important de dégradation du milieu littoral. Ces pratiques, liées à une forte demande en matériaux de construction, ont un impact négatif sur la dynamique côtière. Si les extractions ne représentent pas l'unique facteur responsable de l'érosion, elles constituent, en revanche, un facteur accélérant le recul du trait de côte. Elles engendrent une crise sédimentaire qui se traduit par l'épuisement progressif du stock de sable. Sur le littoral de la branche orientale du tombolo de Giens les extractions sont actuellement totalement interdites et sévèrement réprimées ; mais il n'en a pas été ainsi durant les siècles passés. Les archives municipales nous permettent de remonter jusqu'au début du XIX^{ème} siècle, date à laquelle les premières traces écrites d'autorisation de prélèvement apparaissent. A cette époque, les extractions sont plus ou moins contrôlées et encadrées, mais il est dans les mœurs d'aller chercher le sable nécessaire à la construction sur le littoral ou dans les cours d'eau. La notion de « stock sédimentaire » apparaîtra ensuite, vers 1850,

conjointement à l'idée que celui-ci n'est pas inépuisable. Des arrêtés préfectoraux spécifiques sont pris en 1859 pour limiter ces extractions. Malgré cela, les prélèvements « sauvages » et autorisés continuèrent (photo 3). Les archives municipales font état de prélèvements, que nous estimons comme très importants, mais sans qu'il soit possible de réellement les quantifier.

Il aura fallu attendre la loi 86-2 du 3 janvier 1986 relative à l'aménagement, la protection et la mise en valeur du littoral, pour enfin ménager un équilibre entre protection et développement. En effet, cette loi interdit dans la bande de 100 m à partir du rivage toute activité non liée à la mer. Enfin, le SDAGE (Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux), créé par la Loi sur l'Eau de 1992, recommande de préserver ou restaurer les unités écologiques participant à l'équilibre des plages ou prenant en compte les liens fonctionnels entre les différentes unités latérales (trait de cote) et transversales (avant plage, plage, dune, arrière dune) du littoral qui jouent un rôle majeur pour l'alimentation des côtes en sédiments. Le SDAGE préconise de contrôler les extractions de matériaux au niveau des dunes, plages ou bancs pré littoraux. A noter que les formations sédimentaires situées sur le littoral ne sont pas exploitables (limons, vase, argile) en tant que matériaux.

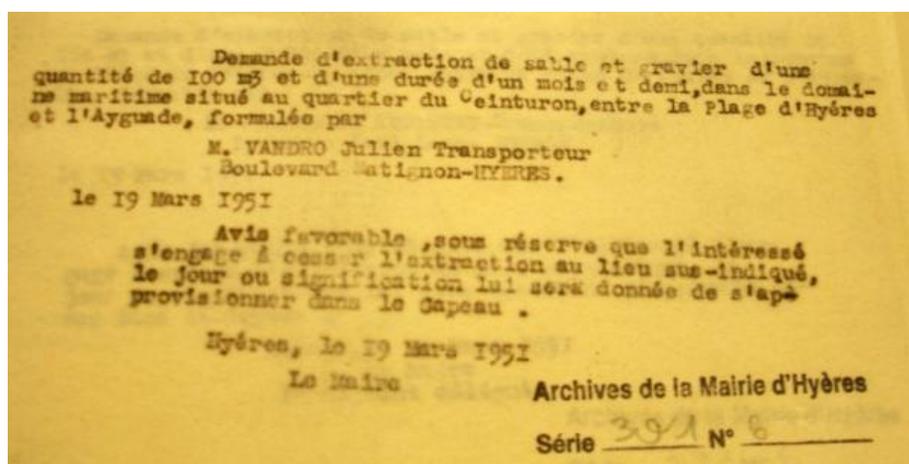


Photo 3 : Autorisation d'extraction (Archives Hyères).

2.2.2. Conclusion sur les aménagements

La période 1950-2000 correspond aux premières grandes opérations d'aménagement réalisées en rade d'Hyères. Cette période est marquée par deux phases importantes d'aménagements qui témoignent de l'évolution des mentalités en matière d'ouvrages de protection : les années 1970 se caractérisent par la construction massive d'ouvrages de protection frontale (perrés, enrochements) et d'ouvrages transversaux (épis, digues), tandis qu'à partir des années 1990 l'on s'oriente peu à peu vers des aménagements « soft », visant à reprofiler les paysages littoraux à l'aide de matériaux « nobles » (sable, végétalisation, ganivelles) (tableau 11, figure 22). Cette évolution fait suite aux effets secondaires engendrés par les ouvrages en dur qui ont accentué le déséquilibre de l'organisation hydrodynamique et sédimentaire né des constructions portuaires.

Chaque aménagement a donc un rôle non négligeable dans l'évolution morpho-sédimentaire de la branche orientale du tombolo à court et moyen terme, ce que nous quantifierons dans le chapitre 2 par l'étude de l'évolution séculaire du trait de côte. En conclusion, les paysages littoraux naturels sont rares le long de la branche orientale, voire inexistant.

Années	Interventions/Aménagements
1950-1955	-Début de la construction du port d'Hyères en 1952 (partie centrale actuelle sur 4 000 m ² pour un linéaire de 400 m). -Construction du port de la Capte au sud du canal d'alimentation des salins des Pesquiers.
1955-1960	-Consolidation du port d'Hyères. -Calibrage du débouché du Roubaud.
1960-1971	-Rallongement de l'épi de Berriau-plage de plus de 150 m. - Calibrage de l'embouchure du Gapeau (digue en rive gauche longue de 100m) -Extension du port d'Hyères vers le sud : construction d'un second bassin d'une superficie d'environ 35 000 m ² pour un linéaire de 250 m). -Construction des deux épis d'Hyères-plage, longs de 50 et 100m. -Construction d'un épi au niveau de la pinède des Pesquiers, long de 50m.
1971-1978	-Extension du port d'Hyères vers le nord : construction d'un troisième bassin en 1973 d'une superficie de plus de 50 000 m ² pour un linéaire de plus de 450m. -Prolongement de l'épi d'Hyères-plage (coude orienté vers le nord). -Réalisation d'un bras perpendiculaire au bout de la digue de calibrage du Roubaud (50m). -Réalisation d'un bras perpendiculaire au bout de la digue de calibrage de la Capte (80m).
1978-1982	-Construction des 4 épis au niveau du Ceinturon, longs de 40 à 50m. -Déblaiement à l'intérieur du second bassin du port d'Hyères sur 10 000 m ² .
1995	- Création d'une digue frontale longue de 500 m en rive droite de l'embouchure du Gapeau (figure 19).
1998-2009	-Rechargements annuels de la plage du Ceinturon et de la plage de la Capte.
2008	-Mise en place de géotubes au large de la plage de la Capte accompagnée d'un rechargement.

Tableau 11 : Synthèse et chronologie des aménagements (Courtaud, 2000 modifié).

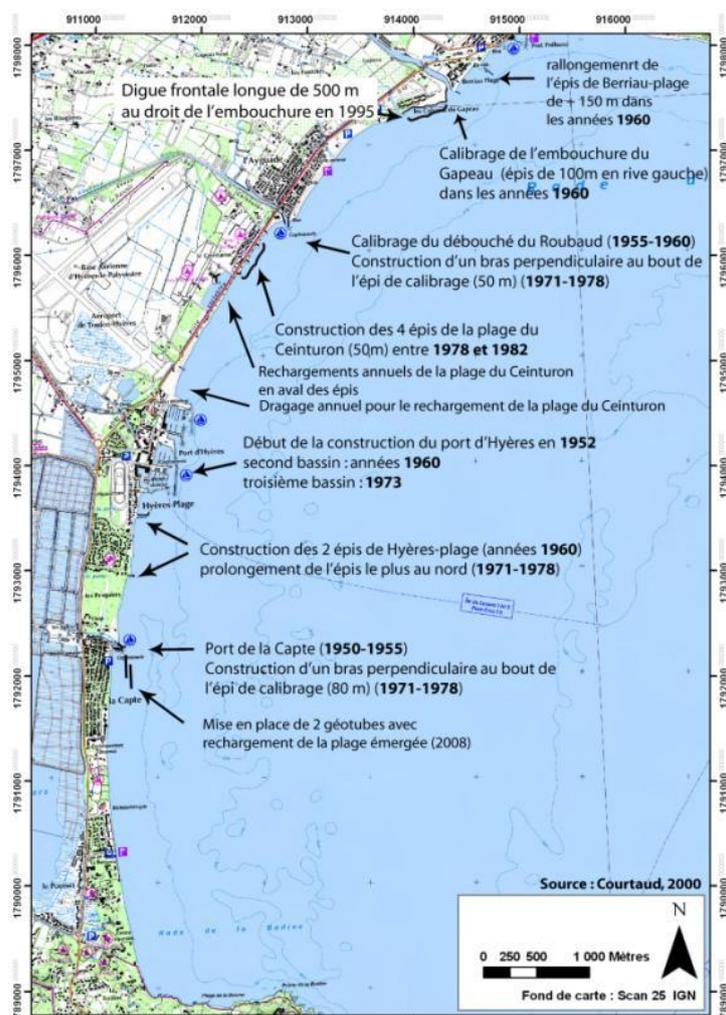


Figure 22 : Chronologie et localisation des aménagements (Courtaud, 2000 modifié).

2.3. Répartition du matériel sédimentaire à la côte

La répartition des apports sédimentaires fluviaux obéit aux lois de l'hydraulique littorale : répartition transversale liée principalement à l'action des houles (courants sagittaux) et répartition longitudinale liée à la dérive littorale. L'étude des caractéristiques sédimentaires le long du littoral de la rade d'Hyères s'appuie sur les travaux de Courtaud (2000), ainsi que sur ceux de Blanc (1958, 1960, 1975), Jeudy de Grissac (1975) et Jeudy de Grissac et Tine (1980).

Le transport sédimentaire en rade d'Hyères est marqué par plusieurs spécificités. Tout d'abord, les stocks sédimentaires sont granulométriquement hétérogènes (figures 23, 24 et 25) (sables fins et moyens et galets centimétriques et décimétriques) liés aux apports fluviaux actuels et hérités (du Pansard-Maravenne, Gapeau et Roubaud), aux apports bio-détritique de l'herbier de posidonie et aux apports anthropiques (rechargements). Ensuite, l'herbier de posidonie est très développé et sa limite supérieure est très proche du trait de côte, ce qui réduit d'autant la zone sédimentologique active. Les sédiments transportés par les courants de retour sont soit piégés dans l'herbier, soit évacués en direction du large, à des profondeurs inférieures, en empruntant les chenaux d'érosion à travers l'herbier. Enfin, un nombre important d'ouvrages perpendiculaires au trait de côte (constructions portuaires, ouvrages de calibrage des débouchés des cours d'eau, épis) entraînent d'importantes modifications des caractéristiques du courant de dérive et donc des modalités du transit sédimentaire (figure 17).

2.3.1. Des stocks sédimentaires hérités

La couverture sédimentaire sur le littoral de la rade est constituée par trois formations (Gouvernet, 1965) :

- Les épandages de cailloutis de piedmont würmiens (cônes de déjection et colluvions) recoupés par la mer dans les petites anses des côtes rocheuses.
- Les basses terrasses des fleuves côtiers (Gapeau, Pansard-Maravenne, Roubaud) constituées d'alluvions hétérogènes (argileux, graveleux et gravelo-sableux).
- Les cordons dunaires reliant Giens au continent et les dunes fossiles würmiennes de Giens et Porquerolles.

Ces formations pourraient potentiellement fournir du sédiment au littoral.

2.3.2. La répartition transversale du matériel sédimentaire dans la rade

La répartition transversale du matériel sédimentaire est liée à la diminution des dynamiques marines du trait de côte vers le large et se caractérise théoriquement par une granulo-décroissance et une amélioration de l'indice de tri (Jeudy de Grissac, 1975). Cette organisation est mise en évidence sur les plages du golfe du Lion (Suanez, 1997 ; Durand, 1999, Sabatier 2001) où s'observent, de la côte vers le large, le sable littoral, puis les sables fins limoneux et enfin les vases. Dans le cas des plages de la rade, la répartition des sédiments n'est pas toujours graduelle, car il est notamment difficile de caractériser le sédiment piégé dans l'herbier de posidonie.

Les travaux de Jeudy de Grissac (1975) montrent que la majeure partie de la rade est occupée par des sables grossier (> 2 mm), issus de la production biologique de l'herbier de posidonies particulièrement importante en rade d'Hyères. En effet, de nombreux organismes, dont beaucoup sont calcifiés, vivent dans l'herbier et participent à la production sédimentaire (mollusques, oursins, algues calcaires...) (Molinier et Picard, 1952). La proportion de ces sédiments est rarement inférieure à 10 % et varie la plupart du temps entre 10 et 30 %. Les sables fins mobiles (0,5 à 0,063 mm) se concentrent entre le port d'Hyères et la Badine où les taux sont supérieurs à 70 % et atteignent parfois plus de 90 %, comme à la Badine, au sud du tombolo (figure 24). Leur étendue au large correspond à la limite supérieure de l'herbier de posidonies. La fraction pélitique (silts) occupe une surface très importante et est due aux apports fluviaux. De l'embouchure du Gapeau à la pointe du cap Estérel (figure 1), les fonds compris entre -8 et -15 m sont occupés par au minimum 50 % de pélites, avec des maximums au niveau du port d'Hyères (de 70 à 92 %) et au large de la Badine (75 %). Le « détritique côtier » quant à lui, est composé de sables hétérométriques, dont la granulométrie varie des sables grossiers et moyens aux pélites (< 10 %). Dans les chenaux d'érosion au sein de l'herbier de posidonie, le matériel est également très hétérométrique : on y trouve des galets, graviers et sables grossiers provenant du Gapeau ainsi que des fragments d'épis et d'enrochements.

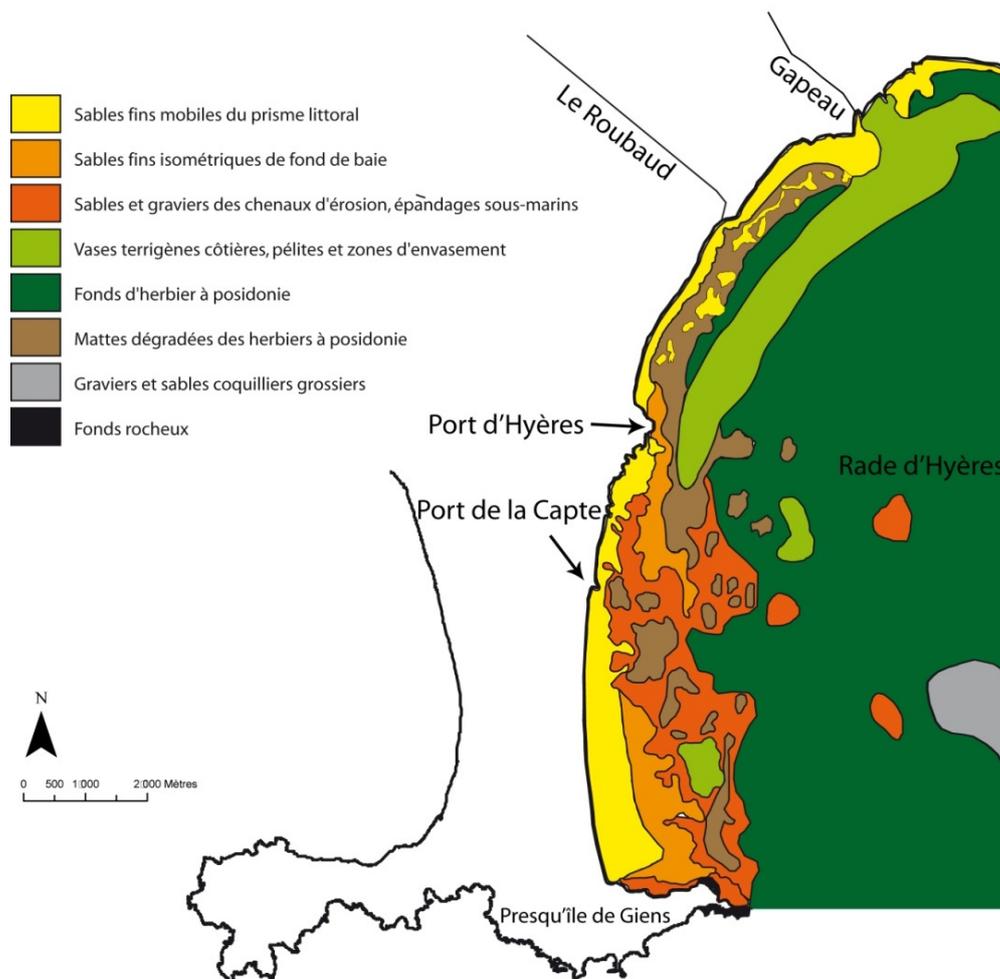


Figure 23 : Carte sédimentologique de l'ouest de la rade d'Hyères (d'après Blanc et Jeudy de Grissac, 1978, modifiée).

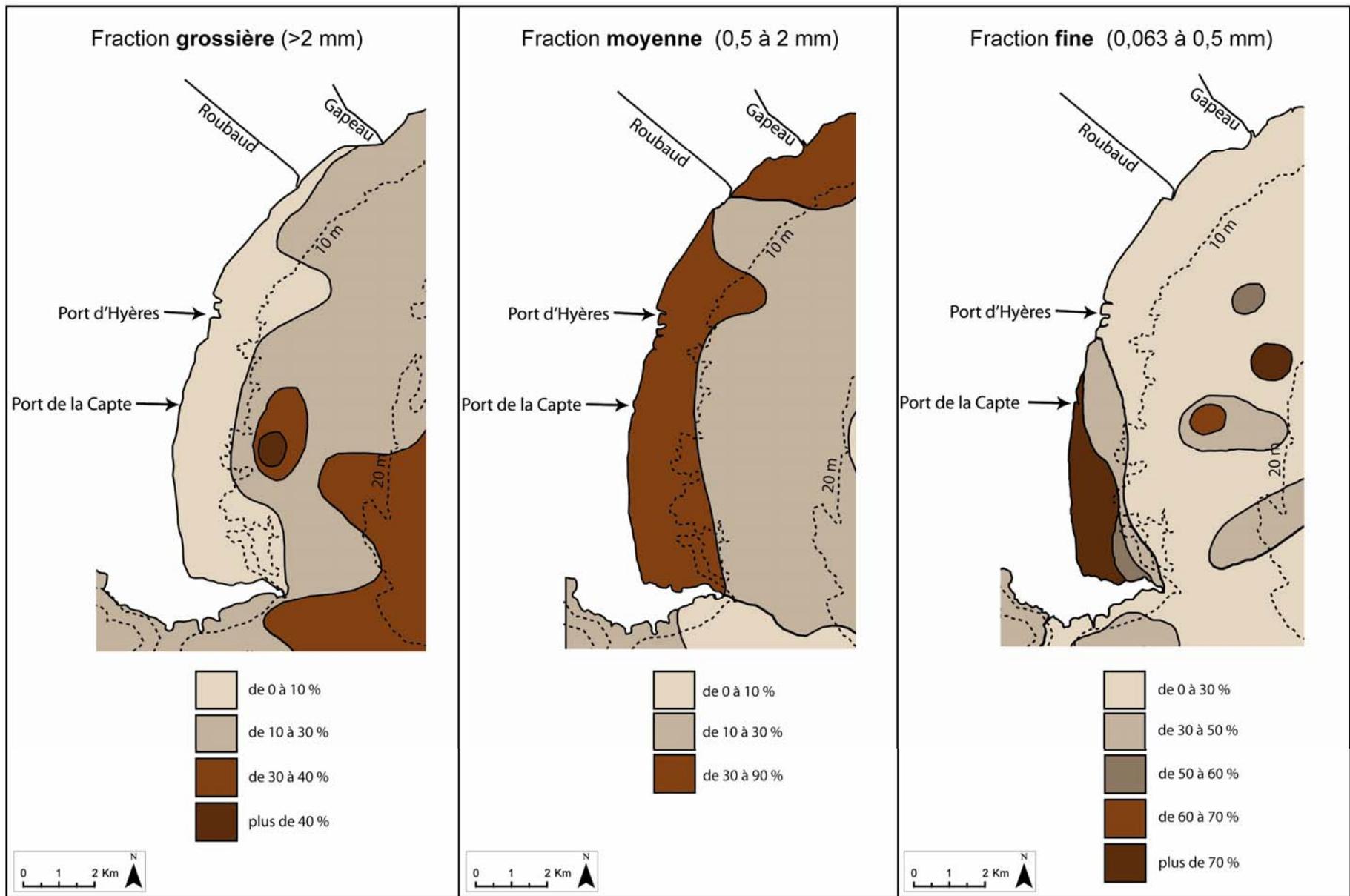


Figure 24 : Répartition des sédiments en rade d'Hyères (d'après Jeudy de Grissac, 1975)

2.3.3. La granulométrie de la plage émergée

Nous nous contentons de reprendre ici les résultats de l'étude sédimentologique réalisée par Courtaud (2000), que nous considérons comme assez récents pour représenter la situation actuelle. Sa méthode d'analyse des variations granulométriques longitudinale est basée sur le prélèvement d'échantillons entre le haut de plage et la limite supérieure de l'herbier de posidonies, sur l'ensemble du littoral de la rade d'Hyères, en fonction des critères morphosédimentaire liés aux différents aménagements. L'analyse granulométrique repose ensuite sur l'étude du grain moyen (en mm) et de l'indice de tri (en ϕ) (Folk et Ward, 1957) ainsi que sur le % de galets.

Le grain moyen (GM) :	L'indice de tri (ϕ) :
GM > 0,5 mm = sables grossiers et graviers	0,00 < ϕ < 0,35 = très bien classé
0,250 mm < GM < 0,50 mm = sables moyens	0,35 < ϕ < 0,50 = bien classé
0,125 mm < GM < 0,25 mm = sables fins	0,50 < ϕ < 0,71 = assez bien classé
GM < 0,063 mm = siltes et argiles	0,71 < ϕ < 1,00 = moyennement classé
	1,00 < ϕ < 2,00 = médiocrement classé
	2,00 < ϕ < 4,00 = très mal classé

La plage émergée possède un stock sédimentaire sableux de granulométrie moyenne (principalement entre 0,2 et 0,5 mm), bien trié (principalement entre 0,25 et 0,7 ϕ), et un stock de sédiments hétéroclites plus ou moins bien triés. Les sédiments de la zone du swash sont très variés, fins à grossiers (0,28 à 0,8 mm) et plus ou moins bien triés (0,25 à 1,95 ϕ). Les sédiments de la plage immergée sont fins (principalement entre 0,1 et 0,3 mm) et souvent bien triés (principalement entre 0,25 et 0,7 ϕ). Les galets sont nombreux, quelle que soit l'unité morphologique.

La présence de galets et de sables grossiers au sein de chaque unité morphologique semble témoigner de remaniements de stocks sédimentaires hérités (formation de micro-falaises en aval des cabanes du Gapeau, au Ceinturon) mais il est également possible qu'il existe des échanges longitudinaux, à partir des sources sédimentaires constituées par les cours d'eau, principalement le Gapeau, dont nous allons mettre en évidence le rôle dans la fourniture de matériaux grossiers au littoral (graviers et galets) lors des crues (cf. chapitre 3).

Il est également certain que les rechargements en matériaux allochtones, tout comme la constitution de remblais de protection en matériaux divers, soient à l'origine de la présence de sédiments grossiers au sein de chaque unité morphologique.

2.3.4. La répartition longitudinale du matériel

La répartition granulométrique longitudinale des sédiments est également décrite à partir des travaux de Courtaud (2000), qui s'appuie sur des échantillons prélevés dans la zone du swash (Figure 25).

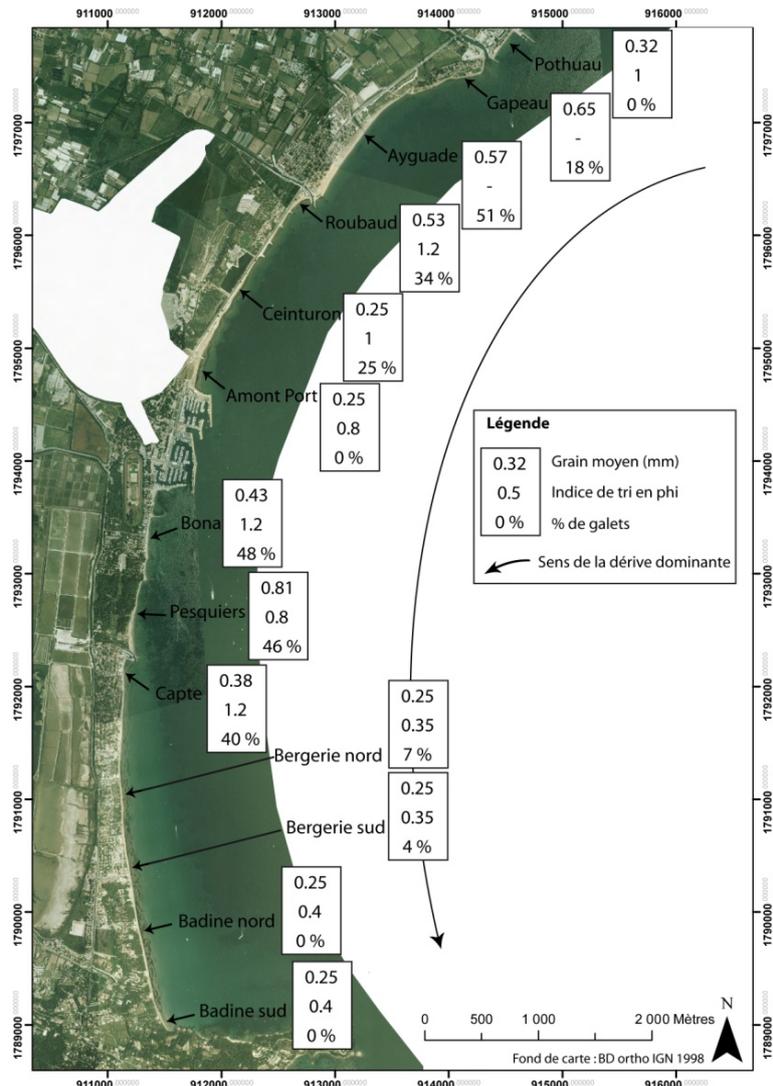


Figure 25 : Répartition longitudinale des sédiments de la zone du swash en rade d'Hyères (Courtaud, 2000, modifié).

Cet auteur montre une granulo-décroissance des sédiments dans le sens du courant de dérive et une influence des aménagements perpendiculaires au trait de côte (digue à l'embouchure du Gapeau, digue à l'embouchure du Roubaud, Port d'Hyères, Port de la Capte) (figure 22).

Ce n'est qu'à partir de l'embouchure du Gapeau que les sédiments grossiers apparaissent, traduisant le rôle des apports fluviaux dans la granulométrie des sédiments de la zone du swash. Du débouché du Gapeau au port d'Hyères les sédiments s'affinent en allant vers le sud (grain moyen de 0,65 à 0,25 mm), avec une diminution du pourcentage de galets présents à partir du débouché du Roubaud où il semble que la digue de calibrage fasse obstacle au transport des matériaux les plus grossiers. Des galets sont néanmoins présents en aval dérive mais en plus faible proportion (34 % contre 51 % en amont). Ils pourraient éventuellement provenir de rechargements en matériaux grossiers concomitants à la mise en place des épis ou postérieurs, mais également de l'érosion de stocks sédimentaires hérités, le trait de côte ayant fortement reculé dans ce secteur. On constate, toutefois, qu'entre l'embouchure du Gapeau et la plage de l'Ayguade, le pourcentage de galets augmente (18 à 51 %). Mais il est fortement probable que des apports fluviaux sableux aient eu lieu au

moment du prélèvement, car la granulométrie actuelle du secteur de l'embouchure est très grossière, excepté lors des événements de crue. Après remaniement par les dynamiques marines, les sables sont exportés et ne restent que les galets.

Entre le débouché du Roubaud et le port d'Hyères l'affinement granulométrique s'accompagne d'une nette diminution du pourcentage de galets (de 34 % à 0%) et d'une amélioration du tri (1,2 à 0,8 ϕ), en accord avec la dérive littorale dominante. Il semble également que les mauvais indices de tri au Roubaud et au Ceinturon (1,2 et 1 ϕ) résultent d'apports allochtones issus de rechargement, du démantèlement des ouvrages et de la destruction des remblais mis en place régulièrement.

Du port d'Hyères à la Capte les sédiments sont plus grossiers (grain moyen souvent supérieur à 0,5 mm), moyennement triés (0,8 à 1,2 ϕ), avec une forte concentration de galets (de 23 à 54 %), qui pourraient ici aussi provenir de stocks hérités ou du démantèlement des ouvrages. La présence du Port d'Hyères provoque un important phénomène d'érosion en aval dérive et l'export des matériaux les plus fins, facilement mobilisables, ce qui a pu dégager des stocks grossiers hérités. De plus, ce phénomène s'accompagne de travaux de rechargement réguliers, et peut être en galets, sans doute responsables d'un tri médiocre des sédiments.

De la Capte à la Badine, les sédiments sont les plus fins (0,25 mm), les mieux triés (0,35 à 0,4 ϕ) et le pourcentage de galets est réduit (de 40 % à la Capte à 0 % à la Badine).

Ces observations confirment l'organisation hydro-sédimentaire décrite par Blanc (1958, 1975) et Jeudy de Grissac (1975) et mettent en évidence l'importance du transport longitudinal en rade d'Hyères, ainsi que le rôle prépondérant des aménagements dans l'individualisation de systèmes hydro-sédimentaires ; ces aménagements sont à l'origine de secteurs à risque érosif élevé, notamment au sud du port d'Hyères.

3. Conclusion

La présentation du fonctionnement du système Gapeau/rade d'Hyères, des sources du Gapeau et du Réal Martin jusqu'à la limite sud du tombolo, au niveau de la presqu'île de Giens, permet de mettre en évidence des grands traits de l'organisation géomorphologique et des dynamiques associées. Cette façon d'aborder l'étude d'un environnement relève précisément de la notion de gestion intégrée des zones côtières (GIZC), basée sur la prise en considération du système dans son intégralité (Deboudt et al., 2008).

Les flux liquides et solides dans le Gapeau sont fortement influencés par les caractéristiques géologiques du bassin-versant, composé de deux sous-bassins aux caractéristiques géologiques spécifiques. En effet, le Gapeau, qui s'écoule sur un substrat calcaire, perméable et favorable aux infiltrations, alimente probablement moins le cours d'eau en eau et en sédiments que le Réal-Martin, qui lui s'écoule sur un substrat métamorphique, imperméable et potentiellement pourvoyeur d'alluvions que peuvent fournir les altérites. La dépression permienne, constituée de roches sédimentaires tendres, peut également fournir du matériel au cours d'eau, notamment par érosion des berges et de son lit. Le régime hydrologique du Gapeau, très contrasté, est typique des organismes méditerranéens, avec notamment un caractère soudain et brutal des événements de crue et une variabilité intra et inter-annuelle forte. Des périodes de forte activité hydrologique (automne,

printemps, décennies 1970 et 1990) alternent avec des périodes de calme relatif (été, hiver, décennies 1960, 1980, 2000).

En ce qui concerne la morphologie du Gapeau dans la basse vallée, nous avons mis en évidence la quasi-permanence d'un chenal étroit et profond avec de berges hautes et une absence de lit moyen. Cette morphologie est favorable aux écoulements et au transit de la charge sédimentaire et les secteurs susceptibles de piéger ou de fournir de la charge ne représentent qu'une portion très réduite du linéaire.

Nous avons également mis en évidence qu'à l'échelle séculaire deux facteurs anthropiques ont certainement joué un rôle majeur, il s'agit de la fermeture du milieu par les espaces forestiers et l'aménagement du chenal. L'analyse du profil en long du Gapeau révèle, en effet, un cours d'eau extrêmement segmenté, parsemé de nombreux seuils, sans que le rôle réel de ceux-ci ne soit précisément quantifié.

Si peu de données existent sur l'évolution morphologique et la morphologie actuelle du Gapeau, en revanche, sur le littoral, il existe un grand nombre de mesures et d'études qui permettent d'en rendre compte. Notre connaissance est importante et ancienne, ce qui permet de distinguer, un littoral antérieur dit « naturel » et un littoral actuel largement anthropisé.

Ainsi, le littoral actuel est marqué par l'existence d'un prisme littoral « actif » comprenant la plage et les petits fonds jusque vers -2 à -3m au nord de la rade et jusque vers -5 à -6m au sud du tombolo, au niveau de la plage de la Badine. Les matériaux de cette zone sont le plus souvent sableux mais localement enrichis en galets et graviers, dans les zones d'apports des fleuves, dont le plus important est le Gapeau. Cet organisme apporterait entre 25 000 et 35 000 m³ de matériaux par an (S.O.G.R.E.A.H., 1988), dont près du quart serait constitué de sables, graviers et galets participant à la dynamique du prisme, les vases étant évacuées vers le large. Mais il s'agit d'insister sur la faible précision de telles estimations qui par conséquent restent à démontrer.

Dans le profil, les mouvements sédimentaires se produisent jusque vers -2 à -3 m, voire plus au sud du tombolo, en relation avec la limite supérieure de l'herbier de posidonies. Les mouvements sédimentaires sont liées à des événements météo-marins d'Est entraînant des surcotes qui peuvent atteindre +1m et parfois plus. La configuration topographique environnante (avancées rocheuses du Cap-Bénat et présence de la presqu'île de Giens et des îles d'Hyères) associée à la présence d'un vaste herbier de posidonie est à l'origine de la déformation et de l'amortissement des houles au fur et à mesure de leur propagation en direction de la côte. La morphogénèse de la branche orientale du tombolo de Giens dépend essentiellement des dynamiques de secteur est et nord-est (les houles pénétrant directement dans la rade d'Hyères) et exceptionnellement des dynamiques de sud-est, davantage modifiées par les îles d'Hyères. Les courants dus aux houles jouent un rôle essentiel dans la distribution du matériel sédimentaire. En rade d'Hyères c'est avant tout le courant de dérive (d'abord orienté nord/nord-est sud/sud-ouest entre l'embouchure du Gapeau et le port d'Hyères puis nord-sud entre le port d'Hyères et la Badine) qui est responsable de la répartition des sédiments. Les ouvrages portuaires, qui segmentent le littoral, sont également responsables de variations dans la répartition des sédiments.

Le système du Gapeau/rade d'Hyères apparaît donc comme un système particulièrement anthropisé. Cette caractéristique majeure en fait un terrain d'étude particulièrement compliqué mais également représentatif du contexte méditerranéen.

Chapitre 2 : Evolution séculaire du système Gapeau/rade d'Hyères

1. Introduction

La bonne compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire d'un système bassin-versant/littoral nécessite d'une part l'analyse des processus actuels et d'autre part, l'intégration de ces processus dans une perspective historique. L'observation actuelle du système Gapeau/rade d'Hyères rend compte d'un fonctionnement non équilibré, caractérisé par d'importants phénomènes d'érosion côtière. Afin de comprendre les processus responsables de cette situation, et avant d'étudier en détail les dynamiques sédimentaires actuelles, une étude à long terme des changements morphologiques qui affectent le système s'avère par conséquent nécessaire. Ainsi, pour identifier les facteurs responsables des changements fluviaux et leurs impacts sur le système, il est classique de retracer dans le temps et dans l'espace l'évolution morphologique du chenal, dans sa dimension verticale et horizontale (Liebault, 2003 ; Luqian et al., 2007 ; Raccasi, 2008 ; Surian et al., 2009 ; Ollero, 2010). En milieu littoral, il est classique de retracer l'évolution de la position du trait de côte (Crowell et al., 1993 ; Suanez, 1997 ; Short, 1999 ; Sabatier, 2001 ; Anfuso et al., 2007). L'évolution littorale a donc été étudiée sur l'ensemble du XX^{ème} siècle grâce à des documents disponibles depuis la fin du XIX^{ème} siècle, et l'évolution de la bande active du Gapeau a été retracée à partir de 1932.

Evolution du système fluvial

Les cours d'eau présentent des modifications géomorphologiques régies par les variations spatio-temporelles des flux liquides et solides et par des contrôles locaux (morphodynamique locale, aménagements, végétation...) (Lane, 1955 ; Chang, 1986). Il est donc possible de considérer le système fluvial comme un élément physique à processus-réponse possédant une histoire (Schumm, 1977). Un cours d'eau en conditions naturelles tend à conserver un équilibre morpho-sédimentaire à long terme, dans lequel la quantité de sédiment provenant des zones d'érosion est équivalente à celle parvenant aux zones de dépôt (Williams and Wolman, 1984). Le transfert sédimentaire au sein du système fluvial est ainsi considéré comme continu. Les cours d'eau recherchent donc en permanence un équilibre entre la forme du lit et les débits, liquides et solides et l'on parle ainsi d'un équilibre dynamique qui s'opère entre les processus d'érosion et de dépôt (Schumm, 1977). Des variables de contrôle, d'origine naturelle ou anthropique, globales (climat, géologie, végétation...) ou locales (aménagements...), régissent ainsi les variables de réponse, qui caractérisent la géométrie du chenal (Carling, 1988 ; Warner, 1994). Ces variables de contrôle, qui définissent le débit liquide et le débit solide, sont donc responsables de l'évolution physique du cours d'eau, qui va s'ajuster par des variations de pente, de largeur, de sinuosité, etc... (Malavoi et Bravard, 2009).

Ces phénomènes complexes d'élévation et d'enfoncement du lit, régis par les variables de contrôle, peuvent également être appréhendés en termes de budget sédimentaire. Une rivière se caractérise par des entrées, des sorties et un stock de sédiments. L'état de ce stock, retranscrit par la géométrie du lit, dépend du bilan entre les entrées et les sorties (Bravard et Petit, 2000). Si le bilan est équilibré, le stock reste stable et la rivière est en équilibre. Si le

bilan est déficitaire, la rivière puise dans son stock et ceci se traduit par une incision du lit, cette situation ayant pour origine un tarissement d'origine naturelle ou anthropique de la fourniture sédimentaire. Enfin, lorsque le bilan est excédentaire, le stock augmente et ceci se manifeste par l'exhaussement du lit (Malavoi et al., 2011). Nous verrons dans cette partie que le bilan sédimentaire actuel du Gapeau n'est pas en situation d'équilibre et que nous sommes aujourd'hui dans une situation de déficit sédimentaire aggravé.

Cette situation n'est pas spécifique au Gapeau, ce phénomène étant aujourd'hui commun à de nombreux cours d'eau. La littérature concernant l'évolution des bandes actives met ainsi en évidence l'importance de ces processus d'incision et de rétraction, même si la temporalité du phénomène diffère d'un cours d'eau à l'autre, avec des apparitions plus précoces sur certains d'entre eux. Mais actuellement, la rétraction et l'incision des bandes actives est quasiment généralisée à l'ensemble des cours d'eau du sud de la France et à de nombreux cours d'eau méditerranéens, notamment italiens et espagnols, bien qu'il existe des exceptions engendrées par des facteurs locaux (Miramont et Guilbert, 1997 ; Miramont et al., 1998 ; Surian, 1999 ; Aucelli and Roskopf, 2000 ; Liebault et Piegay, 2001, 2002 ; Surian et Rinaldi, 2003 ; Rovira et al., 2005b). Mais toutes ces études concernent des organismes montagnards ou de piémont, morphologiquement actifs sur le dernier siècle, et sur lesquels il est enregistré, dans la plupart des cas, un changement de style fluvial, du tressage au chenal unique. La métamorphose de ces cours d'eau est donc importante et nous allons ainsi voir si le Gapeau, petit fleuve côtier coulant dans une plaine littorale largement anthropisée, possède la même histoire morphologique.

Evolution du système littoral

Le système littoral évolue sous l'effet de forçages externes de contrôle, « indépendants », qui régissent les variables internes du système (géométrie des formes, pentes, distribution sédimentaire...) (Dalrymple and al., 1992 ; Komar, 1998). Le milieu physique littoral subit l'influence de processus terrestres, marins et atmosphériques (vents, houles, marée, apports sédimentaires fluviaux), qui interagissent et participent à son évolution. La lithologie détermine la fourniture sédimentaire potentielle du bassin-versant et la sensibilité à l'érosion du littoral, l'hydrodynamique marine est responsable du transport des sédiments et les agents atmosphériques via les précipitations et l'hydrologie continentale amènent à la côte les sédiments fluviaux issus de l'érosion des bassins-versants. Les épisodes climatiques extrêmes accentuent les effets à court terme de ces différents facteurs (houles de tempêtes et crues torrentielles) (Morton and Sallenger, 2003 ; Forbes et al., 2004 ; Anfuso et al., 2007), et à plus long terme, le réchauffement planétaire agit indirectement sur la dynamique côtière en intensifiant les tempêtes et en provoquant une élévation du niveau de la mer qui a pour conséquence un accroissement de « l'agressivité » de l'hydrodynamique côtière (Ullmann, 2008 ; Brunel et Sabatier, 2009). L'impact anthropique joue également un rôle important (Durand, 2001 ; Cesaraccio et al., 2004 ; Stone and oxford, 2004). De par ses activités, l'homme perturbe les phénomènes naturels, contribuant ainsi au déséquilibre du milieu littoral (aggravation de l'érosion naturelle). Son action peut être directe, comme dans le cas des prélèvements de matériaux sur les plages, ou indirecte, par une artificialisation du littoral (qui modifie les transferts sédimentaires côtiers) (El-Asmar and White, 2002 ; Samat, 2007) ; ou par des extractions d'alluvions dans les rivières ou la construction de barrages

(limitation des apports terrigènes) (Sanchez-Arcilla and al., 1998 ; Carriquiry and al., 2001 ; Yang and Zhang, 2005).

Les perturbations liées à un évènement rapide (tempête, crue, aménagement côtier) ou à des modifications lentes (réduction des apports sédimentaires fluviaux, eustatisme) induisent donc un ajustement du système, qui évolue vers un nouvel état d'équilibre, correspondant aux nouvelles conditions imposées (effets de réaction-relaxation). La relation entre les forçages externes et les variables internes se situe donc dans différentes échelles de temps et d'espace (Carter and Woodroffe, 1994). Dans le but de comprendre le fonctionnement et l'évolution morphodynamique d'un système littoral, et de tenter de répondre à des questions majeures notamment sur les paramètres d'intensification du recul du trait de côte, ou le contrôle de la variabilité des flux sédimentaires sur la construction des prismes littoraux, des facteurs agissant à des pas de temps plus longs doivent donc être pris en compte.

Parmi tous les facteurs agissant sur la morphogénèse littorale, un paramètre majeur doit être considéré pour comprendre le fonctionnement morphodynamique et l'évolution des systèmes littoraux : les apports sédimentaires. C'est en effet la quantité relative des apports par rapport à la capacité de transport et de remaniement des agents hydrodynamiques qui sera déterminante, et qui va conditionner l'évolution du trait de côte. Une diminution des apports entraînera dans la plupart des cas un phénomène d'érosion côtière (Walling, 2006). Mais les causes de cette érosion sont diverses et sont généralement une conjonction de facteurs naturels et humains (Van Rijn, 2011).

Dans une première partie, nous étudierons donc le Gapeau : l'évolution verticale du plancher alluvial dans la basse vallée par comparaison de profils en long et l'évolution en plan de la bande active par analyse de photographies aériennes et cartes topographiques. Dans une deuxième partie, nous étudierons et nous quantifierons les variations de la position du rivage de l'ouest de la rade d'Hyères, à partir de photographies aériennes. Enfin, dans une dernière partie nous comparerons l'évolution du système littoral avec l'évolution du système fluvial. Nous faisons, en effet, l'hypothèse que les dynamiques qui affectent le cours d'eau et son bassin-versant ont des répercussions sur la morphogénèse littorale (Poulos and Collins, 2002 ; Panin and Jipa, 2002 ; Lique et al., 2004 ; Sabatier et al., 2009 ; Warrick et al., 2009 ; Simeoni and Corbau, 2009; Jabaloy-Sánchez et al., 2010). Les facteurs responsables de l'évolution du système seront discutés (aménagements, changements de l'occupation du sol, changements hydrologiques et pluviométriques).

2. Les changements morphologiques dans la basse vallée du Gapeau

La zone du cours d'eau étudiée s'étend de la confluence entre le Réal-Martin et le Gapeau jusqu'à son exutoire. Ce secteur représente un linéaire d'environ 8 kilomètres. Dans cette partie sera étudiée l'évolution de la bande active dans le plan vertical et dans le plan horizontal et des hypothèses concernant les causes de cette évolution seront discutées.

2.1 Evolution verticale du lit du Gapeau (1954-2007)

2.1.1. Méthodologie

2.1.1.1. Données disponibles

La reconstitution de l'évolution verticale d'un cours d'eau à l'échelle de plusieurs décennies se base essentiellement sur des mesures de terrain (relevés bathymétriques, profils en long, profils en travers) (Rinaldi and Simon, 1998 ; Liebault, 2003 ; Rovira et al., 2005b ; Martin-Vide et al., 2010). Cependant, sur les organismes de petite taille, comme le Gapeau, les données sont rares et, quand elles existent, pâtissent souvent d'un grand manque de précision. Le Gapeau n'étant pas navigable, il n'existe aucun relevé bathymétrique. Une autre technique consiste à la reconstitution de MNT par photogrammétrie sur des couples de photographies aériennes stéréoscopiques permettant une restitution des images en trois dimensions (Lejot et al., 2007). Cette technique possède de nombreux avantages, notamment sur les sites ne bénéficiant pas de levés topographiques anciens. Malheureusement, elle présente une faible précision des altitudes obtenues lorsque l'on utilise les photos aériennes de l'IGN (supérieure à 1m) et ne peut être appliquée à notre site d'étude car la ripisilve est trop développée pour que les formes du chenal soient observées.

Au final, seuls des relevés de profils en long et en travers nous permettent de restituer l'évolution verticale du lit du Gapeau. Plusieurs documents ont été utilisés : des profils en travers, levés lors de précédentes études (SCP, 1973 et HGM, 1996) et le levé réalisé pour cette étude en 2007 au DGPS RTK TRIMBLE de précision centimétrique. Il existe également un profil en long levé en 1954 pour le service des grandes forces hydrauliques par l'Institut Géographique National. Mais ce profil, qui constitue la source de données la plus ancienne, représente l'altitude de la ligne d'eau (figure 27) et ne permet donc d'évaluer les mouvements verticaux du plancher alluvial que sur certains secteurs, où la différence d'altitude entre le fond du chenal et la ligne d'eau est considérée comme faible, excluant ainsi l'amont du seuil de Ste Eulalie et l'aval du barrage anti-sel. Sur les anciens profils en travers (SCP 1973 et HGM 1996), les altitudes les plus basses correspondant au fond du chenal ont été relevées et ont permis la reconstitution du profil en long du Gapeau dans la basse vallée. Les données utilisées pour évaluer la mobilité verticale sont recensées dans le tableau 12.

types	Sources	année	secteur	Nbr de points de mesure	Espacement moyen des points de mesure (m)	Nature de la mesure
Profil en long	IGN	1954	De la source du Gapeau à la mer	133	315	Ligne d'eau
Profils en travers	SCP	1973	de la confluence à la mer	110	73	Fond du lit
Profils en travers	HGM	1996	de la confluence à la mer	33	242	Fond du lit
Profil en long	cette étude	2007	de la confluence à la mer	74	108	Fond du lit

Tableau 12 : Profils topographiques disponibles sur le Gapeau aval.

2.1.1.2. Traitement des données

L'analyse comparée de ces différents documents est facilitée par le système de nivellement commun (NGF) et par une stabilité constatée du cours d'eau dans le plan horizontal (cf. partie 2.2). La comparaison des profils en long se heurte à un problème relatif à la répartition des points de mesure, dont le nombre est variable entre les études. En effet, l'étude SCP de 1973 présente un nombre de profils (110) nettement plus important que l'étude HGM de 1996 (33), ainsi que le profil des grandes forces hydrauliques (6 points dont les données exploitables) (tableau 12). Le profil levé en 2007 comporte 74 points. Ainsi, les levés les plus détaillés, présentant un nombre important de points de mesure, dévoilent des formes (alternance seuil-mouilles) qui ne sont pas visibles sur les levés de cours d'eau moins détaillés auxquels ils sont comparés. L'évolution de ces formes ne peut donc être déterminée.

En ce qui concerne le relevé de 2007, certains secteurs n'ont pu être levés, du fait d'une ripisilve dense et couvrant le cours d'eau (secteur aval et secteur en amont immédiat de l'embouchure). Dans le secteur aval, trop profond pour être levé au DGPS, nous avons complété le profil à partir d'un relevé bathymétrique au niveau de l'embouchure (méthodologie du relevé bathymétrique décrite dans le chapitre 3).

L'évaluation graphique des mouvements du plancher alluvial étant rendue difficile du fait des différences de densité de points de mesure entre les relevés, une deuxième approche vient donc compléter la lecture graphique. Employée par Rollet (2007) sur la rivière d'Ain, elle consiste à analyser les mouvements verticaux du lit à partir de points comparables (figure 26). Seuls les points comparables des profils sont donc conservés, afin d'observer l'évolution verticale réelle et non celle constatée par interpolation du fait de l'absence de points communs. Cette méthode présente l'inconvénient de réduire le nombre de points par couple de profils. Selon cette méthode, trois configurations sont rencontrées (Rollet, 2007) :

- Les points entre les deux profils comparés sont parfaitement concordants (ex : point A), auquel cas les deux points sont conservés.
- Les points à comparer présentent un léger décalage spatial (< 100 m) et dans ce cas, un point supplémentaire a été généré par interpolation linéaire (ex : points B et B').
- Un des deux profils ne présente aucun point comparable à moins de 100 m, et le point est alors supprimé (ex : point C).

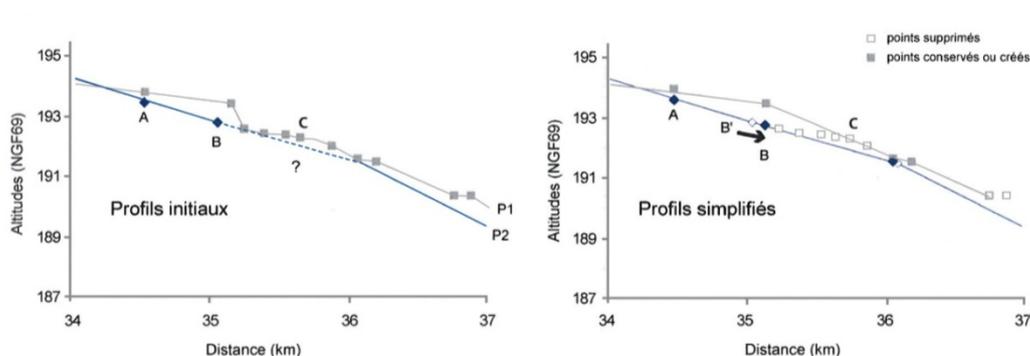


Figure 26 : Illustration du procédé de simplification des profils appliqué pour chaque couple de profils comparés (Rollet, 2007).

2.1.1.3. Marge d'erreur

Le profil de 1954 représente la ligne d'eau d'étiage, qui est relativement proche de la ligne du talweg. Mais afin de tenir compte de cet écart, il est généralement admis de considérer qu'il y a stabilité du plancher alluvial pour une évolution comprise entre -0,3 et +0,3 mètres (Landon, 1999). Les altitudes mesurées sur un point fixe (barrage anti-sel) révèlent un écart maximum entre 1973, 1996 et 2007 de 20 cm. En ce qui concerne le profil de 1954, la précision des mesures semble correcte, nous relevons un écart de 10 cm entre 1954 et 1973 au niveau du seuil de Ste Eulalie. L'écart lié à la mesure elle-même semble donc relativement faible. En ce qui concerne la marge d'erreur totale, celle-ci est l'addition des erreurs liées aux différentes techniques de levés et des erreurs liées au décalage spatial des points de mesure. Par conséquent, nous tiendrons compte d'une marge d'erreur d'au moins 0,5 m. Toute érosion ou accrétion supérieure à cette valeur sera donc considérée comme significative.

2.1.2. Evolution du plancher alluvial du Gapeau depuis 1954

Entre 1954 et 1973, seule l'évolution du secteur 1, du secteur 3 et du secteur 4 peut être analysée, les différences d'altitudes entre la ligne d'eau et le fond du lit étant faibles. Le chenal apparaît ainsi en partie stable (amont secteur 1 et aval secteur 3) et en partie en incision (amont du secteur 3 et aval du secteur 4). L'analyse de l'évolution du plancher alluvial du Gapeau révèle en revanche une tendance à l'incision entre les années 1973 et 1996 (incision moyenne d'environ -0,5 m), et une tendance à la stabilité entre 1996 et 2007 (incision moyenne d'environ 0,06 m) (figure 27).

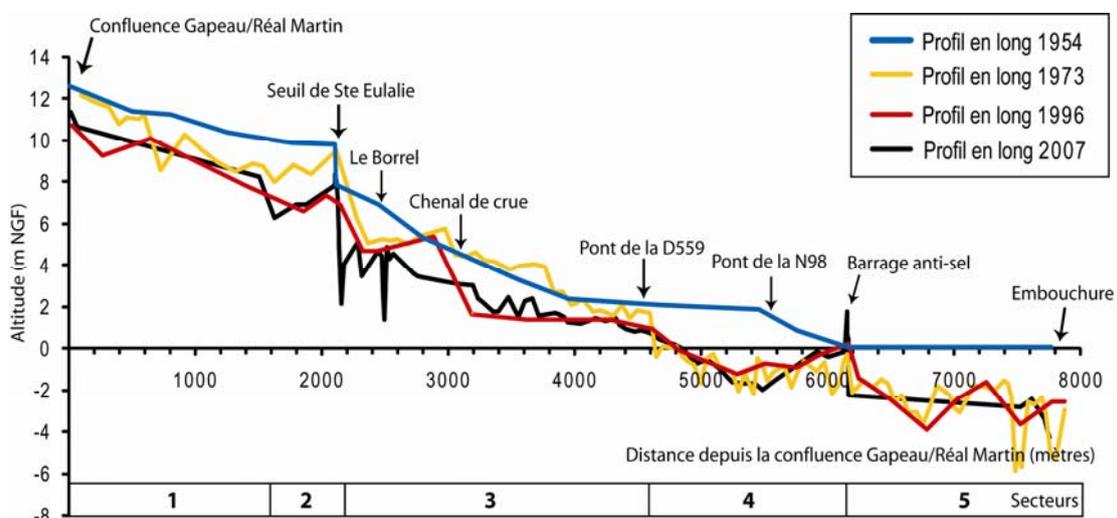


Figure 27 : Evolution du profil en long, 1954-1973-1996-2007.

Entre 1954 et 1973, le plancher alluvial du Gapeau est plutôt stable, bien qu'une importante incision se manifeste sur le secteur 3, immédiatement en aval du seuil de Ste Eulalie (maximum -1,6m) et sur le secteur 4, en amont du site du barrage anti-sel (maximum -1,3m) (figure 28, tableau 13).

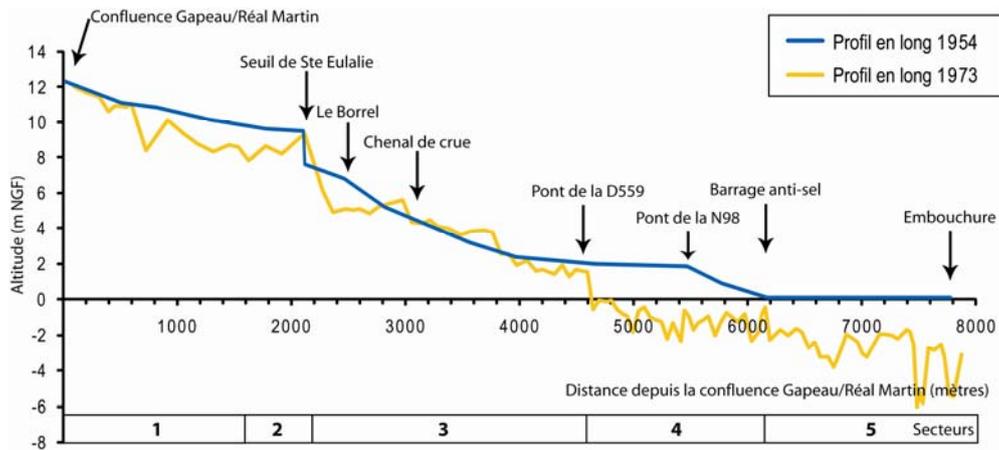


Figure 28 : Evolution du profil en long entre 1954 et 1973

1954/1973	nombre de points	Variation verticale moyenne	Incision maximale	Exhaussement maximal
Secteur 1	4	-1	-2	-
Secteur 3	3	-0.2	-1.6	+1.6
Secteur 4	1	-1.3	-1.3	0
Total	8	-0.8	-2	+1.6

Tableau 13 : Variations verticales du plancher alluvial du Gapeau entre 1954 et 1973 en fonction des différents secteurs (en mètres).

En revanche, l'évolution verticale du chenal du Gapeau entre 1973 et 1996 est marquée par une incision significative du plancher alluvial sur les trois premiers secteurs (figure 29, tableau 14). Une importante érosion du chenal caractérise la confluence Gapeau/Réal Martin (maximum -2,5m), qui se poursuit à l'aval jusqu'au seuil de St Eulalie. Le tronçon situé à l'aval immédiat du seuil ne présente pas d'incision durant cette période, en raison vraisemblablement de la présence d'enrochements. Une stabilité du plancher alluvial marque ensuite la partie amont du secteur 3 qui laisse rapidement place à une importante incision en aval de la confluence avec le chenal de crue. Les secteurs 4 et 5 sont quant à eux plutôt stables. Néanmoins un léger phénomène d'accrétion en amont du barrage anti-sel (+1,1m) est constaté, tout comme sur le secteur 5, au niveau de l'embouchure ou 2 points de mesure indiquent une accrétion supérieure à 2 m.

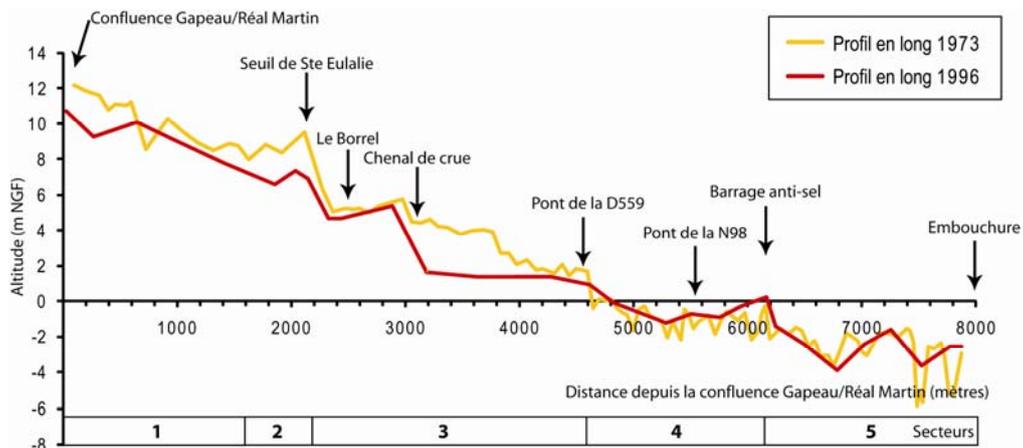


Figure 29 : Evolution du profil en long entre 1973 et 1996.

1973/1996	nombre de points	Variation verticale moyenne	Incision maximale	Exhaussement maximal
Secteur 1	12	-0.8	-2.5	+0.7
secteur 2	3	-1.4	-1.8	-
Secteur 3	15	-1.1	-3.1	-
Secteur 4	18	+0.3	-0.4	+1.1
Secteur 5	29	+0.3	-1.3	+2.8
Total	77	-0.5	-2.5	+2.8

Tableau 14 : Variations verticales du plancher alluvial du Gapeau entre 1973 et 1996 en fonction des différents secteurs (en mètres).

Entre 1996 et 2007 (figure 30, tableau 15), une tendance à la stabilité sur l'ensemble du linéaire étudié se dégage. Sur les secteurs 1 et 2, de la confluence Gapeau/Réal-Martin au seuil de Ste Eulalie, le plancher alluvial est stable. Ce constat est néanmoins à nuancer étant donné le manque de points de mesure sur ce secteur en 2007. En aval du seuil, en revanche, nous mesurons une incision qui se manifeste de la confluence avec le Borrel jusqu'à la confluence avec le chenal de crue. En aval de cette confluence, le plancher alluvial du Gapeau entre les 2 dates est relativement stable, excepté à l'amont immédiat du barrage anti-sel, où nous enregistrons une érosion dans la zone d'accumulation créée par le barrage. A l'aval du barrage anti-sel, il nous est difficile de conclure sur une tendance d'évolution à moyen terme par manque de données.

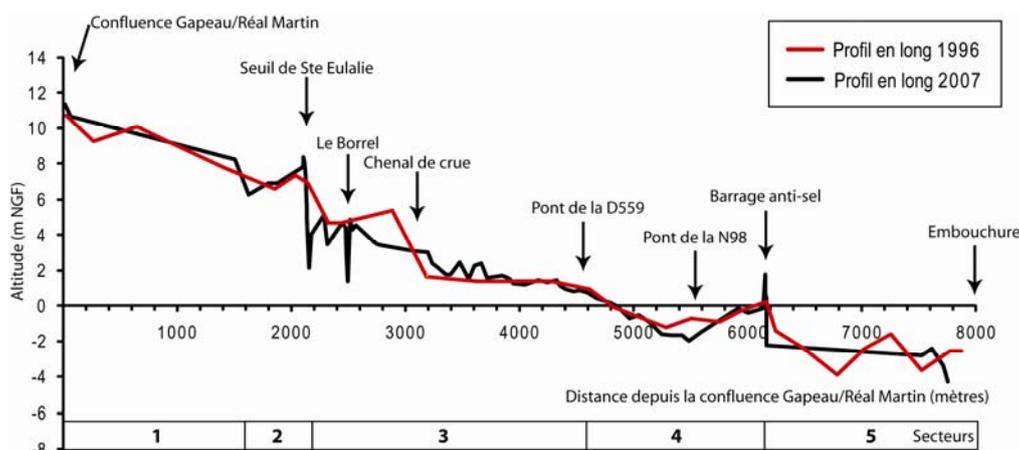


Figure 30 : Evolution du profil en long entre 1996 et 2007.

1996/2007	nombre de points	Variation verticale moyenne	Incision maximale	Exhaussement maximal
Secteur 1	2	0.5	-	+0.6
secteur 2	3	0.1	-	+0.2
Secteur 3	23	-0.2	-3.5	+1.4
Secteur 4	6	-0.4	-1.2	+0.4
Secteur 5	2	-0.3	-1.6	+1.2
Total	36	-0.06	-3.5	+1.4

Tableau 15 : Variations verticales du plancher alluvial du Gapeau entre 1996 et 2007 (en mètres).

2.2. Evolution en plan de la bande active du Gapeau (1932-2003).

Le traitement d'image et les SIG permettent la reconstitution de l'évolution historique des milieux fluviaux en vue d'une analyse des réponses du système aux différents forçages (naturels et anthropiques) (Large et Petts, 1996 ; Rinaldi et Simon, 1998 ; Winterbottom, 2000 ; Warner, 2000).

2.2.1. Méthodologie

2.2.2.1. Données disponibles

La base de données utilisée pour l'analyse de l'évolution en plan de la bande active du Gapeau est constituée de cartes topographiques et de photographies aériennes (tableau 16).

Nature	Date	Echelle	Fournisseur	Type
Cadastre Napoléonien	1828	1/5000	Archives départementales du Var	Couleur
Carte d'Etat Major	1850	1/40000	IGN	Couleur
Carte topographique	1932	1/20000	IGN	Couleur
Mission aérienne	1944	1/25000	CNRS	Noir et blanc
Carte topographique	1978	1/25000	IGN	Couleur
Mission aérienne	2003	1/25000	IGN	Couleur

Tableau 16 : Caractéristiques des sources documentaires.

L'évolution de la bande active est étudiée à partir de 1932. Nous avons néanmoins tenté d'utiliser le cadastre Napoléonien de 1828 ainsi que la carte d'état major de 1850 (figures 31 et 32). Mais la précision des levés concernant le cours d'eau ainsi que les difficultés à recaler ce type de documents nous ont contraints à réaliser une analyse simplement qualitative. Il ressort de l'observation de ces documents une grande similarité avec la carte de 1932 qui laisse supposer l'absence de mouvements significatifs du tracé du Gapeau dans la basse vallée entre 1828 et 1932.

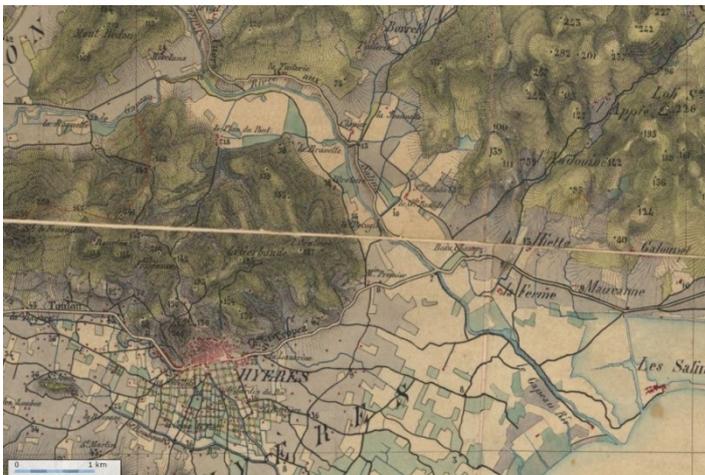


Figure 31 : Carte d'état major de 1850 (1/40 000ème) (source : Géoportail)

Figure 32 : Cadastre Napoléonien de 1828 (planche au 1/20 000ème, source : archives départementales du Var).



2.2.2.2. Traitement des données

Les cartes et photographies aériennes ont été scannées, avec une résolution de 450 dpi, et incorporées dans un logiciel de SIG (Arcgis) pour être géoréférencées. La majorité des documents scannés ont subi une rectification géométrique (transformation polynomiale de second ordre), qui s'appuie sur le repérage d'amer communs à chaque cliché et à un document choisi comme référence (Petts, 1989 ; Gurnell et al., 1994 ; Surian, 1999 ; Winterbottom and Gilvear, 2000, Hughes et al., 2006). Dans cette étude, le document de référence utilisé est l'orthophotographie réalisée par l'IGN en 2003 (BD-Ortho IGN). Ces images sont à la fois corrigées et géoréférencées et disposent d'une résolution de 0,5 m. Un minimum de 10 points d'amer a été utilisé (Rhoads et al., 2009, Hughes et al., 2006), en essayant de les répartir le plus largement possible sur le document (Leys and Werrity, 1999), notamment au niveau des coins et du centre du document (Richards, 1986 ; Campbell, 2002), mais également à proximité immédiate de la bande active (Hughes et al., 2006).

Enfin, l'extraction de l'information sur la bande active a été réalisée à partir du module DSAS (Digital Shoreline Analysis System) de Arcgis (Thieler, 2005), qui a permis de générer 315 profils, espacés de 30 mètres, sur l'ensemble du linéaire du Gapeau étudié (figure 33). La largeur de bande active a été mesurée à chaque date, permettant ainsi l'étude de son évolution. Nous avons également réalisé un découpage spatial du linéaire étudié en fonction des tendances d'évolution observées (figure 33).

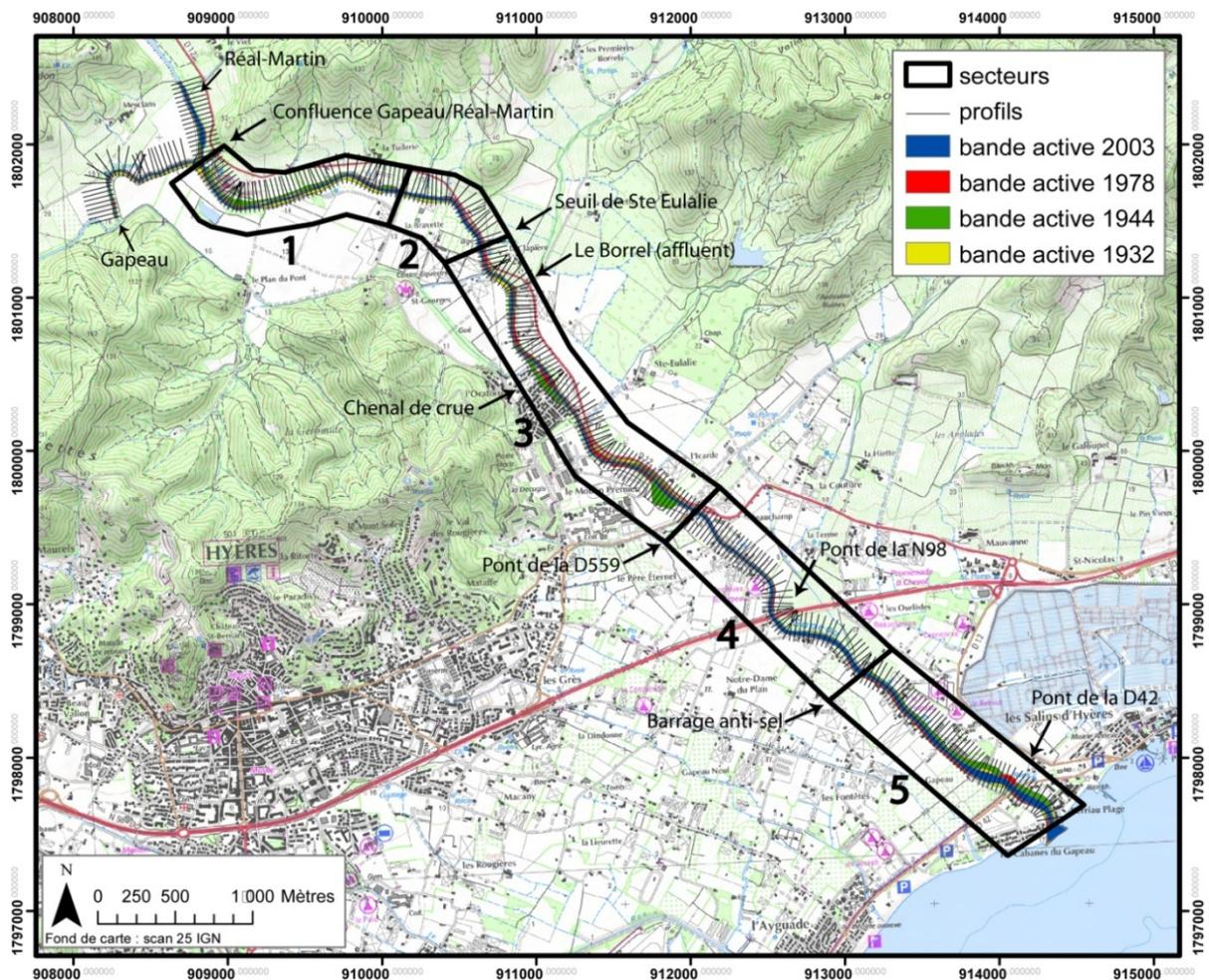


Figure 33 : Présentation des profils générés sous DSAS et de la sectorisation du Gapeau.

2.2.2.3. Marge d'erreur

L'erreur provoquée par la correction géométrique est évaluée par le logiciel pour chaque amer. L'erreur RMS (*Root Mean Square Error*) 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 le document corrigé. Il est admis (Durand, 2000), qu'un modèle polynomial est de qualité à partir du moment où tous les amers ont une erreur RMS < 1 pixel. A l'exception des cartes anciennes pour lesquelles l'erreur RMS est proche de 4 pixels, soit 2 m, l'erreur RMS des photographies aériennes est de +/- 1 pixel. Hughes et al., (2006) estiment à ± 5 m (± 10 %), la précision qu'il est normal d'obtenir lors du géoréférencement de documents concernant une plaine alluviale. Mais la particularité du secteur d'étude oblige à envisager une erreur plus importante. En effet, sur des cours d'eau de la taille du Gapeau, ce type d'analyse de documents historiques se heurte à quatre principaux écueils : 1) l'absence d'information sur la méthode de dessin du chenal sur les cartes IGN anciennes, 2) la difficulté de comparaison entre des supports différents (cartes et photographies), 3) l'absence d'information sur les conditions de débit au moment du levé ou de la photographie qui pourrait induire en erreur lors de la considération de la largeur de la bande active ou de la surface des bancs de galets et enfin 4) la ripisilve. Par exemple, sur les photographies aériennes de 1944, lorsque la ripisilve est trop abondante la ligne de berge a été interpolée (Gurnell, 1997 ; Winterbottom and Gilvear, 2000). Cette technique diminue la marge d'erreur liée au masquage mais elle reste néanmoins de plusieurs mètres. La marge d'erreur sur l'ensemble de l'étude semble donc plus proche de 10 m que de 5 m (masquage de la bande active par la ripisilve sur les photographies aériennes et erreurs lors du levé, lors du géoréférencement et lors de la digitalisation).

2.2.2 Evolution globale de la bande active du Gapeau dans la basse vallée (1932-2003)

Entre 1932 et 2003, la bande active du Gapeau dans la basse vallée s'est rétractée (figures 34 et 35).

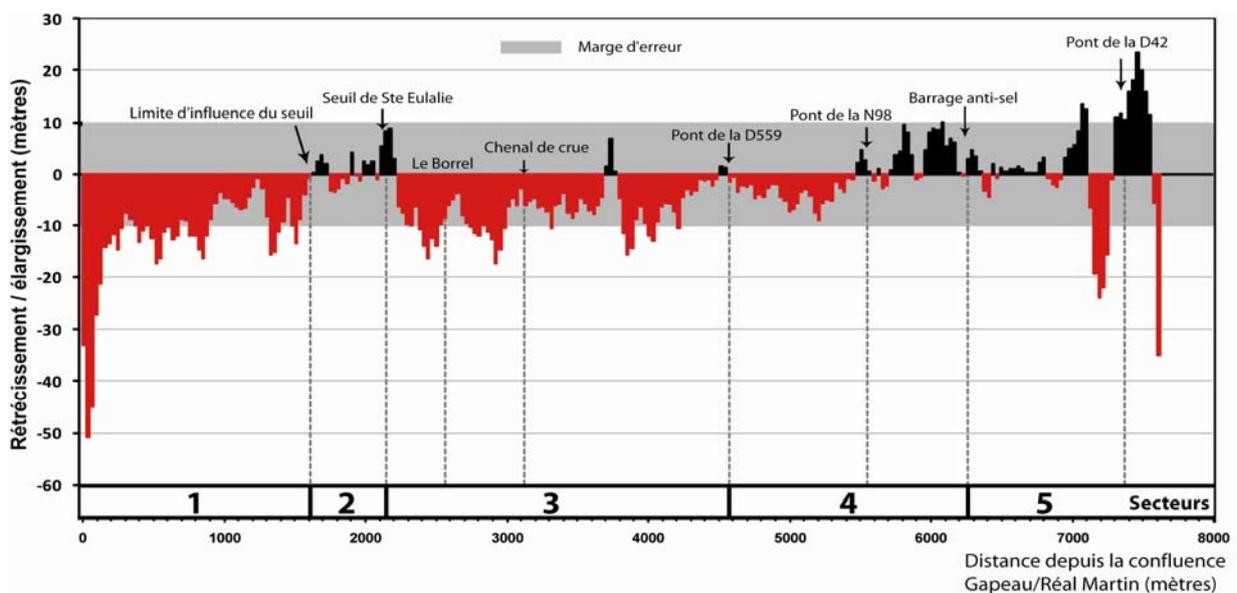


Figure 34: Variations de largeur de bande active du Gapeau entre 1932 et 2003.

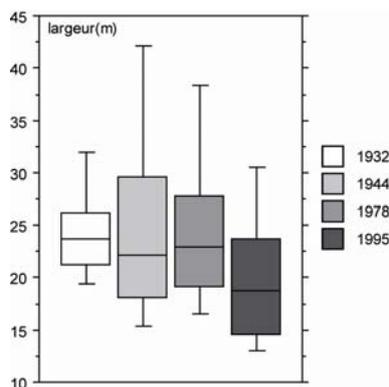


Figure 35: Graphe en boîte présentant les valeurs de largeur de bande active en fonction des différentes dates.

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Elargissement (m²)	+5 300 (+75m ² /an)	+31 800 (+15 900m ² /an)	+12 700 (+370m ² /an)	+300 (+12m ² /an)
Rétrécissement (m²)	-29 400 (-400m ² /an)	-18 000 (-1 500m ² /an)	-26 500 (-780m ² /an)	-22 700 (-900m ² /an)
Bilan (m²)	-24 100 (-340m²/an)	+13 800 (+1 500m²/an)	-13 800 (-400m²/an)	-22 400 (-900m²/an)

Tableau 17 : Evolution surfacique de la bande active du Gapeau entre chaque date.

L'analyse statistique permet la mise en évidence du niveau de significativité des variations de largeur de bande active enregistrées (figure 35). Bien que l'on constate d'importantes variations dans les percentiles extrêmes, les variations de la médiane pour 1932, 1944 et 1978 sont relativement proche de la marge d'erreur, traduisant ainsi une tendance à la stabilité. En revanche, l'évolution de la médiane entre 1978 et 2003, démontre une tendance à la rétraction de la bande active sur la fin du XX^{ème} siècle. Cette tendance est confirmée par la réalisation de plusieurs tests statistiques (Fisher, Scheffé, Bonferroni/Dunn, Dunnett, Tukey/Kramer, Games/Howell, Student-Newman-Keuls) qui donnent comme significatives uniquement les variations de largeur du lit entre 1932 et 2003, 1944 et 2003 et 1978 et 2003. Le phénomène de rétraction est donc significatif, mais proche de la marge d'erreur (figure 34), et se produit essentiellement après 1978, la bande active passant de 25,8m de large en moyenne en 1932, à 26,8m en 1944, 25,3m en 1978 et 21m en 2003. Notons cependant que cette différence reste faible au regard de la marge d'erreur. Le tableau 17, qui présente l'évolution de la surface de la bande active, démontre également que le rétrécissement est à peu près constant entre 1932 et 2003, mais que dans le même temps c'est la tendance à l'élargissement qui diminue. Le bilan devient donc négatif sur la fin du siècle car il y a une disparition des phénomènes d'élargissement ponctuels. La stabilisation du chenal (endiguements, croissance de la ripisilve) ou la réduction du nombre de crues peuvent en être les causes.

A l'échelle de la basse vallée, la largeur de la bande active est donc relativement stable entre 1932 et 1978. En revanche, après 1978 s'opère une rétraction significative. Mais à l'échelle des secteurs, des comportements spécifiques sont mis en évidence.

2.2.3. Evolution des différents secteurs

Les mouvements de la bande active enregistrés sont différents d'un secteur à l'autre. La rétraction de la bande active est significative sur le Réal martin et les secteurs 1 et 3, tandis que sur le Gapeau en amont de la confluence et les secteurs 2, 4 et 5, les variations observées ne sont pas significatives (figures 34, 36 et 37).

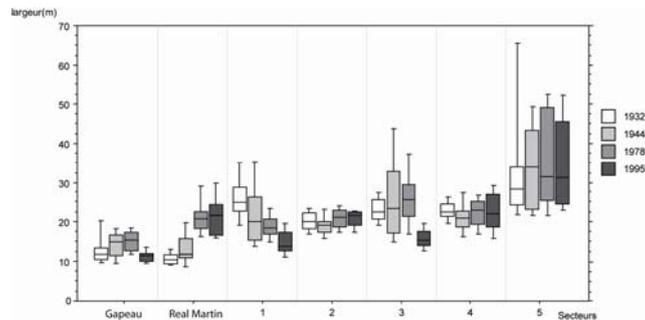


Figure 36 : Graphe en boîte présentant les valeurs de largeur de bande active en fonction des différentes dates et différents secteurs.

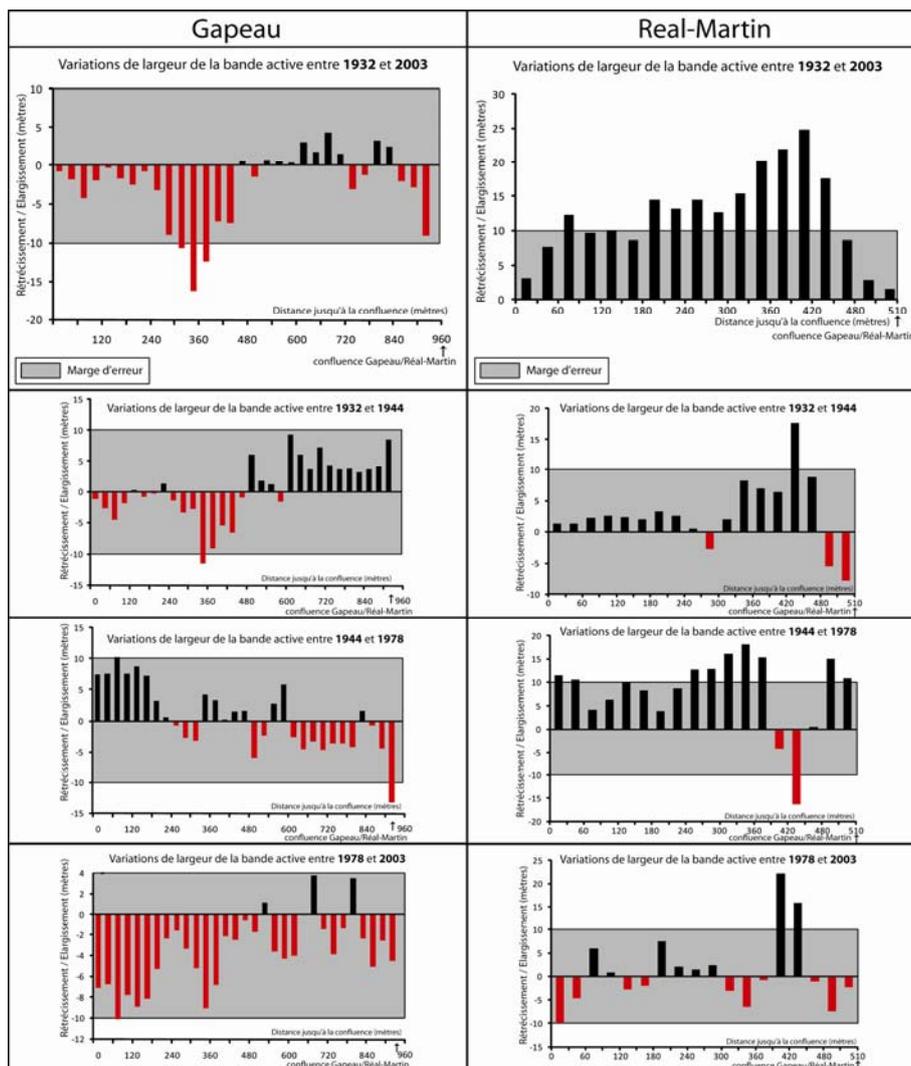


Figure 37: Variations de la largeur de la bande active du Gapeau et du Réal-Martin en amont de la confluence entre chaque date.

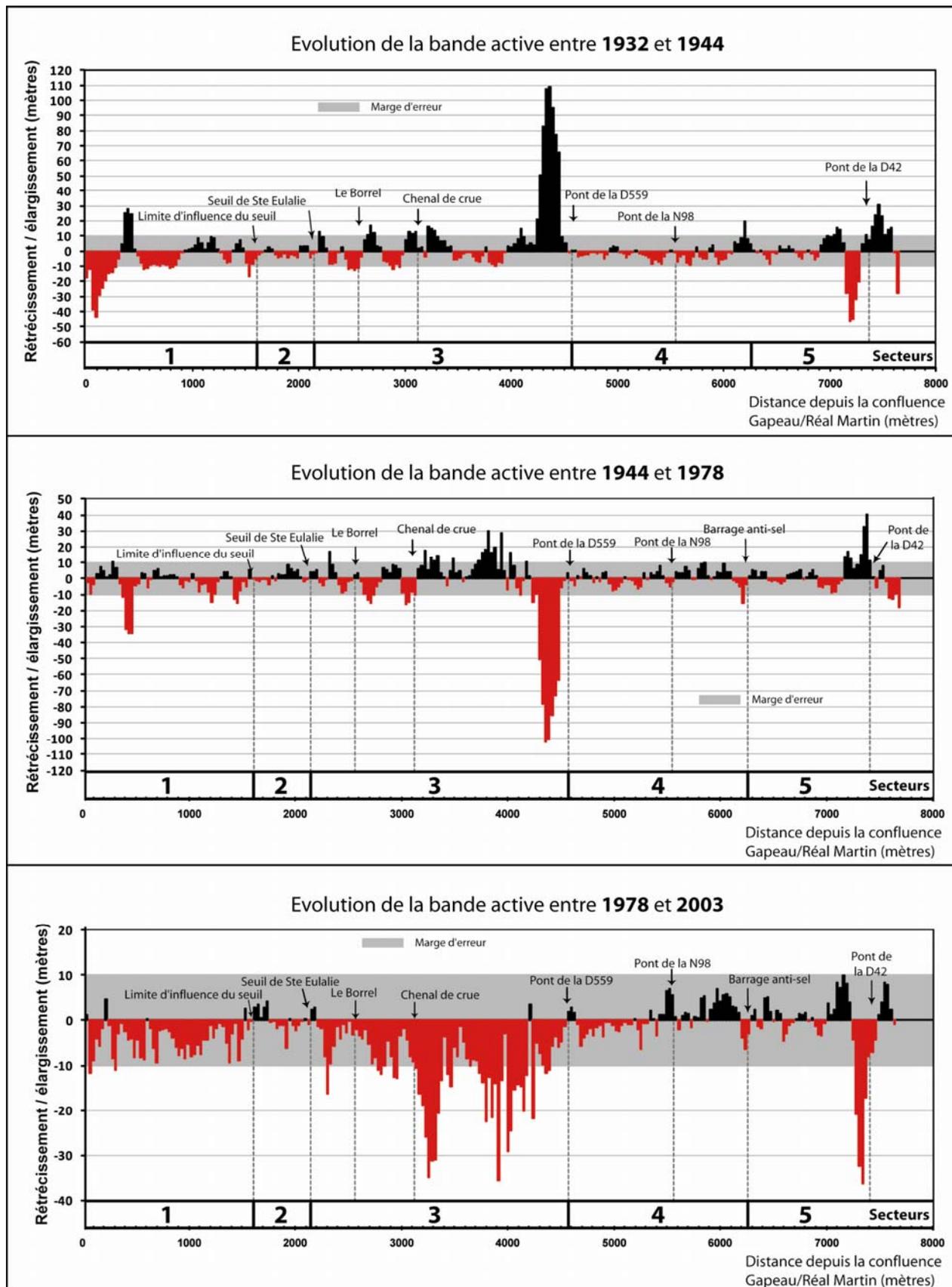


Figure 38 : Variations de largeur de bande active du Gapeau entre chaque date.

Sur le Gapeau (en amont de la confluence), la majorité des observations se situent dans la marge d'erreur (figure 37). Le tracé du cours d'eau sur ce secteur est donc considéré comme stable depuis 1932. Entre 1932 et 2003 seul un secteur situé à environ 600 m en amont de la confluence présente une rétraction (-16 m max, soit -60 %, - 1200 m² environ) (tableau 18). Entre 1932 et 1944, aucune variation significative n'est enregistrée, la majorité des mesures se situant dans la marge d'erreur. Seule une rétraction ponctuelle marque néanmoins ce secteur (- 42 %, environ 600 m en amont de la confluence). Entre 1944 et 1978, malgré un élargissement au début de la section étudiée (+105 %) ainsi qu'une rétraction au niveau de la confluence (-45 %), la majorité des variations se situent également dans la marge d'erreur et la bande active est également considérée comme stable. Entre 1978 et 1995, la bande active est stable, toutes les valeurs de rétraction se situent dans la marge d'erreur et **les mouvements de la bande active sur le Gapeau enregistrés sur la période 1932-2003 sont statistiquement significatifs** (figure 36).

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Elargissement (m²)	0	0	+300	0
Rétrécissement (m²)	-1 200	-400	-400	-300
Bilan (m²)	-1 200	-400	-100	-300

Tableau 18 : Evolution surfacique de la bande active du Gapeau en amont de la confluence Gapeau/Real-Martin entre chaque date.

Le Réal Martin est moins stable que le Gapeau. On observe en effet un élargissement de la bande active (environ +4 600 m²) (tableau 19), entre 1932 et 2003, qui n'est pas observé sur le Gapeau (figures 36 et 37). Entre 1932 et 1944, une forte stabilité affecte les 300 premiers mètres du secteur. En revanche, en aval et 100 mètres en amont de la confluence, la bande active présente un élargissement (+250 %) (+550 m²). Entre 1944 et 1978, le Real Martin est marqué par une tendance à l'élargissement de la bande active. Sur les premiers 400 mètres certaines valeurs sont comprises dans la marge d'erreur mais la majorité d'entre elles indiquent un élargissement, qui est maximum 150 mètres en amont de la confluence (+200 %). En revanche, juste en aval, on observe une rétraction (-50 %) (-500m²) mais qui ne se poursuit pas jusqu'à la confluence au niveau de laquelle est également constaté un fort élargissement (+330 %) (+3 000 m² au total). Entre 1978 et 2003, la bande active est stable, essentiellement sur les premiers 400 mètres du secteur. La section située 100 mètres en amont de la confluence est toutefois marquée par un important élargissement (+150 %) (+1 200m²), mais qui ne se poursuit pas jusqu'à la confluence où la largeur du Réal Martin reste relativement stable. **Les tests statistiques confirment la significativité des variations observées sur la période 1932-2003 ainsi que l'occurrence de mouvements essentiellement sur la période 1944-1978.**

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Elargissement (m²)	+ 4 600	+550	+3 500	+1 200
Rétrécissement (m²)	0	0	-500	-300
Bilan (m²)	+ 4 600	+550	+3 000	+900

Tableau 19 : Evolution surfacique de la bande active du Réal-Martin entre chaque date.

Le secteur 1, situé à l'aval de la confluence, est marqué par un important phénomène de rétraction entre 1932 et 2003 (figure 34). En aval immédiat de la confluence, le Gapeau qui était large de plus de 60 mètres en 1932 ne mesure plus que 10 mètres de large en 2003 (soit -80 % de largeur de bande active, environ -16 200 m²) (tableau 20). Cette tendance à la rétraction se poursuit ensuite sur quasiment tout le secteur (avec une rétraction moyenne de l'ordre de 10 m) mais s'estompe en arrivant sur le tronçon influencé par le seuil de Ste Eulalie (secteur 2). Dans le détail (figure 38), entre 1932 et 1944, le secteur 1 présente une forte rétraction de la bande active en aval immédiat de la confluence (-80 %) (-6 600 m²) et un important élargissement 500 mètres en aval (+120 %) (+2 400 m²) ; le reste du secteur restant stable. Entre 1944 et 1978, la bande active se rétracte (-70 %) (-4 700 m²), environ 500 m en aval de la confluence, là même où entre 1932 et 1944 était enregistré un élargissement. Sur le reste du secteur la tendance est à la stabilité, bien que des rétractions ponctuelles soient observées (-50 % et -40 %). Entre 1978 et 2003, le secteur 1 présente une légère tendance à la rétraction (-700 m²), mais avec toutefois la majorité des mesures qui se situent dans la marge d'erreur (figure 38). Enfin, pour conclure, **les tests statistiques confirment que les variations de largeur de bande active sur le secteur 1 sont significatives pour chaque période (figure 36).**

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Elargissement (m²)	0	+2 400	+300	0
Rétrécissement (m²)	-16 200	-9 000	-4 700	-700
Bilan (m²)	-16 200	-6 600	-4 400	-700

Tableau 20 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 1 entre chaque date.

Sur le secteur 2, qui constitue la zone d'influence du seuil de Ste Eulalie, on observe une **stabilité de la bande active sur la totalité de la période d'étude** (figure 38) (tableau 21). Toutes les variations de largeur de la bande active se situent dans la marge d'erreur. Les tests statistiques pour chaque période démontrent que les variations sont non significatives (figure 36).

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Elargissement (m²)	0	0	0	0
Rétrécissement (m²)	0	0	0	0
Bilan (m²)	0	0	0	0

Tableau 21 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 2 entre chaque date.

Sur le secteur 3, à l'aval immédiat du seuil de Ste Eulalie et jusqu'à la confluence avec le chenal de crue, nous observons une rétraction de la bande active entre 1932 et 2003 (-8 500 m²) (tableau 22) (figure 34). Cette rétraction concerne la totalité du secteur 3, mais avec une augmentation du nombre de mesures dans la marge d'erreur en direction de l'embouchure. Dans le détail, entre 1932 et 1944, c'est d'abord un élargissement de la bande active qui est enregistré en aval du seuil de Ste Eulalie (+70 %), puis une rétraction avant la confluence avec le Borrel (-50%). En aval de cette confluence, le chenal enregistre un élargissement (+65 %), suivi d'une rétraction (-50 %), puis encore suivi d'un élargissement à l'amont immédiat de la confluence avec le chenal de crue (+60%). Cet élargissement se poursuit à l'aval sur environ 300 m (+75 %), avant de laisser place à une forte stabilité, qui

prend fin à l'approche du pont de la D 559 où l'on constate un très important élargissement (+580 %).

Entre 1944 et 1978 le secteur 3 est également très mobile. En effet, en aval du seuil de seuil de Ste Eulalie nous observons un important élargissement (+140 %) et en aval immédiat de la confluence avec le Borrel nous observons une rétraction (-35 %), là où l'on enregistrait un élargissement entre 1932 et 1944 (+65 %). Sur ce tronçon, compris entre la confluence avec le Borrel et la confluence avec le chenal de crue on constate une évolution inverse qu'entre 1932 et 1944. Les secteurs marqués par un élargissement (+65 et +60 %) présentent désormais une rétraction (-35 % et 50 %). En aval de la confluence avec le chenal de crue on observe une forte tendance à l'élargissement de la bande active (max +300 %) qui se poursuit jusqu'à l'amont du pont de la D 559, où s'est alors une forte rétraction de la bande active qui est enregistrée (-75 %), là où entre 1932 et 1944 on observait un très important élargissement (+580 %).

Entre 1978 et 2003, la rétraction de la bande active se poursuit avec une réduction moyenne de 50 % de la largeur du lit. Cette rétraction touche l'ensemble du secteur 3 et représente environ -19 100 m². A l'aval de la confluence avec la Borrel et jusqu'au pont de la D 559, la rétraction maximale enregistrée est de 75 %. Le secteur 3 est donc fortement mobile et les variations observées entre 1932 et 1944 sont considérées comme significatives par l'ensemble des tests réalisés. En revanche, sur les périodes 1932-1978 et 1944-1978, seulement 2 et 3 tests expriment la significativité de ces variations de largeur de bande active. Sur la période 1978-2003 la totalité des tests exprime le caractère significatif de ces variations. Il ressort donc de cette étude que **le secteur 3 enregistre des variations en largeur significatives sur la période 1932-1944 et sur la période 1978-2003. La période 1944-1978 n'enregistre pas de variations aussi importantes et est donc considérée comme stable (figure 36).**

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Elargissement (m²)	0	+23 000	+7 700	0
Rétrécissement (m²)	-8 500	-2 400	-20 000	-19 100
Bilan (m²)	-8 500	+20 600	-12 300	-19 100

Tableau 22 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 3 entre chaque date.

Sur le secteur 4, entre 1932 et 2003, la majorité des mesures sont dans la marge d'erreur, traduisant ainsi une stabilité de la bande active (figure 38). Entre 1932 et 1944, on observe une stabilité de la bande active jusqu'au site du barrage anti-sel (qui ne sera construit que durant les années soixante-dix), en amont duquel est constaté un élargissement de la bande active (+110 %) (+600 m²) (Tableau 23). Entre 1944 et 1978, la tendance est encore à la stabilité (-200 m²), avec toutefois le secteur en amont immédiat du barrage anti-sel qui cette fois est marqué par une rétraction de la bande active (-40 %). Entre 1978 et 2003, ce secteur présente une forte stabilité (à mettre en relation avec le début des travaux de calibration de la section). Enfin, les tests statistiques réalisés sur le secteur 4 démontrent la non significativité des variations enregistrées pour chaque période (figure 36). **On conclut donc, comme pour le secteur 2, à la stabilité de la bande active entre 1932 et 2003 sur ce secteur.**

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Élargissement (m²)	0	+600	+300	0
Rétrécissement (m²)	0	0	-500	0
Bilan (m²)	0	+600	-200	0

Tableau 23 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 4 entre chaque date.

Sur le secteur 5 (secteur de l'embouchure), entre 1932 et 2003, on enregistre une forte tendance à la stabilité jusqu'au pont de la D 42, où s'observe alors une réduction de la largeur de la bande active (-30 %) due à la disparition d'un banc de galet. Cette rétraction est suivie d'un fort élargissement à l'aval immédiat du pont (+ 80 %) et d'un fort rétrécissement au niveau de l'embouchure (-55 %) (Figure 34). Dans le détail, entre 1932 et 1944, la bande active du Gapeau est stable jusqu'en amont du pont de la D 42, secteur marqué par une forte rétraction (-55 %). En 1932, la carte décrit la présence d'un important banc de galets, d'une superficie importante (environ 3 800 m²), qui a disparu en 1944. Sur la photographie aérienne de 1944 la bande active s'est déplacée vers le Nord. Le déplacement maximum mesuré entre les rives gauches des différentes dates est de 34 mètres. Le lit est ainsi devenu moins rectiligne (Figure 39). En aval du pont de la D 42 c'est à l'inverse un fort élargissement de la bande active qui est observé (+110 %) (Figures 38 et 39). Entre 1944 et 1978, la tendance est à la stabilité, exceptée en amont immédiat du pont de la D42 où l'on observe un important élargissement (+120 %), ainsi qu'au niveau de l'embouchure qui présente une rétraction (-35 %).

On constate également que le fleuve est de moins en moins rectiligne (figure 39). La berge concave, qui s'érode au fil des années et des crues, s'est déplacée vers le sud-est d'environ 150 mètres en 32 ans. Ainsi, en 1978, la berge concave se trouve symétriquement opposée à celle de 1932. Dans les années 1970, le chenal est situé dans une zone qui était un champ dans les années 1930. Au niveau du pont de la D42, il n'y a pas de modifications particulières, les travaux de protection semblent maintenir le tracé du chenal. En aval du pont de la D 42, la berge concave a continué de s'éroder et la berge convexe a progradé, avec pour conséquence une migration du cours d'eau d'environ 20 mètres en direction du sud par rapport à 1944.

Entre 1978 et 2003, le secteur en amont du pont de la D 42 est toujours stable, excepté à l'approche du pont, au niveau duquel s'observe un léger élargissement (+20 %) suivi d'une rétraction (-50 %). Sur ce secteur, le Gapeau est maintenant entièrement chenalisé et les berges sont enrochées sur plus de 3,5 kilomètres en amont de l'embouchure. Ce type de travaux démontre qu'à cet endroit le fleuve connaissait des migrations importantes.

En conclusion, entre le barrage anti-sel et le pont de la D 42 (début du secteur 5), une forte stabilité est constatée entre 1932 et 2003, excepté en amont immédiat du pont où l'on observe de nombreuses variations. Un élargissement puis une rétraction se produisent une première fois durant la période 1932-1944, puis il s'en suit une période d'élargissement (1944-1978), avant que le chenal ne prenne ses dimensions actuelles avec une phase de rétraction durant la période 1978-2003. Entre le pont de la D 42 et l'embouchure (fin du secteur 5), la tendance générale sur la période 1932-2003 est à l'élargissement puis à la rétraction au niveau même de l'embouchure. Ces variations de largeur de la bande active se manifestent essentiellement durant la période 1932-1944. Entre 1944 et 1978, l'élargissement se poursuit légèrement, tandis qu'entre 1978 et 2003 la bande active est stable.

En ce qui concerne le bilan de l'évolution surfacique de la bande active sur le secteur 5, celui-ci présente un élargissement estimé à environ 300 m² (tableau 23), démontrant une absence de variations significatives. La totalité des tests statistiques révèlent, en effet, le caractère non significatif des variations observées (figure 36). **Nous concluons donc à la stabilité relative de ce secteur sur la période considérée, même si plusieurs perturbations sont constatées**, avec un élargissement d'environ 3 000 m² entre 1944 et 1978 et une rétraction d'environ 2 900 m² entre 1978 et 2003 (tableau 24).

	variation 1932/2003	variation 1932/1944	variation 1944/1978	variation 1978/2003
Élargissement (m²)	+5 000	+5 900	+4 300	+ 300
Rétrécissement (m²)	-4 700	-6 600	-1 300	-3 200
Bilan (m²)	+300	-700	+3 000	-2 900

Tableau 24 : Evolution surfacique de la bande active du Gapeau entre le site du barrage anti-sel et l'embouchure (secteur 5) entre chaque date.

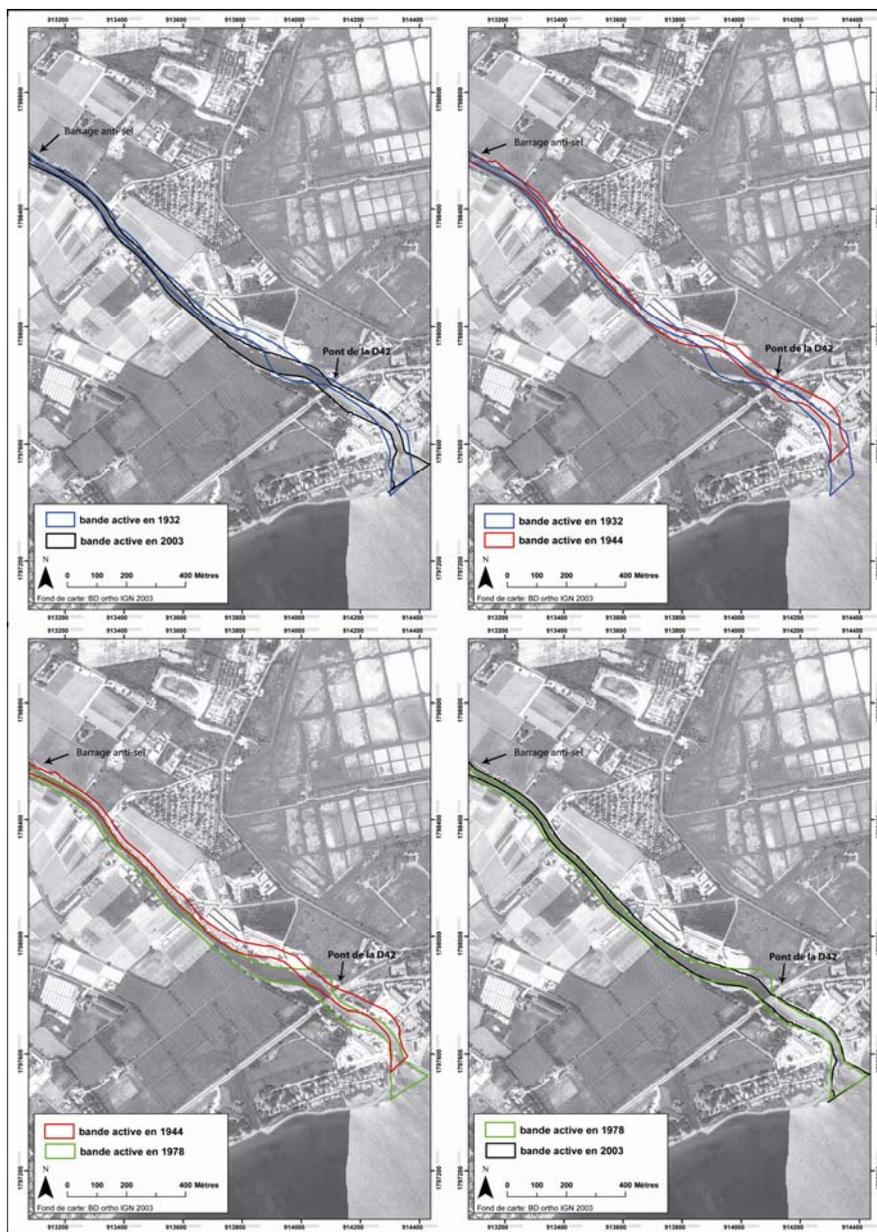


Figure 39 : Mouvements de la bande active du Gapeau au niveau de l'embouchure (secteur 5).

2.2.4. Variations locales de la largeur de la bande active

L'analyse des mouvements de la bande active du Gapeau dans sa base vallées a démontré une tendance globale à la rétraction sur la période 1932-2003. Néanmoins, il est observé des évolutions très différentes selon les secteurs et plus particulièrement sur des portions de secteurs extrêmement réduites.

Entre 1932 et 1944, le linéaire fluvial est caractérisé par une relative stabilité. La majorité des variations de la bande active s'inscrivent dans la marge d'erreur bien que certains secteurs soient marqués par d'importantes variations ponctuelles. Deux portions de secteurs sont marquées par un important rétrécissement (en aval de la confluence Gapeau/Réal-Martin et en amont du pont de la D42) et trois portions de secteurs présentent un fort élargissement (500 m en aval de la confluence Gapeau/Réal-Martin, en amont du pont de la D559 et en aval du pont de la D42). En termes de surfaces, cette période est caractérisée par un élargissement du chenal qui représente un gain d'environ +31 800 m² pour un rétrécissement d'environ -18 000 m² de bande active (tableau 17). Le bilan est donc positif, ce qui se traduit par un gain de bande active estimé à environ +13 800 m². Toutefois, l'important élargissement localisé en amont du pont de la D 559, représente un gain d'environ +18 900 m² de bande active. Si l'on exclut ce secteur de notre analyse, le bilan devient alors négatif, avec une perte en surface de bande active sur la période d'environ -5 100 m². La tendance générale entre 1932 et 1944 serait donc plutôt à la rétraction de la bande active, voire à la stabilité, comme le confirme la figure 28.

Entre 1944 et 1978 la tendance générale est également à la stabilité de la bande active. La majorité des variations s'inscrivent encore une fois dans la marge d'erreur, mais avec une inversion des tendances localisées observées sur la période précédente. Les trois portions de secteurs marqués par un important élargissement entre 1932 et 1944 (400 m en aval de la confluence Gapeau/Réal-Martin, amont du pont de la D559 et aval du pont de la D42) sont maintenant marquées par un important rétrécissement. Les deux portions de secteurs présentant un fort élargissement entre 1932 et 1944 (en aval de la confluence Gapeau/Réal-Martin et en amont du pont de la D42) sont maintenant marquées par un rétrécissement. La période 1944-1978 est caractérisée par un élargissement du chenal qui représente un gain d'environ +12 700 m² de bande active pour une rétraction d'environ -26 500 m² (tableau 17). Le bilan est donc négatif, avec une perte d'environ -13 800 m² de bande active. Néanmoins, ce phénomène de rétraction de la bande active ne touche encore une fois qu'une portion réduite du secteur d'étude. On constate, en effet, une très importante rétraction de la bande active en amont du pont de la D 559, qui représente une perte d'environ -15 600 m². En excluant ce secteur de notre analyse, le bilan devient alors positif, avec un gain en surface de bande active sur la période d'environ +1 800 m². La tendance générale entre 1944 et 1978 serait donc plutôt à l'élargissement de la bande active, voire à la stabilité, comme le confirme la figure 35. **La bande active du Gapeau entre 1932 et 1978 est donc stable et les mouvements enregistrés sont extrêmement localisés.**

Entre 1978 et 2003, la tendance est à la rétraction de la bande active mais avec toutefois des différences selon les secteurs. La majorité des variations s'inscrivent encore une fois dans la marge d'erreur mais nous observons toujours d'importants mouvements en amont du pont de la D42, et cette fois sur la quasi-totalité du secteur 3, marqué par un important rétrécissement. Cette période se caractérise également par la quasi-absence de secteurs présentant un élargissement de la bande active. Les rétrécissements sont équivalents à la perte

d'environ -22 700 m². Le bilan est négatif, avec une perte d'environ -22 400 m². La tendance générale entre 1978 et 2003 est donc à la rétraction de la bande active, au stockage sédimentaire dans la basse vallée, comme le confirme la figure 35, mais ce phénomène est extrêmement localisé.

2.3. Discussion de l'évolution morphologique du Gapeau au cours du XX^{ème} siècle

Le Gapeau présente une incision moyenne du chenal estimée à 1 mètre, essentiellement entre 1973-1996 et en amont du secteur d'étude. En aval, dans la section calibrée et endiguée (secteurs 4 et 5), les travaux réalisés dans les années 1970 ont provoqué une fixation du chenal tant dans le plan vertical que dans le plan horizontal. Entre 1996 et 2007, il semble que le profil en long se soit plus ou moins stabilisé. Seul le secteur situé en aval du seuil de Ste Eulalie et de la confluence avec le Borrel présente une incision. En ce qui concerne l'évolution latérale du chenal, la tendance générale est à la rétraction de la bande active sur la période 1932-2003. Celle-ci se rétracte d'environ 5 mètres en moyenne entre 1932 et 2003, ce qui est statistiquement significatif mais proche de la marge d'erreur. Cette rétraction concerne plus particulièrement les secteurs 1 et 3, qui se rétractent en moyenne de plus de 10 m, ce phénomène se produisant essentiellement entre 1978 et 2003.

Le Gapeau est donc un cours d'eau dont la bande active est globalement en rétraction durant le XX^{ème} siècle (rétraction moyenne 5 mètres et incision moyenne d'1 mètre). Ces changements morphologiques se manifestent principalement après les années 1970 et sont toujours proches de la marge d'erreur. L'existence d'un ajustement global est difficile à percevoir, également du fait de dynamiques essentiellement ponctuelles, signes d'un fonctionnement local. Il existe, en effet, quelques ajustements localisés traduisant l'existence d'un espace de mobilité très limité. Les phénomènes d'incision et de rétraction enregistrés depuis les années 1970 pourraient être liés à une réduction des apports du bassin-versant mais il semble toutefois que les extractions dans le lit mineur participent grandement à ce phénomène.

Si l'observation générale du Gapeau nous amène ainsi à conclure sur un phénomène de rétraction et d'incision de la bande active, cette évolution est fortement influencée par des mouvements temporaires extrêmement localisés. Nous avons ainsi mis en évidence une évolution sur certains secteurs qui est souvent compensée par un réajustement sur la période postérieure. Enfin, en ce qui concerne les secteurs situés en amont de la confluence Gapeau/Réal-Martin, il ressort de cette étude une stabilité de la bande active plus prononcée sur le Gapeau que sur le Réal-Martin. Il est observé un élargissement de la bande active sur le Réal-Martin (essentiellement entre 1944 et 1978), alors que celle du Gapeau reste stable. Il semblerait donc que les dynamiques sédimentaires sur la période d'étude soient plus importantes sur le Réal-Martin que sur le Gapeau.

En conclusion, nous observons une évolution du chenal du Gapeau segmentée, spatialement et chronologiquement. La rétraction est plus précoce en amont et en aval et plus tardive au milieu du linéaire étudié. Néanmoins, celle-ci se manifeste essentiellement à la fin du XX^{ème} siècle. Même si des mouvements ponctuels sont enregistrés avant 1978, cette décennie semble être une période charnière dans l'évolution séculaire de la bande active, étant marquée par un grand nombre d'interventions sur le cours d'eau. Mais si les aménagements sont sans doute responsables d'importantes transformations morphologiques du chenal, les

variations enregistrées antérieurement à 1978 sont vraisemblablement causées par un ou plusieurs autres facteurs.

L'évolution de la bande active du Gapeau est différente de celle de nombreux organismes hydrologiques de la rive nord de la Méditerranée et du quart sud-est de la France. En effet, si l'incision et la rétraction des bandes actives sont des phénomènes communs à de nombreux cours d'eau depuis au moins le début du XX^{ème} siècle, elle se manifeste souvent avec plus d'intensité que sur le Gapeau où en l'occurrence aucune métamorphose n'est observée.

La littérature concernant l'évolution des bandes actives met systématiquement en évidence l'importance des phénomènes de rétraction et d'incision généralisées des organismes étudiés. Liebault et Piegay (2002) démontrent que de nombreux cours d'eau du sud de la France (cours d'eau montagnards et de piémont) présentent une rétraction de leur bande active depuis les années 1850, généralement associée à un changement de style fluvial (passage du tressage au chenal unique), et que celle-ci s'est fortement accélérée depuis les années 1950. Ce phénomène est également observé par d'autres auteurs et notamment sur la Durance (Miramont et Guilbert, 1997 ; Miramont et al., 1998) et dans les Alpes du Nord (Peiry et al., 1994). En Italie, et plus précisément en Toscane, sur l'Arno, la rétraction et l'incision du chenal (>9 mètres) apparaissent dès 1850 et s'accroissent à partir du milieu du XX^{ème} siècle suite à de nombreux aménagements (barrages, seuils, extractions) (Billi et Rinaldi, 1997 ; Rinaldi et Simon, 1998 ; Rinaldi, 2003). Toujours en Italie, sur la Piave et sur la partie amont du Po, Surian (1999) et Maraga (1989) constatent une forte rétraction et une quasi disparition du tressage. Le même phénomène s'observe également en Italie du sud (Aucelli and Roskopf, 2000). Sur la Figarella et la Fiume, en Corse, une accélération du processus est également observée depuis les années 1950 en relation avec les extractions dans le lit mineur (Gaillot et Piegay, 1999). Le même phénomène caractérise encore les cours d'eau du nord de l'Espagne (Garcia-Ruiz et al., 1997 ; Rovira et al., 2005b), dans lesquels de grandes quantités de sédiment furent extraites. La tendance à l'accentuation de ces phénomènes après les années 1950 constatée sur les organismes méditerranéens se retrouve également au nord de l'Europe et notamment en Angleterre (Winterbottom, 2000).

En ce qui concerne les causes de telles modifications morphologiques, Liebault et Piegay (2002) indiquent que le changement climatique qui suit la fin du petit âge glaciaire (Le Roy Ladurie, 1983 ; Grove, 1988) et le reboisement des versants, induit par les travaux de restauration des terrains de montagne (RTM) ainsi que par l'exode rural, auraient vraisemblablement réduits les pics de crue et la quantité de sédiment parvenant au cours d'eau, entraînant progressivement une rétraction des bandes actives. Selon ces auteurs, cette hypothèse peut expliquer la rétraction à long terme et graduelle des bandes actives, mais pas la rapide accélération du phénomène qui se produit après les années 1950. Ils émettent alors l'hypothèse que cette accélération soit le résultat d'un abandon des cultures de plaine et de l'exploitation des forêts alluviales, favorisant ainsi le développement de celles-ci, associé à des extractions en lit mineur et au reboisement des versants. Ils indiquent que cet important phénomène de rétraction depuis les années 1950 est fortement induit par les activités humaines. Ils ne trouvent d'ailleurs aucun lien entre les variations de l'hydrologie et le changement fluvial sur plusieurs cours d'eau comme l'Ardèche, la Drôme, le Buëch et le Doubs.

La bande active du Gapeau apparaissant relativement stable jusqu'aux années 1970, tant dans le plan horizontal que vertical, le Gapeau semble posséder un fonctionnement particulier, au regard des autres cours d'eau méditerranéens. Ce n'est qu'à partir des années 1970 que des variations significatives sont enregistrées, ce qui concorde alors avec les observations faites par de nombreux auteurs. Mais toutes les études démontrant la rétraction et l'incision des bandes actives depuis au moins 1 siècle concernent des organismes relativement importants et peu aménagés en comparaison du Gapeau. Sur ces organismes, souvent larges, peu aménagés et présentant un style en tresses, il est donc possible que de tels phénomènes se manifestent. En revanche, sur le Gapeau, la situation du XIX^{ème} siècle est différente. La bande active est déjà étroite et le chenal largement aménagé pour l'irrigation, ne permettant pas d'observer une rétraction au cours du XX^{ème} siècle.

A titre indicatif, l'impact de ces changements morphologiques sur le volume de sédiments fournis ou stockés par la basse vallée, et contribuant à la charge solide parvenant au littoral sur notre période d'étude, a été estimé. Pour cela, nous avons considéré, en nous basant sur des observations de terrain, une hauteur de berge moyenne dans la basse vallée d'environ 2 mètres. Sachant que la perte en surface de bande active est estimée à environ - 24 000 m² entre 1932 et 2003, ce seraient donc environ 700 m³ de matériaux qui seraient stockés chaque année depuis 1932, mais avec des différences entre les périodes (figure 40).

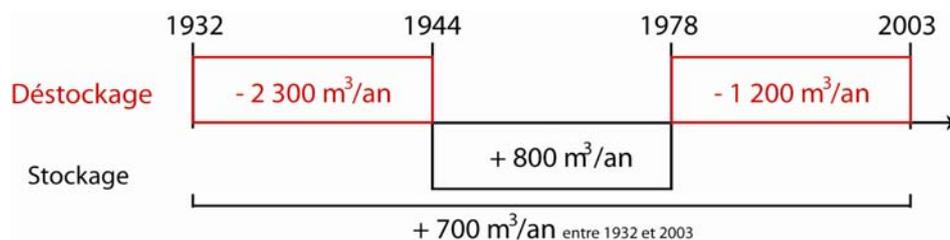


Figure 40 : Stockage et déstockage sédimentaire dans la basse vallée depuis 1932.

Mais si depuis 1978 le chenal se rétracte, ce qui se traduit par un stockage sédimentaire dans la basse vallée (1 800 m³/an), nous observons dans le même temps une incision du plancher alluvial. En effet, l'incision du chenal se manifeste préférentiellement après 1973. En admettant que cette incision, d'environ 1 mètre, se manifeste sur environ 5 km de linéaire et dans un chenal large d'environ 20 m, ce sont donc environ 100 000 m³ de sédiments (galets + matrice sablo-graveleuse) qui auraient été érodés (soit environ 3 000 m³/an). Par conséquent, si les berges stockent environ 1 800 m³/an et le chenal déstocke environ 3 000 m³/an, le Gapeau dans la basse vallée a plutôt tendance à déstocker, et est donc responsable d'un apport d'environ 1 200 m³/an au littoral depuis 1978 (figure 40). Il nous est impossible d'établir le même raisonnement concernant la période 1944-1978, par manque de données sur l'altitude du fond du lit avant 1978, mais il est probable que le stockage sédimentaire enregistré ne concerne encore une fois seulement les berges, le chenal s'incisant et donc déstockant.

Néanmoins, il est fortement probable que cette incision n'ait pas résulté en un apport de matériaux au littoral. En effet, cette incision pourrait être liée à d'importantes extractions (communications orales de riverains selon qui de très grandes quantités de sédiments ont été extraites pour la construction de l'aéroport d'Hyères).

Après avoir analysé en détail les principaux ajustements géométriques qui ont affecté le cours d'eau au cours du XX^{ème} siècle, nous proposons une investigation des changements du milieu susceptibles d'expliquer cette évolution. Nous aborderons ainsi les changements de l'occupation du sol, de l'hydrologie et les aménagements, des facteurs de contrôle qui sont susceptibles de modifier les flux liquides et solides.

3. Les raisons de la variation des flux sédimentaires

La reconstitution de l'histoire morphologique du chenal du Gapeau permet d'appréhender l'évolution des flux sédimentaires. Plusieurs facteurs explicatifs de la situation sédimentaire du cours d'eau sont ici présentés et discutés. L'objectif est d'identifier éventuellement dans la chronologie de ces facteurs de contrôle des inflexions susceptibles de correspondre à la chronologie des changements morphologiques mis en évidence pour le chenal et les marges du chenal.

3.1. Les changements de l'occupation du sol

Il est aujourd'hui admis que la réduction actuelle des apports sédimentaires est en grande partie causée par des changements dans l'occupation du sol. La progression des espaces boisés et des formations végétales arbustives est en effet souvent considérée comme un facteur efficace de ralentissement des apports solides aux cours d'eau (Garci-Ruiz et al., 1995 ; Rinaldi, 1998 ; Kondolf et al., 2002 ; Bravard, 2002 ; Marston, 2003 ; Liebault, 2003 ; Piegay et al., 2004, Keesstra, 2005, Boix-Fayos, 2007). Des études ont également mis en relation l'incision des lits fluviaux avec la reconquête forestière sur les versants, qui entraîne une réduction des apports solides et, éventuellement, des pics de crue (Descroix, 2002 ; Liebault, 2003 ; Jackson et al., 2005). Les effets hydrologiques des changements d'occupation du sol ont été étudiés (De Roo et al., 2001 ; Croke et al., 2004 ; Verbunt et al., 2005 ; Oudin et al., 2008 ; Schilling et al., 2010). Les modifications majeures dans l'occupation du sol qui affectent l'hydrologie sont la reforestation et la déforestation, l'intensification de l'agriculture ou au contraire la déprise agricole, le drainage des zones humides, la construction de routes et l'urbanisation.

Sur le bassin-versant du Gapeau, nous ne pouvons malheureusement pas connaître l'évolution du couvert forestier avant les années 1970. Néanmoins, cet espace qui n'a pas fait l'objet de travaux RTM est vraisemblablement assez forestier. Liebault et Piegay (2002) observent une progression graduelle de la fermeture du corridor fluvial depuis le milieu du XIX^{ème} siècle sur de nombreux cours d'eau du Sud de la France en relation avec l'augmentation du couvert forestier. Cette fermeture progressive ne pouvant être mesurée sur le Gapeau, nous émettons l'hypothèse que ce système s'est précocement fermé et végétalisé, conduisant à une relative stabilité de la bande active sur la période considérée (XX^{ème} siècle). Il est toutefois prouvé qu'un changement de l'occupation du sol a bien été enregistré sur le bassin-versant du Gapeau à partir de 1973 (cf. chapitre 1). La reconquête forestière et la disparition des forêts ouvertes au profit des forêts denses depuis cette date, pourraient

s'inscrire dans la continuité d'un phénomène plus ancien et avoir eu des conséquences sur les processus érosifs affectant les versants et donc sur les apports sédimentaires au cours d'eau.

Martin (1975, 1986, 2000) a étudié les effets d'un incendie et de la revégétalisation postérieure au passage des flammes sur une partie du bassin-versant du Gapeau. Il met en évidence le rôle de la végétation dans les processus érosifs et les apports sédimentaires aux cours d'eau. Les bassins-versant étudiés (Réal-Collobrier et affluents) sont situés sur la partie occidentale du massif des Maures, qui présente un relief peu élevé (altitudes inférieures à 800 m), mais très disséqué, avec des versants en pente forte. Le substratum de roches métamorphiques associe des phyllades plus ou moins quartzeux, à l'ouest, à des gneiss, qui affleurent au cœur du massif, des micaschistes associés à des amphibolites et des leptynites. Les sols les plus fréquents sont des rankers sur roches, peu épais, caillouteux et à texture sableuse. Les précipitations annuelles moyennes sont inférieures à 750 mm. La végétation associe le chêne liège, le pin maritime et le pin d'Alep aux essences du maquis (arbousier, bruyère arborescente...). Le chêne vert et le chêne pubescent se maintiennent localement et le châtaignier est cultivé dans les secteurs favorables.

Sous couvert végétal, les observations sur parcelle (Martin, 1975), comme sur bassins versants (Martin, 1986), ont montré que l'érosion mécanique est faible. En dehors de quelques zones cultivées et de rares secteurs où les berges des cours d'eau sont taillées dans des roches altérées, seule l'érosion des pistes forestières fournit actuellement des matériaux en quantités mesurables. Dans ces conditions, les incendies de forêt constituent des perturbations susceptibles de provoquer d'importantes crises érosives. Quatre bassins-versants ont donc fait l'objet de suivis après un incendie survenu en août 1990. Ils appartiennent au Bassin Versant de Recherche et expérimental (BVRE) du Réal Collobrier, géré par le Cemagref depuis 1966 (Martin *et al.*, 2000).

Le transport solide sur un des sous-bassins-versants (bassin-versant du Rimbaud) a été quantifié à partir des données hydrologiques et des concentrations des produits solides mesurées dans les échantillons récoltés par un préleveur automatique. En 1990-1991, le taux d'érosion spécifique a avoisiné 579 t/km². En 1991-1992, il est tombé à 76 t/km² puis à 73 t/km² en 1992-1993. La revégétalisation du bassin-versant a donc entraîné une forte diminution des pertes dès la deuxième année après le feu. Les taux de couverture des versants par les arbres et arbustes avoisinaient 15% dès l'été 1991, 30-35% en août 1992 et 40-45% en août 1993. Sur les autres bassins-versants, le transport solide a été estimé à partir du cubage annuel des dépôts dans une retenue collinaire. Une réduction rapide de l'érosion est également observée, en relation avec la reprise végétale observée sur les versants. Sur le bassin-versant dont les mesures sont jugées les plus fiables, le taux d'érosion est passé de 1354 t/km² entre 1990-1991 à 30 t/km² entre 1991 et 1992.

En conclusion, ces travaux démontrent l'importance du couvert végétal dans les processus d'érosion sur les versants et l'importance de la reforestation dans le phénomène de réduction des apports solides aux cours d'eau. Il est prouvé qu'un changement de l'occupation du sol a bien été enregistré sur le bassin-versant du Gapeau depuis 1973. La disparition des forêts ouvertes au profit des forêts denses, pourraient donc avoir eu des conséquences sur les apports sédimentaires au cours d'eau, qui ont été très fortement réduits au cours du XX^{ème} siècle. Mais d'autres facteurs de contrôle viennent perturber le système. Il est donc difficile de conclure sur le rôle spécifique des changements de l'occupation du sol dans les modifications enregistrées du système fluvial.

3.2. Les changements hydrologiques

Les chroniques hydrologiques ne permettent de remonter qu'aux années 1960, la station de jaugeage du seuil de Ste Eulalie ayant été mise en service en 1961. Le contexte hydrologique du Gapeau a déjà été décrit dans le chapitre 1, nous n'utiliserons ici que la chronique des débits morphogènes, afin de mettre en évidence une évolution, susceptible d'être à l'origine des transformations du cours d'eau. Le débit morphogène est ici considéré comme le débit à plein bord. Le temps de retour du débit à plein bord oscille entre 1 et 2 ans et est généralement défini par une récurrence de 1,58 ans (Bravard et Petit, 2000). La valeur du débit correspondant à cette récurrence ($Q_{1,5}$) est estimée ici à partir de la loi de Gumbel à $51 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$.

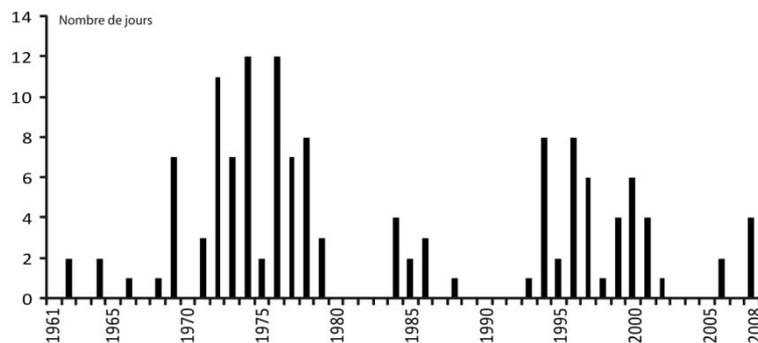


Figure 41 : Nombre de jours/an avec des débits supérieurs au débit morphogène ($Q_{1,5}$, Bravard et petit, 2000) de 1961 à 2006 (source : Banque Hydro).

Les débits morphogènes sur le Gapeau aval ont une occurrence cyclique (figure 41), caractérisée par deux périodes de plus forte activité hydrologique entre 1970 et 1980 puis de 1990 à 2000. Même si une réduction du nombre d'évènements est observée, l'hydrologie du Gapeau semble toujours morphogène actuellement. En outre, les enregistrements récents démontrent une fréquence et une intensité importante des évènements morphogènes au début de la décennie 2010. Par conséquent, le contexte hydrologique depuis 1960 est semble-t-il toujours significativement morphogène, mais les contrôles locaux sont forts et semblent empêcher tout lien entre l'hydrologie et les variations morphologiques du cours d'eau. Le même constat est réalisé par Liebault et Piegay (2002) sur plusieurs cours d'eau du sud de la France.

3.3. Les contrôles locaux (aménagements, extractions, ripisilve, marges fluviales)

3.3.1. Le rôle des aménagements et des extractions

Les aménagements sur le Gapeau sont potentiellement responsables d'une évolution morphologique du chenal ainsi que d'une modification des transferts liquides et solides amont/aval.

Sur le Gapeau, le recensement des ouvrages est déjà difficile tant ils sont nombreux (Barral, 2002). L'évaluation de leurs impacts à l'aval est donc complexe. Leur mise en place est relativement ancienne, peu d'ouvrages ayant été construits après les années 1950, hormis le barrage anti-sel (années 1970). Mais celui-ci est constitué d'un boudin souple en toile qui

se dégonfle et s'efface pour laisser passer les crues. Ses conséquences sur le transit sédimentaire s'avèrent donc faibles de même que ses conséquences dans l'évolution morphologique du chenal, puisqu'il est construit sur un tronçon totalement figé par des enrochements. En revanche, les conséquences des nombreux seuils et des nombreuses prises d'eau agricoles sont difficilement quantifiables. Sur le profil des grandes forces hydrauliques (1954), ce sont une trentaine de seuils qui sont répertoriés, uniquement sur le Gapeau. Barral (2002), dénombre 32 seuils, ce qui confirme qu'aucun ouvrage transversal n'a été construit depuis 1954. Il semble donc possible d'imputer à ces aménagements les évolutions observées à partir des années 1970.

L'important seuil de Ste Eulalie, induisant un blocage temporaire du flux sédimentaire (cf. chapitre 3), semble avoir provoqué une incision du plancher alluvial ainsi qu'une rétraction de la bande active à l'aval, essentiellement à partir des années 1970. Les sapements de berges associés à l'incision ont conduit à la mise en place plus ou moins anarchique de protections (enrochements, blocs de béton...), qui stabilisent aujourd'hui le tracé du chenal. Le seuil de Ste Eulalie provoque donc une forte incision du plancher alluvial à l'aval, mais semble également entraîner un stockage sédimentaire à l'amont. Ce type d'ouvrage, destiné à créer une retenue pour obtenir une profondeur nécessaire à l'implantation d'une prise d'eau représente donc une barrière au flux liquide, mais également au flux solide. Néanmoins, cet aménagement n'est pas colmaté. On pourrait faire l'hypothèse que ce bief soit en cours d'exhaussement et de sédimentation s'il était plus récent, mais sa construction, relativement ancienne, indique qu'il laisse donc passer les sédiments en transit lors des crues. Le seuil de Ste Eulalie est donc responsable d'un stockage sédimentaire temporaire en amont et d'une incision/rétraction de la bande active en aval. Néanmoins, il se pourrait que cette incision et cette rétraction soient également liées aux importantes extractions réalisées en aval. Cette incision serait donc le fruit d'un réajustement du profil en long par érosion régressive suite aux nombreuses extractions qui ont modifié l'équilibre du cours d'eau.

Les extractions de matériaux sont des pratiques dont il faut tenir compte dans le cadre d'une étude sur l'évolution d'un organisme fluvial. Elles sont, en fonction de l'importance des volumes prélevés, responsables d'un plus ou moins grand bouleversement des dynamiques sédimentaires. Afin d'appréhender le fonctionnement actuel du Gapeau il est donc fondamental de connaître quelles ont été les opérations d'extractions engagées, pour quels volumes et sur quels sites. Malheureusement, et comme souvent dans ce type de recherches, il est impossible d'avoir accès aux données, lorsque celles-ci existent. En l'occurrence, seuls les témoignages des riverains du cours d'eau permettent d'estimer l'ampleur des volumes extraits.

La question des extractions de sédiment et de leur quantification dans le lit mineur du Gapeau est donc un véritable problème. En effet, il est impossible de connaître avec précision quels ont été les sites de prélèvement et les volumes associés. Seules des communications orales de la part de riverains du cours d'eau permettent de saisir ce phénomène. Elles font état de nombreuses extractions sporadiques de faibles volumes qu'il est impossible ni de vérifier, ni de quantifier. En revanche, certains prélèvements plus conséquents ont été rapportés, comme ce fut le cas dans les années 1960 lors de la construction de l'aéroport de Toulon-Hyères. Selon les riverains, de nombreux camions se seraient relayés durant plusieurs semaines exportant les sédiments du Gapeau en direction du chantier du nouvel aéroport. Impossibles à quantifier, il semble néanmoins que ces extractions furent assez importantes

pour entraîner un grave déficit sédimentaire dans la partie aval du cours du Gapeau. Les riverains notent en effet un très net enfoncement du lit, provoquant une déstabilisation des berges, qui pour être maintenues ont fait l'objet de nombreux aménagements, dont la plupart totalement anarchiques (photos 4 et 5). La zone présumée d'extraction se situerait entre la confluence avec le Borrel et celle avec le chenal de crue.



Photos 4 et 5 : Enrochements et blocs de béton destinés à limiter l'érosion des berges en aval du seuil de Ste Eulalie.

En ce qui concerne la partie aval du Gapeau (à partir du pont de la D559), elle présente une plus faible évolution verticale et de faibles mouvements latéraux, hormis sur certaines zones à proximité de l'embouchure. A partir des années 1970, cette section est totalement endiguée, sur plus de 3,5 km jusqu'à l'embouchure, pour répondre aux problèmes d'inondation particulièrement importants dans cette zone urbanisée. Le chenal a été entièrement recalibré, pour laisser passer sans débordements un débit de 300 m³/s, équivalent à la crue cinquantennale. Ce secteur est donc totalement figé, aucune divagation n'est possible.

En conclusion, l'importante incision constatée en aval du seuil de Ste Eulalie (secteur 3), pourrait être causée par la présence du seuil. Mais étant donné que cet ouvrage est ancien et que l'incision ne se manifeste qu'à partir de 1954, on peut donc en conclure que celui-ci n'a pas d'influence directe sur l'évolution verticale du plancher alluvial. Ce seraient donc plutôt les importants volumes de sédiment extraits de ce secteur qui en seraient la cause. Sur le secteur 4, il semblerait que l'incision enregistrée entre 1954 et 1973 soit imputable à un phénomène d'érosion régressive suite aux extractions.

3.3.2. Le rôle de la ripisilve et des lits d'inondation

Les stockages sédimentaires sur un cours d'eau relèvent de plusieurs phénomènes propres aux dynamiques alluviales qui caractérisent notre système. Dans le cas du Gapeau, les stockages sont de deux sortes.

Il existe des stockages de sédiments sur les berges et dans le lit, notamment dans le lit moyen, où une certaine quantité de sédiments en transit lors des crues est piégée, essentiellement par effet de peigne dans la ripisilve. Mais ces dépôts sont difficilement remobilisables étant donné l'état de cette ripisilve, dense, mature et non entretenue. Il serait possible d'évaluer ces stockages à l'aide d'un comparatif diachronique de profils en travers. Il existe de nombreuses études au cours desquelles de tels profils ont été réalisés (S.C.P., 1973 ; H.G.M., 1996 et 1999), mais aucune ne présente de précision suffisante dans la localisation

des transects relevés pour permettre un comparatif précis et pertinent. De plus, ces profils ne présentent que quelques points du transect, représentatifs des grandes ruptures de pentes. Les dépôts de berges observés lors des crues survenues durant notre étude sont peu épais (centimétriques) et nécessitent donc un calage précis des profils afin d'être estimés. Ils ne peuvent donc être quantifiés à partir des données antérieures. Seule une estimation de l'incision est possible. Toutefois, il est possible de donner quelques estimations qualitatives de ces dépôts. En effet, la morphologie des berges sur notre secteur d'étude renseigne sur les possibilités de tels phénomènes (cf. Chapitre 1). Les secteurs présentant un lit moyen, et donc potentiellement favorables à de tels dépôts, sont très rares dans la basse vallée. Toutefois, même dans ce type de chenal, à la morphologie plus proche d'un canal que d'un chenal naturel avec emboîtement des lits, la ripisilve très dense peut piéger une partie des sédiments en transit et entraîner une rétraction de la bande active. Nous avons donc estimé la rétraction de la bande active ce qui permet d'en déduire les stockages sur les berges (+1 800 m³/an). Mais ces stockages sont relativement réduits par rapports aux déstockages, résultants de l'incision du chenal (-3 000 m³/an).

Il existe également des stockages sédimentaires dans la plaine alluviale. Les débordements du cours d'eau, lors des plus fortes crues, sont à l'origine d'un exhaussement de la plaine d'inondation par dépôts successifs (limons de décantation) (Photo 6). Dans le cas du Gapeau, ces sédiments sont irrémédiablement sortis du système et ne participeront plus aux dynamiques fluviales. Il est en effet impossible pour le Gapeau actuel de remobiliser ces dépôts. L'unique moyen serait de redonner la possibilité au cours d'eau de divaguer, lui redonner un espace de liberté et, ainsi, récupérer ce matériel par érosion des berges. Mais celles-ci sont actuellement toutes stabilisées, plus ou moins fortement, pour protéger cultures et habitations de la plaine proximale. L'estimation de ces stockages est rendue impossible pour les mêmes raisons qu'évoquées précédemment. La précision dans les levés antérieurs est en effet insuffisante. Toutefois, une analyse des dépôts en lit majeur suite à des épisodes de crue aurait pu nous renseigner sur la présence ou non de sables qui seraient ainsi piégés et ne pourraient participer à la construction littorale. Nous émettons néanmoins l'hypothèse que la hauteur du déversoir est telle (14m NGF, soit environ 5 m au dessus de la ligne d'eau à l'étiage et franchissable par des crues >110 m³/s⁻¹), que seulement les éléments les plus fins en suspension le franchissent et que la perte en sédiments sableux est relativement limitée.



Figure 42 : Localisation du déversoir.

Photo 6 : Plaine d'inondation en arrière du déversoir (crue de février 2001, >150 m³/s⁻¹).

En conclusion, il semble que les stockages sédimentaires dans le lit majeur de la basse vallée sont faibles et n'influencent que faiblement la dynamique sédimentaire globale.

4. Conclusion sur les changements dans le système fluvial

Sur le Gapeau, l'étude des transformations morphologiques des lits depuis 1932 dans le plan horizontal et depuis 1973 dans le plan vertical, révèle une rétraction de la bande active ainsi qu'un important phénomène d'incision du plancher alluvial sur certains secteurs. Ces observations sont en accord avec les observations réalisées sur l'ensemble des cours d'eau méditerranéens (Landon et Piégay, 1994 ; Miramont et al., 1998 ; Rinaldi and Simon, 1998 ; Warner, 2000 ; Keestra et al., 2005; Vericat and Batalla, 2006). Mais le système fluvial étudié semble figé précocement, probablement dès le milieu du XIX^{ème} siècle et jusqu'aux années 1970, même si des ré-activation ponctuelles sont enregistrées antérieurement, ce qui constitue une particularité du Gapeau par rapport à d'autres cours d'eau du sud de la France. Après les années 1970, les extractions sont vraisemblablement la principale cause de la rétraction et de l'incision du cours d'eau.

En aval de la confluence Gapeau/Réal-Martin, quelques secteurs présentent une succession d'ouverture/fermeture, mais il n'existe pas de continuité amont/aval. Ce système, précocement stabilisé alimente donc peu le littoral en sédiments. Au niveau de l'embouchure, le chenal du Gapeau est totalement fixé depuis les années 1970 et la grande période d'aménagements. Antérieurement, des mouvements de la bande active sont observés, traduisant une certaine dynamique sédimentaire, mais essentiellement avant 1944 et de façon très localisée.

La cause principale de cette fixation du chenal est difficile à identifier. En effet, les facteurs responsables de la réduction des transferts sédimentaires sont probablement multiples et il est difficile de définir précisément le rôle de chacun. Il n'est pas observé de diminution de l'activité hydrologique sur le long terme. Les transformations du cours d'eau étant relativement anciennes, elles sont peut être associées avec le changement climatique enregistré depuis la fin du Petit Age Glaciaire (Crowley, 2000 ; Reynaud et Vincent, 2002) ainsi qu'avec une dynamique de déprise agricole et une implantation d'ouvrages plus précoce que sur d'autres systèmes. Ces modifications précoces des facteurs de contrôles (occupation du sol et aménagements) ont certainement provoqué une fixation du chenal depuis au moins le début du XX^{ème} siècle. Mais ce changement des caractéristiques du milieu (fermeture du paysage et implantation d'ouvrages provoquant une rétention sédimentaire à l'amont du bassin-versant) reste une hypothèse car il nous est impossible de l'associer avec une évolution du système fluvial. Néanmoins, la stabilité relative du cours d'eau sur la période étudiée laisse envisager une réduction des dynamiques fluviales très précoce, mais dont les facteurs sont impossibles à préciser.

En ce qui concerne l'intensification de l'incision et de la rétraction de la bande active qui touche le Gapeau depuis 1978, elle serait attribuable aux importants volumes de sédiments extraits dans le lit mineur conjugués avec une fermeture du milieu depuis 1973. Il semblerait que le cours d'eau ne soit pas capable de compenser ces forts prélèvements par des apports de l'amont. Les observations actuelles attestent d'une incision du chenal qui perdure, avec des phénomènes d'érosion de berges extrêmement importants mais très localisés, qui pourraient potentiellement alimenter le chenal. Mais étant donné l'importance du linéaire stabilisé par des enrochements et par une dense ripisilve, les ajustements morphologiques sont limités.

En conclusion, le Gapeau est un cours d'eau qui a vraisemblablement connu des transformations précoces mais avec une seconde phase de changement depuis les années 1970, en lien avec une fermeture toujours plus importante du milieu ainsi qu'avec des extractions massives non compensées par les dynamiques naturelles du fleuve.

5. Les changements morphologiques sur le littoral de la rade d'Hyères

À l'heure actuelle la plupart des plages sableuses du monde sont en recul (Bird, 1980), probablement en réponse à l'élévation du niveau des mers au cours des 100 dernières années (Warrick et Oerlemans, 1990; Pilkey, 1991; Church et al., 2001; Leatherman et al., 2003) en relation avec le réchauffement climatique (Gornitz et al., 1982 ; IPCC, 2001). Brunel et Sabatier (2009) ont montré que sur les plages de poche de Méditerranée le recul du trait de côte est principalement imputable à l'élévation du niveau marin, tandis que sur les plages ouvertes à la houle, celle-ci est due à la réduction des apports sédimentaires fluviaux.

En Méditerranée, le marégraphe de la station d'Endoume, à Marseille, a enregistré une élévation du niveau de la mer d'environ 8 cm au cours du XX^{ème} siècle (Suarez et al., 1997). Les travaux de Brunel et Sabatier (2009) indiquent des valeurs moyennes de recul du trait de côte sur les plages de poche de Provence d'environ 11 m par siècle. La rade d'Hyères est un littoral ouvert à la houle, qui bénéficie d'apports sédimentaires fluviaux. Ceux-ci ayant vraisemblablement diminué au cours du XX^{ème} siècle, comme sur la majorité des organismes du sud de la France et du pourtour Méditerranéen (Hooke, 2006), le risque d'érosion côtière est donc particulièrement important. De plus, les contraintes croissantes entraînées par les activités humaines et le tourisme de masse aggravent la situation de ce littoral.

Comme une grande partie des côtes méditerranéennes, le littoral de la rade d'Hyères est affecté par les processus d'érosion côtière. Il a fait l'objet de plusieurs études de sédimentologie marine depuis cinquante ans (Blanc, 1958, 1960, 1975, 1980 ; Blanc et Jeudy de Grissac, 1978 ; Jeudy de Grissac, 1975 ; Jeudy de Grissac et Tine, 1980) et plus récemment d'une étude de géomorphologie (Courtaud, 2000), qui a notamment évalué les variations dans la position du rivage entre 1950 et 1998. L'auteur insiste sur les marges d'erreur de sa méthode qui, compte tenu des variations du rivage, ne permet pas de montrer de tendances. De plus sa période d'étude est relativement limitée et correspond à la période d'aménagement de la zone depuis le début de la construction du port d'Hyères en 1952. Par conséquent, sur la base de cartes anciennes et de photographies aériennes nous proposons de déterminer les variations du rivage depuis 1896, à un pas de temps compris entre 2 et 3 décades, afin d'identifier le fonctionnement de cette branche du tombolo avant et après les aménagements.

Pour expliquer la dégradation actuelle du littoral, il apparaît nécessaire de replacer l'évolution contemporaine du trait de côte dans son contexte historique afin de mettre en évidence des tendances et des mécanismes à long terme. L'objectif de cette partie est ainsi de caractériser la dynamique spatio-temporelle du littoral de la rade d'Hyères depuis la fin du XIX^{ème} siècle. Nous disposons pour cela de divers documents anciens dont la comparaison permet de décrire les mutations du littoral et de proposer quelques interprétations sur les moteurs de cette évolution. Nous allons, enfin, tenter de comparer l'évolution du système littoral avec l'évolution du système fluvial et essayer de mettre en évidence des possibles liens de cause à effet.

5.1. Evaluation de la mobilité du trait de côte depuis 1896.

5.1.1. Méthode d'évaluation de la mobilité du trait de côte.

La zone d'étude s'étend de l'embouchure du Gapeau au nord jusqu'à la limite du tombolo au sud (Figure 1). Ce choix a été dicté par l'orientation principale des courants de dérive. En effet, Jeudy de Grissac (1975) met en évidence l'existence d'un transfert littoral bien marqué (est-ouest au nord puis nord-sud le long du tombolo) grâce à la présence d'un gradient granulométrique (décroissance de la taille des sédiments en direction du sud). De plus, la limite supérieure de l'herbier de posidonies en rade d'Hyères est très proche du rivage et particulièrement au niveau du débouché en mer du Gapeau, où l'épi de recalibrage de l'embouchure s'avance en mer jusqu'à l'herbier. Il en résulte certainement de très faibles transferts sédimentaires entre l'est et l'ouest de la rade, la majeure partie des sédiments étant piégée en amont de l'ouvrage ou dans l'herbier. Dans cette étude nous faisons donc l'hypothèse qu'il n'y a pas ou très peu de transfert sédimentaire depuis l'est de la rade. Cette limite de notre secteur d'étude est également dictée par une contrainte technique. En effet, les mesures bathymétriques réalisées avec un écho sondeur acoustique classique sont entachées d'un important biais lors du passage sur un herbier, l'écho étant généralement renvoyé par les feuilles : il n'est donc pas possible d'y évaluer précisément les mouvements sédimentaires.

L'étude des variations historiques du rivage entre 1896 et 2003 s'appuie sur la numérisation et le géoréférencement de données cartographiques et de photographies aériennes. La méthodologie s'inspire des nombreux travaux existant en matière d'analyse diachronique de l'évolution des littoraux (Grenier et Dubois, 1990 ; Dolan et al., 1991 ; Crowell *et al.*, 1991, 1993 ; Shoshany and Degani, 1992 ; Paskoff, 1993) et notamment méditerranéens (Jimenez et al., 1995 ; Sabatier et Suanez, 2003). Le tableau 25 présente l'ensemble des documents utilisés. La totalité du linéaire côtier est représentée sur chacun des documents.

Nature	Date	Echelle	Fournisseur	Traitement pour cette étude
Minutes topographiques	1896	1/14400	SHOM	Orthorectification et numérisation du trait de côte
Photographies aériennes	1924	1 pixel = 25 cm	CRIGE PACA	numérisation du trait de côte
Trait de côte numérisé à partir de photographies aériennes IGN	1950	1/25000	CRIGE PACA	néant
Trait de côte numérisé à partir de photographies aériennes IGN	1972	1/15000	CRIGE PACA	néant
Orthophotos (BD ortho)	2003	1 pixel = 50 cm	IGN	numérisation du trait de côte

Tableau 25 : Synthèse des documents utilisés dans cette étude.

La numérisation du trait de côte de 1896 à partir des minutes topographiques du SHOM (mesures du trait de côte effectuées par triangulation en utilisant un théodolite couplé avec un cercle hydrographique avec un positionnement réalisé à partir de repères fixes sur le terrain) a tout d'abord été réalisée, à partir d'un scan à 700 dpi, permettant d'obtenir un pixel de 1 m. La minute a ensuite été orthorectifiée sur la base de l'orthophoto IGN de 2003, en s'appuyant sur des systèmes de conversions des projections géodésiques fournis par le SHOM. Le rivage en 2003 a également été digitalisé sur l'orthophoto IGN de 2003. Ce dernier est défini comme la position de la limite terre/mer à un moment donné (Grenier et Dubois, 1990), dont on fait l'hypothèse qu'elle est représentative de la période considérée. A priori, la faible amplitude des marées en Méditerranée (0,3 m) et la configuration même de l'estran (pente et rupture de pente au contact de l'eau) permettent de minimiser l'importance de l'heure de la prise de vue et de la situation barométrique. On peut donc à priori négliger la largeur de l'estran soumise aux fluctuations du plan d'eau (marée, vent et pression atmosphérique). Les travaux de la littérature qui utilisent des méthodologies identiques (Gaillot et Chaverot, 2001 ; Halouani et al., 2007 ; El Abdellaoui et Ozer, 2007) font état de marges d'erreur souvent comprises entre 5 et 10 mètres en relation avec la précision du document de référence, la précision du repérage des amers sur les photographies, les erreurs liées aux modèles polynomiaux utilisés par le logiciel, les erreurs sur la position exacte du trait de côte et les erreurs liées aux fluctuations saisonnières du trait de côte. Dans cette étude, du fait de l'utilisation d'une minute topographique, et non d'une photographie aérienne, et du fait que la digitalisation des traits de côte a été effectuée pour partie par le CRIGE PACA (tableau 24) nous avons fixé la marge d'erreur à ± 10 mètres pour chaque position du rivage, afin de ne pas surestimer ou sous-estimer les variations spatiales du trait de côte. Des vérifications visuelles sur des points invariants (digues du port, épis...) indiquent que la valeur retenue de ± 10 mètres n'est jamais atteinte.

Les traits de côte issus des documents décrits dans le tableau 25 ont été intégrés dans un SIG (Arc Gis) afin de pouvoir être comparés. 206 transects espacés de 50 m +/- perpendiculaires au trait de côte sont générés à partir d'une ligne de base +/- parallèle au littoral à l'aide du module DSAS (Digital Shoreline Analysis System) (Thieler, 2005) de Arcgis (figure 43). Les transects sont utilisés pour évaluer les mouvements de la position du rivage entre chaque date.

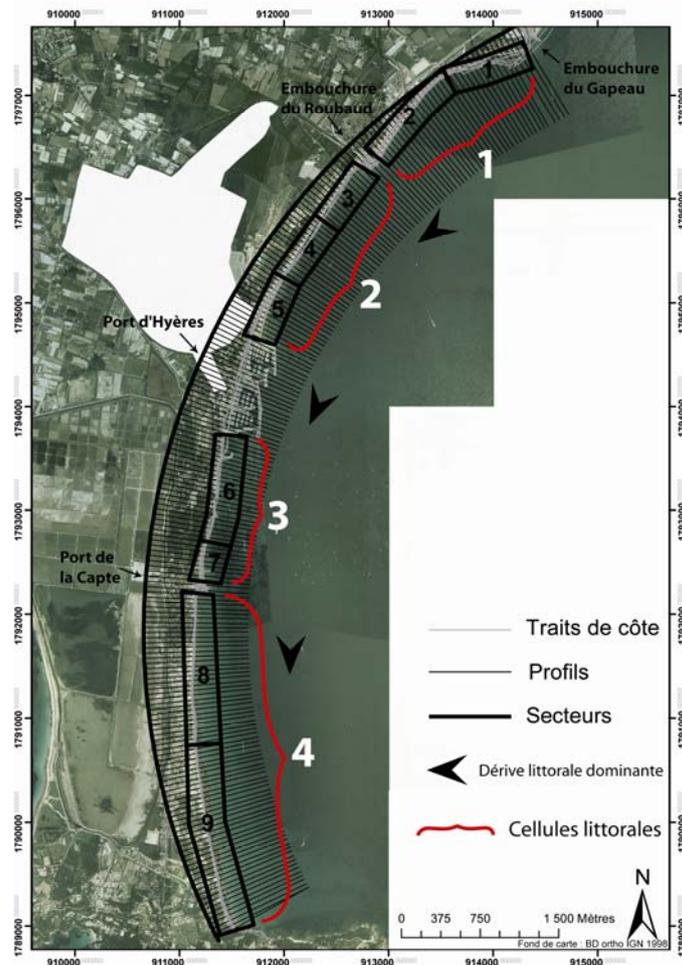


Figure 43 : Représentation de la sectorisation actuelle du littoral en fonction des principales discontinuités, des cellules hydro-sédimentaires et représentation des profils générés pour l'étude des mouvements du trait de côte.

Les vitesses d'évolution de la position du rivage sont calculées sur la période 1896-2003, puis entre chaque date pour une analyse plus fine de la mobilité littorale en fonction des perturbations anthropiques (aménagements) et naturelles (forçages climatiques). La quantification des surfaces en érosion ou en accrétion est calculée automatiquement par Arcgis à partir de polygones basés sur deux traits de côte successifs. Les surfaces sont calculées lorsque la mobilité du trait de côte, estimée à partir des transects perpendiculaires, se situe au-delà de la marge d'erreur. L'érosion et l'accrétion sont considérées comme significatives lorsqu'il existe un décalage supérieur à 10 mètres (positivement et négativement) entre deux positions successives du trait de côte.

5.1.2. Variations de la position du trait de côte

L'évolution du rivage à l'échelle séculaire dévoile une sectorisation du trait de côte en cellules littorales où les ouvrages jouent un rôle déterminant (figure 43). L'importance des ouvrages portuaires, en terme d'emprise sur la zone sédimentaire active est ici un frein important aux échanges entre les cellules (Courtaud, 2000). En effet, la limite supérieure de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères est très proche du rivage et restreint donc la zone sédimentaire active.

La présence des embouchures et des constructions portuaires est donc à l'origine d'interruptions du linéaire côtier qui segmentent le littoral de la rade en plusieurs cellules hydro-sédimentaires (figure 43). La cellule 1 est comprise entre l'embouchure du Gapeau et l'embouchure du Roubaud. La cellule 2 est comprise entre l'embouchure du Roubaud et le port d'Hyères. La cellule 3 est comprise entre le port d'Hyères et le port de la Capte. La cellule 4 est comprise entre le port de la Capte et s'étend au sud jusqu'à la limite du tombolo. Chaque cellule comprend un secteur en érosion, en aval immédiat de l'ouvrage, et un secteur en accrétion, en amont de l'ouvrage suivant, marquant ainsi la limite de la cellule.

5.1.2.1. Evolution de la position du trait de côte entre 1896 et 2003

Entre 1896 et 2003, l'évolution du littoral de la rade est donc fortement influencée par les aménagements (ports, épis, digues) qui provoquent des discontinuités dans la redistribution latérale du matériel sédimentaire. Nous identifions 7 secteurs où le trait de côte montre un comportement homogène. Parmi eux, trois présentent une avancée de la ligne de rivage, essentiellement provoquée par des ouvrages (digue du port du Roubaud, digue du port d'Hyères et digue du port de la Capte) (Figures 44 et 45) qui barrent et contraignent la dérive littorale, bloquant le sédiment en amont (secteur 1.2 : +220 m²/an ; secteur 2.2 : +270 m²/an ; et secteur 3.2 : +60 m²/an) (tableau 24). En revanche quatre autres secteurs reculent et témoignent d'une importante érosion, en aval dérive des ouvrages (secteur 1.1 : -510 m²/an ; secteur 2.1 : -290 m²/an ; secteur 3.1 : -70 m²/an et secteur 4 : -300 m²/an).

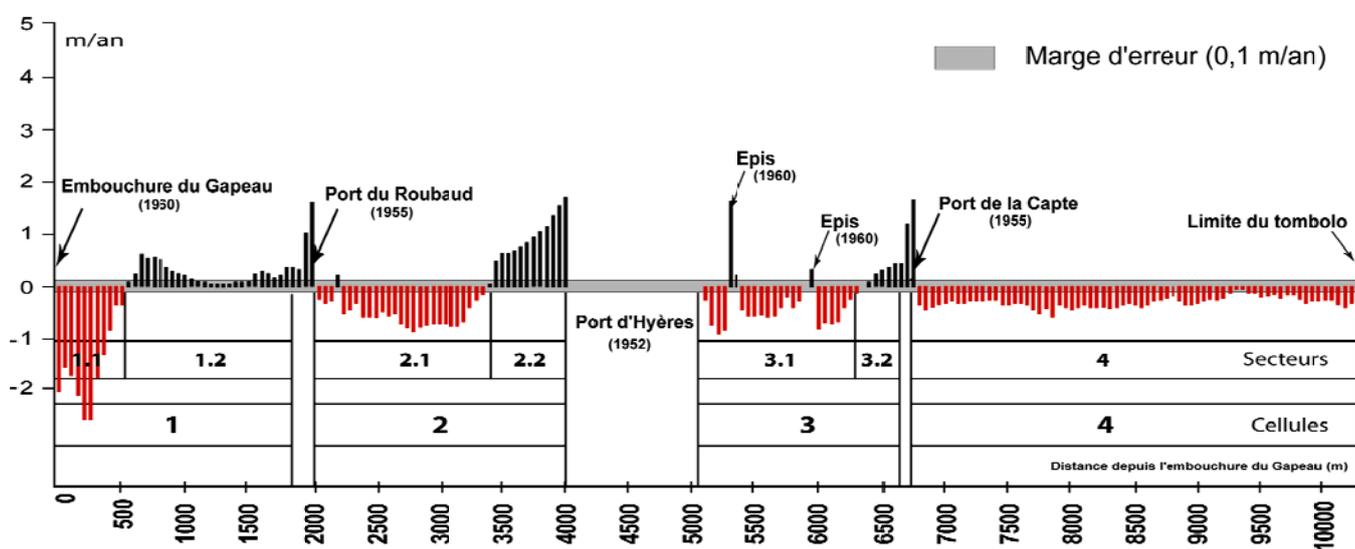


Figure 44 : Vitesses d'évolution du trait de côte entre 1896 et 2003, localisation des ouvrages et dates approximatives de construction.

Au final, le bilan sédimentaire des quatre cellules est négatif et se traduit par une perte d'environ -65 900 m², soit -620 m²/an (tableau 26).

Secteurs	Vitesse d'évolution moyenne sur le secteur (m/an)	Evolution surfacique (m ²)	Evolution surfacique (m ² /an)
1.1	-0.63	-54 200	-510
1.2	+0.53	+23 500	+220
2.1	-0.27	-30 800	-290
2.2	+0.54	+28 700	+270
3.1	-0.03	-7 300	-70
3.2	+0.3	+6 300	+60
4	-0.16	-32 100	-300
bilan	+0.04	-65 900	-620

Tableau 26 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique entre 1896 et 2003.

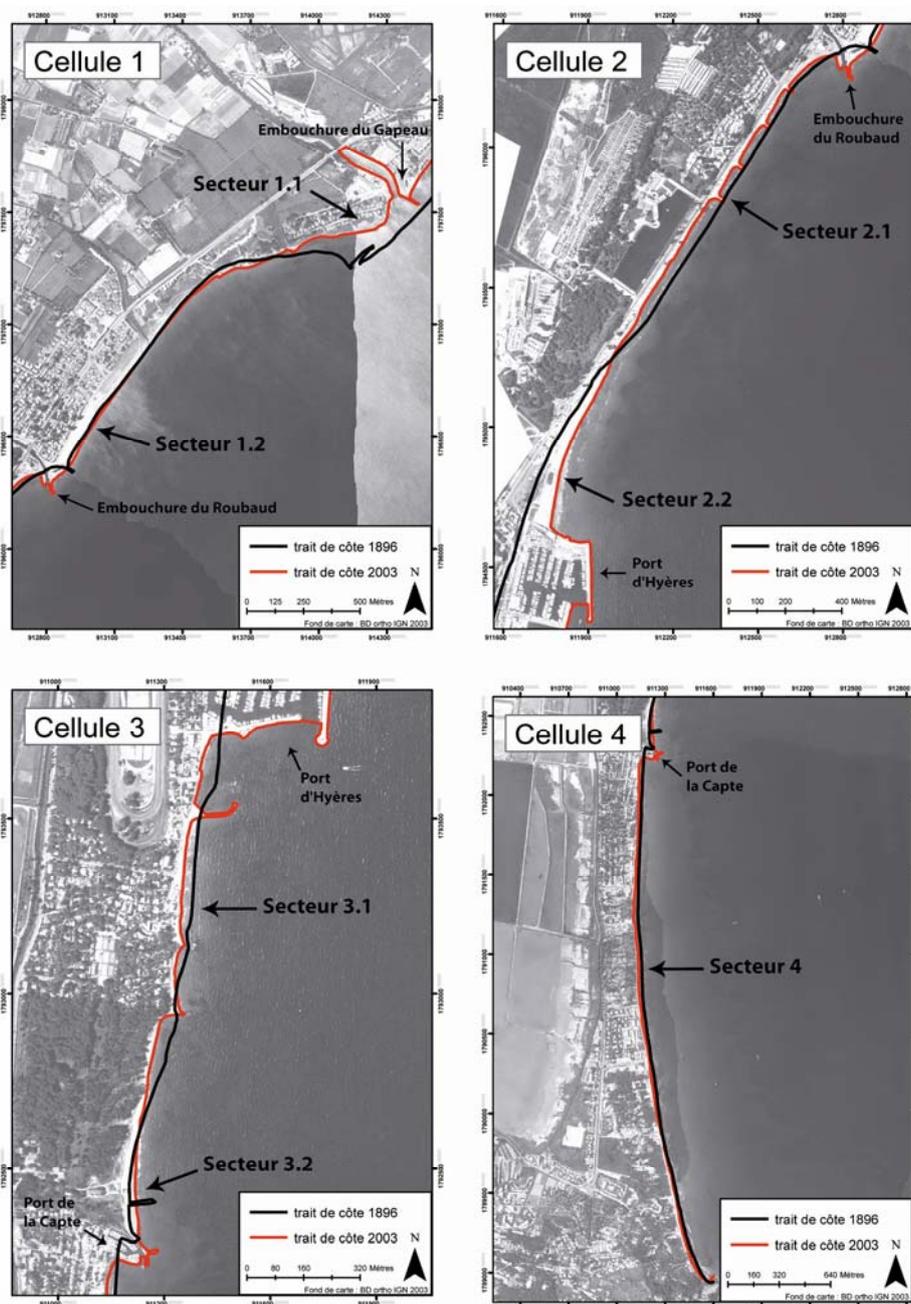


Figure 45 : Représentation de l'évolution du trait de côte entre 1896 et 2003 en fonction des cellules hydro-sédimentaires définies en 2003.

La figure 46 présente l'évolution du littoral de la rade d'Hyères en termes de surfaces sédimentaires gagnées ou perdues entre chaque date. L'analyse de ces valeurs sera réalisée dans la partie suivant (cf. 5.1.2.2.).

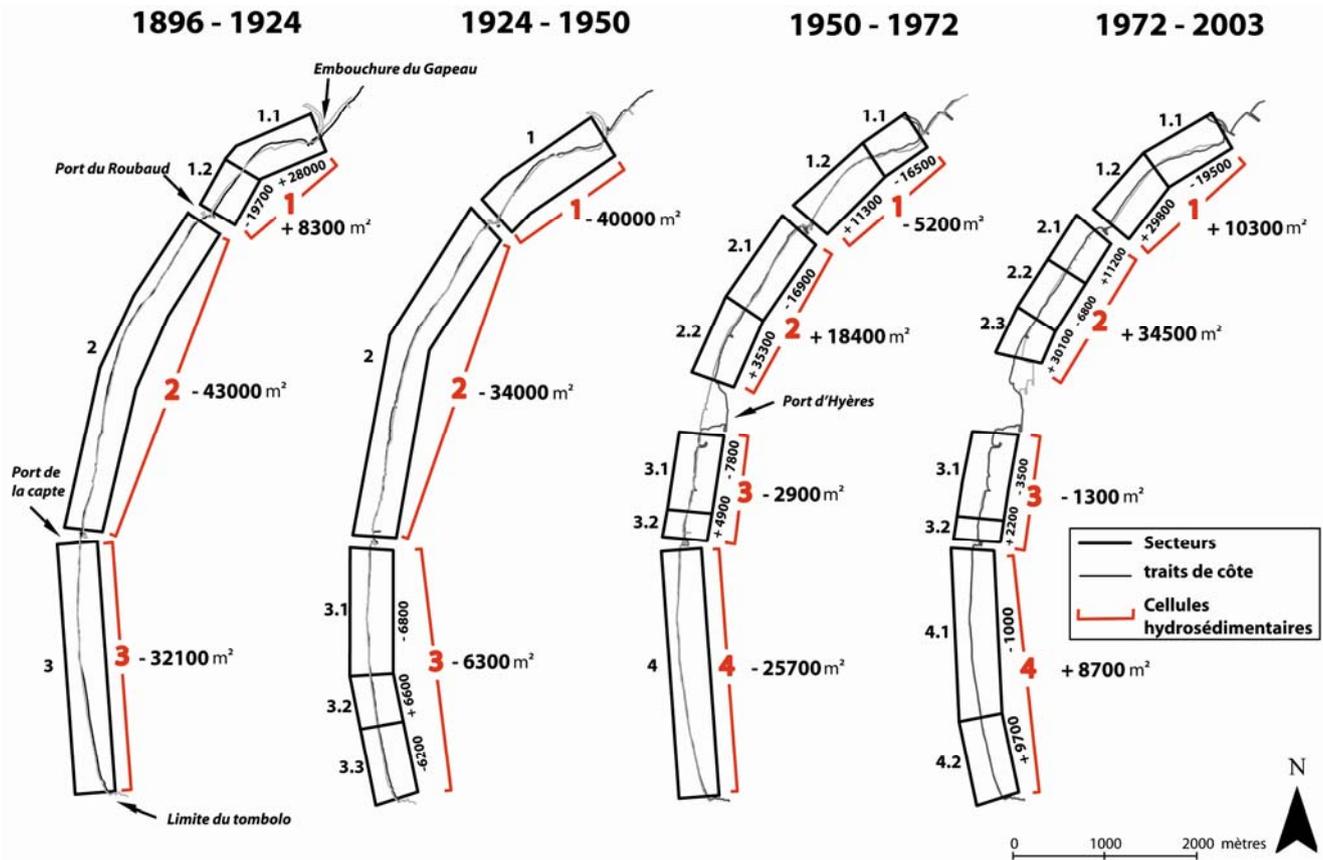


Figure 46 : Evolution des surfaces de plage émergée en fonction des cellules hydro-sédimentaires sur le littoral de la rade d'Hyères pour la période 1896-2003.

Nous distinguons deux périodes, avant et après 1950, c'est-à-dire avant et après les aménagements, qui modifient notablement le fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral de la rade (figure 46). On passe d'un littoral divisé en 3 cellules hydrosédimentaires avant 1950, à un littoral divisé en 4 cellules après la construction du Port d'Hyères en 1952. Les 3 cellules présentes avant les aménagements sont issues d'un découpage « naturel » du littoral par les débouchés en mer du Roubaud au nord et du canal des salins au niveau de La Capte au sud. La construction du port d'Hyères vient donc modifier cette organisation en créant une cellule supplémentaire mais surtout en perturbant considérablement la mobilité sédimentaire associée au courant de dérive littorale orienté nord sud. En effet, l'avancée en mer de plus de 300 m de la digue nord du port d'Hyères est un frein important au transit des sédiments vers le sud. Jeudy de Grissac (1975) a émis l'hypothèse qu'en amont dérive du port, les sédiments sont entraînés vers le large par des courants perpendiculaires au trait de côte. Mais ces travaux anciens ne s'appuient sur aucune mesure courantologique.

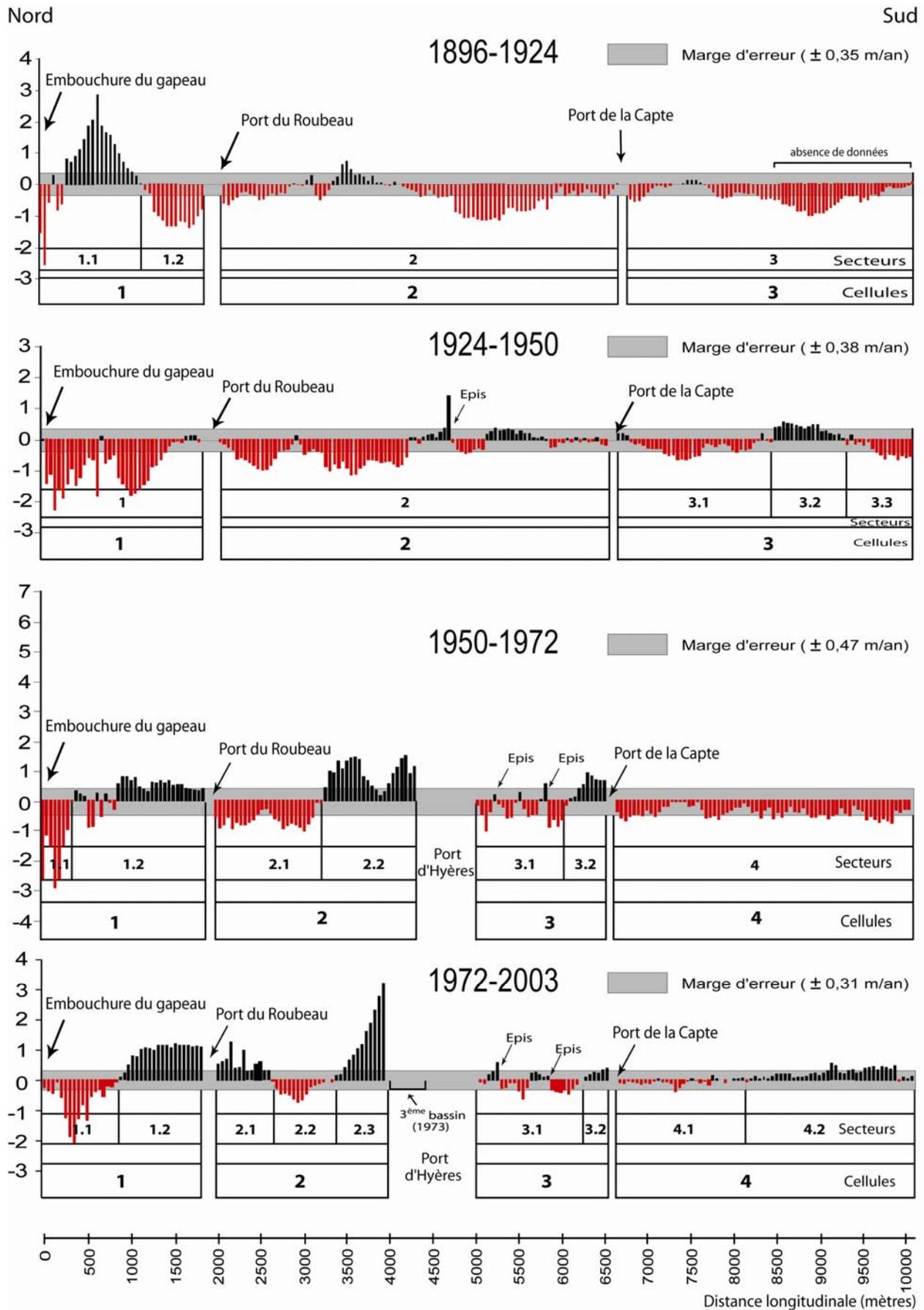


Figure 47 : Vitesses d'avancée et de recul du trait de côte entre 1896 et 2003 (m/an).

L'analyse temporelle fine (figures 46 et 47) permet de mettre en évidence des tendances à court terme sous l'influence des aménagements.

5.1.2.2. Evolution du rivage avant les équipements côtiers

Une tendance générale au recul du trait de côte se dégage sur la période **1896-1924** ; le bilan sédimentaire sur l'ensemble de la zone d'étude est négatif avec une perte en surface de -66 800 m² (soit -2 390 m²/an) et un recul moyen du trait de côte de -0,2 m/an (Figure 47 et tableau 27).

Dans le détail, on observe un seul et unique secteur en accrétion sur cette période, au droit de l'embouchure (secteur 1.1 : gain de +28 000 m² (figure 37), soit +1 000 m²/an pour une avancée moyenne du trait de côte d'environ +0,65 m/an). Une importante érosion caractérise ensuite le secteur 1.2, qui enregistre une perte de -19 700 m², soit -700 m²/an, pour un recul moyen du trait de côte de -1,02 m/an. Le bilan sédimentaire de la cellule 1 se trouve néanmoins positif avec un gain en surface de +8 300 m² (+300 m²/an).

Le reste du secteur d'étude (cellules 2 et 3) est nettement déficitaire avec des pertes respectivement de -43 000 et -32 100 m² (soit -1 530 et -1 150 m²/an) pour des reculs moyens du trait de côte d'environ -0,32 et -0,21 m/an.

En conclusion, entre 1896 et 1924, la majorité du littoral de la rade d'Hyères est déficitaire. Seul le secteur de l'embouchure du Gapeau présente un bilan positif avec une avancée du trait de côte supérieure à +2 m/an sur certains profils (figure 47).

Secteurs	Vitesse d'évolution moyenne sur le secteur (m/an)	Evolution surfacique (m ²)	Evolution surfacique (m ² /an)
1.1	+0.65	+28 000	+1 000
1.2	-1.02	-19 700	-700
2	-0.32	-43 000	-1 500
3	-0.21	-32 100	-1 200
bilan	-0.22	-66 800	-2 400

Tableau 27 : Vitesses d'évolution moyenne par secteurs et évolution surfacique 1896-1924.

Entre **1924 et 1950**, la tendance au recul du trait de côte observée précédemment se poursuit. Le bilan sédimentaire entre ces 2 dates est largement déficitaire avec une perte d'environ 80 300 m² (soit -3 100 m²/an), pour un recul moyen du trait de côte de -0,3 m/an (figure 47 et tableau 28).

Dans le détail, on observe que la cellule 1 qui était marquée par la présence de deux secteurs (un en érosion et un en accrétion) durant la période précédente est maintenant totalement en érosion. Le secteur 1, qui était marqué par une avancée du trait de côte est désormais en net recul et l'ensemble de la cellule perd désormais environ 40 000 m² (soit -1 540 m²/an) avec des vitesses de recul supérieures à -2 m/an sur certains profils et une moyenne sur le secteur d'environ -0,78 m/an.

Au niveau de la deuxième cellule, on constate que celle-ci est toujours marquée par un recul important du trait de côte (moyenne d'environ -0,28 m/an) pour une perte d'environ 34 000 m² (soit -1 300 m²/an). On peut donc en déduire que le sédiment érodé dans la première cellule ne parvient pas à la deuxième, ou bien transite-il simplement en direction de la troisième cellule, sans stockages. Mais la cellule 3 est également en érosion avec une perte de -6 300 m² (soit -240 m²/an) pour un recul moyen du trait de côte d'environ -0,15 m/an, ce qui

semble confirmer que ce sédiment, qui n'est pas repris par la dérive littorale, est probablement exporté vers le large. Dans le détail cette cellule se caractérise par une alternance d'un secteur en érosion (secteur 3.1), situé en aval immédiat du port de la Capte qui perd 6 800 m² (-260 m²/an pour un recul de -0,21 m/an en moyenne), puis d'une zone en accumulation (secteur 3.2) qui gagne 6 600 m² (+250 m²/an pour une avancée de 0.23 m/an en moyenne), et enfin par un secteur en érosion (secteur 3.3) qui perd 6 200 m² (soit -230 m²/an) pour un recul moyen du trait de côte d'environ -0,47 m/an.

Secteurs	Vitesse d'évolution moyenne sur le secteur (m/an)	Evolution surfacique (m ²)	Evolution surfacique (m ² /an)
1	-0.78	-40 000	-1 540
2	-0.28	-34 000	-1 300
3.1	-0.21	-6 800	-260
3.2	+0.23	+ 6 600	+250
3.3	-0.47	-6 200	-230
bilan	-0.3	-80 300	-3 100

Tableau 28 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique 1924-1950.

En conclusion, la période anté-aménagements se caractérise par une importante érosion des plages de la rade d'Hyères, hormis au niveau de la cellule 3, où l'érosion ralentit notablement entre 1924 et 1950.

Le bilan global, entre 1896 et 1950 présente une perte globale de -147 100 m² (soit -2 720 m²/an) sur l'ensemble du secteur étudié pour un recul moyen du trait de côte de -0,3 m/an.

5.1.2.3. Evolution du rivage depuis les aménagements côtiers

La période **1950-1972** est marquée par le début de la construction du port d'Hyères qui débute en 1952 et s'achève en 1973. Le fonctionnement hydrosédimentaire de la rade s'en trouve donc modifié avec le passage d'un système à 3 puis 4 cellules hydro-sédimentaires.

Le bilan sédimentaire global est néanmoins toujours négatif avec une perte de 17 400 m² (soit -790 m²/an) pour un recul moyen du trait de côte de -0,18 m/an (figure 47 et tableau 29).

Dans le détail, on constate que la cellule 1 est toujours déficitaire avec une perte de 5 200 m² (soit -240 m²/an) pour un recul moyen du trait de côte d'environ -0,68 m/an. Le secteur 1.1 se caractérise toujours par une importante érosion avec une perte de 16 500 m² (soit -750 m²/an) et des vitesses de recul toujours supérieures à -2 m/an sur certains profils (moyenne sur le secteur : -1,67 m/an). Le secteur 1.2 présente quant à lui une accumulation (contrairement à la période précédente), provoquée par un recalibrage de la digue à l'embouchure du Roubaud (gain de 11 300 m², soit +500 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,31 m/an).

Avec la création du port d'Hyères se forme alors une nouvelle cellule sédimentaire (cellule 2). Elle est composée du secteur 2.1, en aval de la digue du Roubaud, qui est en déficit (perte de 16 900 m², soit -770 m²/an, pour un recul moyen du trait de côte de -0,65

m/an) et du secteur 2.2 adossé à la digue nord du port d'Hyères (longue de plus de 200 m) qui enregistre un gain de 35 300 m², soit +1 600 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,94 m/an. Le bilan sédimentaire de cette cellule est donc positif avec un gain de 18 400 m² (soit +840 m²/an), pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,15 m/an.

En aval du port, au niveau de la cellule 3, se manifeste rapidement une importante érosion (secteur 3.1) que l'on tente d'enrayer avec la construction d'épis (perte de 7 800 m², soit -350 m²/an, pour un recul moyen de -0,33 m/an). Une partie du sédiment érodé sur ce secteur semble se déposer à l'aval, contre la digue du port de la Capte (secteur 3.2) qui enregistre un gain de 4 900 m² (soit +220 m²/an) pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,52 m/an. Le bilan sédimentaire de cette cellule est néanmoins négatif avec une perte de 2 900 m² (soit -130 m²/an) et une évolution moyenne du trait de côte sur le secteur de -0,09 m/an.

En aval du port de la Capte, la cellule 4 est désormais totalement en déficit avec une perte de 25 700 m² (soit -1 170 m²/an) pour un recul moyen du trait de côte de -0,38 m/an.

Secteurs	Vitesse d'évolution moyenne sur le secteur (m/an)	Evolution surfacique (m ²)	Evolution surfacique (m ² /an)
1.1	-1.67	-16 500	-750
1.2	+0.31	+11 300	+500
2.1	-0.65	-16 900	-770
2.2	+0.94	+35 300	+1 600
3.1	-0.33	-7 800	-350
3.2	+0.52	+4 900	+220
4	-0.38	-27 700	-1 170
bilan	-0.18	-17 400	-790

Tableau 29: Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique 1950-1972.

Entre **1972 et 2003**, la tendance au recul du littoral est en grande partie stoppée et on constate un important gain sédimentaire sur la majorité des secteurs étudiés. En effet, on observe un accroissement des surfaces de 53 200 m² (soit +1 710 m²/an) pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,26 m/an (figure 47 et tableau 30).

Le bilan sédimentaire de la cellule 1 redevient positif avec un gain de 10 300 m² (soit +330 m²/an), pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,13 m/an. Le secteur 1.1 est néanmoins toujours en érosion jusqu'en 1995, date de la construction d'une digue frontale (perte de 19 500 m², soit -630 m²/an, pour un recul moyen de -0,68 m/an). Le secteur 1.2 est quant à lui toujours positif et enregistre un gain de 29 800 m², soit +960 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,95 m/an ; ceci encore en raison du recalibrage de la digue d'embouchure du Roubaud.

Au niveau de la deuxième cellule la tendance générale est toujours à l'accumulation (gain de 34 500 m², soit +1 100 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,5 m/an). Dans le détail on constate que l'importante érosion qui marquait l'aval immédiat de l'embouchure du Roubaud (secteur 2.1) a été enrayerée par la mise en place de 4 épis, entre lesquels on a procédé à des rechargements. Ceci a provoqué une avancée du trait de côte (en moyenne de +0,52 m/an) et un gain en surface de 11 200 m², soit +360 m²/an.

A l'aval de ce secteur l'érosion se poursuit (secteur 2.2) et on enregistre une perte de 6 800 m², soit -220 m²/an, pour un recul moyen de -0,35 m/an. Ce secteur est situé en amont de la zone d'influence de la digue nord du port d'Hyères qui permet toujours une importante accumulation estimée à +30 100 m² (secteur 2.3), soit +970 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +1,35 m/an.

En aval du port d'Hyères la cellule 3 est désormais très légèrement déficitaire, l'érosion semblant être freinée par le prolongement de 2 épis (perte de 1 300 m², soit -40 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,07 m/an). Le secteur 3.1, en aval immédiat du port est néanmoins toujours déficitaire avec une perte de 3 500 m², soit -110 m²/an, pour un recul moyen du trait de côte de -0,1 m/an. Au niveau du secteur 3.2, la digue du port de la Capte provoque toujours une accumulation, avec un gain de 2 200 m², soit +70 m²/an, pour une avancée moyenne du trait de côte de +0,25 m/an.

La cellule 4, qui était déficitaire sur la période précédente, devient excédentaire. On constate néanmoins une tendance à la stabilité sur le secteur 4.1 en aval du Port de la Capte suivie d'une accrétion au niveau du secteur 4.2 (gain de 9 700 m², soit +310 m²/an, pour une avancée du trait de côte de +0,2 m/an).

Secteurs	Vitesse d'évolution moyenne sur le secteur (m/an)	Evolution surfacique (m ²)	Evolution surfacique (m ² /an)
1.1	-0.68	-19 500	-630
1.2	+0.95	+29 800	+960
2.1	+0.52	+11 200	+360
2.2	-0.35	-6 800	-220
2.3	+1.35	+30 100	+970
3.1	-0.1	-3 500	-110
3.2	+0.25	+2 200	+70
4.1	0	0	0
4.2	+0.2	+9 700	+310
bilan	+0.26	+53 200	+1 710

Tableau 30 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique 1972-2003.

Nous présentons maintenant le bilan des évolutions surfaciques sur l'ensemble de la période et du secteur étudié (tableau 31). Il apparaît ainsi une nette diminution de l'érosion littorale à partir des années 1950. L'érosion augmente, en effet, jusqu'aux années 1950 puis diminue ensuite, avant que le bilan sédimentaire des plages aériennes ne devienne positif à partir des années 1970.

	période	Vitesse d'évolution moyenne (m/an)	Evolution surfacique (m ²)	Evolution surfacique (m ² /an)
	1896-1924	-0.22	-66 800	-2 400
	1924-1950	-0.3	-80 300	-3 100
Avant aménagements	1896-1950	-0.26	-147 100	-2 720
	1950-1972	-0.18	-17 400	-790
	1972-2003	+0.26	+53 200	+1 710
Après aménagements	1950-2003	+0.04	+35 800	+675

Tableau 31 : Bilan des évolutions surfaciques en rade d'Hyères

5.2. *Quantification des gains et pertes sédimentaires de la plage immergée en rade d'Hyères depuis 1896.*

Après l'étude des variations dans la position du trait de côte, une étude des variations bathymétriques vient compléter et confirmer les observations faites précédemment.

5.2.1. *Méthode de quantification des gains et pertes sédimentaires depuis 1896.*

La reconstitution de l'évolution bathymétrique entre 1896 et 2005 (figure 49) a été réalisée à partir de profils de plage extraits des minutes du SHOM (figure 48), les minutes bathymétriques de 1896 constituant la base de données la plus ancienne et la plus précise dont nous disposons sur le littoral provençal pour l'analyse des fonds marins. Les mesures de sondes de 1896 ont été effectuées à la cordelette plombée, depuis des embarcations propulsées à la rame par mer d'huile et/ou belle et 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 (en l'occurrence Port Pothuau, à l'est de l'embouchure du Gapeau). Les côtes minimales du plan d'eau sont reportées aux valeurs des sondes, pour quelles respectent les conditions des cartes marines : représenter les profondeurs par plus basses mers. Les hydrographes du SHOM admettent une erreur d'amplitude de 0,3 m (+/- 0,15 m) pour les profondeurs les plus importantes. Ces minutes ont été scannées (1200 DPI), puis rectifiées (rectification polynomiale de 3^{ème} ordre) et géoréférencées à l'aide du logiciel de SIG ArcView 9.1, avec comme référence l'orthophotoplan de 2003 (BD-ortho© 2003 de l'IGN), exempt de toute déformation géométrique. Ces images sont à la fois corrigées et géoréférencées et disposent d'une résolution de 0,5 m.

Le relevé de 1974, également fourni par le SHOM, a été effectué au sondeur à ultrason et la marge d'erreur est définie à environ 2% de la profondeur. Les données de 1896 et 1974 concernent uniquement la plage immergée. La bathymétrie de 2005 a été fournie par la commune d'Hyères, qui a fait réaliser un suivi bathymétrique sur plusieurs années par un bureau d'étude (EOL). Ces données bathymétriques ont été comparées aux données obtenues dans le cadre de cette thèse (au sondeur à ultrason, Tritech 500, couplé à un DGPS, Trimble), afin d'évaluer leur précision. La comparaison de sondes dans des secteurs de faible évolution (-10 m) révèle une différence inférieure à 10 cm. Les MNT sont ensuite construits par TIN et les mouvements sédimentaires sont obtenus par soustraction de deux MNT.

Par souci de ne pas surestimer ou sous-estimer les mouvements sédimentaires, la marge d'erreur est fixée à ± 20 cm pour la comparaison de tous les MNT (Van der Wal and Pye, 2003).



Figure 48: Semi de sondes de 1896 numérisées en rade d'Hyères (source : SHOM).

5.2.2. Volumes sédimentaires perdus et gagnés en rade d'Hyères depuis 1896

L'évaluation du bilan sédimentaire global sur la période 1896-2005 est tout d'abord abordée, avant une étude des variations bathymétriques entre 1896 et 1974, puis entre 1974 et 2005.

5.2.2.1. Bilan sédimentaire 1896-2005

L'analyse du bilan sédimentaire global (1896-2005), sur l'ensemble de la zone d'étude, révèle un important phénomène d'érosion (figure 49). Le différentiel bathymétrique 1896-2005 indique une perte de $-463\ 000\ \text{m}^3$ pour un gain de $+223\ 000\ \text{m}^3$. Le bilan global est donc déficitaire avec une perte nette de $-240\ 000\ \text{m}^3$, soit une érosion annuelle moyenne de $-2\ 200\ \text{m}^3/\text{an}$ depuis 1896.

Dans le détail, on observe une importante perte sédimentaire entre l'embouchure et le débouché du Roubaud. Celle-ci est évaluée à $-200\ 000\ \text{m}^3$, soit $-1\ 800\ \text{m}^3/\text{an}$; l'érosion avoisinant $-2\ \text{m}$ localement.

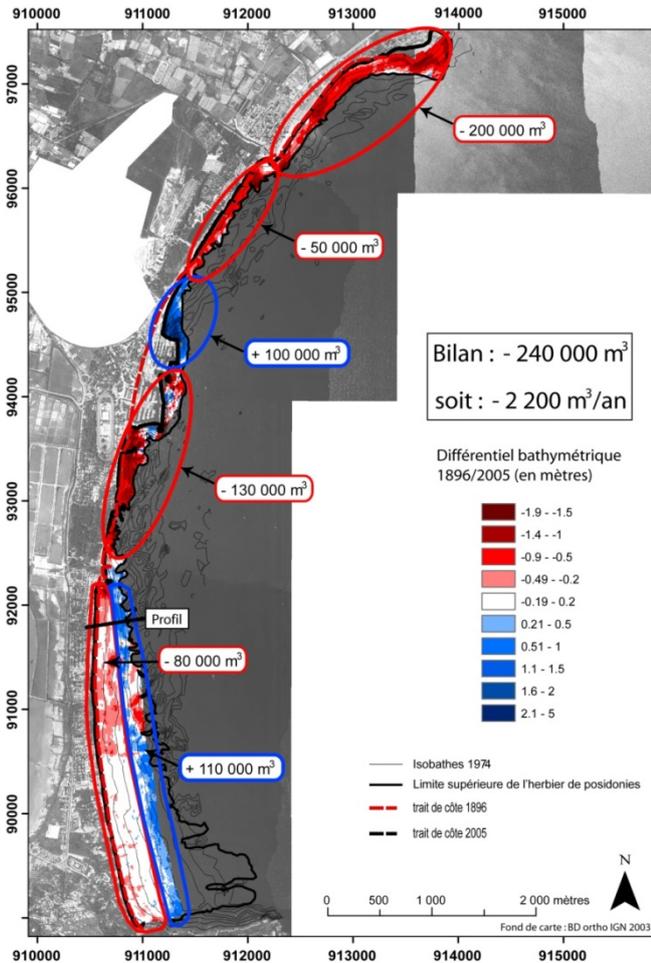


Figure 49 : Différentiel bathymétrique 1896-2005.

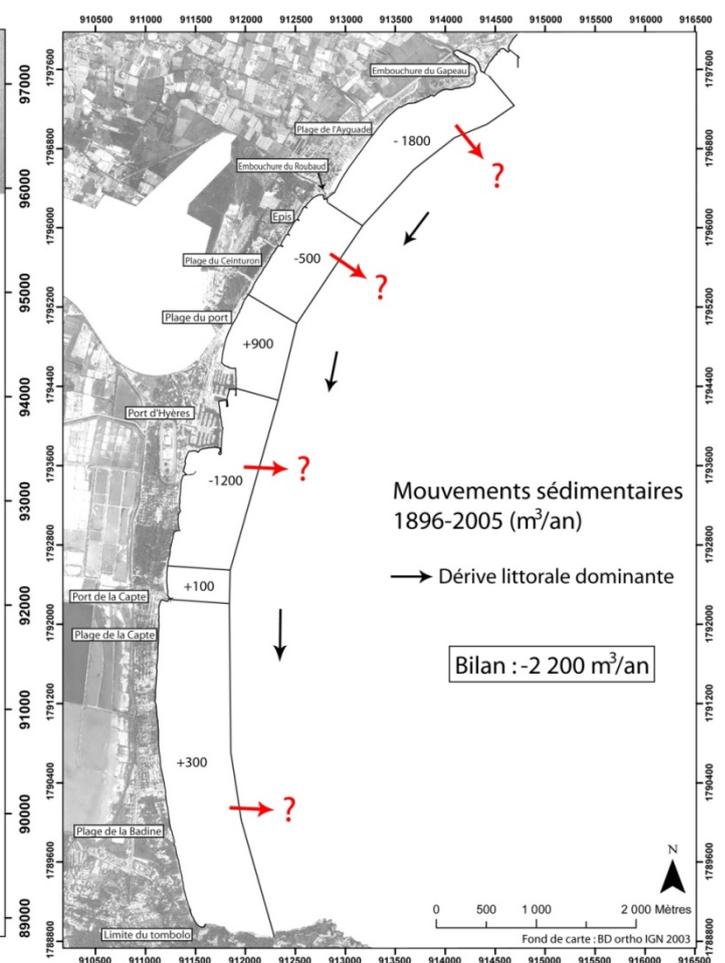


Figure 50 : Mouvements sédimentaires le long de la branche orientale du tombolo 1896- 2005.

L'érosion se poursuit ensuite au niveau des épis et de la plage du Ceinturon, en aval du port du Roubaud, et est évaluée à $-50\,000\text{ m}^3$, soit $-500\text{ m}^3/\text{an}$. En revanche, sur le secteur de la plage au nord du port d'Hyères ainsi que face au troisième bassin du port (construit dans les années 1970), nous mesurons une accrétion de $+100\,000\text{ m}^3$, soit $+900\text{ m}^3/\text{an}$. Cet important gain sédimentaire provoque un exhaussement de près de 3 m localement. Face au premier et deuxième bassin du port (construits dans les années 1950), l'érosion semble dominer, comme c'est le cas en aval dérive du port, et ce jusqu'en amont du port de la Capte, où une légère accrétion est observée ($+11\,000\text{ m}^3$, soit $+100\text{ m}^3/\text{an}$). L'érosion sur ce secteur est estimée à $-130\,000\text{ m}^3$ soit $-1\,200\text{ m}^3/\text{an}$. En aval du port de la Capte, le bilan sédimentaire est difficile à estimer du fait d'un manque de données bathymétriques, le levé de 2005 ne couvrant pas intégralement la zone sédimentaire active, dont la limite en direction du large est constituée par l'herbier de posidonie. Néanmoins, le bilan sédimentaire enregistré semble confirmer que cette portion du littoral constitue le terme du transit sédimentaire longshore le long du tombolo. Nous mesurons, en effet, une accrétion de $+110\,000\text{ m}^3$ pour une érosion de $-80\,000\text{ m}^3$, soit un bilan net positif de $+30\,000\text{ m}^3$ (environ $+300\text{ m}^3/\text{an}$). Il semblerait que l'accrétion se poursuive en direction du large et concerne toute la zone sédimentaire active sur ce secteur. Par conséquent, le bilan sédimentaire devrait sûrement être encore plus excédentaire.

En ce qui concerne les mouvements sédimentaires sur le littoral oriental du tombolo, il apparaît donc que ceux-ci sont essentiellement longshore entre l'embouchure du Gapeau et le Port de la Capte. En effet, seul l'amont des digues de calibration des embouchures ou des ports présentent un phénomène d'accrétion, résultant d'un frein au transit sédimentaire par la dérive littorale nord-sud. En aval du Port de la Capte, en revanche, il semble s'établir des mouvements cross-shore, avec une érosion des fonds proches et une accrétion vers le large (figure 49 et 51). Au terme du transit sédimentaire engendré par la dérive littorale il existe donc un départ vers le large des sédiments, qui a déjà été démontré par Jeudy de Grissac (1975) (figure 15), à partir d'analyses granulométriques. Il est possible que ce secteur, peu impacté par la houle (figure 14), subisse les effets de l'élévation du niveau marin, engendrant une érosion des fonds proches et une accrétion plus au large (Bruun, 1962).

Néanmoins, si les mouvements sédimentaires semblent être uniquement longshore entre l'embouchure du Gapeau et le port de la Capte, il est possible qu'une partie des matériaux érodés n'ait pas transité vers le sud mais qu'elle ait été exportée vers le large et piégée dans l'herbier, dont l'évolution altitudinale ne peut être mesurée (figure 50).

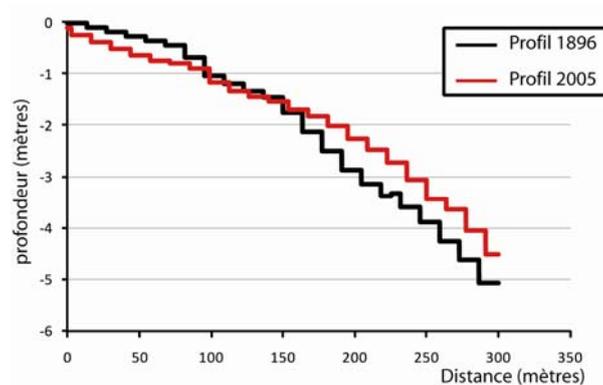


Figure 51 : Mouvement dans le profil de plage entre 1896 et 2005 en aval du port de la Capte (Localisation du profil sur la figure 49).

5.2.2.2. Bilan sédimentaire 1896-1974

Entre 1896 et 1974 (figure 52), le bilan sédimentaire de la zone d'étude est légèrement positif, avec un gain de $+35\ 000\ \text{m}^3$, soit $+500\ \text{m}^3/\text{an}$. On mesure une érosion de $-410\ 000\ \text{m}^3$ pour une accrétion de $+445\ 000\ \text{m}^3$ sur l'ensemble du secteur étudié.

Dans le détail, le secteur de l'embouchure est marqué par un important phénomène d'érosion (perte de $-80\ 000\ \text{m}^3$) (figure 54). Mais cette érosion ne touche pas intégralement le littoral jusqu'au port du Roubaud. Une faible accrétion est enregistrée au niveau du débouché de la lône et en aval ($+6\ 000\ \text{m}^3$), qui pourrait être associée à une régularisation du trait de côte suite à la forte érosion qui touche l'embouchure, ainsi qu'en amont du port du Roubaud où l'on observe une érosion des fonds proches ($-1\ 500\ \text{m}^3$) et une accrétion plus au large ($+5\ 500\ \text{m}^3$). Il est possible que ce secteur constitue l'amorce d'un courant dirigé vers le large, responsable d'un export de sédiments (figure 53). Pour conclure, le bilan sédimentaire du débouché du Gapeau au port du Roubaud est largement négatif, avec une perte de $93\ 500\ \text{m}^3$, soit $-1\ 200\ \text{m}^3/\text{an}$. Il est possible qu'une partie de ces sédiments aient été exporté vers le large (figure 53).

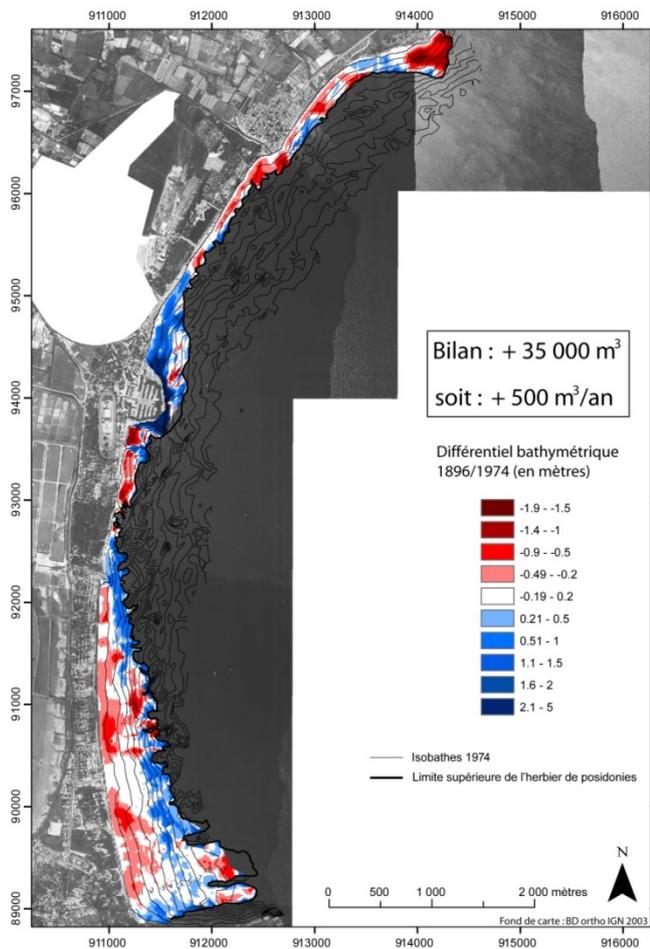


Figure 52 : Différentiel bathymétrique 1896-1974.

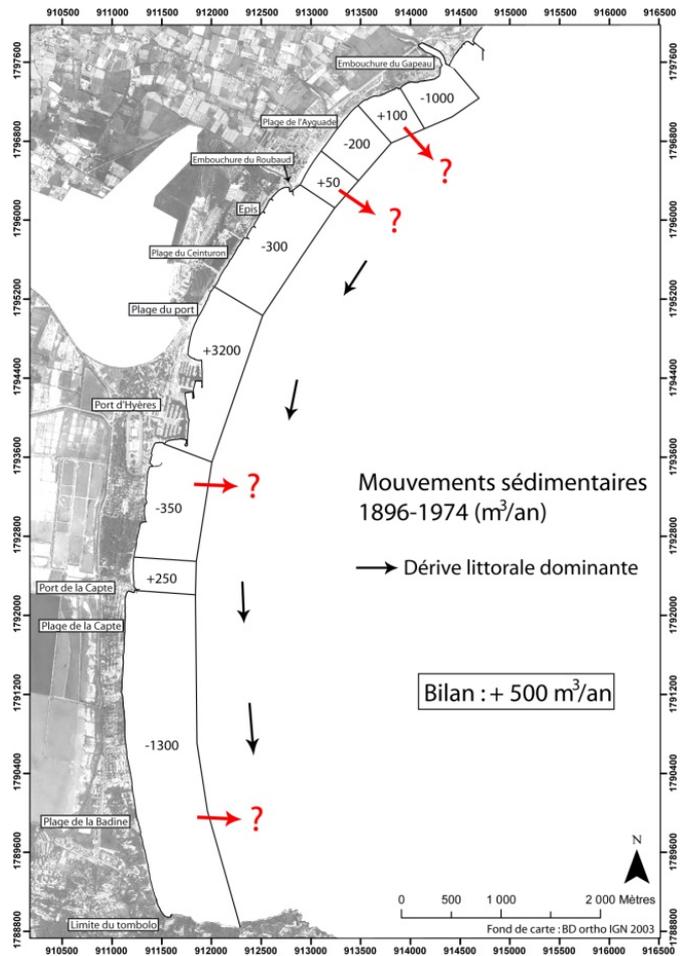


Figure 53 : Mouvements sédimentaires le long de la branche orientale du tombolo 1896- 1974.

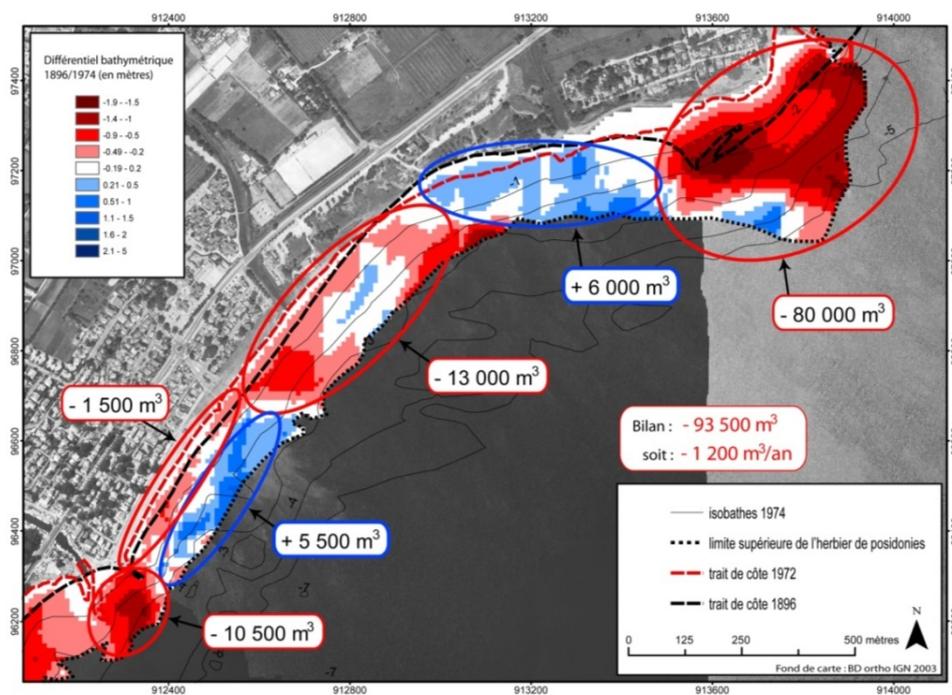


Figure 54 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre l'embouchure du Gapeau et celle du Roubaud.

L'aval du port du Roubaud est également marqué une importante érosion ($-17\,500\text{ m}^3$) (figure 55), mais semble-t-il accompagnée de quelques dépôts localisés, à la limite de la zone sédimentaire active et de l'herbier ($+5\,000\text{ m}^3$). Il est possible que ces dépôts soient le résultat d'un courant local dirigé vers le large. Cette érosion est ensuite stoppée et laisse place à un large phénomène de dépôt en amont du port d'Hyères, dont la digue de plus de 300 m qui s'avance vers le large fait obstacle au transit des sables vers le sud et provoque ainsi une accrétion estimée à $+225\,000\text{ m}^3$. Quelques phénomènes d'érosion localisés sont néanmoins enregistrés ($-4\,000\text{ m}^3$). Le bilan sédimentaire du secteur compris entre le débouché du Roubaud et le Port d'Hyères est donc largement positif ($+208\,500\text{ m}^3$, soit $+2\,700\text{ m}^3/\text{an}$) (figure 55).

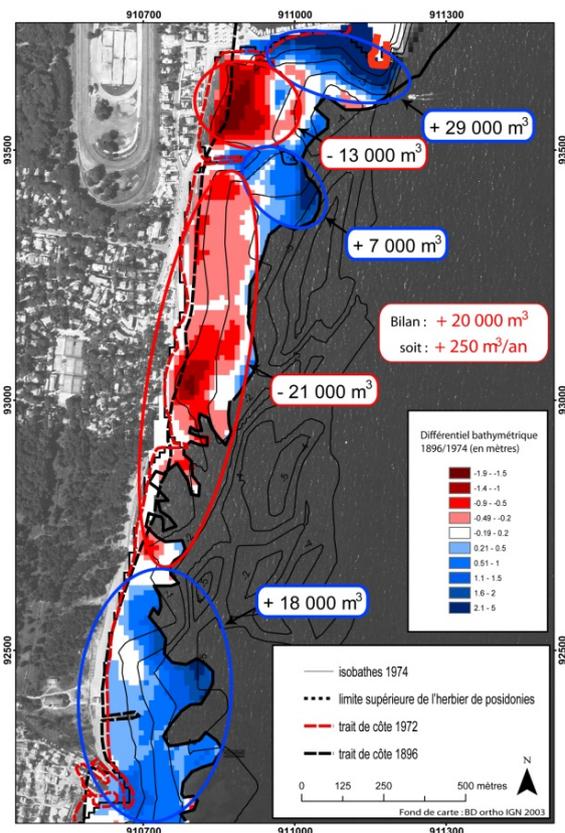
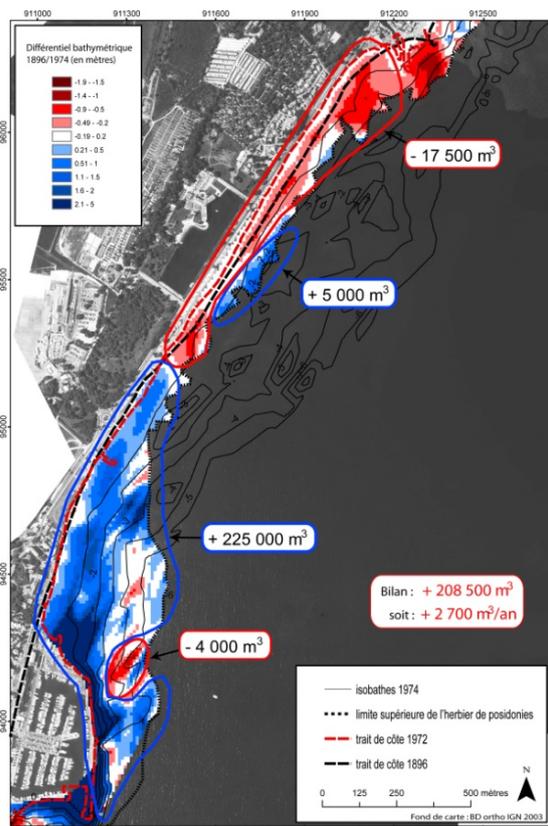


Figure 55 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre le débouché du Roubaud et le Port d'Hyères.

Figure 56 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre le Port d'Hyères et le Port de la Capte.

Entre le port d'Hyères et le Port de la Capte (figure 56), plusieurs phénomènes sont mis en évidence. La construction du Port d'Hyères a tout d'abord provoqué un exhaussement des fonds en aval immédiat ($+29\,000\text{ m}^3$), mais rapidement suivi par une érosion ($-13\,000\text{ m}^3$). Dans ce secteur, la construction d'un épi (dans les années 1970), a vraisemblablement modifiée la courantologie locale, créant une zone de dépôt ($7\,000\text{ m}^3$), et potentiellement un courant dirigé vers le large qui engendrerait un export de matériaux hors de la zone sédimentaire active (figure 53). Le reste du secteur est ensuite marqué par une importante érosion ($-21\,000\text{ m}^3$), qui se poursuit jusqu'en amont du Port de la Capte, dont la digue de calibration provoque un phénomène de dépôt ($+18\,000\text{ m}^3$). Le bilan sédimentaire sur ce secteur est positif, on enregistre une érosion de $-34\,000\text{ m}^3$ pour une accrétion de $+54\,000\text{ m}^3$, soit un bilan net de $+20\,000\text{ m}^3$ ($+250\text{ m}^3/\text{an}$).

Entre le Port de la Capte et la limite du tombolo (figure 57) nous observons le même fonctionnement sédimentaire qui a été observé sur le différentiel bathymétrique entre 1896 et 2005. En effet, nous mesurons une érosion des fonds proches ($-250\ 000\ m^3$) et une accrétion plus au large ($+150\ 000\ m^3$), jusqu'à la limite de l'herbier de posidonie, traduisant la présence d'un transport sédimentaire cross-shore. Néanmoins, il apparaît que l'érosion des fonds proches est plus marquée que sur le différentiel 1896-2005, notamment au niveau de la plage de la Badine, au sud du tombolo, ce qui laisse envisager un secteur présentant de plus amples apports sédimentaires (naturels ou anthropiques) sur la période 1974-2005.

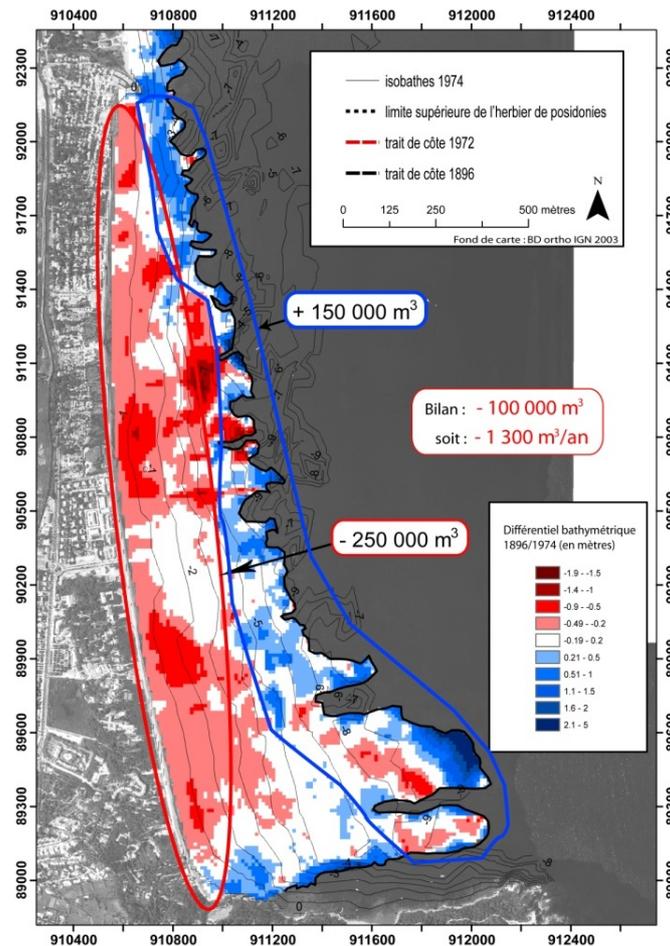


Figure 57 : Différentiel bathymétrique 1896/1974 entre le Port de la Capte et la limite du tombolo.

En conclusion, le bilan sédimentaire sur la période 1896-1974 est positif ($+500\ m^3/an$). Néanmoins les secteurs en accrétion sont essentiellement situés en amont d'ouvrages de calibration des débouchés de cours d'eau, recalibrés au début des années 1970, et vraisemblablement avant 1974. Par conséquent, même si la tendance globale est à l'excédent sédimentaire, il semble que cet excédent soit uniquement le fait d'aménagements responsables d'un stockage localisé, en amont des ouvrages. Si l'on exclut les stockages engendrés par ces aménagements du bilan sédimentaire total, nous obtenons une érosion de $-410\ 000\ m^3$ pour une accrétion d'environ $+243\ 000\ m^3$, soit un bilan net négatif de $-202\ 000\ m^3$ ou $-2\ 600\ m^3/an$. Cette valeur d'érosion annuelle moyenne est ainsi proche de l'érosion annuelle moyenne calculée sur la totalité de la période d'étude (1896-2005), estimée à $-2\ 200\ m^3/an$.

2.2.2.3. Bilan sédimentaire 1974-2005

Entre 1974 et 2005 (figure 58), le bilan sédimentaire de la zone d'étude est faiblement négatif, avec une perte de $-12\ 000\ \text{m}^3$, soit $-500\ \text{m}^3/\text{an}$. On mesure une érosion de $-333\ 000\ \text{m}^3$ pour une accrétion de $+321\ 000\ \text{m}^3$ sur l'ensemble du secteur étudié.

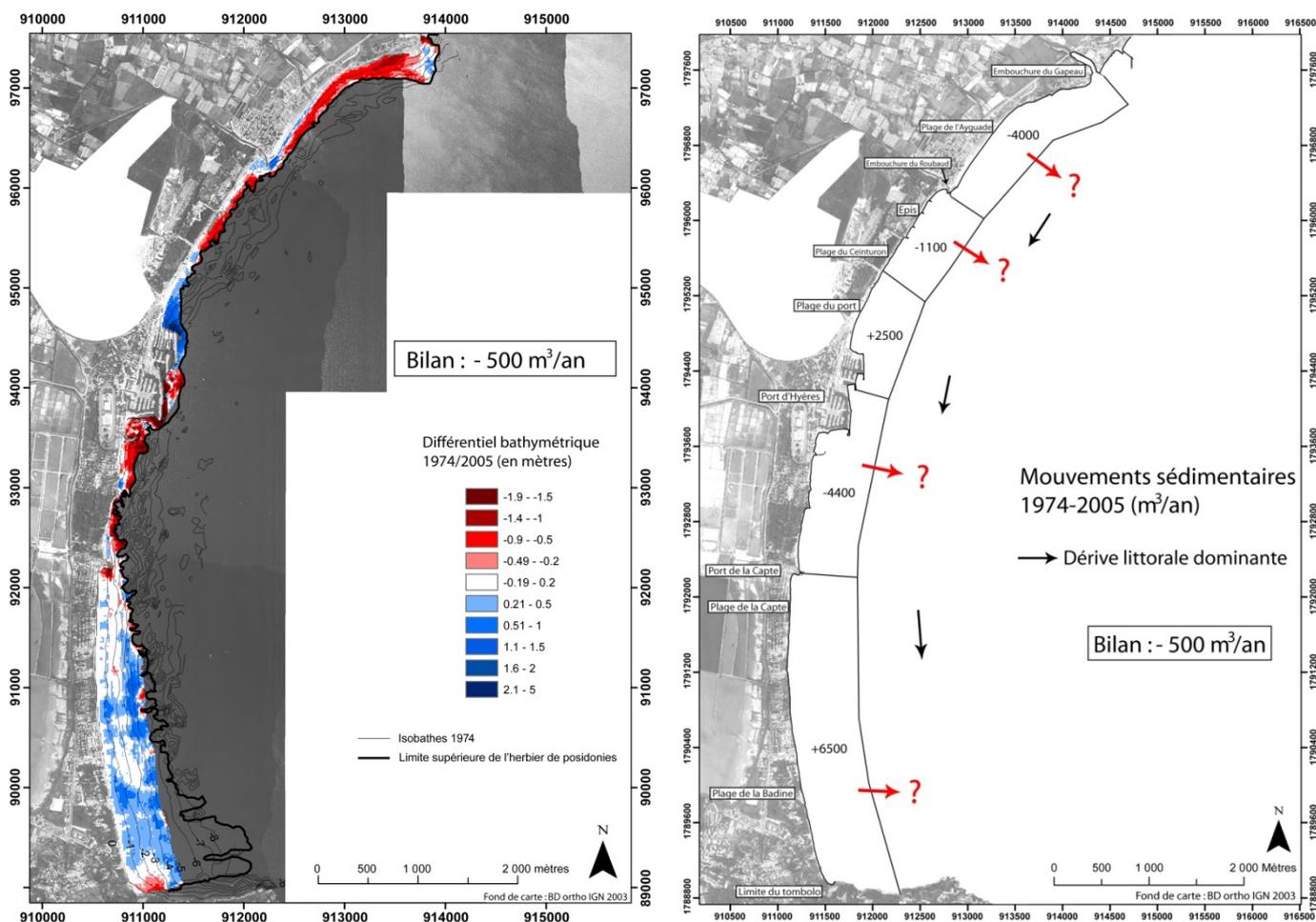


Figure 58 : Différentiel bathymétrique 1974-2005.

Figure 59 : Mouvements sédimentaires le long de la branche orientale du tombolo 1974-2005.

Entre l'embouchure du Gapeau et celle du Roubaud (figure 60), le bilan sédimentaire est largement déficitaire ($-122\ 000\ \text{m}^3$, soit $-4\ 000\ \text{m}^3/\text{an}$). Il existe néanmoins deux secteurs qui présentent une accrétion. Face à l'embouchure du Gapeau, l'accrétion de $+4\ 000\ \text{m}^3$. Des riverains de l'embouchure du Gapeau rapportent que d'importants volumes de sédiments ont été extraits dans ce secteur et destinés à la construction des bassins du port d'Hyères. L'accrétion pourrait ainsi être interprétée comme le réajustement morphologique du prodelta. Il est également possible qu'il s'agisse de dépôts issus d'apports fluviaux, avec un export de matériaux en direction du large (figure 59). En amont du port du Roubaud, nous enregistrons une accrétion des fonds proche ($+5\ 000\ \text{m}^3$). Celle-ci est vraisemblablement à relier à la recalibration de l'embouchure et à l'avancée de la digue en direction du large, créant une extension vers le large de la zone d'accumulation.

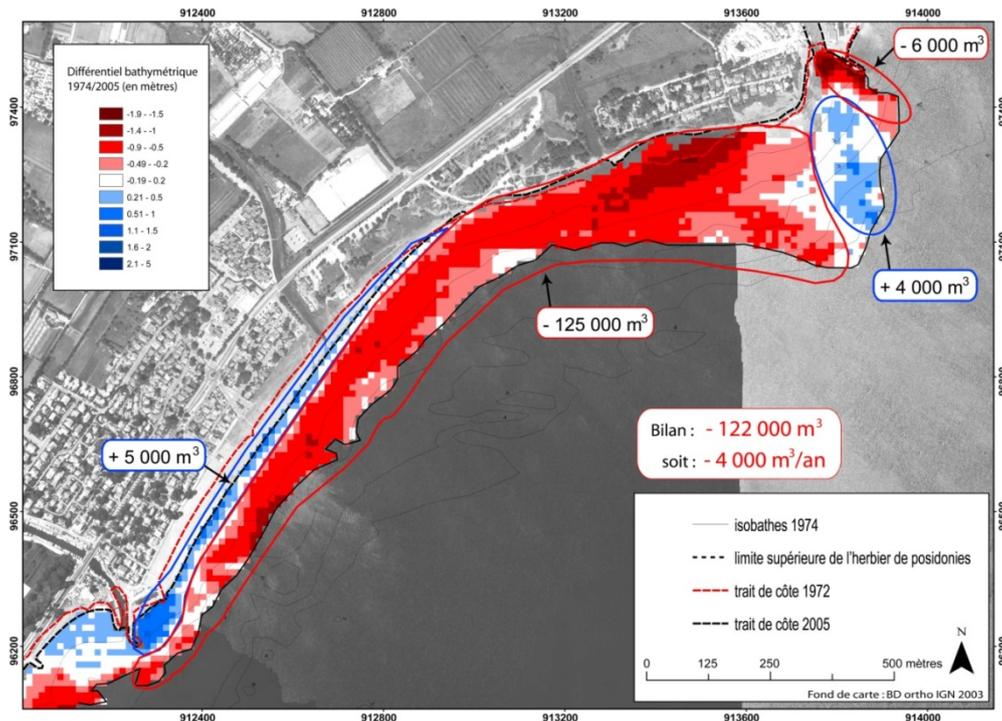


Figure 60 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre l'embouchure du Gapeau et celle du Roubaud.

En aval du port du Roubaud (figure 61), une faible accrétion (+2 000 m³) est vraisemblablement provoquée par une opération de rechargement, annuelle dans ce secteur, ce qui complique l'estimation du bilan sédimentaire. Toutefois, seul l'aval immédiat du port présente ce phénomène et la totalité du secteur des épis est, quant à lui, marqué par une importante érosion (-37 000 m³), avec la possibilité que des sédiments soient exportés vers le large (figure 59). En amont du port d'Hyères, la digue qui s'avance en direction du large provoque toujours un important dépôt de matériaux, estimé à environ +65 000 m³, auquel il convient de rajouter +12 000 m³ qui s'accumulent face au troisième bassin (rééquilibrage du profil de plage suite à la construction du 3^{ème} bassin). Il est possible que des matériaux soient exportés vers le large dans ce secteur (figure 59).

En aval du troisième bassin (figure 62), la tendance à l'érosion domine (-140 000 m³), seulement deux secteurs (amont d'un épi et amont du port de la Capte) présentent une accrétion (+3 000 m³). La tendance à l'érosion reprend en aval du port de la Capte (-10 000 m³), mais c'est ensuite une importante accrétion qui caractérise le secteur allant de la Capte jusqu'à la limite du tombolo (+230 000 m³) (figure 63).

En conclusion, le bilan sédimentaire sur la période 1974-2005 est faiblement négatif (-500 m³). Mais si l'on exclut les dépôts de matériaux engendrés par les aménagements, nous obtenons une accrétion de +248 000 m³ pour une érosion de -333 000 m³, soit un bilan sédimentaire de -85 000 m³, soit -2 700 m³/an. Cette valeur est proche de celles calculées pour les périodes 1896-1974 et 1896-2005, traduisant vraisemblablement une continuité et une régularité dans les phénomènes d'érosion sur le littoral de la rade d'Hyères.

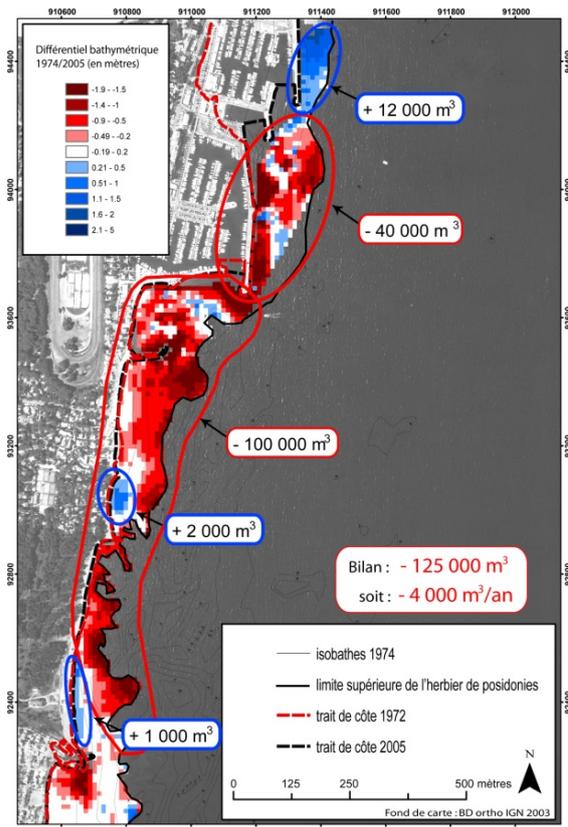
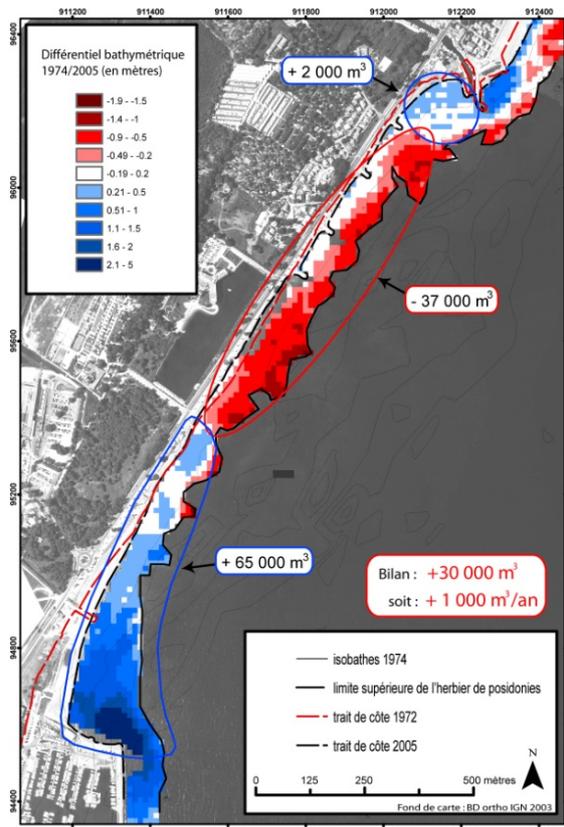


Figure 61 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre le débouché du Roubaud et le Port d'Hyères.
 Figure 62 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre le Port d'Hyères et le Port de la Capte.

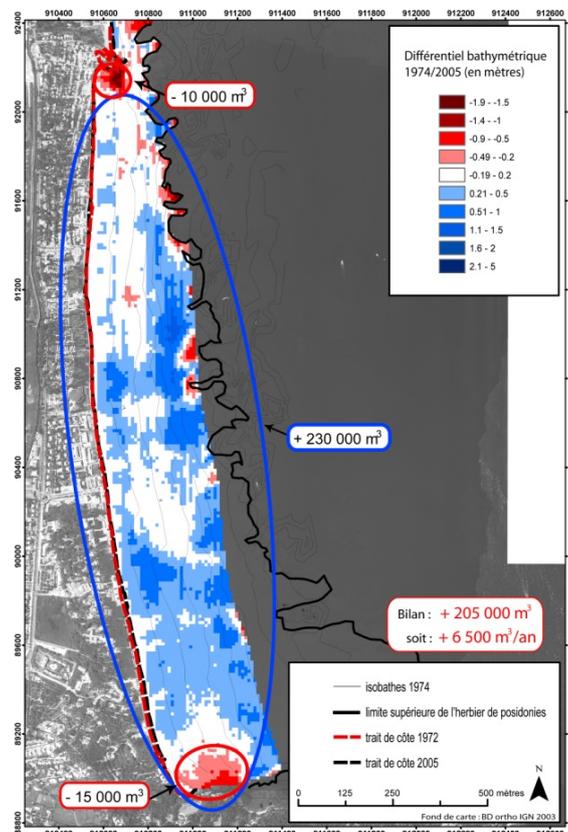


Figure 63 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre le Port de la Capte et la limite du tombolo.

5.3. Synthèse de l'évolution du littoral occidental de la rade d'Hyères

Durant la première moitié du 20^{ème} siècle le littoral de la rade d'Hyères est formé par un linéaire régulier, seulement interrompu par le port de la Capte et le port du Roubaud au niveau desquels de petits ouvrages ont été construits pour éviter l'ensablement des chenaux. Durant cette période le fonctionnement hydrosédimentaire de la branche orientale du tombolo de Giens est donc relativement naturel, presque uniquement influencé par les apports des cours d'eau et les dynamiques météo-marines.

Avant 1950 et la période des aménagements, l'évolution du trait de côte met en évidence un déficit sédimentaire généralisé sur la quasi-totalité du littoral de la rade. Le littoral perd près de 2 700 m² de plage aérienne chaque année sur la période 1896-1950. Il semble néanmoins que ce phénomène d'érosion s'amplifie durant cette période, le littoral perdant 2 400 m² de plage aérienne entre 1896 et 1924 et 3 100 m² entre 1924 et 1950 (tableau 29). En effet, l'évolution du secteur de l'embouchure (secteur 1.1) met en évidence une accrétion entre 1896 et 1924 (+28 000 m², soit +1 000 m²/an), vraisemblablement liée à des apports sédimentaires du Gapeau (Figure 46, tableau 25). Entre 1924 et 1950, l'érosion domine (-40 000 m² soit -1 540 m²/an sur le secteur 1), traduisant ainsi une extinction des apports du Gapeau durant cette période, responsable de l'augmentation des surfaces de plage perdues sur la période 1896-1950. Sur cette période les mouvements sédimentaires semblent préférentiellement longshore jusqu'au port de la Capte, puis, en aval dérive des dynamiques cross-shore apparaissent, avec une accrétion au-delà de 4 m de profondeur (figure 57). Les sédiments responsables de cette accumulation proviennent de l'érosion de la plage émergée et des fonds proches du secteur, mais également du nord de la rade, amenés par la dérive littorale (figure 59).

La période 1950-1972 est caractérisée par la création du port d'Hyères, la construction de plusieurs épis ainsi que par la modification de certains ouvrages existants, notamment aux embouchures des cours d'eau. La mise en place de ces ouvrages transversaux fait entrave à la dérive littorale dominante, et engendre un gain en surfaces de plage émergées et donc une réduction de l'érosion annuelle moyenne (-800 m²/an entre 1950 et 1972 contre -3 100 m²/an entre 1924 et 1950). Cette observation est confirmée par l'analyse des mouvements bathymétriques dans la rade entre 1896 et 1974, qui démontre un gain de +500 m³/an. Ce gain ne se réalise vraisemblablement qu'à partir des années 1950 grâce aux aménagements. En effet, la construction de ces ouvrages a provoqué un gain en surface de plage émergée et un gain sédimentaire au niveau de la plage immergée. Toutefois, si on élimine les secteurs influencés par les aménagements du bilan sédimentaire de la plage émergée, celui-ci devient négatif avec une perte de -1 500 m²/an. Le bilan sédimentaire total de la plage immergée sur la période 1896-1974 devient lui aussi négatif, avec une perte de -2 600 m³/an. Par conséquent, les aménagements sont responsables d'un gain sédimentaire ou d'un frein aux dynamiques érosives uniquement sur certains secteurs, la majorité du linéaire côtier de la rade continuant de reculer et les fonds proches de s'éroder. Les mouvements sédimentaires semblent toujours essentiellement longshore en amont du port de la Capte et cross-shore en aval.

La période 1972-2003 se caractérise également par la construction de plusieurs ouvrages (dont le 3^{ème} bassin du port d'Hyères et la batterie d'épis en aval du port du Roubaud) ainsi que par la modification de certains ouvrages. Ces ouvrages vont, encore une fois, influencer l'évolution de la position du trait de côte et permettre ainsi d'enregistrer un gain de +1 700 m²/an de plage émergée. Mais ces changements de physionomie du trait de côte ne sont vraisemblablement pas assez conséquents, comparé à ceux des années 1950, pour rendre le bilan sédimentaire positif. Les stockages en amont des ouvrages, notamment en amont du port d'Hyères, sont réduits (3 000 m³/an entre 1896 et 1974 contre 2 000 m³/an entre 1974 et 2003), rendant ainsi le bilan sédimentaire total déficitaire (-500 m³/an entre 1974 et 2005 contre +500 m³/an entre 1896 et 1974). Mais encore une fois, en excluant les accumulations en amont des ouvrages, le bilan sédimentaire total représente -2 700 m³/an, soit quasiment la même valeur qu'entre 1896 et 1974. En terme de surface de plage émergée, le bilan est positif (+1 700 m²), mais sans tenir compte des secteurs influencés par des aménagements, le bilan sédimentaire devient négatif (-650 m²/an). Les aménagements sont donc responsables d'un frein aux dynamiques érosives, la majorité du linéaire côtier oriental du tombolo présentant désormais une tendance à l'avancée du trait de côte. Néanmoins, la plage immergée est toujours en érosion.

Entre 1974 et 2005 il apparaît un phénomène nouveau, à savoir une accrétion généralisée des fonds en aval du port de la Capte (+230 00 m³/an). Il semble que l'on assiste à une accentuation des apports en provenance du nord de la rade et à une réduction des dynamiques cross-shore dans ce secteur sur cette période. En effet, la quasi-totalité des sédiments déposés dans ce secteur proviennent désormais de l'amont (érosion -220 000 m³ entre l'embouchure du Gapeau et la Capte) et des nombreux rechargements réalisés immédiatement en aval du port de la Capte. Les aménagements et équipements réalisés sur le littoral de la rade durant cette période permettent donc de maintenir la position du trait de côte voire de gagner des surfaces de plage émergée. En revanche, si l'érosion n'est plus visible sur la partie aérienne de la plage, la partie immergée continue de déstocker, avec pour conséquence une accentuation de la pente du profil de plage, les sédiments issus de cette érosion allant alimenter le secteur sud du tombolo.

En conclusion, le bilan sédimentaire entre 1896 et 2005, de l'embouchure du Gapeau jusqu'au sud du tombolo, est négatif (-2 200 m³/an). Mais il existe des différences d'évolution de ce bilan entre 1896-1974 et 1974-2005. En effet, la période 1896-1974 est marquée par un bilan sédimentaire positif (+500 m³/an), tandis que la période 1974-2005 est marquée par un bilan sédimentaire négatif (-500 m³/an). Toutefois, en excluant les stockages sédimentaires engendrés par les aménagements (et donc artificiels), il apparaît que les bilans sédimentaires sont toujours négatifs et de même ordre de grandeur (-2 600 m³/an entre 1896 et 1974 et -2 700 m³/an entre 1974 et 2005), ce qui est cohérent avec une érosion annuelle moyenne d'environ -2 200 m³/an entre 1896 et 2005. Nous concluons donc sur un phénomène d'érosion littorale continu et semble-t-il régulier sur la période d'étude et compris entre -2 200 et -2 700 m³/an. Seuls les aménagements modifient artificiellement et localement le bilan sédimentaire à plus court terme.

En ce qui concerne les mouvements sédimentaires sur le littoral oriental du tombolo, l'étude des variations bathymétriques sur la période 1896-2005 fait donc apparaître un bilan global déficitaire, avec potentiellement plusieurs secteurs sur lesquels des mouvements cross-shore et donc des pertes vers le large, pourraient être enregistrées (Plage de l'Ayguade, secteur des épis, aval du port d'Hyères et sud du port de la Capte) (figure 50).

6. *Les raisons des mouvements sédimentaires séculaires en rade d'Hyères*

Les facteurs qui provoquent des changements dans la morphologie côtière sont nombreux et compris dans une large gamme d'échelles de temps (Anfuso, 2007). De plus, les variations dans la position du trait de côte peuvent être imputables à un seul facteur ou à une combinaison de plusieurs (Bird, 1993; Forbes et al., 2004). L'élévation du niveau des mers du globe au cours des 100 dernières années (Gornitz et al., 1982; IPCC, 2001; Nicholls and Stive, 2004) semble être effectivement une des premières cause d'érosion littorale (Warrick et Oerlemans, 1990; Pilkey, 1991; Church et al., 2001; Leatherman et al., 2003) mais à laquelle il s'agit de rajouter l'évolution de l'impact des tempêtes (Stone et al., 1996, 1997; Donnelly et al., 2001), les variations saisonnières de l'énergie des vagues et/ou de la courantométrie dans la zone sédimentaire active (Sonu et James, 1973; Masselink et Pattiaratchi, 2001), les variations pluriannuelles dans l'échelle des tempêtes et l'énergie des vagues (Thom et Hall, 1991; Forbes et al., 1997, Zhang et al., 1997; Shand et al., 2001) et à long terme les variations dans la relation entre le climat et les apports sédimentaires (Orford et al., 2001, 2002). Mais à ces causes « naturelles » d'évolution des paysages littoraux, il est essentiel d'ajouter les causes « anthropiques », qui semblent être bien plus déterminantes. Les équipements côtiers jouent un rôle important dans la morphogénèse littorale (Tait and Griggs, 1990, Short, 1991, Sabatier 2001, Samat, 2007), mais les changements d'occupation du sol dans les bassins-versants, associés à une déprise agricole et à un aménagement des chenaux fluviaux sont également responsables d'une réduction significative des volumes de sédiment parvenant au littoral et alimentant les plages (Jiménez and Sánchez-Arcilla, 1993 ; Sabatier et al., 2006).

Il est possible de comparer l'évolution de la position du trait et l'évolution bathymétrique en rade d'Hyères avec les forçages météo-marins, grâce à la chronique anémométrique de la station de la B.A.N d'Hyères depuis 1966, mais aussi avec la chronique des surcotes enregistrées au grau de la dent en Camargue depuis 1905 et enfin avec les apports du Gapeau, grâce à la chronique des débits depuis 1961, (Figure 65). Mais outre les contraintes naturelles, le littoral de la rade d'Hyères a subi de nombreux aménagements depuis les années 1950 avec notamment la construction de ports intérieurs dans les débouchés des cours d'eau (Gapeau, Roubaud, Capte) et la création du port d'Hyères, responsables d'une importante discontinuité dans le transit sédimentaire. Toutes ces opérations ont contribué au déséquilibre sédimentaire du littoral de la rade. Mais nous ne reviendrons pas sur leur rôle dans l'évolution du littoral, qui a déjà été évoqué. Dans cette partie, nous allons donc émettre des hypothèses quant aux forçages naturels potentiellement responsables de cette évolution. Seront donc étudiés les changements du niveau marin, l'évolution des dynamiques météo-marines (surcotes, tempêtes) et des dynamiques fluviales (crues), et enfin nous étudierons l'évolution de l'herbier de posidonie, qui représente une zone de stockage sédimentaire et donc potentiellement une zone source de sédiment pour le littoral.

6.1. *La marégraphie*

L'étude de la marégraphie apparaît essentielle dans l'optique d'une compréhension de la morphogénèse littorale à long terme comme à court terme. En effet, les impacts d'une élévation du niveau marin (submersion, érosion) dépendent de l'amplitude, de l'échelle de temps, mais aussi de la réponse humaine face à ces aléas (Paskoff, 1993).

Depuis 150 ans environ, différents indicateurs témoignent d'un changement climatique, essentiellement caractérisé par un réchauffement atmosphérique (Bradley et Jones, 1993 ; Magny, 1995 ; IPCC, 2001). Cette période fait suite à un épisode pluri-séculaire, désigné sous le terme de Petit Age Glaciaire, qui, selon les marqueurs retenus, débute au cours du XIV^{ème} siècle et s'achève à la fin du XIX^{ème} siècle (Crowley, 2000 ; Reynaud et Vincent, 2002). Le marégraphe de Marseille enregistre une élévation du niveau de la mer de +1,1 mm par an de 1885 à 2004 (Pirazzoli, 1986 ; Suanez et al., 1997 ; Woppelmann, 1997, Brunel, 2010). Depuis 1992, grâce aux satellites, il est possible de mesurer l'évolution du niveau marin avec une précision de 0,5 mm. Cazenave et Nerem (2004) confirment ainsi que le niveau de la mer s'est élevé en moyenne de 2,8 millimètres par an au cours des douze dernières années, et de 2,2 mm par an pour la zone allant de Marseille à Menton. Il semble également que cette tendance devrait s'accélérer encore d'ici la fin du XXI^{ème} siècle, (Nerem et al., 2006, Church et al., 2006) (figure 64).

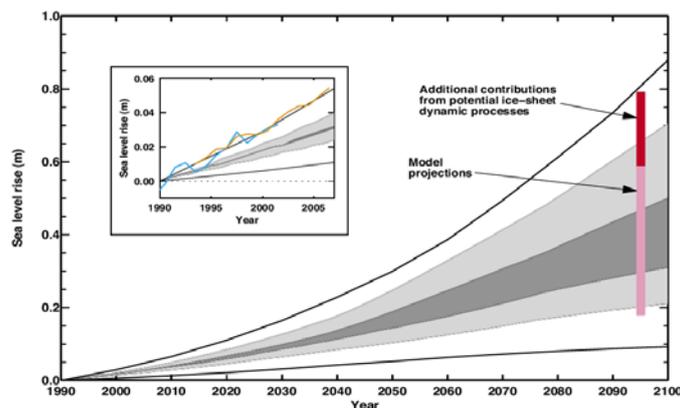


Figure 64 : Projection de la montée de la mer pour le 21ème siècle. Les projections en grisé sont celles du troisième rapport de l'IPCC (2001) pour la période 1990 à 2100. Les nouvelles projections de l'IPCC 2007 sont représentées par la section rose de barre positionnée en 2095. La section rouge correspond 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 marégraphe (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), dans Brunel (2010).

Entre Marseille et St Tropez les plages au fonctionnement encore naturel connaissent un recul lent : -12 m de recul en 100 ans en moyenne. Ce recul a d'importantes conséquences sur ces plages, relativement étroites : elles ont perdu en moyenne 50% de leur surface en un siècle et risquent de disparaître partiellement d'ici 2100, en grande partie à cause de l'élévation de plus en plus rapide du niveau marin (Brunel et Sabatier ; 2007). En rade d'Hyères et avant 1950, sur un littoral encore « naturel », les conséquences de la montée du niveau marin pourraient être visibles au sud du tombolo. En effet, sur la totalité du linéaire côtier les mouvements sédimentaires semblent uniquement longshore et seul ce secteur présente des mouvements sédimentaires cross-shore, caractéristiques des conséquences d'une élévation du niveau marin (Bruun, 1962), avec un recul du trait de côte de près de 10m entre 1896 et 1950. En revanche, sur la période 1950-2003, il est impossible de mettre en évidence les conséquences d'une élévation du niveau marin car les aménagements ont fortement perturbé le fonctionnement naturel de ce littoral

6.2. *Les tempêtes, les surcotes, les crues*

Les tempêtes jouent un rôle important dans l'évolution du littoral (Nicholls et Hoozemans, 1996). Ces événements de faible occurrence mais de forte intensité se traduisent le plus souvent 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. De fortes dépressions peuvent transiter sur notre zone d'étude (Bouligand et Pirazzoli, 1999), principalement entre octobre et mars (Bruzzi, 1996). Elles sont responsables de la formation de vents violents et s'accompagnent de fortes surcotes et de fortes houles (Pirazzoli et al., 2006 ; Ullmann et Pirazzoli, 2007).

Nous ne disposons pas d'études concernant l'évolution des tempêtes sur le littoral varois, mais néanmoins, Ullmann (2008) a analysé les conditions atmosphériques des tempêtes dans le Golfe du Lion et a déterminé les directions et les vitesses du vent en relation avec les surcotes. Il a ainsi mis en évidence, à l'échelle du XX^{ème} siècle, une hausse des niveaux marins extrêmes au Grau-de-la-Dent (Camargue) 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) (figure 65), liée à l'augmentation de la fréquence des vents de Sud à Sud-est dans le Golfe du Lion.

Notre littoral est relativement éloigné de ce site, mais nous proposons de considérer ces observations valables pour la rade d'Hyères. Les perturbations affectant le littoral de Camargue ne sont pas des phénomènes isolés mais touchent également le littoral varois. Ainsi, ces tendances suggèrent une augmentation des agents de forçages climatiques à long terme (Sabatier et al., 2009).

Dans le détail, on observe que le début du 20^{ème} siècle se caractérise par une relative stabilité en termes de fréquence des surcotes (figure 65). La période 1910-1930 présente de faibles valeurs de fréquence et relativement régulières quand la période 1937-1960 montre des valeurs plus importantes et moins régulières. A partir des années 1970 une instabilité importante apparaît. On constate l'apparition de périodes marquées par de fortes fréquences (1974-1980, 1997 et 2001) et de périodes à faibles fréquences (1980-1995, 1999, 2004). En termes d'intensité, la figure 65 témoigne d'une augmentation progressive des surcotes depuis le début du XX^{ème} siècle.

La première moitié du XX^{ème} siècle est caractérisée par une relative stabilité en termes de fréquence et d'intensité des surcotes. On peut donc envisager que l'érosion affectant le littoral entre 1896 et 1924 soit principalement imputable à une réduction des apports sédimentaire fluviaux ou à d'importants prélèvements de sable sur les plages (cf. Chapitre 1).

Sur la période 1924-1950, on constate une augmentation des surcotes en termes de fréquence et d'intensité. Si la réduction des apports sédimentaires ou les extractions perdurent, on peut envisager que ces dynamiques météo-marines plus agressives soient responsables d'une érosion plus importante sur cette période. Nous mesurons, en effet, une perte d'environ 2 400 m² entre 1896 et 1924 pour une perte d'environ 3 100 m² entre 1924 et 1950.

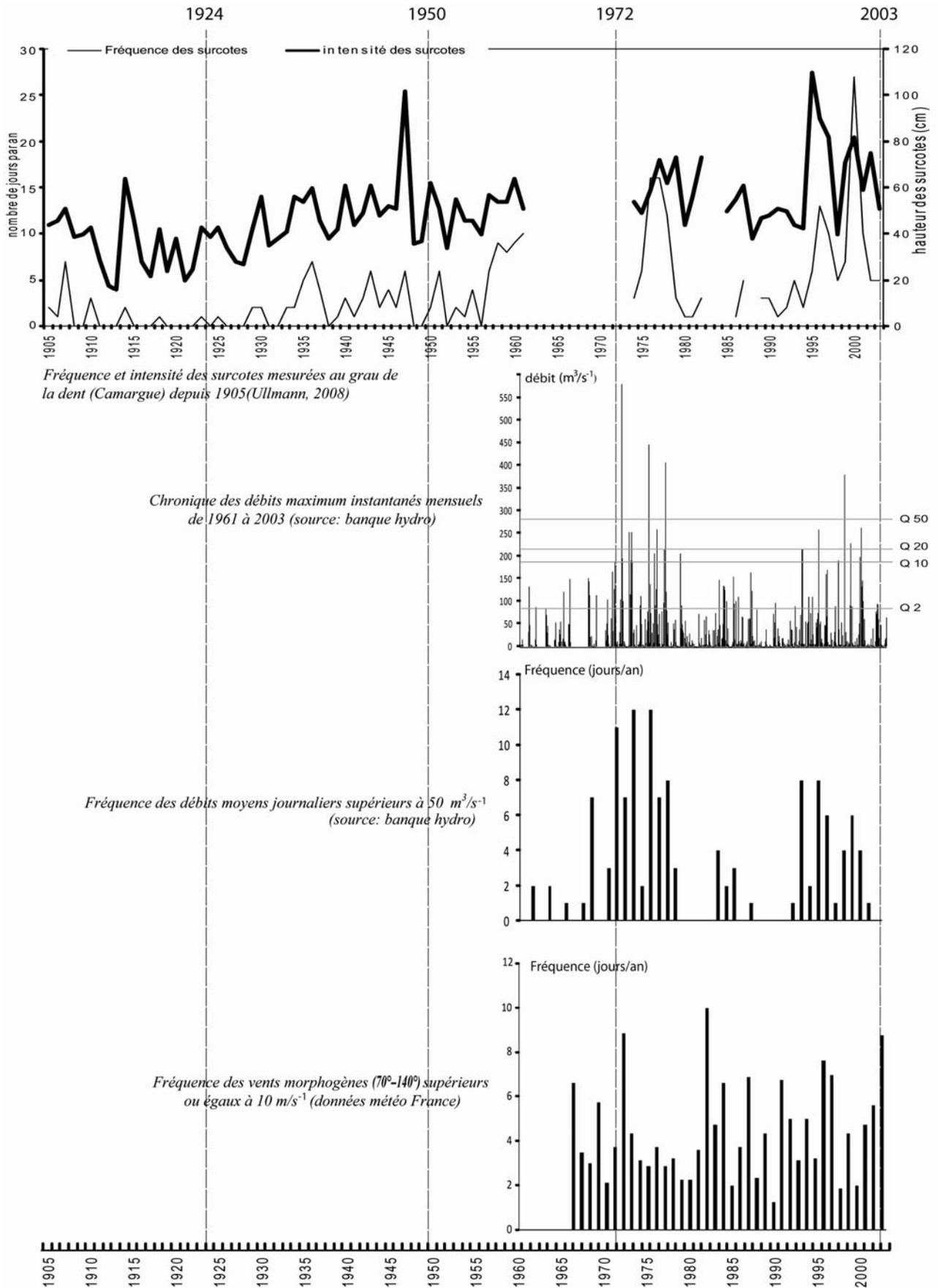


Figure 65 : Compilation des forçages hydrologiques et météo-marins.

En ce qui concerne le déficit sédimentaire généralisé sur la quasi-totalité du littoral de la rade avant 1950 et en considérant les travaux de Jeudy de Grissac (1975), les exportations de sédiment vers le large ne sont plus compensées par des apports fluviaux. Ceux-ci étant la principale alimentation sédimentaire de la dérive littorale, il semblerait donc que durant la période précédant la construction du port d'Hyères (1896-1950), les transferts transversaux (essentiellement au sud du tombolo) dominent les transferts longitudinaux du nord de la rade.

La période 1950-1972 est caractérisée par la création du port d'Hyères qui provoque une très importante accumulation en amont de celui-ci. Mais la tendance générale sur la période est tout de même à l'érosion avec un bilan sédimentaire négatif (sans tenir compte des accrétions engendrées par les aménagements). Par manque de données il nous est impossible de corréliser ces résultats avec la fréquence et l'intensité des surcotes mais il est en revanche possible de les corréliser avec les données anémométrique de la B.A.N d'Hyères, ainsi qu'avec la chronique des débits du Gapeau (figure 65).

Durant cette période il existe une certaine stabilité, voire même une diminution dans la fréquence et l'intensité des épisodes tempétueux, associée à une relative faiblesse des débits en termes de fréquence et d'intensité (Figure 65). Malgré des conditions météo-marines peu agressives, le littoral présente toujours une tendance à l'érosion, sans doute, encore une fois, en relation avec une faiblesse des apports sédimentaires fluviaux, caractérisée par un faible nombre de crues durant cette période.

La construction du port a créé un frein au transit des sédiments vers le sud (et une zone de stockage à combler) et a sans doute également provoqué la création d'un nouveau courant dirigé vers le large (Jeudy de Grissac, 1975). Les stockages en amont du port ainsi que les exportations de sédiment vers le large ont ainsi privé le sud du tombolo d'une partie du sédiment disponible. Les mouvements sédimentaires cross-shore au sud du port de la Capte ne sont vraisemblablement plus compensés, conduisant au recul du trait de côte et à l'érosion des fonds proches.

Enfin, entre 1972 et 2003, nous enregistrons une avancée générale du trait de côte provoquant un gain en surface de $+1\,700\text{ m}^2/\text{an}$. Mais sans tenir compte des secteurs influencés par des aménagements dans le calcul du bilan sédimentaire, nous constatons une perte d'environ $-650\text{ m}^2/\text{an}$, ce qui est en accord avec le comportement sédimentaire au niveau de la plage immergée ($-2\,600\text{ m}^3/\text{an}$, sans tenir compte des secteurs influencés par des aménagements). Sur cette période, aucune tendance concernant la fréquence et l'intensité des surcotes n'est mise en évidence, mais des événements exceptionnels seraient néanmoins susceptibles d'avoir accentué les dynamiques érosives. En ce qui concerne les apports sédimentaires du Gapeau, les années 1970 et 1990 sont marquées par une fréquence et une intensité des crues plus importantes (Figure 65), mais semble-t-il insuffisantes pour enrayer le phénomène d'érosion côtière. A cela s'ajoutent des travaux de protection (surtout des enrochements) ainsi que de nombreux rechargements artificiels qui rendent difficile toute interprétation des variations de la ligne de rivage et des stocks sédimentaires. En effet, des rechargements sont régulièrement réalisés sur les sites les plus touchés afin d'éviter les submersions marines en cas de tempête.

L'herbier de Posidonie

L'herbier de posidonie de la rade d'Hyères était qualifié par Blanc (1987) comme l'un des plus beaux du littoral de Provence-Alpes-Côte d'Azur. Celui-ci s'étend de 0 à 30 m de profondeur sur plus de 8 440 ha. L'herbier à *Posidonia oceanica* est aujourd'hui considéré comme un des écosystèmes les plus importants, voire l'écosystème-pivot de l'ensemble des espaces littoraux méditerranéens (RAMOGE, 2000). La posidonie, *Posidonia oceanica*, et les prairies ("herbiers") qu'elle constitue sont devenues, au cours des dernières décennies, un objectif majeur de protection et de gestion du milieu marin en Méditerranée (Pergent, 1991a ; Boudouresque *et al.*, 1995b ; Pergent- Martini, 2000; Boudouresque, 2003 ; Procaccini *et al.*, 2003).

L'herbier joue également un rôle fondamental dans la protection hydrodynamique de la frange côtière et des plages, par atténuation de la puissance des vagues et des courants et la stabilisation des fonds sableux (Jeudy de Grissac et Boudouresque, 1985). La réduction des vagues et des courants est de nature à protéger le littoral de l'érosion et contribue à la stabilisation de la position de la ligne de rivage (Blanc et Jeudy de Grissac, 1978 ; Jeudy de Grissac et Boudouresque, 1985). Les exemples d'érosion du littoral, suite à une régression des herbiers sont nombreux (Pergent et Kempf, 1993 ; Pasqualini *et al.*, 1999). L'ensemble des travaux scientifiques consacrés à l'herbier à *Posidonia oceanica*, ainsi que les observations des différents services en charge de l'aménagement, de la gestion et de la protection du littoral, font apparaître que la préservation des herbiers est un élément majeur du maintien des équilibres littoraux méditerranéens, tant biologiques que physiques (Boudouresque *et al.*, 2006).

Il était jusqu'à présent très difficile d'estimer l'évolution de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères en raison de « la faible précision des données antérieures à 1993 » (Paillard *et al.*, 1993). Néanmoins, des données rendues disponibles récemment permettent de rendre compte de cette évolution. Il s'agit des photographies aériennes prises en 1924 et mises à notre disposition par le CRIGE PACA. Elles ont été géoréférencées et la limite supérieure de l'herbier de posidonie digitalisée selon la même méthode que pour le trait de côte (cf.). La marge d'erreur a été estimée à environ 20 m du fait des erreurs concernant le géoréférencement et la digitalisation d'une limite souvent difficile à mettre en évidence. Malheureusement, une partie de notre zone d'étude n'a pas été couverte par la mission aérienne de 1924 (sud du tombolo) et sur une autre partie il n'est pas possible de distinguer précisément la limite supérieure de l'herbier (zone de l'embouchure du Gapeau et zone actuelle du port d'Hyères).

Contrairement au Golfe de Giens, où l'observation par Courtaud (2000) de l'évolution de la limite supérieure de l'herbier de posidonie rend compte d'une grande stabilité, déjà constatée par Paillard & al, (1993) et Charbonnel & al., (1995), l'herbier de posidonie en rade d'Hyères a connu une évolution notable entre 1924 et 2003 et a évolué de façons différentes selon les secteurs observés, avec pour cause principale, les aménagements.

En effet, comme le montrent les figures 68, 69 et 70, les mouvements de la limite supérieure de l'herbier se manifestent uniquement sur les portions aménagées du littoral. Ces aménagements ont des conséquences sur la position du trait de côte, sur la pente de la plage immergée, sur les mouvements sédimentaires et enfin sur la turbidité.

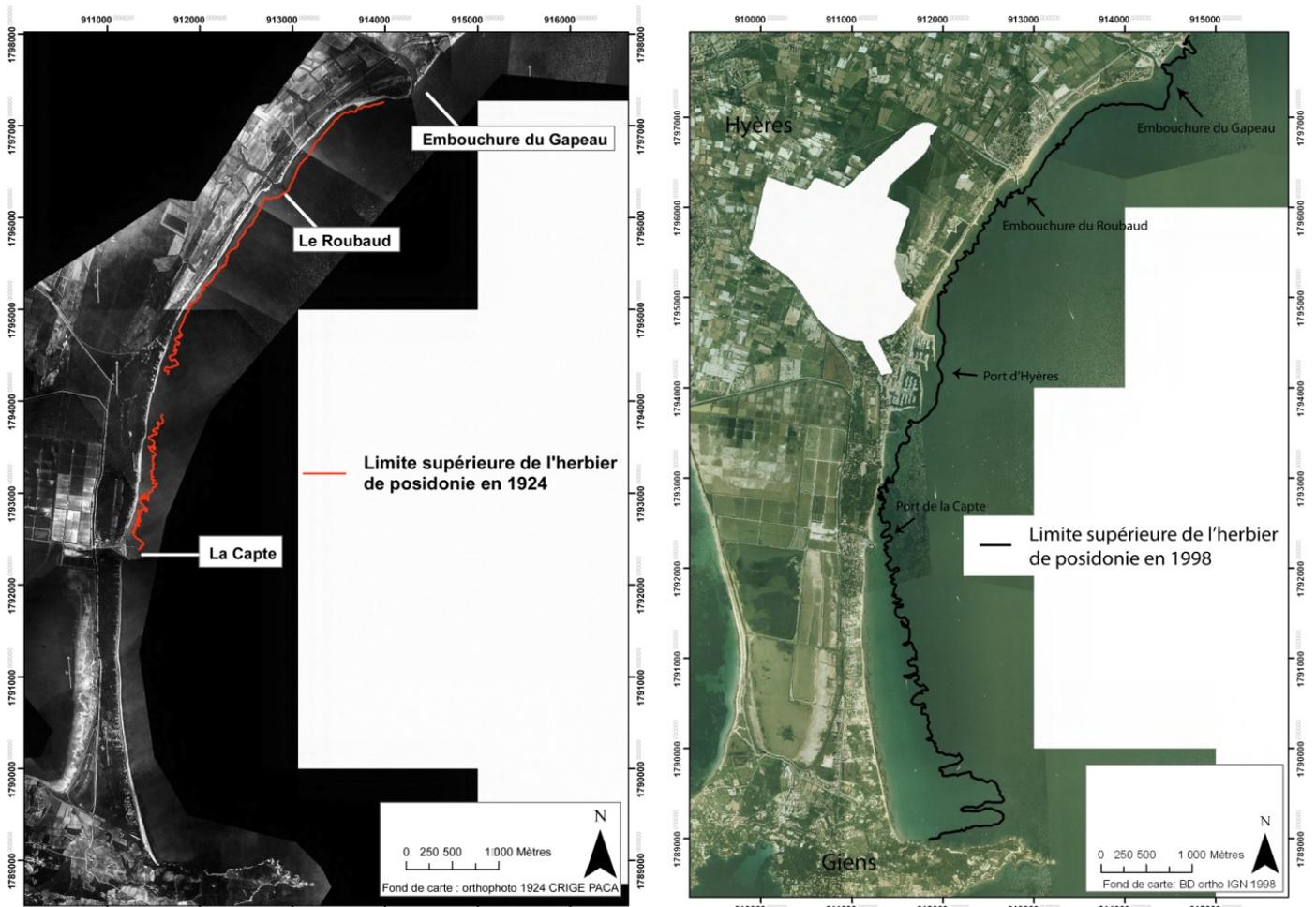


Figure 66: Limite supérieure de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères en 1924.

Figure 67: Limite supérieure de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères en 1998.

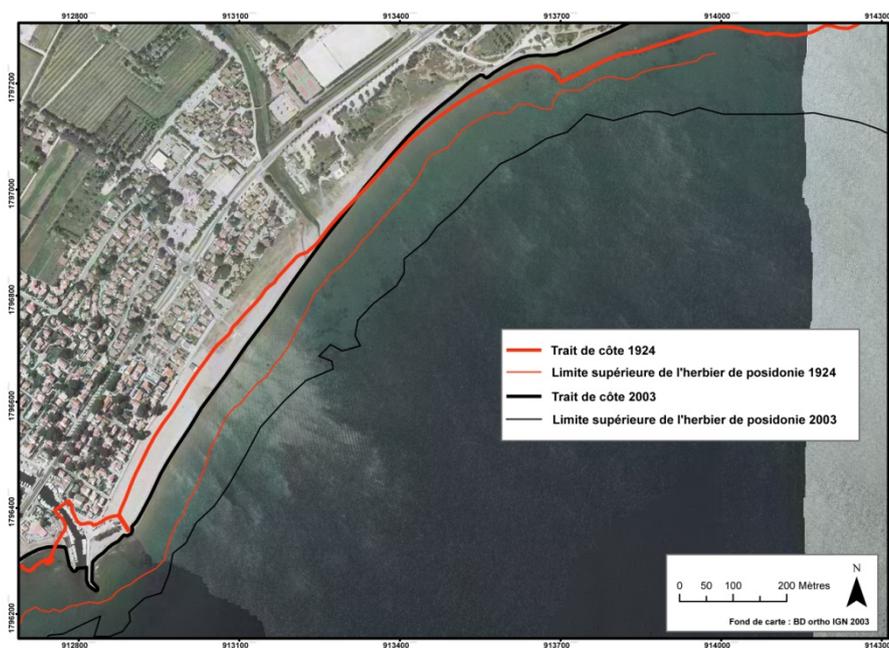


Figure 68 : Evolution de la limite supérieure de l'herbier de Posidonie au niveau de la plage de l'Ayguade.

Au niveau de la plage de l'Ayguade, le recalibrage de la digue à l'embouchure du Roubaud a provoqué une accrétion sédimentaire en amont de l'ouvrage. Cette avancée du trait de côte, et la translation vers le large de tout le système sédimentaire littoral, a constitué un changement morphologique aux lourdes conséquences pour l'herbier de posidonie, qui a vu sa limite supérieure déplacée plus au large (recul de 100m en moyenne). Sur ce secteur ce sont au minimum 120 000 m² d'herbier qui ont été perdus, soit -1 500 m²/an.

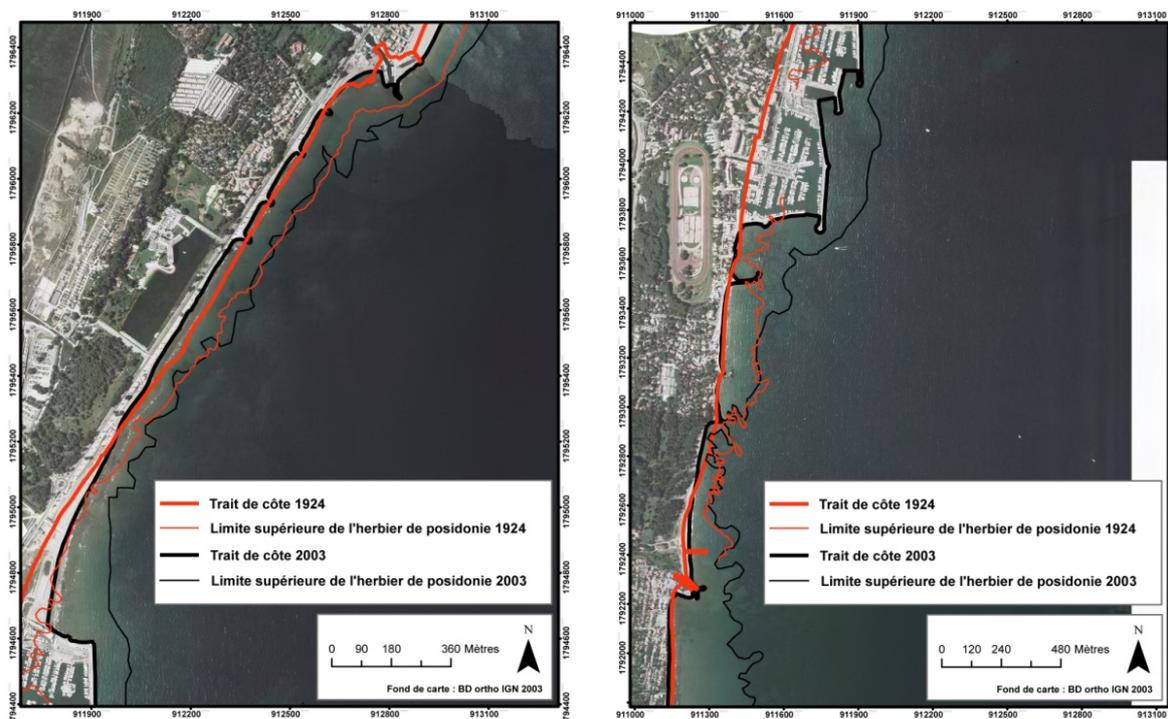


Figure 69 : Evolution de la limite supérieure de l'herbier de Posidonie entre le port du Roubaud et le port d'Hyères.

Figure 70 : Evolution de la limite supérieure de l'herbier de Posidonie entre le port d'Hyères et le port de la Capte.

En aval dérive du port du Roubaud il n'est pas observé de modifications majeures de la limite supérieure de l'herbier, le trait de côte sur ce secteur n'ayant pas connu de modifications importantes. Les mouvements observés sont soit très faibles, soit compris dans la marge d'erreur. Néanmoins, des observations de terrain font état d'un herbier globalement en mauvaise santé. Si la position de la limite supérieure de l'herbier a peu évolué durant cette période, il est néanmoins probable que son état se dégrade progressivement, en relation avec les rechargements très fréquents dans ce secteur.

Au niveau du port d'Hyères, l'espace gagné sur la mer avec la construction des différents bassins a provoqué la perte d'une très importante surface d'herbier. Malheureusement, à la surface d'herbier perdue à cause de l'emprise de l'aménagement, il s'agit de rajouter la perte induite par l'influence de celui-ci sur la dynamique sédimentaire. Cet ouvrage a provoqué une importante accrétion en amont dérive mais également face à l'ouvrage, entraînant un recouvrement de l'herbier par les sédiments. La perte en surface d'herbier est estimée à environ 430 000 m², soit 5 400 m²/an.

Enfin, en aval de la zone d'influence du port (figure 70), l'herbier présente une grande stabilité. Des fluctuations de sa limite supérieure sont néanmoins observées mais en très grande majorité contenues dans la marge d'erreur. Il est malheureusement impossible d'étudier l'évolution de cette limite en aval du port de la Capte, mais il semble que celle-ci soit restée stable depuis 1924. En effet, ce secteur n'a subi aucune anthropisation susceptible de modifier de façon importante la position du trait de côte.

En conclusion, l'étude de l'évolution de la position de la limite supérieure de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères depuis 1924, a permis de mettre en évidence une tendance à la stabilité de l'herbier sur les secteurs peu ou pas impactés par les aménagements et une nette tendance au recul sur les secteurs aménagés. Les gains en surface de plage émergée engendrés par les équipements côtiers conduisent à déplacement de la limite supérieure de l'herbier vers le large, vraisemblablement en relation avec la hausse de l'agitation et les décharges détritiques.

7. Synthèse des mouvements sédimentaires séculaires dans le système Gapeau/rade d'Hyères

Notre étude de l'évolution séculaire du système Gapeau/rade de Hyères met donc en évidence les transformations qu'a subi cet environnement depuis plus d'un siècle. Après avoir observé et tenté d'expliquer les mutations qui affectent le cours d'eau et le littoral, nous tentons maintenant de mettre en parallèle ces évolutions, dans l'hypothèse où les dynamiques qui affectent une partie du système se répercutent sur l'ensemble de celui-ci. Nous avons donc mis en évidence des forçages provoquant des mutations du système dans sa globalité, ou affectant uniquement le littoral ou le cours d'eau, puis se répercutant sur le littoral. Nous avons également constaté de nombreuses interventions humaines, avec d'importantes conséquences sur son fonctionnement, rendant difficile l'estimation de l'influence des facteurs naturels, ainsi que la recherche de corrélations entre les mouvements sédimentaires observés sur le cours d'eau et le littoral.

Les changements morphologiques observés sur le cours d'eau et le littoral sont liés à l'évolution de différents paramètres, naturels et anthropiques, locaux et globaux. L'évolution du système dans sa globalité dépend uniquement du facteur climatique. Depuis le début du XX^{ème} siècle, les mutations fluviales observées dans le plan horizontal sont relativement faibles (faible rétraction de la bande active), mais parfois importantes dans le plan vertical (fortes incisions), essentiellement en relation avec des extractions ou des aménagements. Cette faible évolution du système fluvial traduit une fermeture précoce des paysages, avec ses conséquences sur la diminution des apports solides fluviaux. Le changement climatique pourrait être responsable d'un phénomène naturel de reboisement et de densification de la végétation, et par conséquent d'une réduction de la fourniture sédimentaires au cours d'eau de la part du bassin-versant. La tendance « naturelle » du système est donc à la rétraction de la bande active et à la réduction des apports sédimentaires fluviaux. Mais le forçage climatique (fin du Petit Age Glaciaire) se combine avec la déprise agricole (vraisemblablement précoce). Ils sont tous les deux responsables d'une réduction de l'intensité de l'érosion sur les bassins-

versants et donc de la fourniture sédimentaire aux cours d'eau. Plus récemment, depuis les années 1970, la dynamique naturelle de fermeture des paysages est associée avec un important aménagement du cours d'eau dans la basse vallée et de nombreux prélèvements de sédiments dans le chenal, accentuant ainsi les effets de la rétraction naturelle de la bande active.

En parallèle, sur le littoral, l'augmentation des températures à l'échelle globale provoque la dilatation des masses d'eaux et donc une augmentation du niveau de la mer. Ce changement climatique s'accompagne d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes et des surcotes, ce qui renforce les actions érosives des dynamiques marines et provoque par conséquent un recul du trait de côte, les cours d'eau ne pouvant soutenir sédimentairement le littoral connexe en régression. Cette tendance « naturelle », mise en évidence sur le littoral entre 1896 et 1944, est accentuée par des interventions humaines, et notamment par l'extraction de matériaux sur les plages.

Après 1950 et la construction de nombreux ouvrages visant à protéger le linéaire côtier impacté par l'érosion, le fonctionnement naturel du littoral est modifié et la tendance « naturelle » à l'érosion sur certains secteurs s'est estompée ou a disparue. Mais cette tendance à l'accrétion localisée ne concerne que la plage émergée, la plage immergée continuant de déstocker à un rythme relativement régulier.

Par conséquent, même si le chenal du Gapeau a plutôt tendance à déstocker des sédiments depuis le début du XX^{ème} siècle, ces apports sédimentaires au littoral ne semblent pas suffisants pour enrayer l'érosion côtière. Il est, de plus, prouvé que de grandes quantités de matériaux ont été extraites du chenal et sur le prodelta après les années 1970, privant ainsi le littoral d'apports sédimentaires.

Le changement climatique, facteur naturel même s'il peut être d'origine anthropique, a donc des conséquences sur le système dans sa globalité, de l'amont du bassin-versant jusqu'au littoral. Il est néanmoins difficile de mettre en évidence son rôle précis, les nombreux aménagements dans le bassin-versant, sur le cours d'eau et sur le littoral compliquant grandement l'estimation de son rôle dans ces changements morphologiques. De plus, il n'est pas prouvé que le réchauffement climatique provoque une densification du couvert végétal sur un bassin-versant de faible altitude comme celui du Gapeau. Si à haute ou moyenne altitude un changement de quelques degrés favorise le développement de la végétation (Piegay et al., 2004 ; Liebault, 2005), au niveau du bassin-versant du Gapeau cela pourrait n'avoir aucune conséquence. Nous considérons donc que la déprise agricole joue un rôle bien plus important dans l'augmentation des surfaces boisées responsable d'une diminution des apports sédimentaires des versants au cours d'eau.

Pour conclure, tous les facteurs responsables d'une évolution morphologique dans le système sont extrêmement difficiles à appréhender, les données étant trop peu nombreuses et souvent incomplètes, voire inexistantes. L'influence et la part de responsabilité de chacun des facteurs sont donc méconnues, mais il semble néanmoins logique d'attribuer ce recul à une combinaison de facteurs, d'origine naturelle et anthropique, locale et globale.

Le changement climatique, enregistré depuis la fin du Petit Age Glaciaire, ainsi que les activités humaines à l'échelle planétaire, ont provoqué une augmentation des températures et une élévation du niveau marin moyen. Cette tendance climatique, responsable de la fermeture « naturelle » des milieux et du recul du trait de côte, se conjugue avec une dynamique de déprise agricole sur les versants ainsi qu'avec une augmentation des aménagements sur le cours d'eau, impactant l'alimentation sédimentaire de la zone côtière. Tous ces facteurs sont responsables de l'important déficit sédimentaire enregistré dans le cours d'eau et de l'érosion régulière observée sur le littoral en rade d'Hyères.

Agir uniquement dans le domaine de la protection du littoral (comme ce fut le cas durant la deuxième moitié du XX^{ème} siècle), résout le problème à court terme. Une action sur le cours d'eau permettrait-elle de restaurer l'équilibre entre les apports et les sorties de sédiment du système ? Pour le moment, nous estimons que les entrées sédimentaires sont trop faibles pour compenser les sorties, qui elles vont vraisemblablement évoluer à la hausse.

Afin de confirmer que la tendance à l'érosion observée sur le littoral de la rade d'Hyères est en partie due à la faiblesse de son alimentation sédimentaire, nous allons maintenant analyser les apports sédimentaires actuels du Gapeau.

Chapitre 3. Dynamiques fluviales actuelles : les apports solides du Gapeau à la rade d'Hyères

1. Introduction

Les transferts sédimentaires des continents aux océans par les cours d'eau représenteraient près de 95 % des matériaux parvenant au littoral (Syvitsky et al., 2003). Ces apports sédimentaires sont essentiels pour le maintien des constructions littorales, notamment pour l'évolution des deltas (MacLaughlin et al., 2003), mais ils sont également important pour leur rôle potentiel dans le transfert des polluants (Eisma, 1993). Par conséquent, dans un contexte de dégradation des systèmes fluviaux et de diminution des volumes de sédiments parvenant au littoral méditerranéen, la question du maintien des constructions sédimentaires littorales va donc devenir ou est déjà un enjeu majeur.

Les flux sédimentaires apportés au littoral méditerranéen par les grands organismes hydrologiques (Rhône, Pô, Nil, Ebre), ont déjà fait l'objet de nombreuses études (Stanley, 1996 ; Poulos and Collins, 2002 ; Vericat and Batalla, 2006 ; Maillet, 2006 ; Syvitski and Kettner, 2007), tout comme les organismes de taille moyenne (Var, Têt) (Anthony et Julian, 1999 ; Serrat et al, 2001 ; Bourrin, 2007). Le rôle des petits organismes dans la fourniture sédimentaire au littoral a également été étudié (Martin-Vide et al., 1999 ; Fiandino et Martin, 2004 ; Liqueste et al., 2005 ; Rovira et al., 2005), mais avec une lacune concernant les petits cours d'eau du sud-est de la France, du Var et des Alpes Maritimes notamment. Poulos and collins, 2002, indiquent cependant que les petits fleuves côtiers, dont le bassin-versant n'excède pas 10 000 km², drainent environ 50 % des eaux parvenant à la Méditerranée. De plus, la charge sédimentaire spécifique a tendance à être potentiellement plus élevée dans les cours d'eau temporaires que dans les cours d'eau pérennes (Reid et Laronne, 1995; Reid, 2002). L'importance des petits organismes hydrologiques dans l'alimentation sédimentaire du littoral méditerranéen apparaît donc généralement comme sous-estimée, au regard des volumes potentiellement mis en jeu (Milliman and Syvitski, 1992 ; Farnsworth and Milliman, 2003).

L'étude du transport solide dans de petits organismes méditerranéens revêt donc une certaine importance si l'on considère les apports sédimentaires globaux à la Méditerranée. Elle est également essentielle pour la connaissance des petits hydrosystèmes qui représentent la majorité des cours d'eau parvenant au littoral méditerranéen et qui sont les principaux pourvoyeurs de sédiments aux plages. En ce qui concerne le département du Var, celui-ci bénéficie des apports de 13 petits fleuves côtiers, dont seulement un, l'Argens, possède un module supérieur à 10 m³/s⁻¹. Si l'hydrologie de ces organismes est relativement bien connue, en revanche, leur contribution à l'alimentation sédimentaire du littoral est méconnue.

1.1. Le transport solide en milieu fluvial

1.1.1. Les différents modes de transport

Le transport des sédiments dans le lit des cours d'eau se caractérise par le rapport entre le mouvement du matériau et le mouvement de l'eau. L'approche anglo-saxonne s'intéresse aux impacts de chaque fraction sur la morphologie du lit et distingue washload (auto-suspension), qui n'a pas d'action sur la morphologie du lit et bedload (interaction avec le lit). L'approche française, plus mécaniste, distingue transport par charriage (transport sur le fond d'un matériau grossier, non cohésif, par roulement, glissement, ou saltation) et transport en suspension (pour les particules fines, argiles, limons) (figure 71). Le transport de ces particules fines en suspension est qualifié de « suspension uniforme », mais il existe également une « suspension graduée », qui concerne des matériaux plus grossiers (sables), mis en suspension à proximité du fond et qui n'atteignent pas le sommet de la lame d'eau (Passega, 1957).

En ce qui concerne les cours d'eau à lit graveleux ou à sédiments mixtes (galets, graviers, sables) comme le Gapeau, le transport sédimentaire va se faire selon deux modes : le transport solide par charriage sur le fond (charge de fond ou bed-load) et le transport en suspension dans la colonne d'eau (matières en suspension : MES ou suspended load) (Knighton, 1998). Le transport en solution, qui résulte de l'érosion chimique des roches n'est pas pris en compte car il n'est pas considéré comme du transport solide stricto sensu (Strahler et Strahler, 2006). Cependant, les éléments dissous dans l'eau peuvent sédimenter sous forme de floculats, au contact de l'eau salée (Beauchamp, 2005).

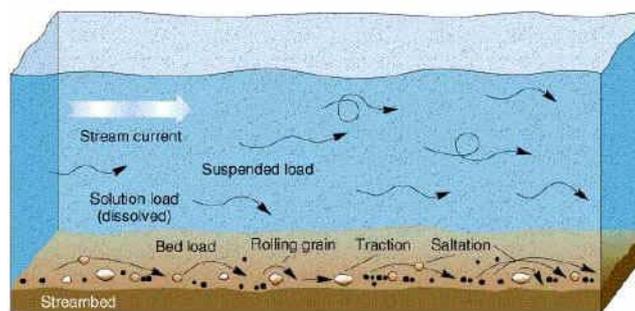


Figure 71 : Les différents modes de transport sédimentaire (Summerfield, 1991).

Le mode de transport dominant dépend essentiellement de la taille du sédiment transporté et des conditions locales d'écoulement. Quelques valeurs indicatives, permettent de délimiter les deux modes de transport. Ces valeurs utilisent le rapport entre vitesse de l'écoulement V sur le lit du cours d'eau et la vitesse W de chute des particules. Si $V/W > 0,10$ on observe un début de transport par charriage et si $V/W > 0,40$ on observe un début de transport en suspension (Graf, 2000). Hjølström (1935), quant à lui, fait référence à la vitesse de chute du sédiment indirectement et propose de décrire la mobilité des particules à partir d'un graphe liant la taille des sédiments à la vitesse du courant (figure 72). Mais nous utiliserons par la suite le graphe de Shields (figure 73), qui comme Hjølström propose de décrire la mobilité des sédiments en fonction de leur taille et non pas en fonction de la vitesse, mais de la force du courant, en utilisant la notion de force tractrice (τ^*) (cf. 2.1.3.).

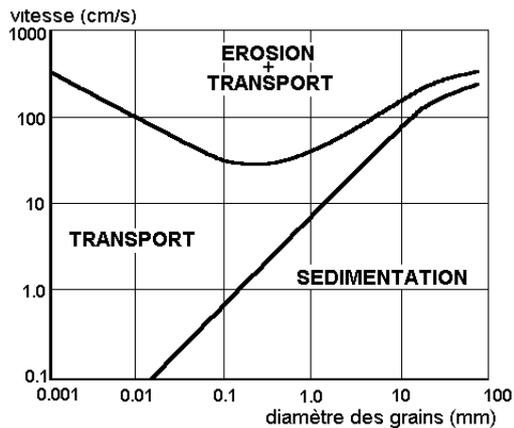


Figure 72 : Diagramme de Hjulström (Hjulström, 1935)

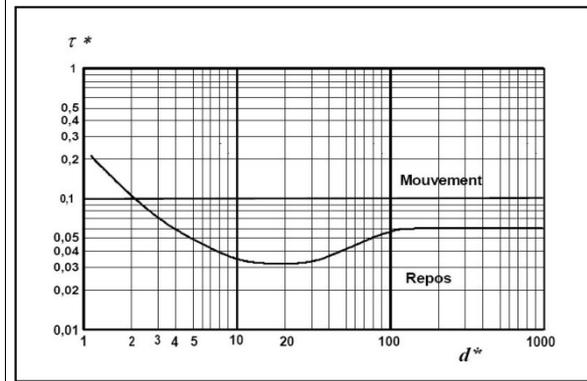


Figure 73: Diagramme de Shields (Shields, 1936).

1.1.2. Le transport par charriage (bedload)

La charge de fond est formée de matériaux trop gros pour être mis en suspension compte tenu de leur densité et de la vitesse du courant. Les sédiments composant la charge de fond peuvent cependant se déplacer de plusieurs façons : par roulement, par glissement ou par saltation (figure..), avec des vitesses inférieures à celle de l'écoulement. Ils parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace (Bravard et Petit, 2007). Sluse et Petit (1998) mesurent, par exemple, des vitesses de déplacement de près de 3 km par siècle sur des petites rivières ardennaises possédant des puissances spécifiques inférieures à 50 W/m^2 .

Les processus élémentaires qui gouvernent le transport solide par charriage sont complexes, et font intervenir de nombreux paramètres (débit liquide, nature et taille des particules, hauteur d'eau, pente, etc...) (Knighton, 1998). La plupart des travaux concernant le transport sédimentaire en rivière sont basés sur l'étude des relations liant flux solide et flux liquide, mais les très nombreuses recherches sur le sujet montrent toutefois qu'il n'existe pas de relation simple entre les flux liquides et le volume transporté par charriage (Frey and Church, 2009).

Le transport de la charge de fond s'amorce une fois le débit seuil de mise en mouvement des sédiments du lit atteint et augmente ensuite rapidement jusqu'au débit de plein bord. Une fois le débit de plein bord atteint le transport de la charge de fond augmente nettement moins vite (Hassan et Church, 2001 ; Hassan et Woodsmith 2004). De plus, il a été démontré que la relation entre débit liquide et transport de la charge de fond pouvait présenter une forme d'hystérésis durant un événement hydrologique (figure 74) (D'Agostino et Lenzi, 1999). Par exemple, après une longue période sans crues importantes, les berges et le lit peuvent accumuler beaucoup de matériaux provenant des versants. Un événement pluvieux intense provoquera une purge du lit et des apports de matériaux très importants. Le même événement pluvieux survenant sur un bassin déjà purgé ne donnera qu'une crue d'eau claire ou peu chargée (Malavoi et al., 2011).

Néanmoins, le transport de la charge de fond est davantage déterminé par la capacité du cours d'eau à faire transiter ces matériaux grossiers, bien que le taux de transport soit aussi à relier à la disponibilité sédimentaire (Jackson and Beschta, Gomez, 1991, Lenzi et al., 1999).

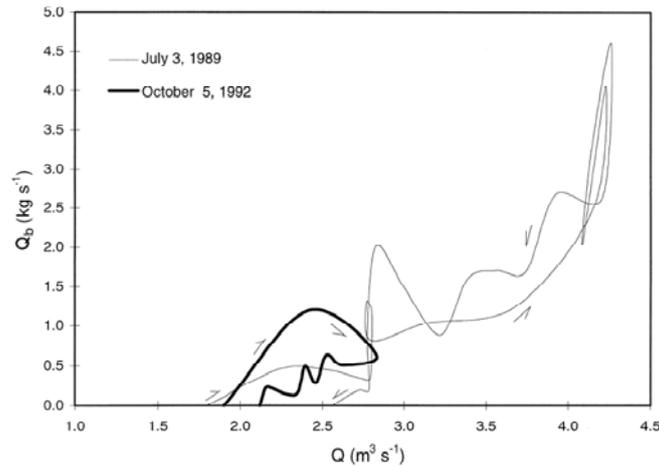


Figure 74 : Courbes d'hystérésis du transport de la charge de fond pour 2 crues instrumentées sur le Rio Cordon (D'Agostino et Lenzi, 1999).

Il est possible de diviser le transport de la charge de fond en deux phases (Ashworth and Ferguson, 1989 ; Warburton, 1992). La première correspond à une mobilité partielle des matériaux constituant le lit. Une partie des matériaux du plancher alluvial reste immobile quand une autre, constituée des particules les plus exposées, est mise en mouvement. La deuxième phase correspond à un transport total de la charge de fond, avec une mobilité des particules sur une profondeur égale à plusieurs fois le diamètre des grains. Les interactions entre les particules apparaissent ainsi fondamentales dans la prédiction des deux phases, mais aucune loi simple ne permet de rendre compte de la diversité des comportements des matériaux granulaires cohésifs (Forterre and Pouliquen, 2008). Lorsque la charge de fond est sableuse le transport sédimentaire s'opère donc de façon globale, avec une mobilité générale des particules. Lorsque la charge de fond est plus grossière, ou mixte, le transport sédimentaire concerne principalement la couche de surface, hormis durant les événements exceptionnels. Il existe donc un départ sélectif et il s'agit par conséquent de faire une distinction entre une situation d'équilibre où la totalité de la charge de fond serait en mouvement, et une situation de déficit où seulement les particules les plus fines et les plus exposées seraient mises en mouvement.

1.1.3. Le transport en suspension

Le transport en suspension est le processus dominant du transit sédimentaire. On estime qu'il représente généralement 90 % du volume total annuel des sédiments apportés au littoral par les fleuves (Milliman et Meade, 1983).

La charge en suspension correspond à l'ensemble des sédiments qui sont transportés dans la masse de l'écoulement sans jamais toucher le fond, depuis leur prise en charge jusqu'à leur dépôt sur les berges, dans la plaine d'inondation ou en mer, selon les conditions hydrodynamiques. Les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide et sont maintenues en suspension sur toute la hauteur de la colonne d'eau sous l'action des fluctuations turbulentes de l'écoulement. Les sédiments se déplacent généralement sur de grandes distances (Einstein, 1950 ; Vanoni, 1975).

En ce qui concerne la relation liant débits et flux de MES, celle-ci est rarement élevée dans la mesure où les flux de sédiments sont déterminés par l'interaction complexe de nombreux facteurs. On distingue les facteurs hydro-météorologiques (fréquence, hauteur, intensité, agressivité des précipitations, caractéristiques du ruissellement et de l'écoulement, etc...) et les caractéristiques physiographiques propres au site étudié : géologie, pédologie, topographie, type de couverture végétale, utilisation et travail du sol, densité de drainage, etc... (Droux et al., 2003, Walling and Fang, 2003).

Les volumes de sédiment transportés en suspension sont donc variables en fonction de nombreux paramètres. Les caractéristiques du transport en suspension peuvent ainsi varier selon les affluents pourvoyeurs et les apports d'un affluent peuvent également varier au cours de l'épisode de crue. Il est prouvé que la montée et le pic de crue sont généralement plus chargés que la décrue et il en résulte des phénomènes d'hystérésis (Gurnell, 1987 ; Beschta, 1987) (figure 75). La concentration en MES sera donc limitée par la fourniture du bassin-versant, indépendamment du débit (Hicks et al., 2000). Il en résulte que pour estimer précisément le transport en suspension il est nécessaire d'enregistrer les concentrations en MES sur toute la durée de l'évènement. Dans cette étude, seules les phases de montée de crue ont été instrumentées, conduisant vraisemblablement à un biais dans l'estimation des volumes (surestimation).

En conclusion, la fourniture sédimentaire est donc un paramètre déterminant des caractéristiques du flux de MES. En effet, la concentration en matières en suspension tend à être limitée par la fourniture en sédiments fins de la part du bassin-versant plus que par la capacité du flux à entraîner ces matériaux en suspension (Hicks et al., 2000).

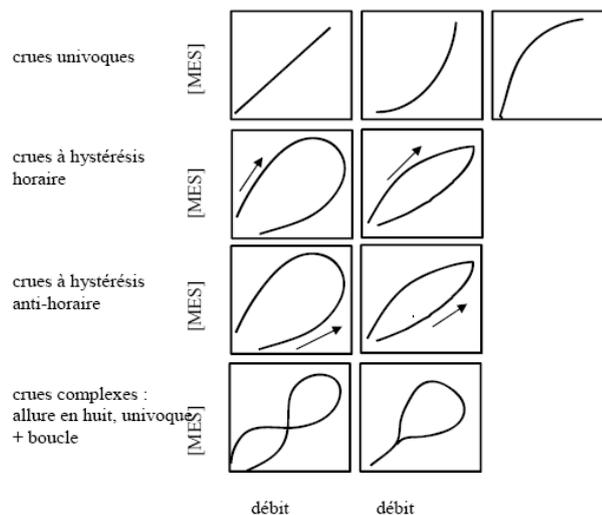


Figure 75 : Les hystérésis d'évolution de la relation entre concentrations en MES et débits (Williams, 1989, modifié par Lefrançois, 2007).

1.2. Synthèse des connaissances sur les apports sédimentaires à la rade d'Hyères

Les connaissances sur le transport solide du Gapeau sont extrêmement réduites. En effet, il n'existe aucune étude ayant estimé précisément le transit sédimentaire dans le Gapeau. S.O.G.R.E.A.H. (1988) a néanmoins proposé un transport total compris entre 20 000 et 30 000 m³/an à partir de valeurs plausibles d'érosion sur le bassin-versant (200 à 300

t/km²/an). Parmi ces matériaux, 20 à 30 % seraient des sables, graviers et galets soit 5 000 à 8000 m³/an, ce qui constitue la seule estimation de la charge de fond disponible. Cette étude souligne néanmoins que tout ne parvient pas à la mer : remblaiement de la plaine alluviale, extractions, etc... sans préciser les quantités concernées.

Concernant le transport en suspension, Jeudy de Grissac (1975) indique une charge en suspension « normale » de 1 g/l, pouvant atteindre 4,7 g/l lors des fortes crues. Il aboutit ainsi, sans que la technique de calcul ne soit mentionnée, à un apport minimum annuel de 9 000 m³ de sédiments en suspension.

Une étude plus récente (CREOCEAN, 1996), concernant la faisabilité d'un port intérieur à l'embouchure du Gapeau, a également nécessité une évaluation du transport des MES. Cette étude se base sur le prélèvement de plusieurs échantillons dans la zone de l'embouchure pour des débits allant de 1 à 20 m³/s⁻¹ (Q1= 40 m³/s⁻¹). Les résultats obtenus montrent des concentrations en MES variant entre 0,004 et 0,2 g/l. Après extrapolation de ces débits solides sur une année, il ressort de cette étude un transit annuel de matériaux terrigènes en suspension évalué à environ 1 000 m³/an.

Les données concernant le transport solide en suspension dans le Gapeau sont donc très hétérogènes. Les techniques d'estimation sont sans doute en partie responsables de cette hétérogénéité, mais il semble également que les fréquences de débits associées aux teneurs en matières en suspension concernant ces deux études soient différentes.

Une fois parvenus au littoral, les sédiments en suspension du Gapeau forment de larges bandes turbides (de 500 à 1 000 m de large suivant l'intensité de la crue) (figure 76,a) dont le tracé, parallèle au trait de côte, atteint la presqu'île de Giens, voire même Porquerolles, où des macrodéchets sont retrouvés sur les plages (Jeudy de Grissac, 1975, Courtaud, 2000). Il en est de même pour les plages de la rade qui se voient jonchées de débris divers apportés au littoral par la crue (figure 76, b et c).

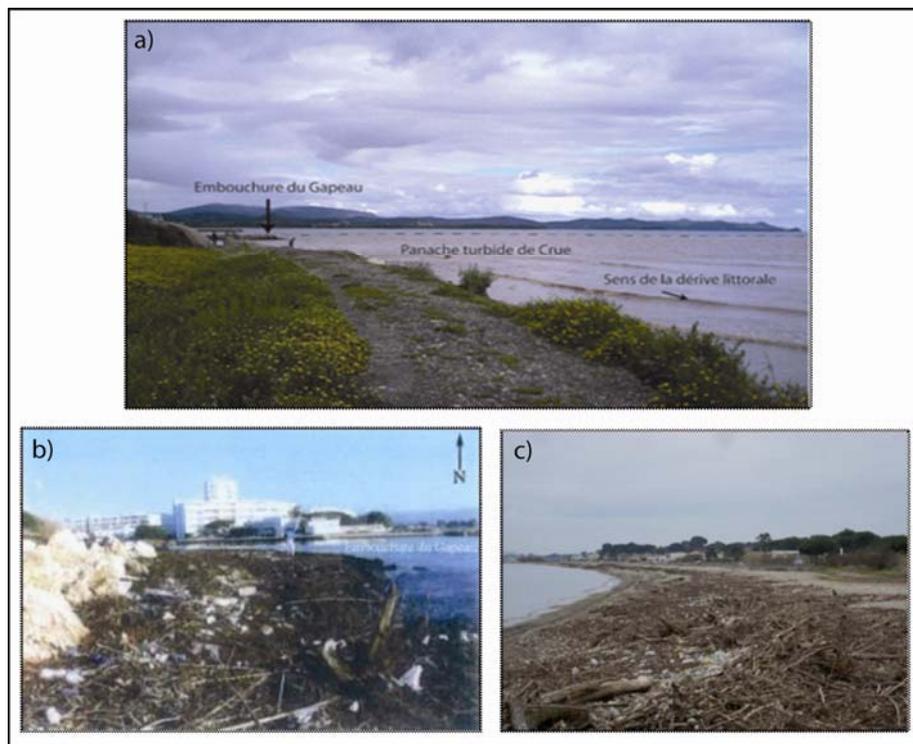


Figure 76 : a) panache turbide de crue, b) Embouchure du Gapeau suite à la crue de 1999 (Courtaud, 2000), c) Plage de l'Ayguade suite à la crue de décembre 2008.

La part des autres cours d'eau (cours d'eau de l'est de la rade, cours d'eau de Porquerolles mais également le Roubaud) (figure 77) dans les apports sédimentaires globaux à la rade d'Hyères est très difficile à chiffrer. S.O.G.R.E.A.H. (1988) estime néanmoins, toujours à partir de taux d'érosion sur les bassins-versants, à environ 2 000 m³/an l'ensemble des apports sédimentaires issus de ces petits cours d'eau, ceux de l'est de la rade et de Porquerolles contribuant surtout à la sédimentation locale des petites baies. Avec un débit décennal de 28 m³/s⁻¹ et un débit centennal de 56 m³/s⁻¹, pour un bassin-versant de 27 km² (figure 77), le Roubaud ne semble pas être un important pourvoyeur de sédiment au littoral.

Le Pansard-Maravenne fournirait, quant à lui, environ 3 500 m³/an de matériaux (Courtaud, 2000), estimation là aussi basée sur des mesures de taux d'érosion sur le bassin-versant (L.C.H.F., 1983). Mais le littoral de l'ouest de la rade ne semble pas en bénéficier compte tenu des ouvrages qui s'avancent de façon importante vers le large bloquant ainsi la majorité du transit sédimentaire issu de la dérive littorale. Les estimations concernant les apports sédimentaires à la rade d'Hyères ont été rassemblées dans la figure 77 par Courtaud (2000).

L'alimentation sédimentaire en rade d'Hyères est donc essentiellement induite par le Gapeau (environ 85%) et le Pansard-Maravenne (environ 10%) ; le secteur de la rade que nous étudions bénéficiant quasi-uniquement des apports du Gapeau, nous n'étudierons pas les apports du Pansard-Maravenne.

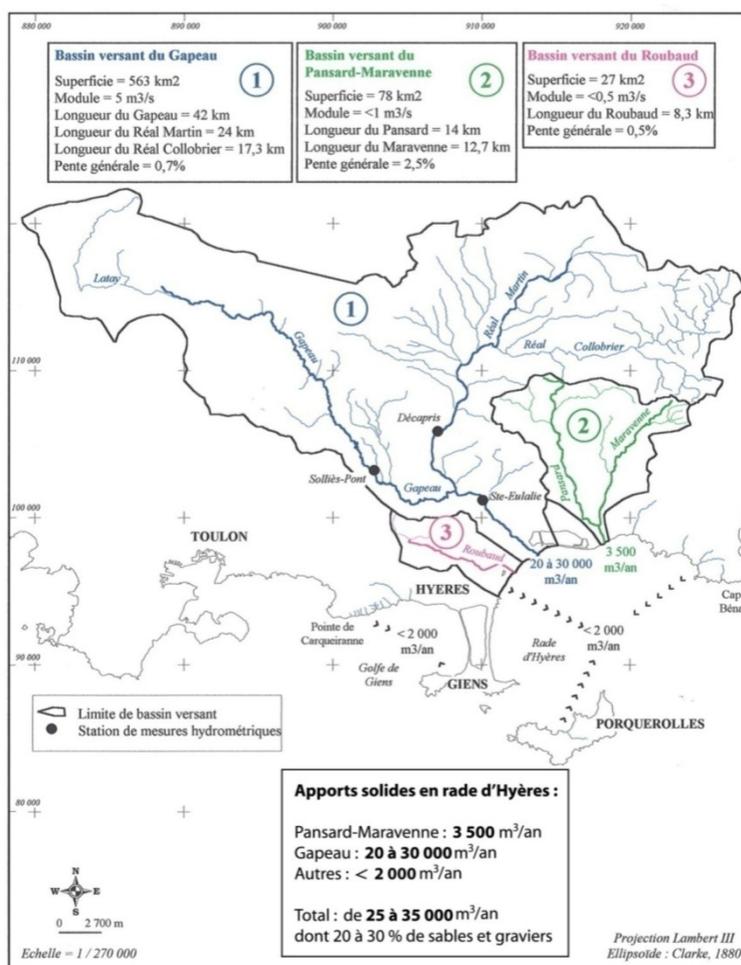


Figure 77 : Principaux organismes hydrologiques et caractéristiques sédimentaires associées (Courtaud, 2000).

1.3. Objectif et plan

Le transport solide dans le Gapeau, qui est la principale source sédimentaire dont bénéficie le littoral de la rade d'Hyères, a donc déjà été estimé, mais non précisément quantifié. Notre étude a donc pour objectif de quantifier le plus précisément possible le transport sédimentaire dans le Gapeau, que ce soit sur le fond ou en suspension.

Il est important de noter que l'estimation des volumes de MES apportés au littoral n'entre pas dans le cadre strict d'une recherche ayant comme problématique l'érosion côtière. En effet, une très large proportion des matières en suspension ne sont pas utilisées dans les constructions littorales mais sont évacuées vers le large avant de décanter dans certains secteurs, déjà définis par Jeudy de Grissac en 1975 en ce qui concerne la rade d'Hyères (cf. partie...). Néanmoins, des sables peuvent être véhiculés en suspension et alimenter le prisme littoral. C'est donc la fraction sableuse des MES qui sera plus particulièrement étudiée. L'étude du transit des MES revêt néanmoins un intérêt croissant, notamment en ce qui concerne les contaminations marines par les polluants d'origine continentale, dont les MES sont un des principaux vecteurs (Martin and Meybeck, 1979 ; Eisma, 1993).

Notre étude vise donc, dans un premier temps, à quantifier les volumes de sédiment mobilisés sur le fond du chenal par charriage. La partie sableuse de cette charge de fond, ainsi que la base de la suspension graduée, qui comporte des sables, étant particulièrement importantes en ce qui concerne l'alimentation des plages de la rade, une attention particulière leur est consacrée. Dans un deuxième temps, nous estimerons les volumes de sédiments fins qui transitent en suspension, et la partie sableuse de ces sédiments, afin de proposer une estimation du transport solide total. Nous estimerons ensuite les capacités de transport potentielles du Gapeau, dans le but de vérifier la faiblesse de la fourniture sédimentaire actuelle au littoral.

L'objectif de cette partie est donc d'estimer le transport solide actuel mais également de déterminer les caractéristiques de ce transport (nature, volumes, distances, fréquences...). Ceci est réalisé dans le but de déterminer quels ont été les apports d'origine fluviale durant notre période d'étude et de les comparer avec les bilans sédimentaires en milieu littoral (cf. chapitre 4).

2. Estimation du transport de la charge de fond

Deux fractions granulométriques constituent la charge de fond. Une fraction fine (sables et graviers) et une fraction grossière (galets). Par conséquent, deux approches méthodologiques de quantification des flux sédimentaires sont mises en œuvre dans le but d'évaluer le transport de la charge de fond ; une approche indirecte, par mesures post-crue, pour évaluer le transport des éléments les plus grossiers, et l'autre directe, par piégeage en flux des éléments fins en deçà du débit seuil de mise en mouvement des éléments grossiers. L'étude du transport de la charge de fond bénéficie également d'un suivi bathymétrique en amont du seuil de Ste Eulalie, qui crée une zone de stockage temporaire.

2.1. Le transport de la charge de fond grossière

L'objectif de cette partie est de quantifier le transport solide à partir de la mise en mouvement des sédiments grossiers par charriage sur le fond du lit. Afin d'estimer les volumes mobilisés, nous utilisons une approche de mesure indirecte basée à la fois sur l'enregistrement des modifications géométriques de la section en travers induites par les phénomènes d'érosion et de remblaiement qui se succèdent pendant les crues et la mesure des distances moyennes de transport à partir de PITS tags (Laronne et al., 1992 ; Rollet, 2007).

2.1.1. Choix des sites et chronologie du suivi

Le choix de ces sites a été dicté par plusieurs paramètres :

- une section relativement rectiligne afin d'étudier une section aussi homogène que possible en termes d'hydrodynamisme,
- la présence d'un banc de galets émergé, nécessaire pour réaliser une granulométrie volumétrique,
- l'accessibilité (importante dans le cas d'un suivi régulier).

De fait, quatre sites ont été retenus sur lesquels six suivis ont été réalisés (figure 78).

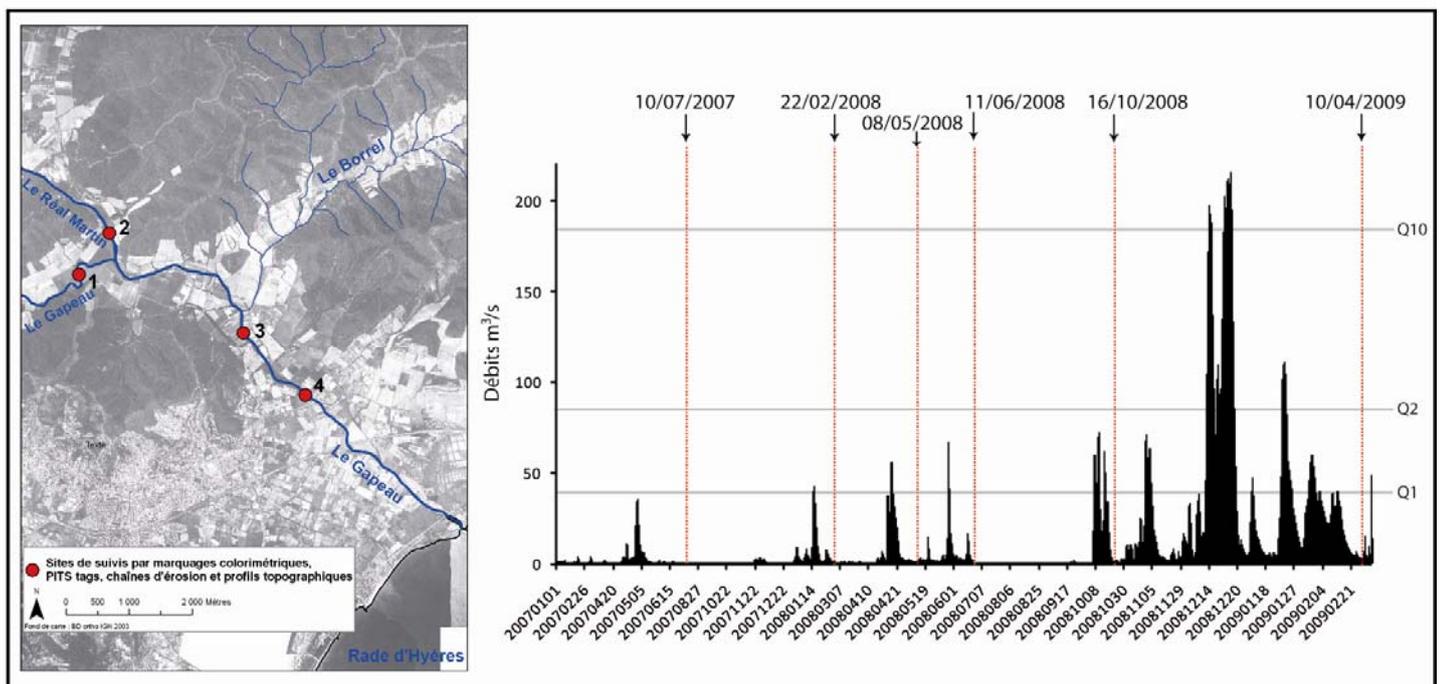


Figure 78 : Carte de localisation des sites de suivi et chronique des relevés topographiques en fonction de l'hydrologie instantanée du Gapeau à Ste Eulalie (source : banque hydro).

Ces suivis ont encadré des événements hydrologiques compris entre 18 et 216 m³/s⁻¹. La plus forte crue instrumentée (216 m³/s⁻¹, soit Q20), a duré près de 4 jours entre le 14 et 17 décembre 2008 (figure 78).

2.1.2. Méthode indirecte de mesure du transport de la charge de fond

La méthodologie que nous employons pour déterminer le transport solide réel de ce type de charge (figure 79) est fondée sur l'équation théorique de continuité du transport de la charge de fond :

$$V_b = A \times L$$

V_b = Volume de charge de fond transporté pendant la crue ($m^3.s^{-1}$), A = Section solide mobilisée (m^2) et L = Distance moyenne parcourue par les particules pendant la crue (m).

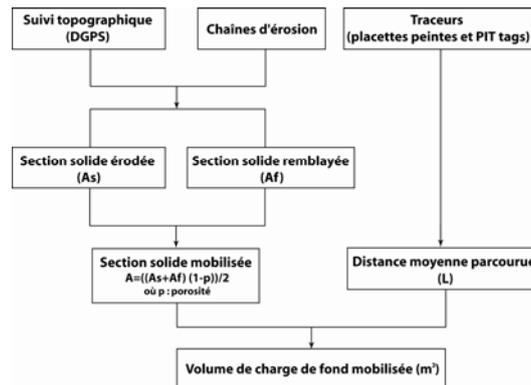


Figure 79 : Méthode d'évaluation du volume de charge de fond transporté lors d'un évènement de crue (D'après Laronne et al., 1992, modifié par Rollet, 2007).

2.1.2.1. Section solide mobilisée

La section solide mobilisée (A) a été déterminée à partir de mesures topographiques réalisées au DGPS mais également au moyen de chaînes d'érosion insérées dans le lit (Powell et al., 2007), tout en tenant compte de la porosité (Laronne et al., 1994, Liébault, 2003 ; Rollet, 2007). Ces 2 approches permettent une meilleure définition des modifications topographiques. Les mouvements observés sur les relevés topographiques sont donc validés par les enregistrements de chaînes d'érosion.

La porosité est calculée à l'aide de la relation développée par Carlin et Reader (1982) dans laquelle :

$$p = 0.46654 D_m^{-0.21} - 0.0333$$

p = la porosité et D_m = diamètre moyen des particules

Sur les sites étudiés, l'insertion des chaînes d'érosion respecte, dans la mesure du possible, les préconisations de Liébault (2003), l'espacement entre les chaînes correspondant en moyenne à 17 % de la largeur de la section en travers. Cette valeur est considérée comme suffisante pour une évaluation significative du transport de la charge de fond. Malheureusement, le banc de galets du site n°4 (Gapeau aval 2) a été régulièrement scarifié durant notre période d'étude par les services municipaux, afin de prévenir l'érosion de la berge située en rive droite et qui menace un terrain militaire. Les chaînes d'érosion ont rapidement été perdues.

En ce qui concerne le suivi topographique des profils en travers, la marge d'erreur est estimée à 5 cm, en raison de l'outil de mesure (tachéomètre) et de la granulométrie de surface (Rollet, 2007). Certains mouvements verticaux proches de la marge d'erreur sont néanmoins considérés comme significatifs, notamment lorsque les traceurs et le suivi des chaînes d'érosion attestent d'un mouvement de la charge de fond. Les chaînes d'érosion permettent de mettre en évidence d'éventuels phénomènes successifs d'érosion et de remblaiement. Mais, dans le cas présent, il semble que les sections en travers étudiées n'enregistrent qu'une seule phase, d'érosion ou de remblaiement, comme observé sur les systèmes à méandres (Rollet, 2007).

2.1.2.2. Distance de transport

La distance moyenne parcourue par la charge sédimentaire transportée (L) est obtenue à partir du traçage des particules (parcelles colorimétriques puis PIT tags) introduites sur les transects suivis (figure 80, a et b) (Lamarre et al., 2005, Rollet, 2007).



Figure 80 : a) Placette peinte avant et b) après une crue de $42 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le site n°3, c) exemple de localisation des PIT tags après la crue de décembre 2008 sur le site n°4.

Les distances de transport ont été estimées à partir du traçage de particules peintes dans un premier temps, puis par des PITS tags ou transpondeurs passifs RFID (Radio Frequency identification) dans un second temps (figure 80c). Sur chaque site, 60 galets ont été prélevés de façon aléatoire, puis équipés. Les particules trop petites pour être équipées (inférieures à 42 mm) n'ont pas été collectées. Les traceurs sont ensuite introduits sur les transects équipés de chaînes d'érosion. Le transpondeur passif réagit à un signal électromagnétique envoyé par l'unité de contrôle (figure 81), puis celui-ci transmet le numéro d'identification à l'unité de lecture. L'antenne mesure 1 m de diamètre et chaque fois qu'un transpondeur est détecté par l'antenne le circuit d'alarme envoie un signal sonore et l'identifiant du PIT s'affiche sur l'unité de lecture. Cette technique présente l'avantage d'un taux de retour important (Rollet et al., 2008) et d'une obtention directe de l'identifiant du traceur. Elle permet également la reconnaissance de particules enfouies à maximum 50 cm de profondeur (Lamarre et al., 2005).

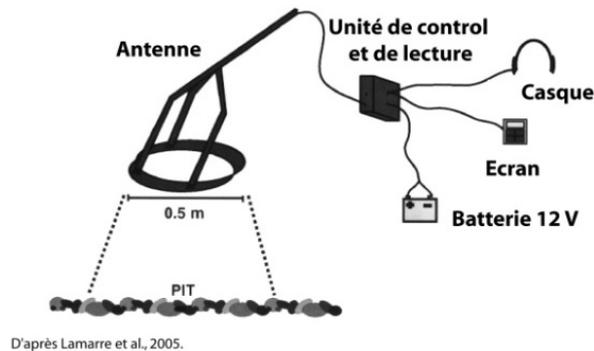


Figure 81 : Présentation du matériel (Lamarre et al., 2005).

La taille (D50) des particules équipées est souvent supérieure à celle des sédiments en place (figure 82). Il est en effet difficile d'équiper les petites particules. Seul le site n°2 présente un D50 des traceurs inférieur à celui des sédiments de surface. Mais cela ne représente pas un biais méthodologique important, étant donné que les distances de transport sont généralement peu dépendantes de la taille des particules dans le cas d'un charriage avéré (Sear et al., 2000 ; Liebault 2003 ; Rollet 2007).

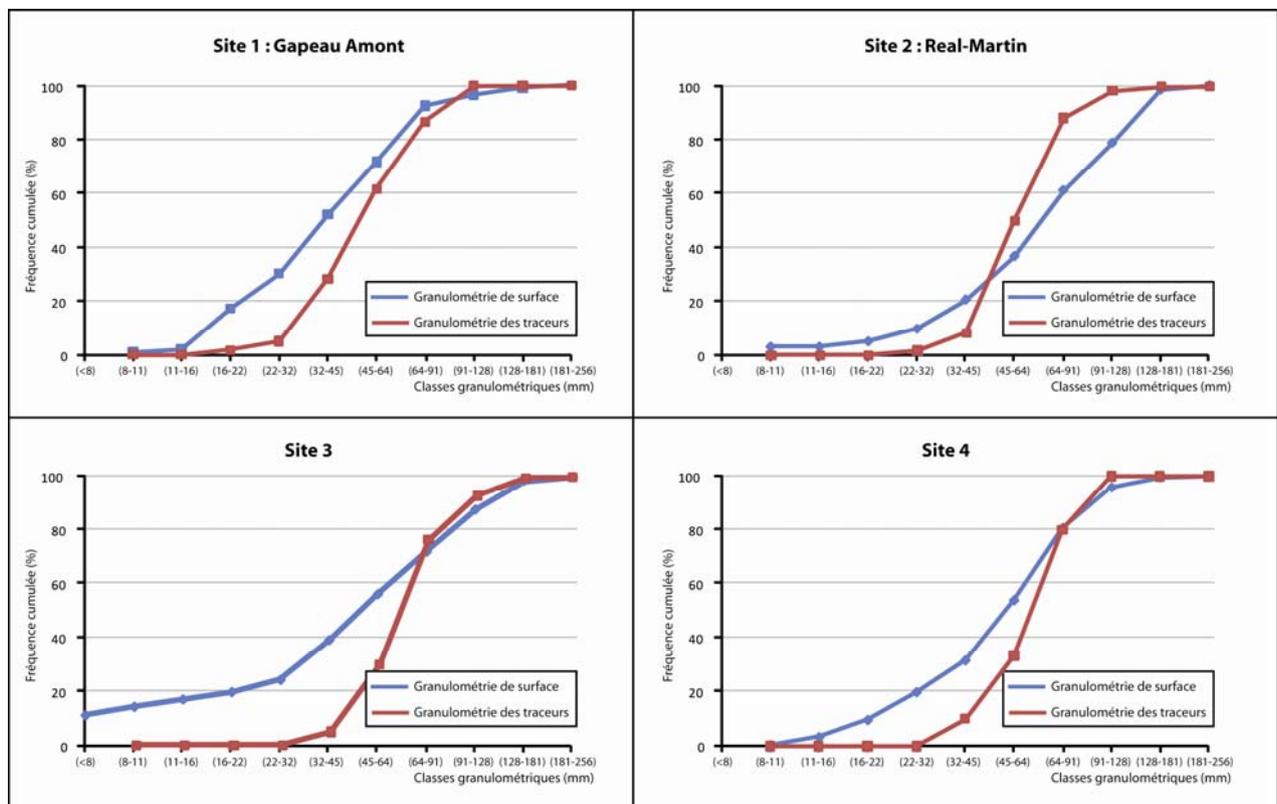


Figure 82 : Granulométries de surface et granulométrie des traceurs sur les 4 sites.

2.1.3. Caractéristiques des conditions de transport

Afin de caractériser et de comparer les conditions de transport entre les différents sites, un calcul de la puissance spécifique, de la force tractrice, du paramètre de Shields (contrainte d'entraînement) et de l'indice de pavage est réalisé sur chaque site (tableau 30).

La puissance spécifique (ω) renseigne sur l'intensité de l'activité géodynamique et sur les capacités d'ajustement du cours d'eau. Elle renseigne ainsi sur l'énergie disponible au transport des sédiments (Brooke, 1988 ; Petit et al., 2004). Elle a été calculée sur chaque site en utilisant la formule de Bagnold (1966) :

$$\omega = \Omega / w \text{ (W.m}^{-2}\text{) avec } \Omega = \rho g Q_{bf} S \text{ (W.m}^{-1}\text{)}$$

avec ρ = masse volumique du fluide ; g = accélération de la gravité ; Q_{bf} = débit à plein bord ; S = pente du fond du chenal et w = largeur du chenal.

La contrainte d'entraînement adimensionnelle (τ^*) (ou paramètre de Shields), permet de caractériser l'état d'une particule (mobile ou immobile) en fonction des conditions hydrodynamiques. Elle a été calculée sur chaque site en utilisant la formule de Shields (1936) :

$$\tau^* = \tau_0 / (\rho_s - \rho_f) d$$

avec τ_0 = la force tractrice unitaire ou force du courant = $\rho g R S$ (N.m⁻²) [avec ρ = masse volumique du fluide, g = accélération de la gravité, R = rayon hydraulique et S = pente du fond du chenal (Du Boys *et al.*, (1879))] ; ρ_s = masse volumique du sédiment ; ρ_f : masse volumique de l'eau ; g = la constante de gravité et d = le diamètre du grain moyen.

Shields (1936), a montré que pour une granulométrie uniforme, la loi de mise en mouvement des grains pouvait s'exprimer par une relation entre τ^* et le nombre de Reynolds du grain noté :

$$R^* = u^* . d / \nu$$

Avec $u^* = \sqrt{\tau_0 / \rho_s}$, la vitesse de frottement près du fond, ν = viscosité de l'eau et d = diamètre du grain. Mais cette expression faisant intervenir τ en abscisse et en ordonnée n'a pas été jugée très pratique et Yalin (1972) propose donc de la transformer en une relation entre τ^* et d^* .

$$\text{avec } d^* = d \left(\frac{\gamma_s - \gamma_w}{\gamma_w} \frac{g}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

En supposant que $\gamma_s / \gamma_w = 2,6$ et que, lors de chacune des crues observées, l'eau avait une température proche de 10°C (soit une viscosité de $1,32 \cdot 10^{-6}$ m²/s), nous obtenons :

$$d^* = 17800 . d$$

Cette relation entre τ^* et d^* permet de rendre compte de l'occurrence de mouvements sédimentaire sur le plancher alluvial. Néanmoins, les valeurs limite données dans le diagramme de Yalin-Shields (figure 73) sont approximatives car les conditions de mise en

mouvement des grains sont fluctuantes du fait de la turbulence de l'écoulement. Elles sont relativement correctes lorsqu'il s'agit de matériaux de granulométrie uniforme, mais pour une granulométrie étendue, l'effet d'imbrication de grains de tailles différentes retarde la mise en mouvement des particules. Selon Parker (1982), cité dans Simons et al., (1984), le critère de début de charriage serait ainsi estimé à $\tau^* > 0,138$ (figure 83). Nous retiendrons cette valeur pour valider nos observations.

Dans l'analyse des conditions du transport solide nous utilisons également l'indice de pavage (indice de pavage = D50 surface/D50 subsurface). Il a, en effet, été observé une différence notable entre les sédiments présents en surface et ceux constitutifs de la couche de sub-surface (Annexe 2).

Les rivières à charge de fond grossière présentent parfois une granulométrie des dépôts superficiels faiblement représentative de la granulométrie totale (Diplas and Sutherland, 1988). La surface des bancs est fréquemment recouverte par un amoncellement de galets grossiers sur une dizaine de centimètre, soit approximativement la taille des plus gros galets à un endroit donné. La granulométrie de surface apparaît alors plus grossière que la granulométrie en sub-surface. Cette « armure » ou « pavage » résulte d'un processus de tri granulométrique complexe (Vericat et al., 2005 ; Rollet, 2007). Elle dépend fortement du contexte local (fourniture sédimentaire, hétérométrie et granulométrie des grains, morphologie du cours d'eau...), mais également de la chronologie des crues. Il existe deux théories qui tentent d'apporter une explication à ce phénomène. La première évoque le fait que lors de crues secondaires, de faible ampleur, le courant suffisamment fort pour transporter le sable ou les graviers laisserait les gros galets sur place, ce qui aurait pour effet de «nettoyer» localement la surface du lit. Ce tri granulométrique est appelé «vannage vers l'aval». La seconde hypothèse repose sur le concept de «mobilité équivalente» des particules de tailles différentes. Lors du transport, les particules fines auraient tendance à s'accumuler dans les creux entre les particules plus grosses, et progressivement migreraient vers la sub-surface. Leur mobilité se réduirait alors, et s'équilibrerait avec celle des grosses particules subjacentes. Ce processus est appelé «vannage vertical».

Une forte crue peut néanmoins briser l'armure et remobiliser l'ensemble des sédiments du lit disponibles. L'armure évolue donc au cours du temps, se déplace voire disparaît d'une année sur l'autre.

2.1.4. Résultats de l'estimation du transport de la charge de fond

2.1.4.1. Taux de retour des traceurs

Les taux de retour sont compris entre 47 % et 95 %, avec des valeurs supérieures à 80 % pour les débits faibles à moyen et comprises entre 47 % et 80 % pour le plus fort débit (Q20). Ainsi, les taux de retour des traceurs que nous avons obtenus sont relativement importants, et du même ordre que ceux constatés sur les petits organismes hydrologiques (Lamarre et al., 2005 ; Rollet et al., 2008).

Sur le site n°1, les taux de retour sont supérieur à 80 %, hormis après la crue de décembre 2008, où celui-ci chute à 57 %. Sur le site n°2, les taux de retour sont proches de 90 % après des évènements de crue compris entre 45 et 70 m³/s, mais chutent en revanche légèrement après la crue de décembre 2008 et passent à 78 %, en mobilisant pratiquement le double de particules équipées de PIT tags. Sur le site n°3, les taux de retour sont également

proches de 90 %, hormis après la crue de décembre 2008, où ils chutent à 47 %. Des difficultés liées à la morphologie du chenal (profondeur des mouilles principalement), empêchent de retrouver un plus grand nombre de traceurs. Sur le site n°4, les taux de retour sont proches de 80 % mais avec une chute à 57 % après la crue de décembre 2008. La morphologie du chenal en aval de la section instrumentée (section profonde entièrement chenalisée) rend obligatoire l'utilisation d'une embarcation pour rechercher les traceurs, ce qui limite considérablement l'efficacité de la recherche, l'antenne étant trainée à l'arrière du bateau en suivant au maximum le fond du chenal.

2.1.4.2. Débit seuil de mise en mouvement (Q_0) et de destruction du pavage de surface

Les débits-seuils de mise en mouvement des sédiments du lit sont très contrastés sur les 4 sites d'étude, en raison d'une hétérogénéité des granulométries de surface, des conditions hydrologiques sur les 2 branches en amont de la confluence, et de la topographie du chenal.

Le débit seuil de mise en mouvement des sédiments du lit est proche de $20 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sur le Gapeau en amont de la confluence (site 1). En effet, un débit de $10 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ n'est pas suffisant pour entraîner une mobilisation de la charge de fond mais en revanche un débit de $22 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ provoque de légers mouvements, avec une distance maximale de transport enregistrée par les particules peintes de 6,3 m et une distance moyenne de transport de 1,3 m (tableau 30).

Sur le Réal Martin (site 2), aucun mouvement n'est observé pour un débit de $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ et les faibles mouvements observés après le passage d'un débit de $45 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ semblent témoigner d'un débit-seuil de mise en mouvement proche de cette valeur. Seulement 17 particules équipées de PIT tags sur 60 ont été mobilisées, pour une distance maximale de transport de 9 m et une distance moyenne de transport de 4,2 m. Il est intéressant de noter que les mouvements observés pour des débits de 60 et $70 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sont relativement semblables à ceux observés pour un débit de $40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Il semblerait que pour obtenir un charriage et un mouvement significatif de la charge de fond, des débits largement supérieurs à celui de début de mise en mouvement soient nécessaires. Sans doute cette constatation est à mettre en relation avec un phénomène de pavage important sur ce secteur (tableau 32).

Sur le Gapeau en aval de la confluence, au niveau des sites 3 et 4, il semble que le débit-seuil de mise en mouvement soit également proche de $42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Malheureusement, il n'a pas été possible d'affiner cette estimation en raison d'un manque de données concernant les crues entre 18 et $42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Néanmoins, la distance moyenne de transport sur ces 2 sites (de respectivement 2,9 et 2,2 m) indique que pour un tel débit la mise en mouvement de la charge de fond est relativement peu importante. Nous considérons donc le débit-seuil de mise en mouvement proche de $40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sur ces secteurs. Il est également important de noter que le débit-seuil de mise en mouvement sur le Gapeau aval (sites 3 et 4) est légèrement inférieur au débit morphogène calculé ($Q_{1,5} = 51 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) (Bravard et petit, 2000).

	D_{50} (mm)	Q_{bf} (m^3/s^{-1})	Pente (m/m^{-1})	ω ($\text{W}.\text{m}^{-2}$)	τ_0 ($\text{N}.\text{m}^{-2}$)	τ^*	d^*	Indice de Pavage
Site 1 (Gapeau amont)	80	80	0,004	174	196	0,32	676	2,2
Site 2 (Réal-Martin)	77	100	0,004	157	59	0,05	1371	2,1
Site 3 (Gapeau aval 1)	56	300	0,002	123	147	0,18	997	1,8
Site 4 (Gapeau aval 2)	42	150	0,002	101	49	0,09	748	10,5

Tableau 32: Caractéristiques des conditions de transport.

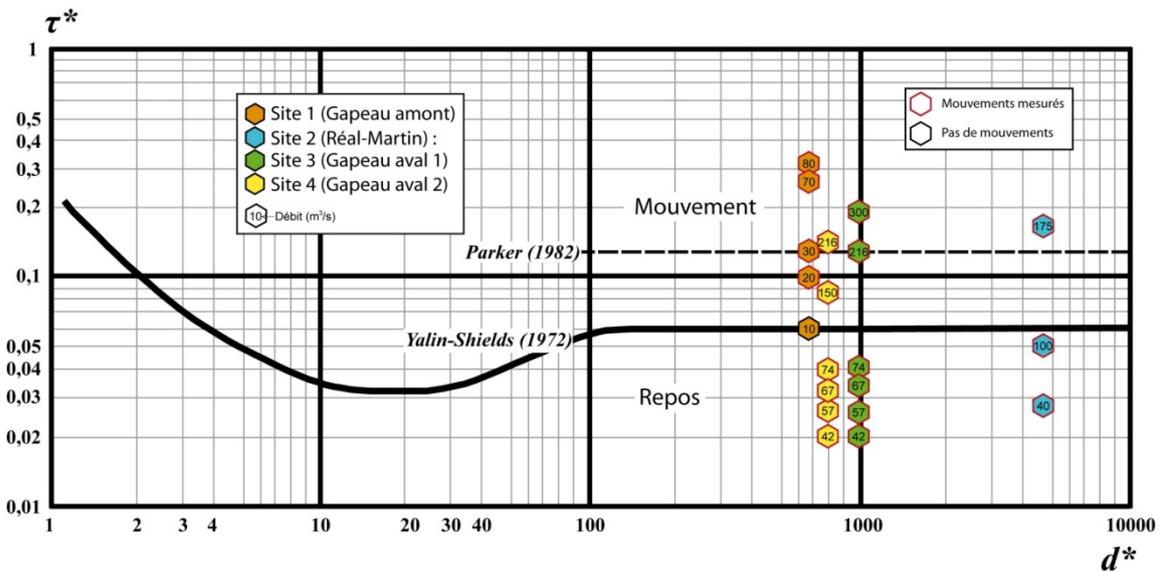


Figure 83 : Diagramme de Yalin-Shields (Yalin, 1972).

En ce qui concerne le débit nécessaire à la destruction du pavage de surface, sur le site 1 (Gapeau en amont de la confluence), le débit de plein bord ($80 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$), estimé à partir de l'observation de laisses de crue, permet le calcul du paramètre de Shields (0,32), qui indique une destruction totale du pavage avec un transport solide par charriage (tableau 30 et figure 83). Pour un débit de $70 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, qui correspond au débit maximum que nous avons enregistré (crue de décembre 2008), le paramètre de Shields est 0,26, ce qui correspond toujours à du charriage et confirme nos mesures de terrain. Pour un débit de $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, correspondant à un faible transport solide réel (5 m^3 environ pour cette crue qui a duré plus de 20 heures) (tableau 32), le paramètre de Shields est 0,13 et signifie, selon Parker (1982), que nous sommes en présence des premiers mouvements. Pour un débit de $10 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, le paramètre de Shields vaut cette fois 0,06 et selon Parker (1982), il n'y a aucun mouvement. Pour un débit de $20 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, le paramètre de Shields est 0,1 et selon Parker (1982), nous sommes toujours en présence d'un fond stable. Selon Parker, les premiers mouvements apparaissent donc vers $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Néanmoins, un transport sédimentaire est observé pour des débits compris entre 10 et $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Mais relativement faible, ce transport semble caractérisé par la saltation de quelques particules, vraisemblablement les plus exposées, et non par un charriage de masse, qui semble seulement survenir au-delà de $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$.

Sur le site 2 (Réal Martin), pour un débit de plein bord de $100 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, le paramètre de Shields vaut 0,05, ce qui se traduit selon Parker (1982) par une immobilité des particules (figure 83). Pour un débit de $175 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (crue de décembre 2008), le paramètre de Shields est égal à 0,16, ce qui indique que nous sommes en présence d'un transport par charriage. Pour un débit de $40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, le paramètre de Shields est égal à 0,028 et signifie une immobilité des particules du fond du lit. Par conséquent, le débit seuil de mobilité des sédiments du plancher alluvial se situerait entre 100 et $175 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Mais nous avons, toutefois, observé quelques mouvements en deçà de $100 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$; mouvements extrêmement faibles et ce même pour un débit de $70 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Il semble donc que le seuil de transport par charriage proposé par Parker (1982) soit valable dans ce cas. Même si quelques mouvements sont observés en deçà, il semble que cela ne concerne que quelques particules, encore une fois les plus exposées, déplacées par saltation et préférentiellement dans le chenal d'étiage, qui présente une granulométrie et une cohésion des particules inférieure à celles du banc de galet immergé à l'étiage. Il semble également, que le pavage en place (indice : 2,1), ne permette pas une mobilisation conséquente de la charge de fond. En effet, les volumes transportés

par la crue de décembre 2008 ($175 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) sont relativement faibles (21 m^3), en comparaison de ceux mesurés dans le Gapeau (50 m^3). Mais l'indice de pavage est similaire sur le site 1 (2,2), et ce n'est donc pas le rapport entre la granulométrie de surface et la granulométrie de subsurface qui explique cette différence, mais plus le degré de cohésion entre les particules, nettement plus important sur le site 2. De plus, les particules de surface sur le site 2 (Réal Martin) sont plus grossières que sur le Gapeau en amont de la confluence (site 1) et sont donc plus difficilement mobilisables (figure 82). Le Gapeau en amont de la confluence (site 1) possède également une puissance spécifique plus importante que le Réal Martin en amont de la confluence ($218 \text{ W}/\text{m}^2$ contre $157 \text{ W}/\text{m}^2$), du fait principalement d'un chenal plus étroit (tableau 30). Pour conclure, les débits nécessaires à la destruction du pavage et à la mise en place d'un charriage sur le Réal Martin sont donc très importants et supérieurs à $100 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$.

Sur le site 3 (Gapeau aval 1), le paramètre de Shields calculé pour un débit à plein bord de $300 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ est égal à 0,2 et indique qu'un tel débit entraîne une destruction totale du pavage de surface et une alimentation du débit solide par toutes les particules constituant le lit du cours d'eau (figure 83). Pour un débit de $216 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (crue de décembre 2008), le paramètre de Shields vaut 0,13 et indique (selon Parker, 1982) que nous sommes en présence des premiers mouvements. Tous les débits inférieurs sont donc potentiellement caractérisés par une immobilité des sédiments du lit. Nos mesures ont toutefois révélé un transport sédimentaire pour des débits compris entre 42 et $74 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Ceci s'explique par le transport préférentiel des sédiments du chenal d'étiage, dans lequel les sédiments ne présentent pas la même cohésion, ni la même granulométrie, que les sédiments sur le banc de galet immergé à l'étiage. Les mouvements topographiques observés après le passage de ces débits sont donc cantonnés au chenal d'étiage (figure 86). La mobilisation de la totalité des sédiments du lit ne semble se produire que pour des débits extrêmement importants, et même pour un débit supérieur à $200 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, ce ne sont que 20 m^3 de matériaux qui sont mobilisés. Étant donné le faible transport de charge de fond constaté, peut-être que le pavage est trop important et que les débits nécessaires à sa destruction ont été atteints durant une trop courte période pour mobiliser intensément la charge de fond. Le pavage en place semble là aussi responsable d'un transport sédimentaire extrêmement faible sur cette section.

Sur le site 4 (Gapeau aval 2), le calcul du paramètre de Shields pour un débit de plein bord de $150 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ indique qu'il n'y a aucun mouvement de la charge de fond, mais que nous sommes vraisemblablement proches du seuil de mise en mouvement des sédiments du lit. Nous avons également calculé le paramètre de Shields pour un débit de $216 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, et celui-ci nous révèle une destruction totale du pavage et l'occurrence d'un transport par charriage, ce qui concorde avec nos observations. Ici aussi quelques mouvements sédimentaires sont toutefois observés en deçà de $150 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, mais relativement faibles, il s'agit vraisemblablement de la saltation de quelques particules exposées, et non d'un charriage de masse. Sur ce secteur le pavage est très important (indice: 10,5), mais la cohésion entre les particules est très faible et celles-ci sont donc plus facilement mises en mouvement que sur les sites 2 et 3. En effet, pour un débit de $216 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, les volumes mobilisés sont 15 fois supérieurs à ceux estimés sur le site n°3, et ce malgré un indice de pavage presque 6 fois supérieur. L'écart granulométrique important entre la couche de surface et de subsurface explique l'importance de cet indice, mais la présence de sédiments de surface moins grossiers et moins cohésifs que sur les autres sites a vraisemblablement permis une mobilisation plus précoce et donc plus importante de la charge de fond. Il est également certain que la scarification régulière du banc de galet par les services municipaux pour éviter l'érosion de la berge à proximité de la base militaire a favorisé cet entraînement.

A partir du paramètre de Shields nous avons donc pu estimer le débit potentiel nécessaire à une destruction totale du pavage de surface. Celui-ci est d'environ $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sur le Gapeau en amont de la confluence (site 1) ; il est semble-t-il proche de $150 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sur le Réal-Martin en amont de la confluence (site 2) ; il est un peu plus important sur le site 3 (Gapeau aval 1) avec environ $200 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$; enfin sur le site 4 il semble que celui-ci soit proche de $175 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. En ce qui concerne la récurrence d'un tel débit à la station hydrométrique de Ste Eulalie, il ressort de l'analyse des débits maximums instantanés mensuels une récurrence de 0,45 événements supérieurs à $175 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ par an, soit 1 tous les 2 ans. En considérant la chronique des débits moyens journaliers, seulement 4 jours sur 48 ans présentent un débit moyen journalier supérieur à $175 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (soit 0,0002 événements par an). Comme un débit moyen journalier n'exprime pas les conditions réelles d'écoulement, et que ces débits sont susceptibles de masquer des débits instantanés nettement supérieurs, nous avons voulu connaître la récurrence des débits moyens journaliers supérieurs à $100 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Il apparaît ainsi que la récurrence d'un tel débit est également très faible, 30 jours en 48 ans, soit environ 0,017 jours par an. Si les caractéristiques sédimentologiques du Gapeau actuelles reflètent celles des 50 dernières années, il apparaît que l'alimentation sédimentaire littorale de ces dernières décennies n'a vraisemblablement pas été très importante et régulière.

En conclusion et afin de pouvoir estimer le transport annuel moyen de la charge de fond, il serait nécessaire de connaître plus précisément le débit à partir duquel cette couche de surface est détruite. De plus, si nous avons pu estimer le transport solide grossier sur le fond pour plusieurs événements, il ne nous est pas possible de connaître le transport pour un débit donné, celui-ci évoluant au fur et à mesure de l'évènement, tout comme le charriage. Nous connaissons donc seulement le transport par charriage total suite à la crue et par conséquent toute extrapolation à une chronique hydrologique basée sur des moyennes journalières serait biaisée. Néanmoins, cette étude fournit des renseignements concernant le transport de la charge de fond et démontre l'importance que revêt le pavage dans la dynamique sédimentaire du Gapeau aval. Seuls de très rares événements hydrologiques sont ainsi capables d'entraîner un mouvement de la charge de fond et les volumes mis en jeu sont extrêmement faibles.

2.1.4.3. Distances de transport et granulométrie des particules mobilisées

Les distances de transport mesurées après chaque évènement de crue ainsi que la granulométrie des particules mobilisées sont rassemblées dans le tableau 33 et sur la figure 84. Nous précisons également les distances parcourues en fonction de la durée des événements et observons une bonne corrélation (0,86 à 0,99) (figure 85). Sur le site 2 (Réal-Martin), la durée des événements ne peut être connue en raison d'une panne de la station hydrométrique.

Sur le site 1, la distance de transport maximale est mesurée après la crue de décembre 2008. Une particule de 44 mm d'axe b a parcouru 378 m. La distance moyenne sur laquelle les PIT tags ont été transporté est d'environ 155 m. Le D50 des particules mobilisées est d'environ 54 mm. Sur le site 2, la distance maximale de transport est de 59 m pour une particule de 50 mm d'axe b, mais des difficultés liées à la hauteur d'eau dans le chenal (présence de mouilles profondes) ont sans doute empêché de retrouver des traceurs ayant été transportés plus en aval. La distance moyenne de transport après la crue de décembre 2008 est

d'environ 15 m pour des particules dont le D50 est en moyenne de 65 mm. Sur le site 3, la distance maximale de transport après la crue est d'environ 83 m et a été enregistrée par une particule de 75 mm d'axe b. La distance moyenne de transport est d'environ 15 m, comme sur le site 2, le D50 moyen des particules mobilisées est d'environ 75 mm. Sur le site 4, la distance maximale mesurée est de 420 m, le D50 de cette particule étant de 65 mm. La distance moyenne de transport est d'environ 160 m pour un D50 moyen des particules de 78 mm.

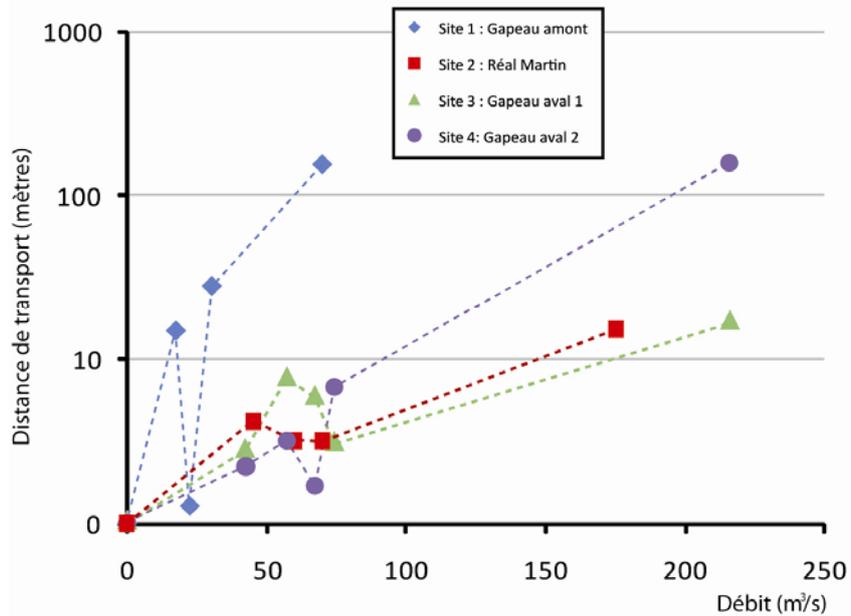


Figure 84 : Distance moyenne de transport en fonction du débit maximum instantané sur les 4 sites.

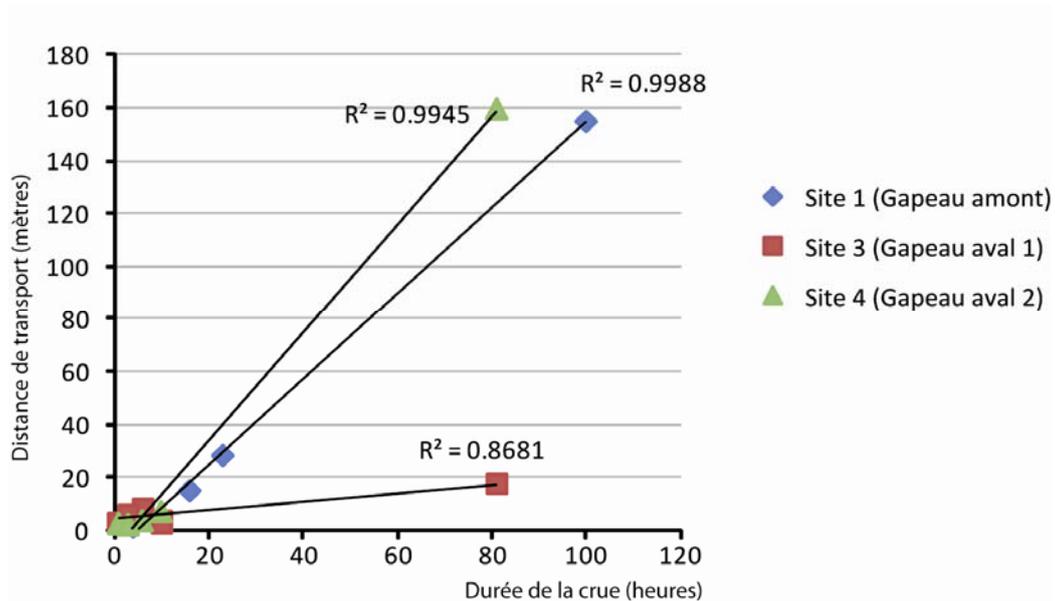


Figure 85 : Distances de transport moyennes par rapport à la durée des crues sur les site 1, 3 et 4.

Sites	débit maximum instantané observé (m ³ /s)	Durée de la crue (heures) (Q>Q ₀)	nombre de particules retrouvées	taux de retour (%) (pp= placette peinte)	particules mobilisées (%) (sauf pp= placette peinte= nombre)	distance de transport max (m)	distance de transport min (m)	distance de transport moyenne (m)	D50 des particules mobilisées (mm)	D50 des particules en place avant les crues (mm)
1 Gapeau amont	10	0	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	38
	17	16	53	88	63	65.0	1.0	15.0	53.6	38
	22	4	22	pp	22 pp	6.3	0.3	1.3	72.0	38
	30	23	51	85	60	61.0	1.0	28.3	51.8	38
	70	100	34	57	52	378.0	1.5	155.0	53.6	38
2 Real-Martin	21	0	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	77
	45	1	56	93	28	9.0	1.0	4.2	59.0	77
	60	-	51	85	27	11.0	1.0	3.2	58.8	77
	70	-	54	90	37	8.0	1.0	3.2	61.1	77
	175	85	47	78	60	59.0	1.0	15.2	65.6	77
3 Gapeau aval 1	18	0	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	56
	42	1	85	pp	85 pp	9.6	0.9	2.9	41.0	56
	57	6	57	95	43	32.0	1.0	7.9	68.5	56
	67	3	54	90	10	13.0	1.0	6.1	70.2	56
	74	10	52	87	53	20.0	1.0	3.2	71.2	56
	216	81	28	47	43	83.0	1.0	17.4	75.5	56
4 Gapeau aval 2	18	0	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	non mobilisé	42
	42	1	236	pp	236 pp	14.5	0.8	2.2	23.0	42
	57	6	48	80	25	7.0	1.0	3.2	72.3	42
	67	3	45	75	17	4.0	1.0	1.7	78.0	42
	74	10	49	82	55	22.0	1.0	6.7	71.9	42
	216	81	34	57	28	420.0	1.0	159.3	78.0	42

Tableau 33 : Résultats observés pour la détermination des débits-seuils de mise en mouvement et des distances de transport.

2.1.4.4. Estimation de la modification topographique des sections étudiées

L'estimation topographique du remaniement des sections fait appel aux données obtenues à l'aide des chaînes d'érosion et du suivi des profils en travers. Les résultats sont compilés dans la figure 86.

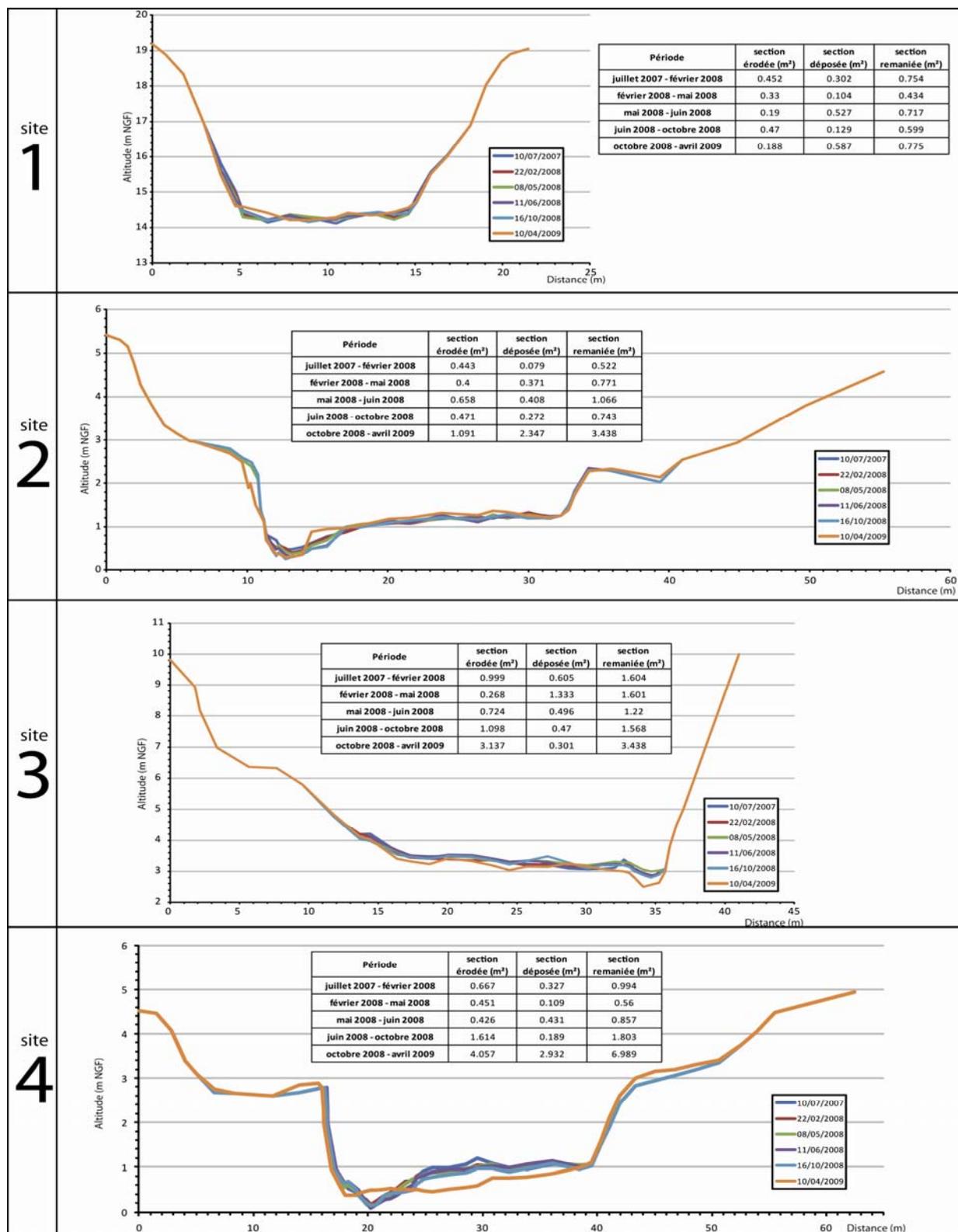


Figure 86 : Résultats obtenus à partir des profils en travers et des chaînes d'érosion.

De faibles modifications de sections sont observées pour les faibles débits sur la totalité des profils instrumentés (de 0,4 à 1,8 m²), la majorité de ces modifications se situant dans la marge d'erreur (tableau 32). Après la crue de décembre 2008, en revanche, d'importantes modifications sont enregistrées, d'environ 0,8 m² sur le site 1 à environ 7 m² sur le site 4. Ces modifications se caractérisent essentiellement par une érosion des berges (sites 2 et 4), une accumulation au sommet des berges (site 4) et une érosion du plancher alluvial (sites 3 et 4) (figure 86). Mais ces modifications concernent principalement le site 4, les autres sites sont plus stables et ne présentent que de faibles variations topographiques de la section instrumentée, traduisant ainsi une discontinuité longitudinale dans le transport sédimentaire.

2.1.5. Relations entre le transport solide, les débits et la durée des évènements

Les volumes de sédiment transportés à partir du débit seuil de mise en mouvement des sédiments grossiers (Q_0) ont été calculés à partir des superficies des sections érodées et remblayées (figure 86), en tenant compte de la porosité et des distances moyennes parcourues par les traceurs (tableau 34). Afin d'améliorer la compréhension du phénomène de transport de la charge de fond en fonction des évènements de crue, nous prenons également en compte la durée de chaque évènement.

Site 1 : Gapeau amont					
débit (m ³ /s)	10	17	22	30	70
Section solide mobilisée (m ²)	0	0.232	0.292	0.168	0.300
Distance moyenne parcourue (m)	0	15	1.3	28.3	155
Volume de charge de fond mobilisée (m ³)	0	3.48	0.38	4.75	46.50
Nombre d'heure avec $Q > Q_0$	0	16	4	23	100
Site 2 : Réal-Martin					
débit (m ³ /s)	21	45	60	70	175
Section solide mobilisée (m ²)	0	0.313	0.433	0.302	1.397
Distance moyenne parcourue (m)	0	4.2	3.2	3.2	15.2
Volume de charge de fond mobilisée (m ³)	0	1.31	1.39	0.97	21.23
Nombre d'heure avec $Q > Q_0$	0	1	-	-	85
Site 3 : Gapeau aval 1					
débit (m ³ /s)	42	57	67	74	216
Section solide mobilisée (m ²)	0.646	0.645	0.491	0.631	1.385
Distance moyenne parcourue (m)	2.9	7.9	6.1	3.2	17.4
Volume de charge de fond mobilisée (m ³)	1.87	5.10	3.00	2.02	24.10
Nombre d'heure avec $Q > Q_0$	1	6	3	10	81
Site 4 : Gapeau aval 2					
débit (m ³ /s)	42	57	67	74	216
Section solide mobilisée (m ²)	0.340	0.191	0.293	0.617	2.393
Distance moyenne parcourue (m)	2.2	3.2	1.7	6.7	159.3
Volume de charge de fond mobilisée (m ³)	0.75	0.61	0.50	4.13	381.20
Nombre d'heure avec $Q > Q_0$	1	6	3	10	81

Tableau 34 : Transport solide estimé pour chaque crue et sur chaque site.

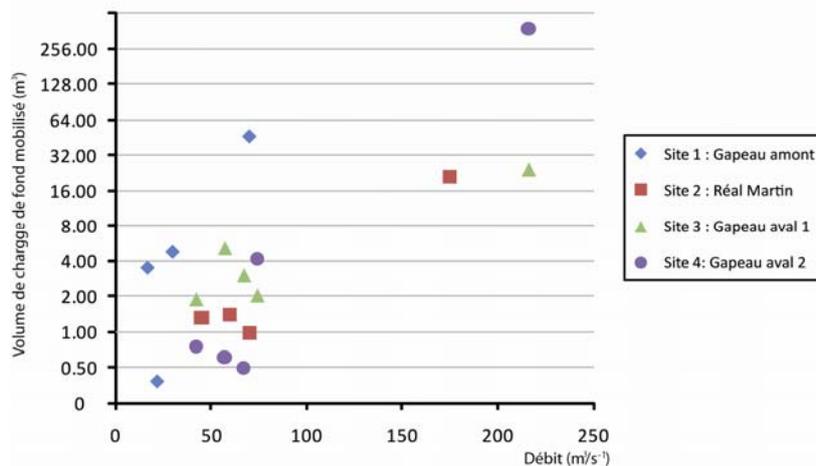


Figure 87 : Transport solide estimé en fonction du débit maximum instantané sur les 4 sites.

Nous observons une croissance du transport solide parallèlement à l'augmentation du débit sur les 4 sites (figure 87). Mais toutefois, il apparaît que le transport solide est variable entre les sites pour un même débit. Le transport solide, à débit équivalent, est le plus important sur le site 1 (Gapeau amont) et plus faible sur les sites 2, 3 et 4. Il est également important de noter que la durée de l'évènement influence le volume de sédiments transportés, ce qui explique que de forts débits peuvent présenter des valeurs de transport solide relativement faibles (tableau 32).

Concernant le transport solide sur le Gapeau en amont de la confluence (site 1), on constate que celui-ci est proche de 50 m³ lors de l'évènement de décembre 2008 (70 m³/s⁻¹). Les volumes mobilisés pour des évènements moins importants (10 à 30 m³/s⁻¹) sont faibles et compris entre 0 et 4,75 m³. Le volume de charge de fond mobilisé pour un débit de crue de 17 m³/s⁻¹ (avril 2008) est supérieur au volume de charge de fond mobilisé pour un débit de crue de 22 m³/s⁻¹ (mai 2008) mais ceci s'explique par la durée de l'évènement.

Sur le Réal Martin (site 2), lors de la crue de décembre 2008 (175 m³/s⁻¹), ce sont environ 20 m³ de matériaux qui sont transportés. Pour des débits de 45, 60 et 70 m³/s⁻¹ les volumes sédimentaires mobilisés ne dépassent pas 1,4 m³.

Nous faisons la même constatation sur le site n° 3 (Gapeau aval 1), au niveau duquel ce sont environ 24 m³ de matériaux qui sont transportés lors de la crue de décembre 2008 (216 m³/s⁻¹). Pour des débits de 42, 57, 67 et 74 m³/s⁻¹, les volumes de matériaux mobilisés ne dépassent pas 5,1 m³.

En revanche, au niveau du site n°4 (Gapeau aval 2), la crue de décembre 2008 (216 m³/s⁻¹) est parvenue à mobiliser un volume de sédiment estimé à environ 380 m³. Mais, ici aussi, de très faibles mouvements sédimentaires sont observés pour les débits inférieurs, de 40 à 70 m³/s⁻¹, avec un maximum d'environ 4 m³ de matériaux transportés.

Nous avons également calculé le volume de charge de fond mobilisé sur la totalité de notre période d'étude (juillet 2007-avril 2009). Nous obtenons des valeurs comprises entre 24,2 m³ sur le site 2 et 521,5 m³ sur le site 4 (tableau 35). Il apparaît que ces chiffres sont relativement proches de ceux estimés uniquement pour la crue de décembre 2008, traduisant l'influence prépondérante des évènements extrêmes dans le transport de la charge de fond dans le Gapeau aval. Nous avons également estimé le volume de sables mobilisés sur chaque site à partir des résultats des granulométries volumétriques ; ceux-ci représentent environ 220 m³ sur le site 4 (tableau 35).

	Site 1 (Gapeau amont)	Site 2 (Réal-Martin)	Site 3 (Gapeau aval 1)	Site 4 (Gapeau aval 2)
Section solide mobilisée (m ²)	0.66	1.4	1.54	2.98
Distance moyenne parcourue (m)	170	17.3	21.1	175
Volume de charge de fond mobilisée (m ³)	112.2	24.2	32.5	521.5
% de sables et graviers (issus des granulométries volumétriques)	23.3	17.5	18.7	42
volume de sable et graviers mobilisé (m ³)	26.1	4.2	6.1	219

Tableau 35 : volume de charge de fond mobilisé durant la période d'étude (07/2007 – 04/2009).

Entre avril 2009 et juillet 2009, seul un évènement avec un débit maximum instantané proche de 80 m³/s⁻¹ est enregistré et n'a pu être instrumenté. Etant donné la faiblesse du transport mesuré précédemment pour un débit relativement similaire, nous considérons donc que le transport total sur 2 années est proche de 550 m³ sur le site 4, ce qui représente un transport annuel moyen de la charge de fond sur notre période d'étude estimé à 275 m³ (dont environ 115 m³ de sables et graviers).

Mais cette valeur reflète le transport sédimentaire qui caractérise notre période d'étude, marquée par une crue de récurrence exceptionnelle (Q20) et des conditions d'écoulement des flux solides et liquides spécifiques. De plus, nous ne disposons pas de suffisamment de mesures à différents débits (lacune entre 74 et 216 m³/s⁻¹) pour établir une corrélation significative entre débit liquide et solide. Par conséquent, il apparaît qu'une extrapolation des données obtenues sur notre période d'étude à la chronique hydrologique disponible (depuis 1961) s'avère impossible ou comporterait un trop large biais.

2.1.6. Conclusion sur le transport de la charge de fond grossière

Le suivi des chaînes d'érosion, ainsi que des profils en travers, ne révèle que de très faibles modifications des sections instrumentées, hormis après la crue de décembre 2008 (216 m³/s⁻¹), durant laquelle près de 380 m³ de sédiment ont été mobilisé sur le site 4. Les résultats démontrent ainsi la faiblesse du transport de la charge de fond sur ce tronçon du Gapeau sur notre période d'étude. Il apparaît que seuls de très forts débits sont capables de mobiliser intégralement la couche de surface et d'ainsi entraîner un transit général de la charge de fond. Sur les sites n°2 et 3, il semble d'ailleurs que le débit nécessaire à sa destruction complète n'ait pas été atteint, contrairement aux sites n° 1 et 4.

2.2. Influence du seuil de Sainte Eulalie sur le transit de la charge de fond

Nous avons réalisé un suivi bathymétrique du plan d'eau formé par le seuil de Ste Eulalie (figure 88, a), qui constitue une zone de piégeage, afin de fournir une seconde estimation du transit de la charge de fond, mais aussi d'évaluer l'impact de cet ouvrage sur la dynamique sédimentaire. Le seuil de Sainte Eulalie, situé en aval de la confluence Gapeau/Réal Martin, crée un vaste bief lentique (environ 700 m de longueur), susceptible de freiner la migration de la charge de fond. Une étude des mouvements sédimentaires par différentiel bathymétrique va permettre d'estimer les volumes stockés ou destockés en fonction d'évènements de crue.

2.2.1. Méthode de suivi bathymétrique à l'amont du seuil

L'étude de l'impact actuel du seuil de Ste Eulalie sur la dynamique sédimentaire repose sur l'analyse de différentiels bathymétriques avant et après une crue. Ceci est réalisé dans le but de déceler des zones de stockage ou déstockage de matériaux et d'en évaluer les volumes (Rowan et al., 1995 ; Furnans, 2008). Sur ce secteur du Gapeau, la ripisilve est dense et couvre quasiment intégralement le cours d'eau, rendant impossible l'utilisation d'un sondeur classique couplé à un DGPS, par manque de visibilité des satellites. Une méthode de bathymétrie par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) a donc été mise en place (figure 88, c) (Strasser et al., 2002 ; Chen et al., 2007).

La méthodologie développée permet ainsi de réaliser des bathymétries à partir d'un courantomètre acoustique profileur du type ADCP (RDI teledyne Instruments) couplé à un DGPS RTK. L'objectif est de pouvoir géoréférencer l'ensemble des données acquises, et cela dans des contextes avec pertes de signal GPS. Il s'agit typiquement d'une application pour les milieux fluviaux avec des berges végétalisées et une canopée qui génère une perturbation du signal de positionnement.

L'utilisation d'un ADCP en mode transect nécessite l'utilisation du logiciel propriétaire WinRiver, puis le traitement des données enregistrées se fait sous Matlab. L'ADCP est utilisé avec le mode *bottom-tracking*, c'est à dire avec l'émission d'un signal spécifique dédié au sondage de la profondeur. Les données sont récupérées à haute fréquence d'acquisition, et généralement associées à la résolution verticale la plus fine possible (15 cm pour un 600 khz).

L'ADCP estime à partir du mode *bottom-tracking* la trajectoire (distance et orientation) réalisée. Cette trajectoire est relative au premier point de mesure. Elle est soumise à une déviation qui s'amplifie avec la distance parcourue. L'idée originale est ici de caler certains points de mesures avec des coordonnées DGPS RTK, c'est à dire aux emplacement de faible canopée où la réception DGPS RTK est de bonne qualité. Cette étape consiste à établir une relation linéaire entre l'écart de trajectoire et le positionnement DGPS, puis d'interpoler cet écart pour l'ensemble des positions sans positionnement DGPS afin d'avoir une matrice de translation pour l'ensemble des points. Ensuite, chaque donnée est corrigée du décalage de la position de l'antenne mobile DGPS par rapport à la position de l'ADCP au niveau de sa structure (catamaran) (figure 88, b).

A ce stade, nous avons une position horizontale précise géoréférencée de chacun des points de mesures. Ensuite, pour chaque point nous avons 4 données *bottom-tracking*. Nous reprojets donc la position des 4 points sur le fond en fonction de l'angle d'ouverture des faisceaux, en considérant la correction du roulis et du tangage (le faisceau 3 de l'ADCP étant

dans le sens de navigation). Cette méthode permet donc d'établir un levé multifaisceau (4 faisceaux par point de mesure) géoréférencé sur l'ensemble du cours d'eau. L'altitude des points de mesure est ensuite corrigée à partir de la hauteur du plan d'eau fournie par la station hydrométrique de St Eulalie et le MNT (figure 89) est réalisé selon la méthode précédemment présentée avec une marge d'erreur de ± 10 cm (cf. chapitre 2).

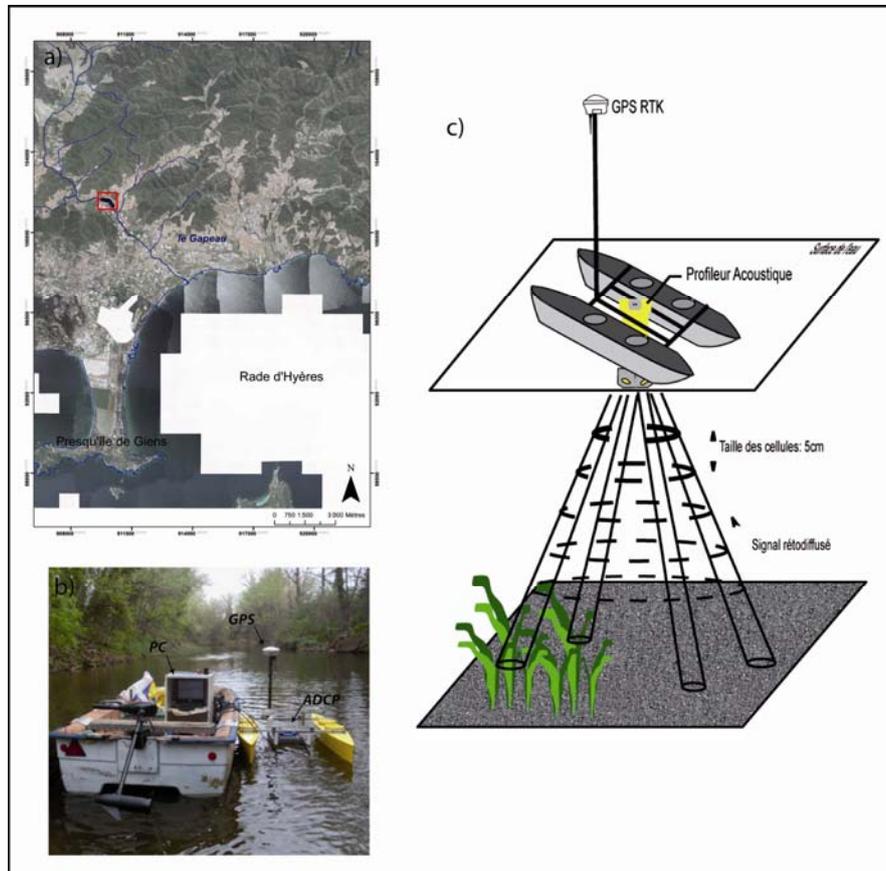


Figure 88 : a) localisation du secteur étudié, b) présentation du matériel utilisé et c) principe de fonctionnement de l'ADCP.

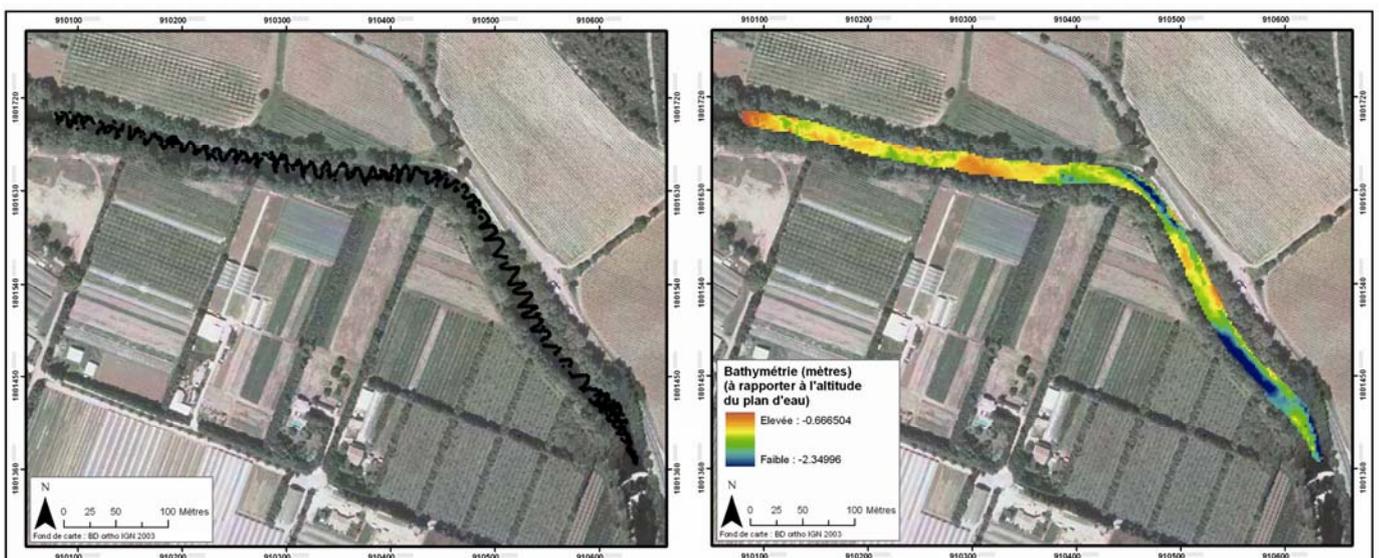


Figure 89 : Exemple du relevé effectué en septembre 2007 et MNT associé.

Trois missions de relevés bathymétriques ont été réalisées, en septembre 2007, mars 2008 et juin 2008 (figure 90). Les données obtenues permettent de caractériser les mouvements sédimentaires engendrés par une crue de $42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ survenue en janvier 2008 ($Q1 = 40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) et ceux engendrés par deux crues de respectivement 57 et $67 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ survenues en avril et mai 2008 ($Q2 = 80 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$).

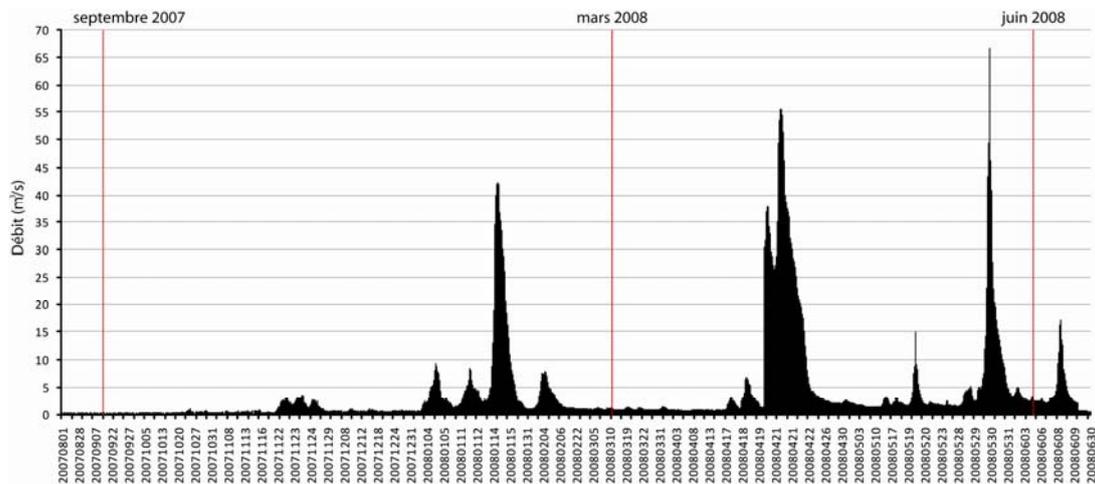


Figure 90 : Chronique des débits maximums instantanés à la station de Ste Eulalie (données : SCP).

Ces 3 jeux de données bathymétriques permettent ainsi de réaliser des différentiels, à partir desquels les volumes de matériaux mobilisés sont évalués.

2.2.2. Bilan sédimentaire à l'amont du seuil

Sur la totalité de la période d'étude (septembre 2007-juin 2008), le plancher alluvial présente une érosion estimée à environ 200 m^3 , pour une accrétion légèrement inférieure, d'environ 120 m^3 . Il ressort donc de cette période marquée par l'occurrence de plusieurs petits événements hydrologiques une tendance globale à l'érosion. Celle-ci semble toucher principalement les zones de sinuosités ainsi que l'extrémité aval du secteur étudié, en amont immédiat du seuil (figure 91).

Le différentiel bathymétrique entre septembre 2007 et mars 2008, encadrant une crue de $42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (figure 90), révèle une accrétion quasi-généralisée du plancher alluvial du Gapeau. Une très faible érosion est néanmoins observée, d'environ 20 m^3 , et considérée comme peu significative. L'accrétion est majoritairement comprise entre 10 et 20 cm et concerne la quasi-totalité du linéaire étudié (700 m). Elle est évaluée à environ 500 m^3 . On observe néanmoins une accrétion plus importante au niveau de la rive concave du méandre principal, comprise entre 0,5 et 1 m.

En revanche, entre mars 2008 et juin 2008, deux crues de respectivement 57 et $67 \text{ m}^3/\text{s}$ ont provoqué cette fois une érosion quasi-généralisée du chenal du Gapeau en amont du seuil. Celle-ci est évaluée à environ 700 m^3 , soit une érosion majoritairement comprise entre 10 et 30 cm. On constate que cette érosion atteint localement plus d'1m, au niveau du coude principal. L'accrétion mesurée représentant moins de 50 m^3 , elle est considérée comme peu significative.

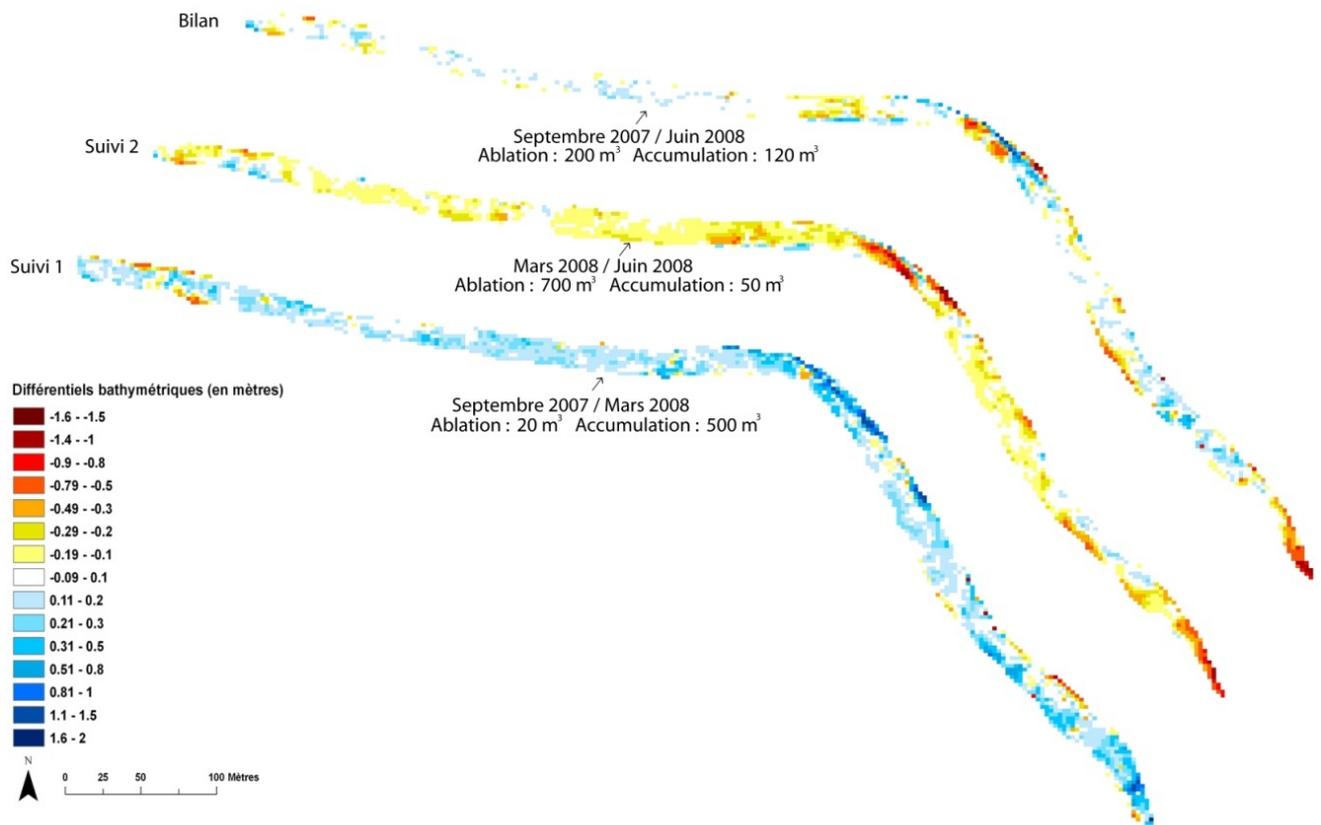


Figure 91 : Différentiels bathymétrique entre septembre 2007, mars 2008 et juin 2008.

2.2.3. Discussion et conclusion de l'influence du seuil sur les dynamiques sédimentaires

Ces relevés bathymétriques sont réalisés avant et après des crues qui n'ont pas mobilisé la charge de fond grossière sur les autres secteurs, ou très faiblement (Tableau 32). Par conséquent, les mouvements sédimentaires enregistrés en amont du seuil sont considérés comme affectant seulement des sables et graviers. D'autres arguments viennent étayer cette hypothèse. Des observations de terrain réalisées dans le seuil montrent qu'il n'y a pas de charge grossière sur environ 800 m en amont du seuil, et que les dépôts sont sableux et/ou graveleux. Les sables et graviers franchissent donc l'obstacle mais la question se pose concernant les éléments plus grossiers. Il est en effet impossible, à partir de ces résultats, d'établir si les galets parviennent à franchir le seuil. Néanmoins, l'important pavage constaté en aval du seuil semble démontrer l'incapacité du Gapeau à faire transiter une charge de fond grossière.

En considérant ces résultats, nous constatons donc qu'une crue annuelle provoque donc un phénomène d'accrétion en amont du seuil. Sans doute le flux liquide n'est-il pas assez puissant pour entraîner le sédiment en aval du seuil, ce qui par conséquent entraîne la formation d'une zone de dépôts. Ces dépôts seront remobilisés par la suite, lors des crues du mois d'avril et du mois de mai 2008, comme l'indique le bilan sédimentaire négatif sur cette période. Il apparaît donc que des crues plus importantes (Q2) sont capables de faire transiter du sédiment en aval du seuil.

Le seuil de Ste Eulalie est un ouvrage relativement ancien. Il a été recalibré plusieurs fois, notamment durant les années 1970. On peut faire l'hypothèse qu'il a été comblé et qu'il a donc fallu le rehausser pour recréer un plan d'eau nécessaire à la prise d'eau agricole. Néanmoins, l'observation d'autres seuils sur le Gapeau et le Réal-Martin ne permet pas de confirmer cette hypothèse, étant donné qu'il n'existe, à notre connaissance, aucun ouvrage sur le cours d'eau qui ne soit entièrement comblé. Il semblerait donc que tous ces ouvrages forment d'importants freins au transit de la charge de fond grossière (galets), laissant transiter la charge de fond fine. L'incision importante ainsi que le pavage remarquable observés en aval du seuil de St Eulalie pourrait ainsi être une conséquence de ce phénomène. Les éléments grossiers étant retenus en amont de l'ouvrage, seule une incision se manifeste à l'aval. Les éléments les plus fins sont exportés, ce qui accentue le phénomène de pavage.

Nous allons maintenant comparer les résultats obtenus par différentiel bathymétrique en amont du seuil de Ste Eulalie avec ceux obtenus par mesure des variations topographiques et des distances de transport sur les sites 3 et 4 en aval du seuil. L'étude du différentiel bathymétrique avant et après l'évènement de janvier 2008 ($42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) indique une accrétion d'environ 500 m^3 en amont du seuil, tandis que les mesures post-crue aux niveaux des sites 3 et 4 indiquent un transport de la charge de fond de respectivement $1,87$ et $0,75 \text{ m}^3$. Après les évènements d'avril et mai 2008 (57 et $67 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$), le différentiel bathymétrique indique une ablation d'environ 700 m^3 tandis que les mesures post-crue indiquent un transport de la charge de fond compris entre $0,5$ et $5,1 \text{ m}^3$ sur les 2 sites (tableau 32).

Des crues de cette importance sont donc responsables de mouvements sédimentaires, symbolisés en amont du seuil de Ste Eulalie par des phénomènes d'accrétion et d'érosion. Mais ces évènements hydrologiques n'ont que peu d'impact sur la dynamique de la charge de fond à l'aval, au niveau des sites 3 et 4 (cf. 2.1.). L'analyse des différentiels bathymétriques en amont du seuil a néanmoins prouvé que des crues de cette importance (jusqu'à Q2) mobilisent la fraction fine (sables et graviers) des sédiments constituant la charge de fond. Nous faisons donc l'hypothèse que la géométrie du chenal dans la basse vallée, favorable à l'écoulement des flux liquides et solides (cf. chapitre 1), est responsable de l'export de ces matériaux fins jusqu'au littoral lors de ces évènements, sans stockages et/ou déstockages. Le pavage du plancher alluvial dans la basse vallée est également un facteur favorable à l'export des matériaux fins sans modifications morphologiques des sections. Toutefois, l'étude du différentiel topo-bathymétrique réalisé à l'embouchure entre février 2007 et juin 2007, démontre qu'aucun apport fluvial n'est enregistré durant cette période (cf. chapitre 4). Étant donné que peu de stockages sédimentaires sont possibles sur le linéaire compris entre le seuil et l'embouchure, excepté en amont du barrage anti-sel, il est envisagé que le bief situé en amont de celui-ci puisse provisoirement stocker ces sédiments.

Pour conclure, cette comparaison entre les matériaux piégés en amont du seuil de Ste Eulalie et les mouvements de la charge de fond enregistrés à l'aval pour un même évènement, permet de mettre en évidence l'existence d'un transit des matériaux fins, en l'absence de mouvements significatifs de la charge de fond grossière. Il apparaît que l'étude des mouvements de la charge de fond par mesures post-crue des variations morphologiques de la section associée à des mesures de distance de transport de particules grossières dans un chenal présentant un pavage ne permet pas de rendre compte du transport réel des particules fines.

2.3. Le transport en suspension

En complément des mesures du transport de la charge de fond, nous allons maintenant étudier le transport des matières en suspension afin d'établir le volume de sable potentiellement disponible au sein de ces MES pour le littoral.

2.3.1. Méthode de mesure du flux de MES

2.3.1.1. La méthode ADCP

La méthode de mesure et de quantification du flux de MES à partir d'un ADCP a déjà été utilisée sur de grands organismes comme le Rhône ou le Danube (Lecoz 2007, Raccasi, 2007 ; Jugaru et al., 2009), mais jamais, à notre connaissance, sur de petits organismes de faibles profondeurs. Notre étude des volumes de MES transférés au littoral de la rade d'Hyères, repose donc sur une technique récemment développée et basée sur l'utilisation d'un ADCP (acoustic doppler current profiler) (Gartner, 2002, 2004 Kostaschuk, 2005). Cet appareil est un outil relativement récent, qui fait toujours l'objet de recherches dans le domaine de la quantification des flux solides, mais l'utilisation de l'ADCP en rivière pour réaliser des jaugeages s'est maintenant banalisée et nombreux sont les acteurs de la gestion des cours d'eau qui en sont équipés (Le coz, 2007).

Non intrusives, les mesures par ADCP ont l'avantage de fournir simultanément et au même endroit des informations sur la topographie du fond, le champ de vitesse et, indirectement, sur la concentration en MES. Les contrastes temporels et spatiaux de taux de MES au sein de la masse d'eau explorée peuvent ainsi être caractérisés à partir de profils d'intensité du signal acoustique rétrodiffusé (Dinehart et al., 2005). L'interprétation de l'écho peut être qualitative ou bien fondée sur des corrélations empiriques établies à partir de prélèvements d'eau au moment de la mesure (Le coz, 2007). Des prélèvements d'échantillons réalisés en parallèle sont donc nécessaires pour obtenir des concentrations absolues.

L'ADCP utilisé dans cette étude est un Qliner (2 MHz), développé spécialement par la société Nortek et commercialisé par OTT pour le jaugeage sur petites et moyennes rivières (1 à 30 m de large pour 0,3 à 5 m de fond). Celui-ci mesure des profils verticaux, ainsi que des profondeurs, sur un nombre paramétrable de verticales sur le profil, sans suivi du fond (bottom tracking). Le logiciel d'exploitation détermine en temps réel le débit, en combinant les mesures de vitesse et de profondeur. Le système Qliner est constitué d'un profileur de courant à effet Doppler, d'un catamaran supportant le profileur avec un transmetteur Bluetooth et d'un Pocket PC (PDA) Bluetooth étanche (photos 7 et 8). Le logiciel « Qliner review » permet par la suite d'exporter les données brutes de rétrodiffusion (en counts), qui une fois corrigées serviront à l'estimation des volumes de MES en transit.



Photos 7 et 8 : Qliner en mode acquisition.

Pour mesurer le champ de vitesse, l'ADCP émet des séquences d'ondes ultrasonores qui sont renvoyées par les matières en suspension dans l'écoulement (Simpson, 2001). L'intensité de cet écho rétrodiffusé par les particules dépend des propriétés de l'eau (température, coefficient d'absorption...), du profileur lui-même (fréquence, mode de mesure, appareil...) et des matières en suspension (granulométrie, concentration, propriétés acoustiques...). L'intensité de l'écho est donc directement corrélée avec la concentration en MES (Dinehart et Burau, 2005). Pour le Qliner, le logiciel « Qliner review » permet de visualiser en sortie les données brutes de la rétrodiffusion, qui sont ensuite corrigées sous matlab des paramètres de site et d'appareil (profondeur, absorption du son par l'eau, écartement des faisceaux, taille des cellules, fréquence de l'ADCP). Toutefois, l'atténuation du signal par les sédiments n'est pas prise en compte. Les valeurs corrigées de la rétrodiffusion offrent donc une visualisation qualitative de la répartition relative des concentrations de MES (Figure 92).

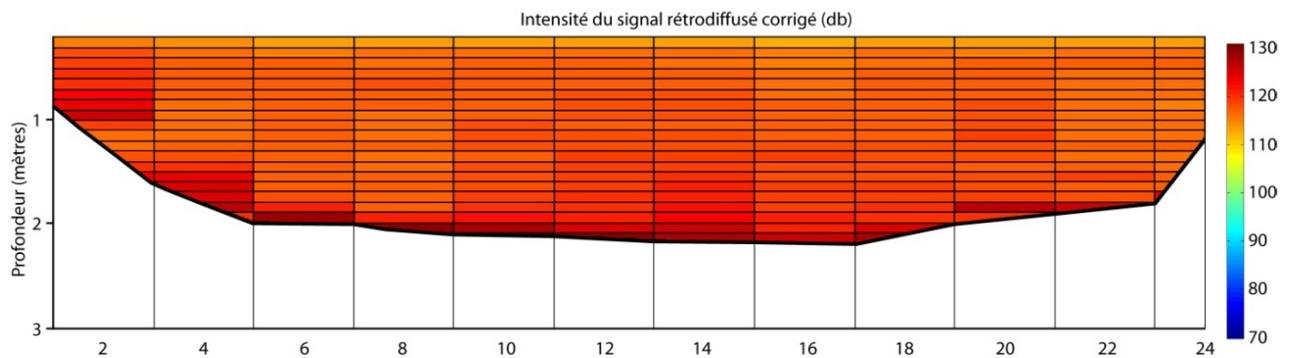


Figure 92 : Intensité du signal rétrodiffusé corrigé (en db) (jaugeage SCP, 70 m³/s, le 16/12/2008 en aval du site n°4).

2.3.1.2. Calibration du signal rétrodiffusé et traitement des données

Afin de réaliser une calibration des données de rétrodiffusion, il est nécessaire de réaliser plusieurs prélèvements d'échantillons d'eau sur le profil, dans le plan horizontal et dans le plan vertical (Raccasi, 2007).

a) Dans le plan vertical, compte tenu des conditions de mesure sur le Gapeau (vitesse du courant, hauteur des ponts), seule des mesures en surface ont été réalisées à la bouteille

Niskin depuis le pont de la D559a lors de la première campagne de mesure, pendant la crue du 21/04/2008 (débit maximum d'environ 25 m³/s) (tableau 36). La hauteur importante entre le tablier du pont et le cours d'eau ainsi que les forts courants n'ont pas permis de réaliser les prélèvements dans le plan vertical, sur plusieurs points de la colonne d'eau, qui sont nécessaires à la calibration. La bouteille Niskin ne pouvant être lestée suffisamment, elle est emportée par le courant, rendant impossible des prélèvements en profondeur. La figure 93b, qui atteste d'une concentration en MES variable verticalement sur le profil indique qu'il serait nécessaire de réaliser plusieurs prélèvements dans la colonne d'eau pour une estimation précise du flux de MES.

Nous observons, en effet, une décroissance de l'intensité de la rétrodiffusion de la surface en direction du fond. La première cellule (proche du capteur), ainsi que la dernière (proche du fond) ne représentent pas les conditions réelles de turbidité ; elles correspondent respectivement à l'enfoncement du capteur et au parasitage lié à une augmentation du diamètre du faisceau provoquant des émissions secondaires (Gordon, 1989). En ce qui concerne cette décroissance de la rétrodiffusion, nous émettons l'hypothèse que cela soit le résultat d'une grande quantité de matière organique en transit dans la colonne d'eau, et semble-t-il préférentiellement en surface du fait de sa flottabilité, l'analyse des échantillons d'eau prélevés à proximité de la surface présentant toujours un minimum de 10% de matière organique. Il est donc possible que l'intensité de la rétrodiffusion soit influencée par ces particules d'origine biologique, mais il est également possible que des turbulences ou des bulles d'air en soient responsables (Gordon, 1996). Toutefois, ce type d'organisation spatiale des flux de particules en suspension sur le profil en travers a déjà été observé par Antonelli (2002), sur le Rhône aval, où elle constatait des cas de décroissance du flux solide de la surface vers le fond. Aucune explication convaincante n'est avancée, mais il semblerait néanmoins que les vitesses d'écoulement influent sur le transport solide, probablement en inter-relation avec d'autres paramètres physiques (vitesse critique, force tractrice...) et géomorphologiques (position sur le profil en long, espacement des seuils et des mouilles...) (Antonelli, 2002).

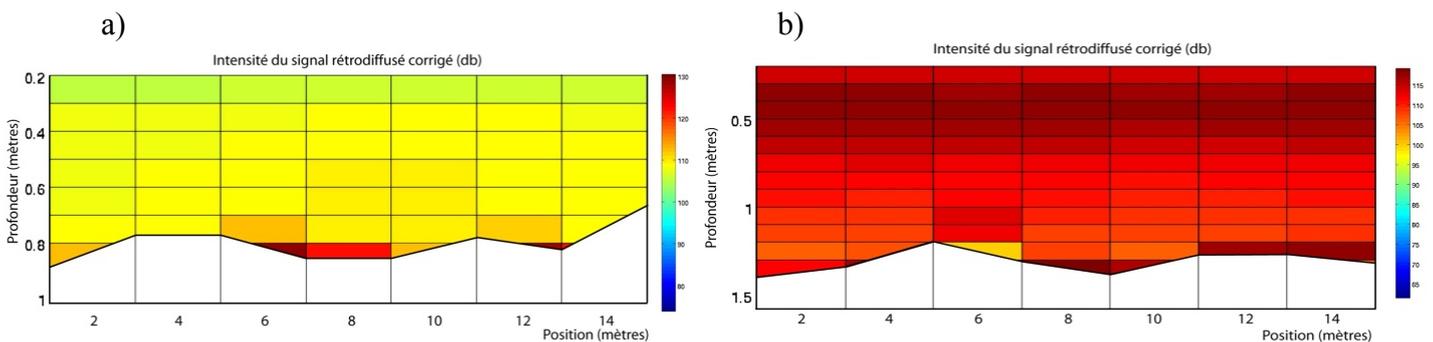


Figure 93 : a) Intensité du signal rétrodiffusé corrigé (en db) pour un débit de 4 m³/s le 30/05/2008 et b) pour un débit de 25,9 m³/s le 30/05/2008.

b) Dans le plan horizontal, 3 prélèvements en surface, au milieu et sur les bords du chenal ont été réalisés à la bouteille Niskin depuis le pont de la D559a lors de la première campagne de mesure, pendant la crue du 21/04/2008 (tableau 36).

Prélèvements	% de différence entre les verticales		
	vert1/vert2	vert1/vert3	vert2/vert3
18h	15.32	21.30	11.43
19h	19.24	29.60	8.69
20h	5.13	2.25	7.78
21h	0.34	0.31	0.65
4h	1.55	3.79	2.28
6h	4.90	10.26	5.63
7h	6.62	8.11	1.40
8h	6.66	8.15	1.60
moyenne	7.47	10.47	4.93

Tableau 36 : Pourcentages de différence de concentrations en MES mesurées sur 3 verticales du profil durant la crue du 21/04/2008.

L'analyse des concentrations en MES (méthode décrite dans Rodier, 1996), atteste d'une répartition relativement homogène des concentrations dans le plan horizontal (Tableau 34). Une différence maximale d'environ 30 % entre 2 verticales, pour une moyenne maximum de 10% est mesurée, donc nous ne tiendrons pas compte de la variabilité latérale du flux de MES. Les graphes de rétrodiffusion attestent également de l'homogénéité latérale des concentrations en MES. Pour chaque jaugeage par ADCP, un seul prélèvement d'eau est donc réalisé, au milieu du cours d'eau lorsque ce fut possible et à environ 20 cm sous la surface pour les faibles débits (pour éviter le prélèvement des matières organiques qui flottent en surface), puis à proximité de la berge lorsque les profondeurs devenaient trop importantes pour entrer dans le chenal. Il s'avère qu'un seul prélèvement est insuffisant pour réaliser une calibration des données de rétrodiffusion, mais nous allons néanmoins utiliser la concentration en MES issue de ce prélèvement, en considérant celle-ci comme homogène sur l'ensemble du profil. Malgré cela, il semble que cette approche fournisse des résultats relativement corrects, au regard de la répartition de l'intensité de la rétrodiffusion observée pour les faibles débits, relativement homogène (figure 93 a et b).

Une analyse granulométrique des sédiments présents dans les échantillons d'eau a ensuite été effectuée par granulométrie laser sur Counter Coulter LS 230 (IRSN, Ifremer, La-Seyne-sur-Mer), et les indices classiques (grain moyen et indice de tri) ont été déterminés (Folk et Ward, 1957). Des relations statistiques sont ensuite recherchées entre la granulométrie des échantillons et les concentrations en MES mesurées.

2.3.1.3. Caractéristiques des évènements suivis, site du suivi, limites de la méthode

Trois campagnes de jaugeage par ADCP ont été réalisées, durant les crues du 21/04/2008, du 30/05/2008 et du 15/12/2008, légèrement en aval du site n°4 et en amont du pont de la D559a (figures..). Les débits instantanés maximums enregistrés durant ces évènements sont respectivement de 57, 67 et 216 m^3/s^{-1} . Malheureusement, les débits maximums que nous sommes parvenu à jauger sont respectivement de 24,4, 28,2 et 43,2 m^3/s^{-1} et seules les phases de montée de crue ont pu être instrumentées. Nous disposons également d'un jaugeage effectué par la SCP sur le Gapeau le 16/12/2008, pendant la crue, estimant le débit à 70 m^3/s^{-1} .

Il existe de nombreuses contraintes techniques relatives à l'instrumentation d'un cours d'eau en crue qui limitent la mise en œuvre de cette méthode. Le principal problème rencontré concerne l'acquisition des mesures pour les forts débits. Il a en effet été impossible de jauger

correctement lorsque le cours d'eau devenait trop turbide, l'ADCP ne parvenant plus à mesurer la profondeur. Le manque d'expérience concernant l'utilisation de cet appareil est sans doute en parti responsable, des réglages spécifiques étant nécessaires pour une acquisition optimale dans de telles conditions (communication orale « Société du Canal de Provence », qui possède le même appareil). La SCP est parvenue à mesurer un débit de $70 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, dont nous allons ici utiliser les résultats. Nous ne disposons pas de prélèvements associés à ce jaugeage mais nous avons néanmoins prélevé un échantillon d'eau pour un débit identique, légèrement en amont de ce site de jaugeage, le 15/12/2008. Les concentrations obtenues seront donc utilisées pour estimer le transport total en suspension pour ce débit. Même si tous les évènements hydrologiques possèdent des spécificités propres et notamment en termes de transport solide en suspension, nous prendrons en compte cette valeur de concentration.

2.3.1.4. Précision des mesures

L'évaluation de la précision relative de nos estimations du débit solide en suspension est donnée par le coefficient de variation (Vericat and Batalla, 2006, modifié à partir de McLean et al., 1999) :

$$CV_i = [(\sigma_C/C)^2 + (\sigma_Q/Q)^2]^{1/2}$$

avec σ_C/C et σ_Q/Q représentant respectivement l'erreur liée à la mesure des concentrations et celle liée à la mesure des débits.

L'erreur concernant l'estimation des concentrations en MES est obtenue à partir des écarts-types calculés sur plusieurs prélèvements réalisés au même moment sur le profil. Nous retiendrons une erreur de 10%. L'erreur concernant la mesure des débits par ADCP durant notre étude est difficilement chiffrable, mais nous considérons néanmoins que celle-ci est d'au maximum 5% (Le Coz et al., 2008). Au final, l'erreur liée aux mesures de concentrations et de débit (CV_i) est d'environ 11 %. Mais étant donné que nous ne pouvons tenir compte des variations verticales de concentration ainsi que des variations de concentration pendant le pic de crue et pendant la décrue, nous préférons estimer la marge d'erreur totale à environ 15%.

2.3.2. Estimation du transport solide en suspension à l'échelle événementielle et annuelle

2.3.2.1. Relation entre débit liquide et débit solide

A partir des données de jaugeage et de concentration en MES nous avons construit les droites de régression associées (figure 94). S'il apparaît que les concentrations en MES sont corrélées aux débits à l'intérieur de chaque évènement hydrologique, en revanche, il n'existe aucune relation si l'on considère l'ensemble des débits et des données de concentration obtenues lors des 3 crues. Il semble donc que la variabilité événementielle rende impossible l'application d'une relation unique pour tous les évènements. En effet, à débit équivalent, la montée de crue survenue en mai 2008 transportait au moins 3 à 4 fois plus de sédiment en suspension que les montées de crue d'avril et décembre 2008.

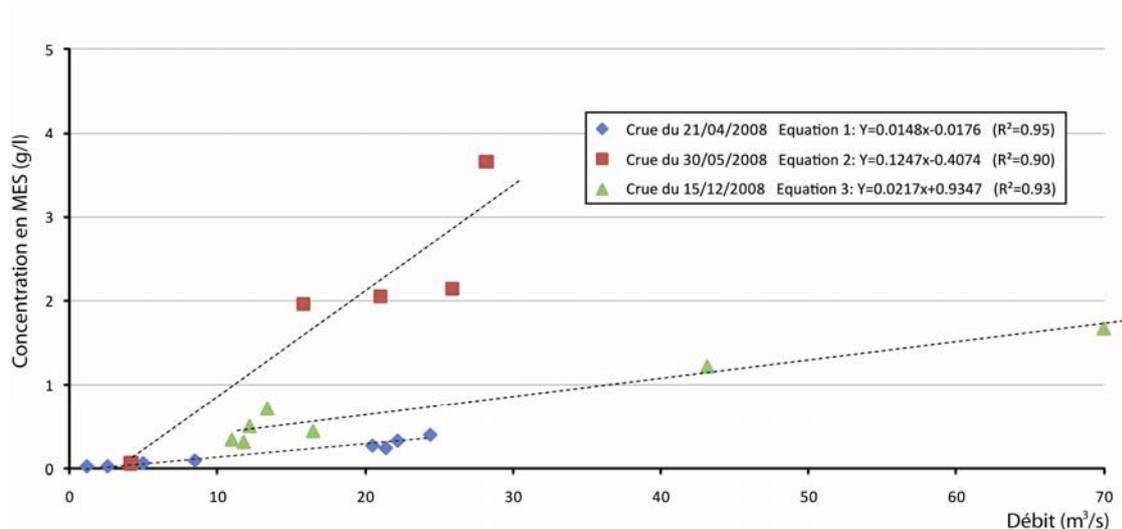


Figure 94 : Relation entre débits et concentrations en MES mesurées pour les 3 crues étudiées.

2.3.2.2 Le transport en suspension à l'échelle événementielle et annuelle

Les volumes de sédiment transitant en suspension sont issus de la relation linéaire liant la concentration (en g/l) et le débit (m^3/s^{-1}). Même s'il est probable que les concentrations en MES soient variables spatialement à l'échelle du profil et que la relation les liant aux débits soit de type exponentielle (Van Rijn, 1984 ; Asselman, 1999 ; Serrat et al., 2001) (par manque de données concernant les forts débits il n'a pas été possible d'établir une relation de ce type), les ordres de grandeur proposés sont considérés comme significatifs. Nous utilisons donc la chronique hydrologique au seuil de St Eulalie, à pas de temps variable mais avec une moyenne de 30 min, afin de déterminer le transport solide en suspension total lors des crues et ceci à l'aide des équations des droites de régression linéaire obtenu pour chaque crue.

Les relations établies entre les débits et les concentrations en MES (figure 94), ont donc permis de faire une estimation du transport solide en suspension pour chaque crue instrumentée. Les résultats sont compilés dans le tableau 35. Nous observons ainsi une nette différence entre les volumes de sédiments apportés par les 3 crues instrumentées. La crue d'avril 2008 aurait fait transiter près de $1\,000\text{ m}^3$ ($\pm 150\text{ m}^3$) de sédiments en suspension, quand celle de mai 2008 en aurait fait transiter $2\,200\text{ m}^3$ ($\pm 330\text{ m}^3$) et celle de décembre 2008 environ $73\,500\text{ m}^3$ ($\pm 11\,000\text{ m}^3$).

	Débit instantané (jaugeage ADCP, m ³ /s)	Concentrations en MES (g/l)	Flux de MES (g/m ³ /s) (±5%)	Transport solide en suspension total de la crue (m ³) (±10%)
Débits crue 21/04/2008 (m ³ /s)	1.2	0.02	20	1 000 (± 100)
	2.6	0.02	20	
	5	0.06	60	
	8.5	0.09	90	
	20.5	0.27	270	
	21.4	0.24	240	
	22.2	0.33	330	
Débits crue 30/05/2008 (m ³ /s)	24.4	0.4	400	2 200 (± 330)
	4.1	0.06	60	
	4.2	0.07	70	
	15.8	1.96	1 960	
	21	2.05	2 050	
Débits crue 15/12/2008 (m ³ /s)	25.9	2.14	2 140	73 500 (± 11 000)
	28.2	3.65	3650	
	11	0.35	350	
	11.8	0.32	320	
	12.2	0.51	510	
	13.4	0.72	720	
	16.5	0.45	450	
43.17	1.22	1 220		
70	1.67	1 670		

Tableau 37: mesures événementielle des concentrations en MES (mesures instantanées et extrapolation à la totalité de la crue ; interpolation jusqu'aux valeurs maximums mesurées et extrapolation au-delà, sur la base des relations linéaires).

Les relations établies entre les débits et les concentrations en MES sont également utilisées afin d'estimer le volume annuel moyen de sédiments en suspension apporté par le Gapeau au littoral. Nous avons appliqué les relations débit/concentration en MES établies pour chaque crue à la chronique hydrologique du Gapeau à St Eulalie (débits moyens journaliers) (Tableau 36). Nous les avons également appliquées à notre période d'étude. Notons cependant qu'il existe plusieurs biais importants à cette extrapolation, comme la gamme des débits mesurés (maximum 70 m³/s soit environ Q2 et une concentration maximum de 3,65 g/l) ou la variabilité temporelle des concentrations (notamment la variabilité intra-événement).

	Débit solide en suspension annuel moyen extrapolé (m ³)	Débit solide en suspension extrapolé ayant transité sur la période d'étude (07/2007-07/2009) (m ³)
Equation 1 (21/04/2008)	31 000 (± 3 100 m ³)	62 000 (± 6 100 m ³)
Equation 2 (30/05/2008)	242 000 (± 25 000 m ³)	484 000 (± 48 500 m ³)
Equation 3 (15/12/2008)	62 000 (± 6 200 m ³)	124 000 (± 12 000 m ³)

Tableau 38 : Estimation des volumes de MES annuels moyens apportés au littoral sur la période 1961-2009 et sur la période 07/2007-07/2009 en fonction des équations utilisées.

On obtient ainsi un transport estimé à environ 62 000 m³ en adoptant la relation issue des mesures effectuées durant la crue du 21/04/2008 ; un transport en suspension estimé à environ 484 000 m³ en adoptant la relation issue des mesures effectuées durant la crue du 30/05/2008 et enfin on obtient un transport en suspension estimé à environ 124 000 m³ en adoptant la relation issue des mesures effectuées durant la crue du 15/12/2008.

2.3.2.3. Granulométrie des sédiments en suspension

Les matières en suspension analysées pour chaque crue, sont composées pour l'essentiel d'argiles et de limons (93,7 % en moyenne, min = 82 % et max = 100%), la part des sables fins n'excédant pas 18 % (figure 95). A cette fraction minérale s'ajoute la matière organique, représentant en moyenne 11,6 % du poids total des échantillons (min= 5,5 %, max= 19,76 %). Le diamètre médian de la fraction minérale (D50) varie de 3,55 à 13,38 μm , avec une moyenne d'environ 6,48 μm . Des différences existent entre les événements de crue (figure 96). Lors de la crue du 21/04/2008, la granulométrie reste quasiment invariable malgré l'augmentation du débit. En revanche, pour les autres événements, aucune tendance ne se dégage liant la granulométrie et l'augmentation du débit, quel que soit le débit.

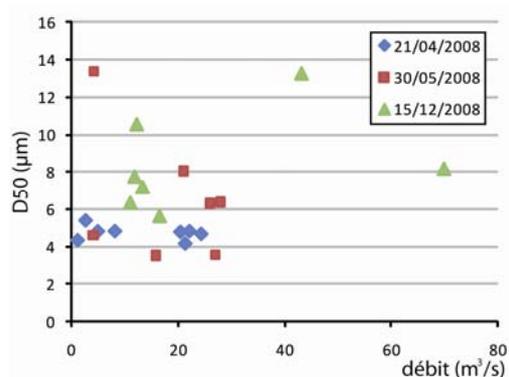
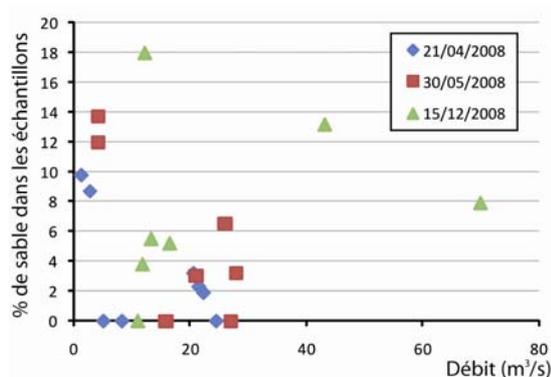


Figure 95 : Part des sables dans les échantillons prélevés en surface (%)

Figure 96 : D50 de tous les échantillons prélevés.

Les volumes de sables qui transitent en suspension durant les crues et débits étudiés sont extrêmement faibles et sont associés à des matériaux très fins, ne participant donc pas aux constructions littorales. Nous avons néanmoins estimé le volume de ces sables dans les apports totaux en suspension au littoral durant les événements suivis ainsi que durant la période d'étude (Tableau 39).

	% moyen de sables en suspension	Volume de sable annuel moyen transitant en suspension (m^3)	Volume de sable en suspension ayant transité sur la période d'étude (07/2007-07/2009) (m^3)
Equation 1 (21/04/2008)	3,2	1 000	2 000
Equation 2 (30/05/2008)	5,4	13 000	26 000
Equation 3 (15/12/2008)	7,6	4 700	9 400

Tableau 39 : Estimation des volumes de sable annuels moyens apportés au littoral sur la période 1961-2009 et sur la seule année 2008 en fonction des équations utilisées.

Les volumes de sables fins transitant en suspension représenteraient ainsi entre 1 000 et 13 000 m^3/an . Pour notre période d'étude, le volume de sable ayant transité en suspension serait compris entre 2 000 et 26 000 m^3 . Néanmoins, si l'on considère les volumes de sédiments parvenant au littoral, mesurés par différentiels bathymétriques à l'embouchure (cf. chap. 4), nous estimons qu'en réalité les volumes sont bien plus proches des 1 000 m^3/an que des 13 000 m^3/an .

2.3.3. Discussion sur l'estimation des flux de MES

Les relations débits/concentrations en MES observées pour un évènement de crue de débit inférieur à Q1 ($40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) (en phase de montée de crue) sont significatives, ce qui est en accord avec les résultats obtenus par Martin et al., 1996 sur des cours d'eau du massif des Maures, affluents du Gapeau, mais également avec ceux obtenus sur trois fleuves côtiers se jetant dans l'étang de Berre (Fiandino et Martin, 2004). Néanmoins, si l'on considérait la totalité de l'évènement de crue, on s'apercevrait certainement qu'il n'existe pas de relation univoque entre les concentrations en MES et les débits liquides instantanés. Les différences observées au sein du même évènement correspondraient à une remise en suspension, en début de crue, des sédiments déposés et accumulés depuis la crue précédente, ce qui engendrerait des concentrations nettement supérieures en phase de montée de crue que pendant la phase de décrue, à débit équivalent (Droux et al., 2003 ; Rovira and Batalla, 2006). On observe également une forte variabilité entre les évènements. En effet, à débit équivalent, la crue survenue au mois de mai transporte une quantité de sédiments en suspension bien supérieure. Le volume de MES transporté est donc fonction de l'importance de la crue, de sa durée, mais surtout de la période à laquelle elle survient (Soler et al., 2007). Il ressort donc de ces résultats une forte variabilité temporelle des flux de MES, comme c'est le cas sur de nombreux cours d'eau, et notamment sur ceux possédant des bassins-versants de faible étendue (Meybeck et al., 2003).

Les relations débits/concentrations ont donc permis de mettre en évidence une forte variabilité évènementielle des flux de MES. Les volumes de MES transportés sont respectivement de 1 000, 2 200 et 73 500 m^3 pour des crues de respectivement 57, 67 et 216 m^3/s^{-1} de débit maximum instantané. Nous avons également appliqué les relations débit/concentration en MES établies pour les 3 crues à la chronique des débits moyens journaliers de la station hydrographique de St Eulalie, afin de proposer une estimation du transport en suspension annuel moyen. Nous obtenons ainsi les valeurs de 31 000, 242 000 et 62 000 m^3/an . Mais concernant ces volumes de MES apportés annuellement au littoral et calculés à partir des 3 équations, nous considérons que seuls les résultats issus des équations 1 et 3 sont significatifs. Les résultats donnés par l'équation 2 (issue de mesures lors d'une phase de montée de crue particulièrement chargée en MES), dont l'application à de forts débits surestime très largement le débit solide en suspension, présentent des valeurs aberrantes, supérieures à 20 g/l pour des débits de plus de 200 m^3/s^{-1} . Les équations 1 et 3 fournissent quant à elles des valeurs d'au maximum 4,5 g/l pour des débits de plus de 200 m^3/s^{-1} , ce qui est cohérent avec les valeurs proposées par Jeudy de Grissac (1975).

En ce qui concerne la nature des matières en suspension, leur comportement en transit montre l'indépendance de la granulométrie des MES par rapport au débit du fleuve. Les relations entre d'une part le débit, d'autre part les concentrations en MES (qui, elles, sont liées au débit) ne sont pas statistiquement significatives et souvent considérées comme très complexes (Williams et al., 2007). L'absence de relation entre la granulométrie des MES et le débit reflète le fait que la taille des particules est essentiellement contrôlée par la fourniture sédimentaire (Walling et al., 2000). A partir des données granulométriques obtenues, nous avons estimé les apports annuels moyens de sables fins au littoral. Les valeurs varient d'une équation utilisée à l'autre, entre 1 000 et 13 500 m^3/an .

A partir des données de concentrations obtenues, nous avons également calculé les taux d'érosion. Le taux d'érosion spécifique sur le bassin-versant du Gapeau, calculé à partir des résultats issus de la relation établie grâce aux données de la crue du 21/04/2008, est donc d'environ 92 t/km²/an. Il est d'environ 770 t/km²/an en considérant la relation établie à partir des données de la crue du 30/05/2008 et d'environ 190 t/km²/an en considérant la relation établie à partir des données de la crue du 15/12/2008. Le taux d'érosion spécifique issu de l'équation 1 (92 t/km²/an) est proche de ceux obtenus par Martin et al. (2000) sur des bassins-versants d'affluents du Gapeau (76 et 73 t/km²/an), suggérant que l'équation 1 se rapproche le plus des conditions réelles du flux de MES. Les taux d'érosion spécifique issus des équations 1 et 2 sont également proches de ceux proposés par Walling and Webb (1983, 1996) pour des bassins-versants espagnols (100 à 200 t/km²/an). Ils sont en revanche plus faibles que ceux proposés par Lvovich et al. (1991) pour des rivières du nord et du sud de la Méditerranée (200 à 4000 t/km²/an), et largement supérieurs à celui proposé par Rovira et al., (2006), avec un taux de 50 t/km²/an, également sur un bassin-versant espagnol. Rovira et al., (2006) estime qu'un taux aussi bas est à relier principalement à une augmentation des surfaces boisées. En effet, Dieckmann et al. (1989), démontrent qu'une augmentation de 30% de la surface couverte par la végétation peut causer une réduction de 90% de la fourniture sédimentaire. Enfin, nous jugeons qu'un taux d'érosion spécifique de 770 t/ km²/an est représentatif d'un événement très particulier et qu'il ne peut donc traduire la tendance moyenne d'érosion sur le bassin-versant du Gapeau.

Concernant la validité de nos estimations et la prise en compte de la variabilité spatiale des concentrations en MES, celle-ci aurait sans doute permis d'obtenir une concentration moyenne supérieure à un prélèvement traditionnel en surface (Antonelli, 2005). Ce type de prélèvement nécessiterait par conséquent la mise en place d'un appareillage lourd, du type treuil et palan, qu'il s'est avéré trop compliqué à mettre en place. Ce constat pose la question de la représentativité d'un échantillonnage de surface en regard d'un échantillonnage intégré. Les résultats obtenus par Antonelli (2005) laissent entrevoir la possibilité de bilans sédimentaires sous-évalués compte tenu de la non prise en compte d'une part importante du transit sédimentaire en suspension. Néanmoins, l'application des relations établies lors des phases de montée de crue à l'ensemble des débits de la crue entraîne une surestimation certaine du transport en suspension, ce qui peut vraisemblablement compenser la sous-estimation engendrée par un échantillonnage en surface.

En conclusion, ces seuls résultats ne peuvent rendre compte intégralement des importantes variations intra-annuelles des flux et des concentrations de matières solides observées à différentes échelles de temps (saison, intervalle entre deux crues) sur un cours d'eau qui présente un régime hydrologique très contrasté. Une étude basée sur l'analyse quotidienne des concentrations en MES apparaît par conséquent nécessaire. Nous sommes néanmoins parvenus à estimer plus ou moins précisément le transport solide annuel moyen en suspension. Nous retiendrons ainsi les deux valeurs les plus basses, 31 000 m³ (\pm 3 100 m³) et 62 000 m³ (\pm 6 200 m³), comme fourchette basse et haute. La valeur de 31 000 m³ est proche de celle proposée par S.O.G.R.E.A.H (1988), mais largement supérieure à toutes les autres estimations. Le taux spécifique d'érosion sur le bassin-versant proposé par S.O.G.R.E.A.H (1988), de 200 à 300 t/km²/an est également proche de celui que nous avons obtenu avec l'équation 2 (190 t/km²/an). Cette étude a également mis en évidence le rôle des crues dans la

genèse et le transport des sédiments en suspension dans le bassin-versant du Gapeau. Les résultats obtenus montrant que le transport des matières solides en suspension se fait essentiellement durant les épisodes de crues. Sur un apport en eau, estimé en 2008 à environ 121 millions de m³, les crues contribuent par environ 59 % à ce débit liquide. Cependant, elles transportent la quasi-totalité de la charge solide en suspension annuelle, soit environ 89%, rien que pour la crue de décembre 2008.

2.4. Estimation du transport à la base de la suspension graduée

L'objectif de cette partie est de quantifier le transport sédimentaire à la base de la suspension graduée, avant le débit seuil de mise en mouvement des particules grossières (Q_0), identifié pour la basse vallée du Gapeau entre 20 et 45 m³/s⁻¹. Pour les débits le permettant, il a donc été réalisé un échantillonnage du matériel transitant à proximité du plancher alluvial à l'aide d'un piège Helley-Smith.

2.4.1. Méthode de mesure du transport à la base de la suspension graduée par Helley-Smith.

a) Le piège Helley-Smith

Le piège Helley-Smith est utilisé couramment pour mesurer le transport de la charge de fond en rivière graveleuse (Sear, 1996 ; Ryan et Porth, 1999 ; Bunte et al., 2005). Le dispositif est composé d'une boîte métallique carrée (90 × 90 mm), par laquelle se fait l'entrée des sédiments, qui s'évase vers l'arrière. Les sédiments piégés sont ensuite retenus dans un filet à maille de 0,063 mm (figure 97).



Figure 97 : Représentation schématique du piège Helley-Smith (Antonelli, 2004).

Photo 9 : Piégeage en flux lors de la crue du 15/12/2008.

L'emploi des pièges sédimentaires permet de recueillir un poids de sédiments par unité de temps et par unité de distance. Cette distance linéaire s'entend dans le sens de la largeur du cours d'eau et suppose également que le matériel piégé ne soit déplacé qu'à proximité du

fond. Les résultats concernant le transport de la charge de fond sont exprimés en $\text{kg/s}^{-1}/\text{m}^{-1}$ à partir de la formule :

$$T = \alpha G / Lt \quad (\text{Van Rijn, 1993})$$

avec $\alpha=0,5$ (coefficient adapté aux particules fines Van Rijn, 1993), G = poids sec des sédiments piégés (kg), L = largeur de l'ouverture du piège (m) et t = temps de prélèvement.

b) Les mesures

Le piège a été immergé entre 5 et 10 minutes en fonction de la saturation observée du filet, lors des phases de montée de crues de mai ($67 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) et décembre 2008 ($216 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) (pour un débit maximum instrumenté de $28 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$). Nous avons réalisé respectivement 7 et 5 mesures par crue. Les mesures ont été réalisées sur le site 4, en essayant de s'écarter au maximum de la berge et de son influence sur l'hydrologie. Nous avons ainsi obtenu des données concernant le transit sédimentaire à la base de la suspension graduée, sans parvenir à instrumenter le pic de crue pour des raisons techniques (photo 9).

Les inconvénients de cette méthode sont de 2 ordres. Le premier concerne les limites techniques (profondeur trop importante pour entrer dans le chenal), rendant les débits supérieurs à $28 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ impossible à échantillonner. Le second correspond à l'impossibilité d'échantillonner à proximité du fond, sans prendre le risque de remettre en suspension une partie des sédiments (Bunte et Abt, 2005). Un support en bois de 5 cm d'épaisseur a été placé sous le piège, en retrait de l'ouverture, afin de minimiser la remise en suspension des sédiments du fond lorsque le piège touche celui-ci. Il en résulte un manque de données concernant le flux entre 0 et 5 cm au dessus du fond, mais l'enfoncement du support en bois dans le sédiment réduit néanmoins l'écart entre le piège et le fond à moins de 5 cm.

La précision de telles mesures est très dépendante de la procédure d'échantillonnage, des facteurs de calibration ainsi que du nombre de mesures. De Vries (1973), estime à 20 le nombre de mesures nécessaires pour obtenir un taux de transport avec une erreur d'environ 20%. En pratique l'erreur est donc très importante et principalement à cause de la procédure d'échantillonnage (Hubbell et al., 1985).

L'analyse granulométrique des échantillons piégés dans le filet a ensuite été effectuée par granulométrie laser sur Counter Coulter LS 230 (IRSN, Ifremer, La-Seyne-sur-Mer), et les indices granulométriques classiques ont été déterminés (Folk et Ward, 1957).

2.4.2. Résultats et discussion de l'estimation du transport à la base de la suspension graduée

Pour une gamme de débits comprise entre 1 et $28 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, nous observons une relation significative entre les débits et le transport des matériaux fins à proximité du fond (figure 98). Nous avons donc appliqué la relation obtenue à la crue du 30/05/2008, dont les débits sont relativement proches de ceux instrumentés (débit maximum de la crue : $67 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$), et pour laquelle le débit de plein bord ne fut pas atteint. Nous obtenons ainsi un transport estimé à environ 1 000 kg (environ $1\,600 \text{ m}^3$), qui semble toutefois surestimé, du fait d'un transport vraisemblablement moins important en phase de décrue. En revanche, appliquer cette relation à la crue de décembre 2008 est irréalisable, les valeurs de transport étant très largement

surestimées pour les forts débits. Nous avons toutefois appliqué cette relation à tous les débits inférieurs à $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ enregistrés durant notre période d'étude (07/2007-07/2009) pour obtenir un transport à proximité du fond d'environ $3\,200 \text{ kg}$ (environ $5\,200 \text{ m}^3$). La surestimation en phase de décrue compense éventuellement l'absence des débits compris entre 28 et $42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ dans cette estimation. Nous avons également appliqué cette relation à la chronique hydrologique de la station de Ste Eulalie depuis 1961 (uniquement pour les débits inférieurs à $28 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$) pour obtenir un transport annuel moyen d'environ $4\,700 \text{ m}^3/\text{an}$.

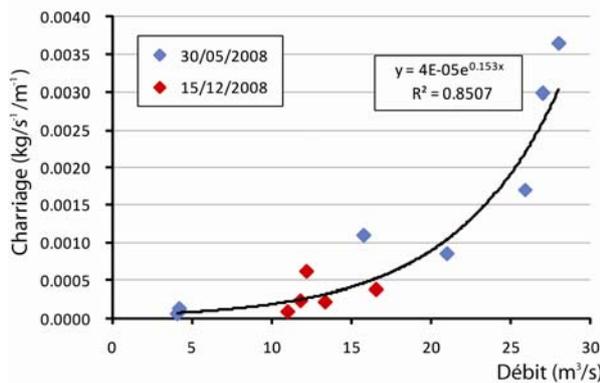


Figure 98 : Relation entre le transport sur le fond et le débit.

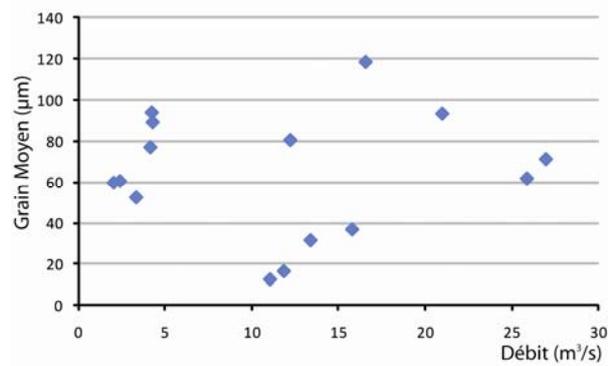


Figure 99 : Relation entre le Grain Moyen des échantillons prélevés au piège Helley-Smith et le débit.

Sur les échantillons prélevés par piégeage à proximité du fond nous avons également analysé les indices granulométriques classiques (grain moyen et indice de tri). Les échantillons sont en majorité assez mal triés à très mal triés et présentent un grain moyen s'échelonnant de $71,5$ à $118,2 \mu\text{m}$ (figure 99). Passega (1957), ainsi que Guyot et al., (1999), ont démontré la grande variabilité des diamètres caractéristiques des échantillons prélevés en flux. Nos mesures confirment que cette variabilité est également valable dans le Gapeau.

2.2.1.3. Conclusion sur l'estimation du transport à la base de la suspension graduée par Helley-Smith.

Une bonne relation reliant le flux sédimentaire à la base de la suspension graduée et le débit est mise en évidence en phase de montée de crue, c'est-à-dire pour tous les débits que nous avons réussi à instrumenter. Celle-ci a notamment permis de donner une estimation du transport à proximité du fond lors de la crue de mai 2008. Les volumes de matériaux sableux apportés au littoral pour des débits allant jusqu'à $28 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sont faibles et, de plus, ces matériaux sont relativement fins, en comparaison de ceux que nous retrouvons sur les plages de la rade (cf. chapitre 1). Enfin, il n'existe pas de relation entre leur granulométrie et les débits. Par conséquent, il apparaît que les crues de cette importance ne participent que faiblement à l'alimentation sédimentaire littorale, la grande majorité des sables fins transitant sur le fond pour de tels débits allant vraisemblablement se déposer plus au large. En conclusion, il n'est pas possible, à partir du peu de données obtenues, d'envisager une estimation du transport sédimentaire des sables à proximité du fond lors de la crue de décembre 2008 ainsi que lors des événements présentant des débits supérieurs à $30 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, et par conséquent d'estimer précisément le transport annuel moyen des sables à proximité du fond.

3. Estimation de la capacité de transport solide du Gapeau

La capacité de transport d'un cours d'eau détermine la masse maximum de sédiment par volume d'eau que celui-ci peut faire transiter vers l'aval dans un tronçon homogène en équilibre dynamique à un débit donné. Elle est limitée par la capacité du flux à faire transiter les sédiments, en suspension ou par charriage sur le fond (Bagnold, 1966). La compétence d'un flux relève, en revanche, de la taille maximale des particules que le cours d'eau est capable de faire transiter pour un débit donné (Nevin, 1946). Cette capacité dépend du débit liquide, de la taille et du poids spécifique des matériaux, mais aussi de la pente du chenal qui détermine en grande partie la vitesse de l'écoulement (Knighton, 1998). Contrairement au transport solide réel, ces capacités sont assimilées à un débit solide à l'équilibre et ne sont pas limitées par la fourniture sédimentaire. Elles peuvent être évaluées à partir de formules classiques de transport solide (Ramez, 1995), et notre objectif est de les comparer au transport réel (Rollet, 2007), afin d'appréhender le fonctionnement hydro-sédimentaire et d'en déduire un éventuel déséquilibre entre l'énergie du cours d'eau et la charge disponible dans la basse vallée.

3.1. Méthode d'estimation de la capacité de transport du Gapeau

La détermination des capacités de transport sur chaque section étudiée (figure 78) est réalisée à l'aide du logiciel SAM (Stable channel Analytical Model), développé par l'US Army Corps of Engineers (Thomas et al., 2002). Nous utilisons 2 modules que sont SAM.hyd, un module hydraulique qui permet le calcul de différents paramètres hydrauliques en fonction de débits à définir et SAM.sed, un module de calcul de capacités de transport solide en fonction des paramètres hydrauliques calculés par sam-hyd. Cette démarche se fait en plusieurs étapes présentées dans la figure 100 (Rollet, 2007).

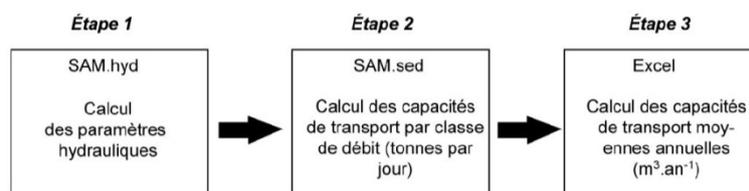


Figure 100 : Etapes méthodologiques pour le calcul des capacités de transport.

Ce logiciel 1D permet le calcul des capacités de transport sur une section (profil en travers) et utilise des algorithmes de calcul qui ne permettent pas de déterminer les changements altimétriques du fond du lit. La première étape consiste à calculer différents paramètres hydrauliques (rayon hydraulique, pente de la ligne d'énergie, nombre de Froude...), dans le cadre d'un écoulement uniforme et en fonction de classes de débits au droit des 4 sections étudiées dont nous avons déterminé la pente, la géométrie et la rugosité. La seconde étape consiste à calculer le débit solide à partir des paramètres hydrauliques définis précédemment. Ce module permet donc de définir des capacités de transport, exprimées en tonnes par jour, correspondant à des valeurs de débits moyens journaliers. En multipliant ces capacités de transport par la fréquence annuelle de ces débits moyens journaliers nous obtenons une capacité de transport annuelle moyenne. Ces résultats sont ensuite convertis en m³/an.

3.1.1. Le choix des formules de capacité de transport

Le logiciel SAM permet l'application de 20 formules différentes de transport solide, permettant d'étudier le transport en suspension, de la charge de fond ou les deux. Nous avons retenu 4 équations parmi les 20 correspondant à l'évaluation du transport de la charge de fond et dont les domaines d'application se rapprochent le plus des hydro-géomorphologiques du Gapeau (Tableau 38). Les équations concernant les MES n'ont pas été retenues pour 2 raisons. Premièrement, les flux de MES apportent des sables en majorité trop fins pour participer aux constructions littorales et deuxièmement, notre estimation du transport de la charge de la fond est celle qui pâtit le moins d'un biais méthodologique et par conséquent sa comparaison avec les capacités de transport donne un écart relatif qui s'avère le plus représentatif. Nous avons retenu les équations de Meyer Peter et Müller (1948), d'Einstein (1950), de Schoklitsch (1934) et de Parker (1990). Il est toutefois important de noter que ces formules ont été développées en canal expérimental, hormis celle de Parker, avec des caractéristiques hydro-géomorphologiques différentes de celles du Gapeau (Tableau 40). Ce sont néanmoins celles qui s'en rapprochent le plus.

Paramètres	Gapeau	MPM (flume)	Einstein (flume)	Schoklitsch (flume)	Parker (rivières)
D50 (mm)	42	0,4-29	0,78-29	0,3-4,9	18-28
Masse volumique des sédiments	2,6	1,25-4,2	nr	nr	2-102
Vitesse (m.s ⁻¹)	nr	0,36-2,86	0,27-2,86	0,24-1,4	0,79-1,1
Profondeur (m)	0,4-8	0,01-1,2	0,009-1,09	0,011-0,22	0,30-0,45
Pente (m/km)	2	0,4-20	0,37-18	0,12-55	9,7-11
Largeur (m)	20-60	0,15-2	0,2-2	0,07-0,6	4,8-6,09
Température de l'eau (C°)	nr	nr	nr	nr	5-6

Tableau 40 : Caractéristiques hydro-géomorphologiques du Gapeau et domaines d'application des équations sélectionnées (d'après Toffaleti, 1968 et Brownlie, 1981, dans Rollet, 2007). nr = non renseigné

3.1.2. Sélection des données utilisées dans le cadre de l'application des formules

Les paramètres utilisés pour l'application des formules de transport solide doivent être définis avec précision. Il a été démontré que les équations sont très sensibles aux variations de chacun d'eux (Gomez et Church, 1989) et notamment aux variations de la granulométrie et de la pente (Rollet, 2007).

a) La granulométrie

Des granulométries volumétriques ont été réalisées sur les 4 sites d'étude, selon la méthode décrite par Church et al., (1987) et employée par Rollet (2007) sur l'Ain (en annexe). Les particules dont l'axe médian était supérieur à 16 mm ont été pesées sur place au moyen d'un peson électronique suspendu (précision de l'ordre de la dizaine de grammes). La matrice (particules inférieures à 16 mm) a ensuite été sous-échantillonnée et près de 5 kg de ces sédiments ont été traités en laboratoire. Les sédiments ont été ensuite caractérisés selon la classification proposée par Folk et Ward (1957). Les résultats issus des granulométries volumétriques sur les 4 sites sont présentés dans le tableau 41.

	Site 1	Site 2	Site 3	Site 4
D10	0.64	0.88	0.64	0.28
D50	16.84	36.54	30.82	4.31
D90	53.89	113.51	165.88	34.22
Skewness	-0.478	-0.535	-0.669	-0.16
Kurtosis	0.886	0.92	0.836	0.717
Sorting	5.48	6.58	7.515	6.733
% sables et graviers	23.3	17.5	18.7	42

Tableau 41 : Caractéristiques des distributions granulométriques issues des volumétries sur chaque site.

b) *La pente*

Les valeurs de pente pour chaque site ont été définies à partir du profil en long relevé pour cette étude. Elles sont issues du différentiel altimétrique entre les points mesurés à l'amont et à l'aval de la section en travers instrumentée et varient entre 0,003 et 0,006 m/m⁻¹. Nous utilisons donc la pente du fond du lit.

c) *La rugosité*

Dans les équations de transport solide, la rugosité est exprimée par le coefficient de Manning, n , que Chow (1959) dans Bravard et Petit (2000), décompose en :

$$n = (n' + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5$$

avec n' qui dépend des matériaux qui constituent le fond du chenal, n_1 du degré d'irrégularité de la surface, n_2 des variations de forme de la section transversale, n_3 des effets d'obstruction, n_4 de la végétation et m_5 du degré de sinuosité du chenal.

Même si cette formule tend à réduire les erreurs dues à la perception du milieu par l'expérimentateur, n , reste toujours une valeur subjective et nous avons donc choisi d'estimer la rugosité à partir de la grille de valeurs de n en fonction des caractéristiques locales du chenal et définies dans l'abaque proposé par Arcement et al., (1990). De plus, il a été prouvé que les équations de transport solide sont relativement peu sensibles aux variations de ce paramètre (Rollet, 2007). Un coefficient de Manning variant entre 0,032 et 0,035 a ainsi été retenu pour décrire la rugosité dans le chenal, tandis qu'un Manning variant entre 0,05 et 0,07 a été retenu pour décrire la rugosité des berges, fortement encombrées par la végétation. Ces valeurs du coefficient de Manning sont en accord avec celles préconisées dans l'étude CEDRAT (2000). Néanmoins, la définition d'un tel coefficient se heurte à un biais concernant son évolution dans le temps en période de crue. La destruction de la couche pavée de surface est sans doute responsable d'un affinement granulométrique et donc d'une diminution de la rugosité. De plus, une partie de la végétation des berges mais également des bancs dans le lit est arrachée pendant la crue, diminuant encore la rugosité.

d) *Les données hydrologiques*

Les données de 3 stations hydrologiques ont été utilisées. La première, située sur le Gapeau au niveau de Sollies-Pont (figure 1) a permis de déterminer les valeurs de débit pour le site n°1. La seconde, située sur le Réal Martin à la Crau (figure 1), a permis de déterminer

les débits pour le site n°2 (Réal-Martin) et enfin la station de St Eulalie, sur le Gapeau en aval de la confluence, permet de déterminer les débits pour les sites n° 3 et 4 (figure 8).

Le logiciel SAM permet le calcul des capacités de transport en fonction d'un débit donné. Pour chaque réitération de calcul, le transport solide ne peut être calculé que pour 10 débits différents. Nous avons donc calculé le transport solide pour chaque dizaine de m³, et nous avons ensuite construit la courbe polynomiale associée. L'équation a ensuite été utilisée pour définir les capacités de transport annuelles moyennes ainsi que pour la crue de décembre 2008 sur chaque site. Les données hydrologiques à pas de temps variables (avec une moyenne de 30 minutes) ont été utilisées pour définir la capacité de transport de la crue de décembre 2008 (Tableau 40) et les débits moyens journaliers ont été utilisés pour déterminer la capacité de transport annuelle moyenne (tableau 41). La chronique des débits moyens journaliers est disponible depuis 1969 sur le Gapeau en amont de la confluence, depuis 1965 sur le Réal-Martin et depuis 1961 sur le Gapeau en aval de la confluence.

3.2. Capacité de transport dans la basse vallée du Gapeau

3.2.1. Comparaison des capacités de transport estimées avec le transport réel mesuré pour la crue de décembre 2008.

Les capacités de transport calculées à partir des équations de Meyer Peter Müller (MPM), Parker, Einstein et Schoklitsch diffèrent fortement (Tableau 42). L'équation de Parker donne toujours des résultats supérieurs aux autres équations, comme par exemple sur le site 4, où le résultat fourni par l'équation de Parker est environ 18 fois supérieur à celui de l'équation d'Einstein. En revanche, les autres équations fournissent des résultats relativement similaires, notamment celles de MPM et d'Einstein, l'équation de Schoklitsch fournissant des résultats légèrement supérieurs.

	Capacités de transport estimées (m ³)					Indice de pavage
	Transport solide mesuré (m ³)	MPM	Parker	Einstein	Schoklitsch	
Site 1	46	7 013	97 133	6 831	14 773	2.2
Site 2	21	8 324	51 536	5 970	14 433	2.1
Site 3	24	19 907	65 484	11 734	24 364	1.8
Site 4	381	19 345	288 105	16 153	53 538	10.5

Tableau 42 : Comparaison des capacités de transport estimées à partir des équations avec le transport solide réel mesuré pour la crue de décembre 2008.

La comparaison des volumes réellement mobilisés par la crue de décembre 2008 avec les capacités de transport de cette crue indique des valeurs supérieures de la part de toutes les formules utilisées. Cette crue serait donc capable de faire transiter un volume de sédiment supérieur à ce qu'elle a réellement transporté (environ 50 fois supérieur pour Einstein et MPM, 140 fois pour Schoklitsch et 750 fois pour Parker au niveau du site 4).

En considérant la granulométrie sur le site 4 et la présence d'environ 40 % de sables et graviers dans le volume total de charge de fond, la crue de décembre 2008 aurait ainsi fait transiter près de 150 m³ de matériaux susceptibles d'alimenter les plages de la rade. Selon l'équation d'Einstein, qui donne la capacité de transport la plus faible (environ 16 000 m³), les sables et graviers qu'aurait transporté la crue représenteraient près de 6 400 m³.

Les mesures du transport réel nous ont également permis d'estimer le débit seuil de mise en mouvement des sédiments du lit. Sur le Gapeau en aval de la confluence, au niveau du site et 4, le débit-seuil de mise en mouvement est proche de $42 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. En revanche, les équations annoncent toutes un mouvement de la charge de fond et un transport solide dès $2 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Cependant, ce débit-seuil de mise en mouvement est valable pour des particules appartenant à la couche de subsurface (dont la granulométrie est utilisée dans le calcul des capacités de transport), donc plus fines que les particules appartenant à la couche de surface. Cette sous-évaluation est importante, sur tous les secteurs et pour toutes les équations. Celles-ci sont, en effet, supposées décrire un cours d'eau en état d'équilibre (Gomez et Church, 1989) et n'intègrent donc pas le développement du pavage de surface relatif à un déficit de charge sédimentaire.

Afin de prendre en compte ce phénomène, nous avons donc estimé le transport sédimentaire à partir des équations en excluant tous les débits inférieurs au seuil de mise en mouvement. Mais ces résultats ne sont pas présentés ici car les différences avec ceux présentés dans le tableau 40 sont très faibles. La prise en compte du débit seuil de mise en mouvement n'influence pas les capacités de transport de façon significative.

3.2.2. Comparaison des capacités de transport annuelles moyennes sur la période d'étude avec le transport réel estimé.

Parmi les capacités de transport annuelles moyennes calculées nous retiendrons seulement celles obtenues à partir des équations de Meyer Peter Müller (MPM), Einstein et Schoklitsch ; les résultats fournis par l'équation de Parker étant supérieurs à ceux des 3 autres, d'au minimum un facteur 2.

		Capacités de transport solide totales (m^3)	Capacités de transport solide annuelles moyennes (m^3)	Capacités de transport solide pour la période 07/2007-04/2009 (m^3)
Site 1	MPM	404 000 (94 100)	10 100 (2 300)	9 500 (2 200)
	Einstein	348 950 (81 300)	8 700 (2 000)	7 300 (1 700)
	Schoklitsch	1 204 100 (280 500)	30 100 (7 000)	39 800 (9 200)
Site 2	MPM	2 168 300 (379 500)	49 300 (8 600)	79 600 (13 900)
	Einstein	176 600 (30 900)	4 000 (700)	6 600 (1 100)
	Schoklitsch	1 546 200 (270 500)	35 150 (6 100)	51 000 (8 900)
Site 3	MPM	4 257 900 (796 000)	88 700 (16 500)	167 900 (31 400)
	Einstein	500 450 (93 500)	10 400 (1 900)	20 200 (3 800)
	Schoklitsch	2 998 450 (560 700)	62 450 (11 700)	122 400 (22 900)
Site 4	MPM	5 178 800 (2 175 000)	107 900 (45 300)	176 200 (74 000)
	Einstein	1 863 700 (782 000)	38 800 (16 300)	51 300 (21 500)
	Schoklitsch	9 361 800 (3 931 000)	195 000 (81 900)	298 200 (125 200)

Tableau 43 : Capacités de transport solide totales, capacités de transport annuelles moyennes et capacités de transport sur la période d'étude, calculées à partir des équations de Meyer Peter Müller (MPM), Parker, Einstein et Schoklitsch et des chroniques hydrologiques disponibles (40 années de mesures sur le Gapeau en amont de la confluence (site 1), 44 années sur le Réal-Martin (site 2) et 48 sur le Gapeau en aval de la confluence (sites 3 et 4). Entre parenthèse le pourcentage de sables et graviers.

Il ressort de ces résultats une capacité de transport annuelle moyenne de la charge de fond d'au minimum $38 800 \text{ m}^3$ sur le site 4 ; volume estimé à partir de l'équation d'Einstein (Tableau 43). En considérant que les sables (0,063 à 2 mm) représentent 40 % du volume total de la charge de fond se seraient donc environ $15 000 \text{ m}^3$ de sédiments potentiellement

capables de participer aux constructions littorales qui seraient apportés chaque année. Cette valeur est considérée comme minimale, les équations de Schoklitsch et Meyer Peter exprimant des valeurs 3 et 5 fois supérieures.

3.3 Conclusion sur l'estimation de la capacité de transport du Gapeau.

Les écarts constatés entre transport réel et transport potentiel ou capacité de transport sont très importants. L'estimation des capacités de transport sur le Gapeau aval à partir de formules classiques met en lumière une capacité de transport largement supérieure au transport réel mesuré. Le Gapeau est donc capable de faire transiter une quantité bien plus importante de matériaux qu'il ne le fait actuellement. Ceci traduit un phénomène de déficit sédimentaire, vraisemblablement provoqué par un tarissement des sources sédimentaires dans le bassin-versant. Ce déficit est également responsable d'un phénomène de pavage du lit du Gapeau, caractérisé par une exportation des matériaux les plus fins, ne laissant en surface qu'une couche d'éléments grossiers difficilement mobilisable, hormis lors d'évènements extrêmes.

4. Synthèse sur les apports sédimentaires du Gapeau au littoral

Le but de cette étude était de déterminer la quantité de sédiments apportée au littoral par le Gapeau lors des crues. La grande difficulté de ces estimation résidait dans le caractère extrêmement irrégulier de son régime hydrologique. Néanmoins, un certain nombre de crues a pu être instrumenté, révélant les spécificités de ce petit fleuve côtier Méditerranéen en matières de dynamiques sédimentaires. La méthode d'estimation a fait appel à plusieurs techniques, afin de quantifier les différents types de matériaux exportées (charge de fond grossière, charge de fond fine, MES). Les résultats des mesures événementielles ont ensuite été extrapolés aux chroniques hydrologiques, lorsque cela était possible, afin de déterminer un transport annuel moyen.

Il apparaît ainsi que le Gapeau en amont de la confluence (site 1) présente un transport relativement important par rapport aux autres sites, en raison d'une morphologie du chenal favorable et d'une cohésion des sédiments du lit plus faible. Un transport est observé pour des débits de $20 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ sur le Gapeau (site 1), quand sur les autres sites il n'y a aucun mouvement. Il apparaît également que le transport de la charge de fond est relativement identique sur les sites 2 et 3. En effet, celui-ci est toujours très faible, même pour la crue de décembre 2008 qui ne mobilise pas plus de 25 m^3 sur ces 2 sites. Le pavage sur ces sites est très important et la cohésion et l'imbrication des particules rend leur transport tributaire de très forts débits. Au niveau du site n°4 en revanche, l'indice de pavage est très important mais la granulométrie est plus fine que sur les sites 2 et 3 et la cohésion des particules est faible, facilitant ainsi le transit de la charge de fond.

Il existe également des discontinuités dans le profil longitudinal du Gapeau dans la basse vallée, responsables de stockages sédimentaire temporaires (amont du seuil de Ste Eulalie et du barrage anti-sel). Des évènements hydrologiques vont entraîner un stockage sédimentaire dans ces secteurs quand d'autres vont provoquer un effet de chasse et exporter

les matériaux stockés antérieurement. Ceci se traduit par des apports au littoral fractionnés, la plupart des évènements de faible récurrence (jusqu'à Q2) n'engendrant quasiment aucun apport de sables et galets à l'embouchure (cf. chapitre 4).

4.1. Bilan sédimentaire

Les volumes de sédiment parvenant au littoral sur notre période d'étude et en moyenne annuelle sont compilés dans le tableau 44.

		Transport total sur la période 07/2007-07/2009	Transport total annuel moyen	Transport des sables et graviers sur la période 07/2007-07/2009	transport des sables et graviers annuel moyen
Charge de fond grossière		550	275	230	115
Suspension graduée		5 200	2600	5 200	2 600
MES	estimation basse	62 000	31 000	2 000	1 000
	estimation haute	124 000	62 000	9 400	4 700

Tableau 44: Compilation des estimations du transport solide (en m³).

a) La charge de fond grossière

En ce qui concerne le transport de la charge de fond grossière, estimée à partir d'un suivi de profils en travers, de traceurs et de chaînes d'érosion, nous avons observé une tendance à la stabilité du plancher alluvial. En effet, il apparaît que seuls de très forts débits sont capables d'entraîner un charriage total de la charge de fond. Le débit seuil de mise en mouvement sur le site 4 est proche de 40 m³/s⁻¹, mais il s'agit là des premiers mouvements, de particules vraisemblablement les plus exposées. On assiste à un charriage en nappe une fois la couche de surface (pavage) détruite, et nous estimons que ce phénomène se produit pour un débit proche de 175 m³/s⁻¹ dans ce secteur. Un tel débit n'a été atteint que très peu de fois en 48 années de mesures hydrologiques à la station de St Eulalie ; seulement 4 jours présentent des débits moyens journaliers supérieurs à 175 m³/s⁻¹. En ce qui concerne les volumes transportés actuellement, pour des évènements de crue de 42 à 216 m³/s⁻¹, nos estimations varient entre 0,5 et 380 m³. Mais ces valeurs sont très faibles au regard des capacités de transport de la charge de fond qui varient elles entre 16 000 et 53 000 m³, uniquement pour la crue de décembre 2008. En considérant l'état actuel du plancher alluvial comme représentatif de celui des 50 dernières années, il est donc fortement probable que les apports au littoral en sédiments grossiers durant cette période aient été très faibles. Sur notre période d'étude (07/2007-07/2009), les apports en charge de fond grossière sont estimés à environ 550 m³ (dont environ 230 m³ de sable et graviers).

Concernant le différentiel bathymétrique réalisé en amont du seuil de Ste Eulalie, celui-ci révèle une ablation d'environ 700 m³, consécutive aux crues de mai et juin 2008 (57 et 67 m³/s⁻¹). Cette observation démontre ainsi que le seuil de Ste Eulalie laisse passer une partie des sédiments fins. Son démantèlement ne peut donc être considéré comme une solution pour améliorer les apports sableux au littoral. Néanmoins, son rôle dans le piégeage de la charge de fond grossière est encore à démontrer.

b) Les sédiments fins à la base de la suspension graduée

En ce qui concerne le transport à proximité du fond avant la mise en mouvement des sédiments grossiers, nos estimations sont basées sur des mesures au piège Helley-Smith ainsi que sur l'analyse de différentiels bathymétrique en amont d'un seuil, qui constitue une zone de piégeage. Les données obtenues en flux permettent d'établir une relation liant le débit liquide et le transport de la charge de fond fine, que nous avons appliquée à la crue survenue en mai 2008 (pic de crue à $67 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$). Nous avons ainsi estimé que le transport des matériaux fins à proximité du fond représentait environ $1\,600 \text{ m}^3$ durant cet événement. Mais ce résultat est certainement surestimé (phénomène d'hystérésis).

Nos estimations des volumes de sédiments fins qui transitent à proximité du fond avant la mise en mouvement de la charge de fond grossière font état d'un transport annuel moyen d'environ $2\,600 \text{ m}^3$. Mais ces sédiments sont en majorité trop fins pour participer à l'engraissement des plages de la rade dont la granulométrie est bien plus importante. Il existe toutefois quelques secteurs du littoral à même de piéger une partie de ces sédiments, notamment en amont des ouvrages, s'ils sont repris par la dérive littorale et non exportés vers le large.

c) Les matières en suspension

En ce qui concerne les flux de MES, dont l'estimation est importante dans le cadre d'études sur les apports de polluants au littoral, notre étude basée sur des jaugeages associés à des prélèvements d'eau a permis de déterminer le volume transporté pour plusieurs événements et d'ainsi proposer un apport annuel moyen en MES à la rade d'Hyères. Nous avons pu constater que les relations liant débits et concentrations en MES exprimées pour un même événement de crue sont fortes en phase de montée de crue. Néanmoins, tout comme pour la charge de fond fine, l'application de relations établies lors de phases de montée de crue à l'ensemble des débits de la crue entraîne une surestimation certaine du transport. Toutefois, cette surestimation compense probablement la sous-estimation engendrée par un échantillonnage uniquement en surface. Nous observons ainsi qu'à débit équivalent, certaines crues transportent une quantité de sédiments en suspension bien supérieure. A l'échelle de l'événement, le volume de MES transporté est donc fonction de l'importance de la crue, de sa durée, mais surtout de la période à laquelle elle survient. Le suivi d'un grand nombre d'événements est donc nécessaire pour établir avec précision un transport annuel moyen. Nous avons toutefois estimé celui-ci entre $30\,000$ et $60\,000 \text{ m}^3/\text{an}$. Il est difficile d'établir la part de sable transitant en suspension et qui pourrait alimenter les plages de la rade. En effet, le volume des MES qui transite est variable en fonction des événements, tout comme leur granulométrie. Néanmoins, la part des sables est très faible et leur taille également, rendant le rôle des apports de MES négligeable dans l'alimentation sédimentaire des plages de la rade.

Nous avons également démontré que la grande majorité du volume annuel de MES est apporté au littoral lors des événements de crue et que pour des débits inférieurs à $10 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, l'apport en MES est quasi nul. Sur un apport en eau, estimé en 2008 à environ 121 millions de m^3 , les crues ont contribué par environ 59 % à ce débit liquide et pourtant elles transportent la quasi-totalité de la charge solide en suspension annuelle, soit environ 89%, rien que pour la crue de décembre 2008.

d) Bilan

Nous avons donc estimé le transport solide dans le Gapeau à partir de deux années de mesures incluant un évènement exceptionnel (Q20). Il en ressort un transport annuel moyen de galets, graviers et sables compris entre 3 700 et 7 400 m³ (Tableau 42). En ce qui concerne le volume de MES parvenant en moyenne chaque année au littoral, il est estimé entre 29 000 et 52 600 m³. Ces volumes sont relativement similaires à ceux proposés par S.O.G.R.E.A.H (1988), qui estime le transport sédimentaire total entre 20 000 et 30 000 m³/an dont 5 000 à 8 000 m³ de charge de fond.

e) Capacités de transport

Pour conclure, nous avons estimé les capacités de transport du Gapeau en matériaux susceptibles de participer aux constructions littorales. Il apparaît que celles-ci sont très largement supérieures au transport réel. Par conséquent, cela confirme que les processus à l'œuvre actuellement dans le système fluvial sont la rétraction et l'incision du chenal, les dynamiques sédimentaires étant largement réduites. La première cause de ce déficit sédimentaire est vraisemblablement un manque d'apports de la part du bassin-versant, un tarissement des sources sédimentaires, semble-t-il au moins depuis le début du XX^{ème} siècle et donc antérieur à la période des aménagements des années 1970 (extractions essentiellement).

4.2. Limites et perspectives

En perspective et afin d'améliorer ces estimations, il serait nécessaire de réaliser un suivi complet (montée de crue, pic de crue et décrue) de plusieurs évènements hydrologiques survenant à différentes périodes et saisons. Nous avons démontré que la principale caractéristique du transport solide dans le Gapeau est son extrême variabilité temporelle. A débit équivalent, les volumes de matériaux transportés diffèrent fortement, au sein d'un même évènement, comme entre différents évènements. Un suivi sur plusieurs années d'évènements complets semble par conséquent nécessaire pour déterminer précisément un transport annuel moyen. Il nous a, en effet, été impossible de passer plus d'une journée ou nuit au bord du cours d'eau, essentiellement pour des raisons techniques. Les besoins matériels et humains pour le suivi de ce type d'évènements sont conséquents et cette étude a permis de les mettre en évidence.

En ce qui concerne les mesures elles-mêmes, le suivi des profils et des PITS tags ne pose pas de problèmes particuliers et est même facilité par la largeur peu importante du cours d'eau. Néanmoins, la présence de mouilles profondes complique la recherche des traceurs. L'utilisation d'une embarcation a résolu partiellement le problème mais le maniement de l'antenne de détection depuis celle-ci s'avère difficile et la technique de prospection nécessiterait d'être améliorée.

Le piégeage de la charge de fond fine à l'aide du piège Helley-Smith a permis de quantifier et de caractériser le matériel fin en transit sur le fond mais seulement pour de faibles débits (<Q1), pour lesquels il était possible de pénétrer dans le lit du cours d'eau. Une structure lourde, fixée au tablier du pont et équipée d'un palan, qui serait capable de rester sur le fond malgré le courant, s'avérerait nécessaire pour échantillonner des débits plus importants et ainsi permettre une meilleure estimation de ce flux.

En ce qui concerne les flux de MES, l'utilisation d'un ADCP s'est avérée indispensable pour déterminer précisément le débit au moment du prélèvement. Notre ADCP a été performant (comparaison de nos données avec des mesures du débit instantané à la station de Ste Eulalie), mais celui-ci nécessite des réglages particuliers pour jauger de forts débits présentant une turbidité importante, que nous ne sommes pas parvenu à réaliser. Ceci a donc limité la gamme des débits utilisée dans l'estimation des volumes totaux transportés. De plus, l'utilisation du signal de rétrodiffusion pour estimer les volumes de MES nécessite plusieurs prélèvements d'eau, tant dans le plan horizontal que vertical, ce qui n'a pu être effectué. L'emploi d'une bouteille Niskin pour réaliser des prélèvements à plusieurs hauteurs dans la colonne d'eau était envisagé mais s'est avéré impossible, à cause d'un courant trop important pour maintenir la bouteille à la profondeur désirée depuis le tablier du pont. Encore une fois, une structure lourde serait nécessaire pour effectuer ce type de prélèvements. Ceux-ci peuvent également être réalisés à l'aide d'une embarcation, mais le cours d'eau en crue charrie de nombreux troncs qui rendraient cette opération trop dangereuse. Par conséquent, seuls des échantillons en surface ont été prélevés, fournissant néanmoins le minimum d'information nécessaire pour une évaluation du flux de MES.

Même si l'acquisition des données a été problématique et que celles obtenues peuvent être améliorées, nous sommes toutefois parvenus à mettre en évidence les caractéristiques générales du transport solide dans le Gapeau. De nombreuses questions restent toutefois en suspens, notamment en ce qui concerne l'origine des sédiments apportés au littoral, le rôle des affluents dans la fourniture sédimentaire au cours d'eau principal ainsi que la connexion entre les versants et le réseau hydrographique.

En conclusion, le Gapeau est un cours d'eau au fonctionnement hydrologique brutal et soudain, sur lequel se calque la dynamique sédimentaire. En effet, nous avons démontré que les crues peu importantes (annuelles à biennuelles) ne transportent que peu de matériaux jusqu'à l'embouchure et que ces matériaux sont en grande partie trop fins pour alimenter le cordon littoral. La fourniture sédimentaire au littoral est donc tributaire d'évènements extrêmes, qui seuls sont capables de réellement mobiliser une charge de fond qui va pouvoir alimenter les plages de la rade. Les éléments les plus grossiers (galets) engraisent les plages à proximité immédiate de l'embouchure tandis que les éléments plus fins, graviers et sables participent à l'alimentation des plages jusqu'au sud du tombolo. Néanmoins, étant donné le recul du rivage observé sur le long et moyen terme, il semble que ces évènements extrêmes soient trop rares ou qu'ils ne transportent pas assez de sédiments pour compenser l'agressivité des dynamiques météo-marines qui font régulièrement reculer le trait de côte.

Dans cette partie nous venons donc d'estimer les apports sédimentaires du Gapeau au littoral, toutes granulométries confondues. Dans la partie suivante, nous allons estimer les volumes réellement utiles pour le littoral, c'est-à-dire ceux qui ont permis un engraissement du prisme littoral (galets, sables, graviers) et qui n'ont pas été exporté vers le large. Nous étudierons également la manière dont ces sédiments sont redistribués le long du littoral de la rade.

Chapitre IV : Dynamiques littorales actuelles

1. Introduction

1.1. La dynamique littorale actuelle : enjeux généraux

Le niveau de la mer s'est élevé d'environ 120 mètres depuis le pic de la dernière glaciation, il y a environ 18 000 ans (Bard et al., 1990 ; Yokoyama et al., 2000). Néanmoins, cette augmentation s'est surtout produite jusqu'à 6 000 ans avant aujourd'hui. Depuis 3 000 jusqu'au début du XIX^{ème} siècle le niveau de la mer est relativement stable, n'augmentant que de 0,1 à 0,2 millimètre par an (Lombart, 2005). Depuis 1900, en revanche, il augmente de 1 à 3 mm par an (Douglas, 2001) et depuis 1992, l'altimétrie satellite indique un taux d'élévation d'environ 3 mm par an (Cazenave et al., 2008).

Cette élévation du niveau marin n'est pas sans effets sur les environnements littoraux et a joué un rôle important sur les avancées et les reculs du trait de côte, notamment méditerranéen (L'Homer et al., 1981 ; Vella, 1999 ; Vinchon et al., 2006). Les conséquences en sont la submersion des terres, l'accélération de l'érosion côtière, l'augmentation de la fréquence et de la magnitude des inondations côtières lors de tempêtes, l'intrusion marine dans les nappes d'eau douce, estuaires, aquifères et baies (Paskoff, 2001). Mais l'élévation du niveau marin interfère avec les variations des apports sédimentaires, eux-mêmes fonction de l'abondance hydrologique des fleuves et de l'érosion dans leur bassin-versant. Les causes de l'érosion littorale peuvent ainsi être globales, avec l'élévation du niveau marin, ou locales, associées au déficit d'apports sédimentaires des fleuves côtiers (Syvitskie et al., 2005; Walling and Fang, 2003).

Avec 272 habitants par km², la densité humaine sur le littoral français est supérieure à la moyenne nationale. Cette partie du territoire regroupe environ 6 millions de résidents (soit 1 habitant sur 10) sur seulement 4 % du territoire, et elle attire des millions de touristes chaque année (IFEN, 2007). Avec une telle densité de population, l'érosion côtière est un problème majeur car elle représente une menace réelle pour le développement économique et la pérennité du peuplement des côtes. En réponse à cette problématique, des politiques de stabilisation du trait de côte sont progressivement devenues une nécessité. Mais de nombreuses études ont mis en évidence les impacts environnementaux négatifs des aménagements « durs » (digues frontales, épis, brise-lames) construits en majorité lors de la première phase d'aménagement du territoire (entre 1970 et 1990), à une époque où l'urgence et le manque de connaissance approfondie du phénomène érosif ont conduit à des interventions lourdes. Ces études ont démontré l'inefficacité, voire l'existence d'effets aggravants, induits à moyen terme par ces aménagements (Samat, 2007). Ainsi, depuis 1986, la loi « littoral », qui se donne pour objectif le développement durable des côtes, interdit la reconstruction des protections dont l'effet aggravant sur l'érosion est avéré, tout en privilégiant les opérations « ayant un caractère expérimental ou exemplaire quant à la méthode mise en oeuvre ». Les nouvelles directives sonnent donc théoriquement le glas du «hard engineering» dans le cas de côtes à forts enjeux environnementaux et/ou économiques.

Dans ce contexte de pressions humaines accrues sur les littoraux, et d'impuissance des stratégies de lutte contre le recul du trait de côte, les estimations de l'élévation du niveau marin pour le XXI^{ème} siècle soulèvent par conséquent l'inquiétude. Les solutions du siècle passé s'avérant le plus souvent inefficaces ou aggravantes, il est donc apparu de nouvelles stratégies de défense, basées essentiellement sur des rechargements (Pupier-Dauchez, 2002), des ouvrages temporaires (géotubes) (Meulé et al., 2010) ou des systèmes de drainage (Lambert, 2007). L'étude des apports sédimentaires des fleuves côtiers, principaux fournisseurs de matériaux de nos rivages, s'inscrit également dans la démarche de recherche de solutions alternatives aux ouvrages en dur.

1.2. La dynamique littorale actuelle en Méditerranée, en rade d'Hyères

Selon l'Agence Européenne pour l'Environnement, un réchauffement climatique global de 2 à 3°C entraînerait, selon certains scénarios, une perte supérieure à 50% des zones côtières méditerranéennes, due à l'élévation du niveau de la mer et l'augmentation des tempêtes marines ; les deltas et lagunes se trouveraient en première ligne au niveau de cette perte (EEA, 2006). Précédemment, nous venons de voir que l'érosion côtière peut être enrayée ou freinée par des apports sédimentaires fluviaux suffisamment importants, qui compenseraient les pertes engendrées par l'agressivité des dynamiques météo-marines à court comme à long terme. Par conséquent, l'amélioration de la fourniture sédimentaire des cours d'eau tributaires passe en premier lieu par une meilleure connaissance de la production et des transferts sédimentaires au sein de ces systèmes.

Si les échanges fleuve-océan sont étudiés dans la littérature pour définir le cycle de l'eau, les transferts de polluants (Roussiez et al., 2006) et les apports de matières en suspension (Milliman and Meade, 1983), peu de travaux abordent la question des apports de la charge sédimentaire grossière au littoral. En milieu microtidal méditerranéen, cette démarche concerne majoritairement les grands deltas (Abdel-Fattah et al., 2004 ; Vericat and Batalla, 2006 ; Sabatier et al., 2009) ou récemment les organismes de taille moyenne (Guillen et al., 2006), dont l'érosion des rivages s'explique en partie par la diminution des apports sableux à la mer (Sabatier et al., 2006). La majorité des travaux s'accordent sur une diminution des apports durant le XX^{ème} siècle (Liquette et al., 2005), mais cette problématique demeure particulièrement mal connue à l'échelle événementielle. Cette situation semble paradoxale car, en Méditerranée française par exemple, hormis le Rhône, on dénombre 25 fleuves côtiers significatifs qui alimentent potentiellement en sédiments grossiers les plages de cette zone.

Dans la Région PACA, le littoral varois, constitué de caps rocheux et de baies sableuses, est un enjeu important du risque d'érosion côtière, et notamment la commune d'Hyères, avec 18 km de plages. Une grande partie de l'économie de la ville repose sur ses plages et sur le tourisme balnéaire. Durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle, la demande touristique s'est considérablement accrue sur ce littoral et ses plages se sont progressivement réduites à de minces croissants adossés à des perrés ou à des cordons dunaires, eux-mêmes dégradés. Elles ne survivent le plus souvent que grâce à de coûteux travaux d'artificialisation ou de rechargements et le risque de les voir disparaître dans un avenir proche est élevé. Dans ce contexte, la réponse du milieu et l'intensité du risque dépendent d'abord de la capacité du littoral à se défendre, c'est-à-dire du soutien sédimentaire apporté par les fleuves côtiers.

Bénéficiant des apports sédimentaires de plusieurs fleuves et notamment du Gapeau (qui représente plus de 90 % des apports), le littoral de la rade d'Hyères évolue donc au rythme des crues et de la redistribution de ce matériel détritique. Le linéaire côtier de la rade d'Hyères reculant inexorablement depuis plus d'un siècle il s'agit donc de déterminer quel est l'influence de ces apports sur la dynamique sédimentaire littorale.

1.3. Le fonctionnement du système littoral en rade d'Hyères.

Dans les zones à faible marée, comme en Méditerranée et en rade d'Hyères, le prodelta occupe une position fixe à la limite d'action des fortes houles de tempête et des courants extrêmes. Dans le cas des petits fleuves côtiers, comme le Gapeau, le prodelta n'est pas très développé et généralement limité à de faibles profondeurs dans la zone côtière. Le prodelta constitue à la fois un piège de matière pour le bassin-versant et une source de matière pour le littoral connexe et le bassin profond. La dynamique des échanges du prodelta avec les autres unités fonctionnelles de la zone côtière que sont le littoral adjacent et le domaine du large joue donc un rôle prépondérant dans l'évolution des environnements. En l'absence de marée, la dynamique des environnements prodeltaïques est contrôlée par la houle, les courants et les apports sédimentaires continentaux, et particulièrement lors des événements hydro-climatiques extrêmes (figure 101). Une étude à la fois haute-fréquence et sur le long terme des mécanismes hydro-sédimentaires régissant cet environnement est donc nécessaire en vue d'une compréhension globale de la zone côtière.

Le système littoral évolue sous l'effet de forçages externes (élévation du niveau de la mer, évolution du climat et des dynamiques météo-marines, des apports fluviaux, de la pression anthropique..) qui contrôlent les variables internes du système (géométrie des formes, pentes, distribution sédimentaire, etc...). Les perturbations liées à un événement rapide (tempête, crue, construction d'un équipement côtier) ou à des modifications lentes (réduction des entrées sédimentaires fluviales, montée du niveau marin) induisent un ajustement du système, qui évolue vers un nouvel état d'équilibre, correspondant aux nouvelles conditions imposées (effets de réaction-relaxation). La relation entre les forçages externes, indépendants du système, et les variables internes, se situe dans différentes échelles de temps et d'espace (figure 102). L'étude des processus morpho-sédimentaires implique donc de prendre en compte les effets d'emboitements d'échelle.

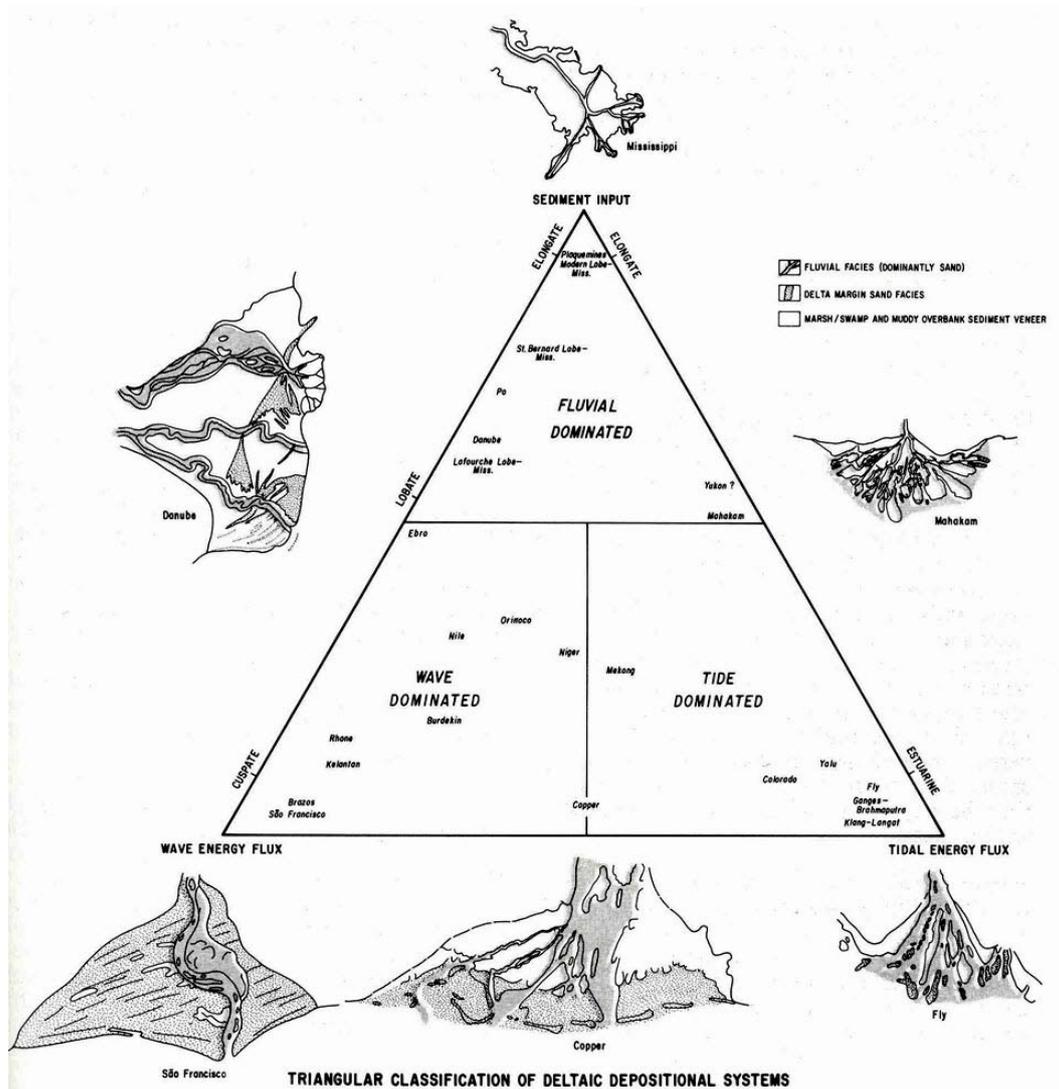


Figure 101 : Les différents types d'environnements deltaïques suivant la dominance des vagues, du fleuve ou de la marée (d'après Galloway 1975).

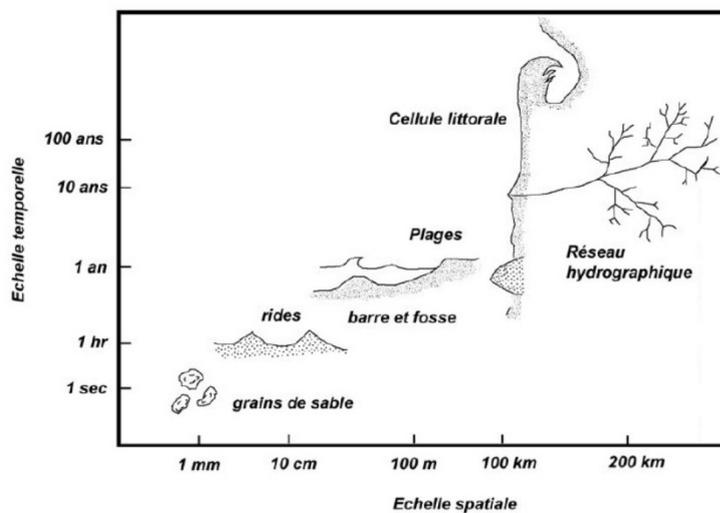


Figure 102 : Echelles spatiales et temporelles des changements des processus côtiers (Komar 2000, modifié par Sabatier 2001)

En ce qui concerne l'origine des matériaux constituant les constructions littorales, certains proviennent du domaine marin (les fonds proches peuvent, en effet, être la source d'apports biodétritiques, coquilles de mollusques, fragments d'oursins et d'algues calcaires concassés par les vagues), mais ce ne sont généralement pas les plus abondants. L'érosion côtière peut également fournir du sédiment mais en général les volumes sont assez réduits, excepté là où des falaises, taillées dans des roches tendres, reculent rapidement. Par conséquent, la grande majorité des matériaux rencontrés sur les plages est d'origine terrigène, et résulte de l'apport des cours d'eau ; cet apport varie en fonction des domaines climatiques et des actions anthropiques

Une fois les sédiments apportés au littoral par les fleuves, ceux-ci sont ensuite repris par les courants marins et participent ainsi aux constructions littorales. La dérive littorale joue un rôle prépondérant dans l'évolution des rivages, comme principal agent de redistribution des apports des cours d'eau au système littoral et son étude s'avère par conséquent nécessaire pour une meilleure compréhension des phénomènes d'érosion côtière.

2. Caractéristiques morphologiques du secteur d'étude : la rade d'Hyères

Cette partie est consacrée à la présentation de l'organisation morphologique du littoral de la rade d'Hyères et à l'identification de systèmes littoraux à partir des différentes unités morphologiques constituant la frange littorale. Elle comprend également une synthèse des connaissances sur les transferts sédimentaires en rade d'Hyères.

2.1. Caractéristiques morphologiques générales de la rade d'Hyères

La rade d'Hyères, longue d'environ 15 km d'est en ouest et de 12 km du nord au sud, est limitée :

- A l'est, par un littoral rocheux du Cap Bénat à la pointe de l'Argentière (figure 1),
- Au nord, par un cordon littoral bordant les plaines alluviales du Maravenne, du Gapeau et du Roubaud entre la pointe de l'Argentière et le Port d'Hyères,
- A l'ouest, par le cordon littoral joignant l'ancienne île de Giens au continent.
- Au sud, par les îles de Porquerolles, Port Cros et du Levant.

Chacun des deux cordons littoraux a isolé d'importantes lagunes que l'homme a transformées depuis fort longtemps : les Vieux-Salins au nord et l'étang des Pesquiers au sud, entre les deux cordons littoraux (formant le tombolo) reliant l'ancienne île de Giens au continent.

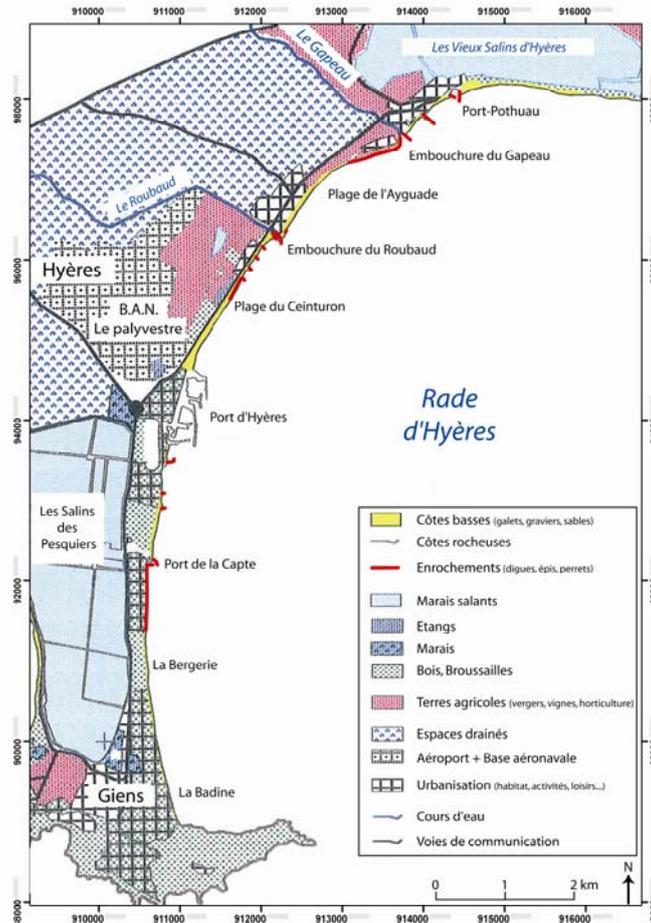


Figure 103 : Carte de localisation et organisation des différentes unités paysagère (Courtaud, 2000, modifiée).

Le linéaire côtier de notre zone d'étude forme la branche orientale du tombolo de Giens, délimitée par Blanc (1958) entre l'embouchure du Roubaud et la Badine soit un linéaire côtier d'environ 8 km et par le littoral compris entre l'embouchure du Roubaud et l'embouchure du Gapeau, soit 2 km (Figure 103).

Le littoral de la branche orientale du tombolo se caractérise par un cordon dunaire peu élevé (< 3,5 m) soumis à une forte urbanisation. La plage émergée est peu développée, plus ou moins pentue et où se mélangent sables, galets et débris de posidonie.

A l'origine, le cordon dunaire est une barrière naturelle qui isole les milieux terrestres et saumâtres du milieu marin (Figure 104). C'est donc une des unités morphologiques où les risques liés à l'érosion sont extrêmement élevés. Le cordon dunaire oriental, de Port-Pothuau à la Badine, est l'unité qui a subi le plus de modifications morphologiques depuis plus d'un demi-siècle ; il est d'ailleurs difficile d'employer le terme de « cordon » entre Port-Pothuau et le Port d'Hyères. En effet, la largeur de cet espace dunaire a été un facteur favorable à son anthropisation (constructions et extensions portuaires, lotissements de maisons individuelles et pavillonnaires, habitas collectifs, installations à vocation touristiques, infrastructures principales, R.D. 42 et R.D. 97, et de dessertes locales) (figure 103). Face à la dégradation de ce cordon dunaire, des méthodes « lourdes » (enrochements, perrés) ont été employées, depuis le début du XX^{ème} siècle, mais depuis le milieu des années 1990 ce sont les méthodes « douces » (ganivelles, rechargements) qui sont privilégiées. Récemment (2009), un double brise lame constitué en « Géotube » a été mis en place au sud du port de la Capte.

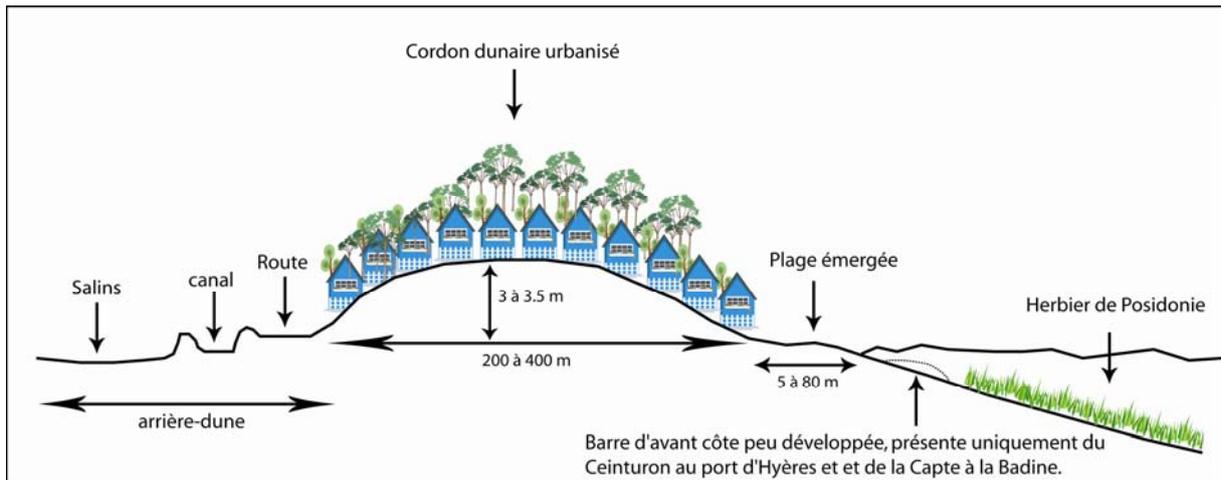


Figure 104 : Organisation du cordon dunaire simplifiée (Courtaud 2000, modifié)

L'absence de marée significative (30 à 40 cm en moyenne) est à la base de l'organisation des différentes unités, limitant notamment le développement de la plage émergée, qui présente 3 caractéristiques majeures :

- Peu étendue (sa largeur varie de 5 à 80 m).
- Régulièrement recouverte de débris de posidonie.
- Fréquentation importante à toute époque de l'année.

Par sa faible étendue et ses altitudes peu élevées, la plage émergée est donc le siège de fréquents changements morphologiques. Les débris de posidonies et les sables s'organisent en banquettes, suivant les dynamiques météo-marines (photos 10 et 11). Si le profil est régulier la majorité du temps il peut néanmoins se former des bourrelets de plage, souvent associés à la création de croissants de plage, lors des épisodes tempétueux. L'édification éphémère et la dislocation rapide de ces formes tiennent au caractère peu résistant des débris de posidonie par rapport aux agressions marines et éoliennes.



Photo 10 : Banquettes de Posidonie sur la plage du ceinturon.



Photo 11 : Banquettes de Posidonie sur la plage de la Capte.

Ce littoral se caractérise donc par la présence d'importants herbiers de posidonie, qui constituent de véritables pièges à sédiments (Gacia et al., 2003) et qui occupent les fonds entre -2/-3 m et -30/-35 m, délimitant ainsi une surface restreinte entre la limite supérieure de l'herbier et le trait de côte où les sables sont mobiles (zone sédimentaire active).

En nous basant sur la zonation sédimentologique et biologique, utilisée notamment pour la cartographie de l'herbier de posidonie et des fonds marins à Hyères (Paillard et al., 1993), et sur les observations de Jeudy de Grissac (1975), nous distinguons deux ensembles au sein du « système littoral ». Le prisme littoral, situé entre le trait de côte et -30/-35m, est caractérisé par des sédiments fins et par la présence d'herbiers de posidonie colonisant les fonds à partir de -2/-3 m (Figure 67) et le détritique côtier, situé au-delà du prisme littoral. La limite du détritique côtier coïncide avec la limite inférieure de l'herbier de posidonie. L'herbier de posidonie représente près de 9 200 ha en rade d'Hyères, du sud de la presqu'île de Giens jusqu'à Bormes-les-mimosas (Sinnassamy et Pergent-Martini, 1990), faisant de ce dernier le plus important du littoral français et un des plus vastes en Méditerranée nord-occidentale (Astier et al., 1983).

Les sédiments du prisme littoral ont une origine essentiellement terrigène (Jeudy de Grissac, 1975). Leur proportion en sable fin (<0,5 mm) est prédominante, au moins 70 %, en association avec une fraction plus grossière et coquillière dans les profondeurs proches côtières (entre le trait de côte et -2/-3m) et avec une fraction plus fine (pélites) aux abords de l'herbier de posidonie (cf. chapitre 1).

En réalité, seule une section réduite de la frange littorale comprise entre le haut de plage et la limite supérieure de l'herbier de posidonie est directement soumise aux dynamiques météo-marines. Cette zone étant de plus en plus étendue en direction du sud et de la Badine, la limite supérieure de l'herbier devient plus profonde et plus éloignée du trait de côte (figure 67). Les échanges de matériaux entre la plage émergée et la plage immergée sont assurés d'une part par le transit longitudinal (longshore), parallèle à la côte, et d'autre part, par le transit transversal (cross-shore), lié aux courants de retour (rip-currents) et au transport éolien, lequel est relativement faible du fait de plages émergées relativement étroites (Courtaud, 2000). Le transport longitudinal joue donc un rôle essentiel en rade d'Hyères, avec une dérive littorale quasi mono-directionnelle de direction est-ouest au nord de la rade puis nord-sud au sud.

2.2. Caractéristiques morphologiques détaillées des plages de l'ouest de la rade d'Hyères

De manière générale, une plage immergée appartient à l'une des six classes définies par Wright et Short (1984) à partir d'observations effectuées sur la côte sud-est de l'Australie. Dans le cas des plages immergées de la rade d'Hyères il est difficile de transposer cette classification. Néanmoins, entre l'embouchure du Gapeau et le port du Roubaud (plage de l'Ayguade), la plage immergée s'apparente à des plages réfléchives en raison d'une pente importante (figure 107). C'est également le cas entre le port d'Hyères et le port de la Capte. En revanche, entre le port du Roubaud et le port d'Hyères, tout comme entre le port de la Capte et la Badine, la présence d'une barre d'avant côte située en moyenne à 20 m du trait de côte, pour une hauteur inférieure à 0,5 m et une largeur décamétrique doit être mise en relation avec l'éloignement de l'herbier de posidonie dont la limite se situe entre -5 et -6 m sur ces secteurs. Cette morphologie littorale correspond au type dissipatif de Wright et Short (1984).

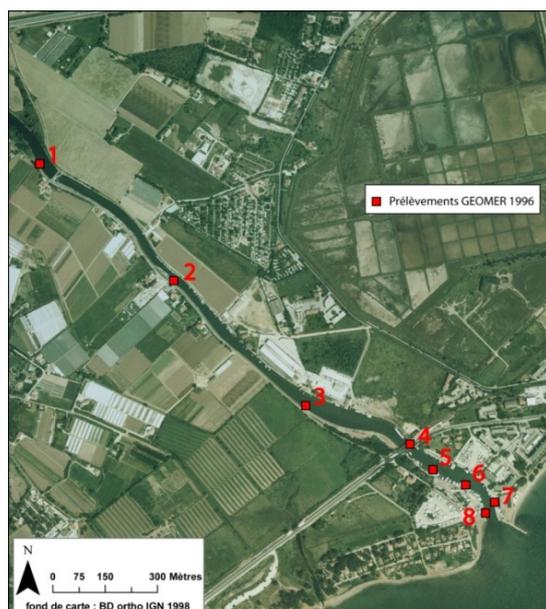
La description des différentes plages de l'ouest de la rade s'organise dans le sens de la dérive littorale et du transit sédimentaire, c'est-à-dire du nord au sud, de l'embouchure du Gapeau à la plage de la Badine.

2.2.1. L'embouchure du Gapeau

L'embouchure du Gapeau est aujourd'hui totalement artificialisée. On note la présence d'une digue frontale en enrochement en rive droite et d'un épi en enrochement en rive gauche. En rive droite la digue se prolonge jusqu'à l'embouchure d'une lône sur près de 600 m, en rive gauche la digue mesure près de 80 m et s'avance en mer jusqu'à l'herbier de posidonie. Les sédiments à l'embouchure sont très hétérométriques, des vases aux galets, en fonction de la localisation. La présence d'un bouchon vaseux est conditionnée par la fréquence des crues susceptibles de l'évacuer. Mais régulièrement des dragages sont entrepris afin de maintenir un chenal navigable. Les sables et galets sont remaniés par les courants côtiers et édifient une flèche à l'embouchure qui prend racine en rive droite. Cette flèche serait le résultat d'une dérive d'ouest engendrée par les forts vents de nord-ouest, ouest ou sud-ouest (Blanc, 1960). En rive gauche, les courants et le flux du Gapeau maintiennent une passe le long de la digue.

Il n'a pas été réalisé d'étude granulométrique à l'embouchure du Gapeau. Nous avons jugé que ce secteur présentait une trop grande hétérogénéité spatiale des conditions hydrodynamiques, qui ne permet pas de conclure sur une granulométrie représentative des apports du cours d'eau. Des prélèvements d'échantillons après un épisode hydrologique important auraient pu nous renseigner sur la nature des apports du Gapeau, mais la faisabilité d'une telle mission était compromise étant donné le nombre important de données à recueillir sitôt après la crue. De plus, la disparition rapide du charriage lors de la décrue entraîne probablement une reprise précoce des dépôts de sédiments fins sur le plancher alluvial.

En revanche, une étude menée par le bureau d'étude GEOMER en 1996 pour la construction d'un port à l'embouchure du Gapeau fait état de la granulométrie des sédiments prélevés dans le Gapeau à son extrémité aval, sur la base de 8 prélèvements (figure 105).



échantillon	Ballast	Sable	Limons	Grain moyen
	(> 2 mm)	(0,63 à 2 mm)	(< 0,63 mm)	(mm)
1	0.1 %	86.7 %	13.2 %	0.29
2	0 %	3.4 %	96.6 %	0.69
3	2.7 %	25.3 %	72 %	0.14
4	0.7 %	22 %	77.3 %	0.12
5	0.3 %	39 %	60.7 %	0.13
6	1.5 %	36.1 %	62.4 %	0.14
7	0 %	38.9 %	61.1 %	0.45
8	2.2 %	92.1 %	5.7 %	0.3

Figure 105 : Localisation des prélèvements effectués par GEOMER en 1996.

Tableau 45 : Texture des échantillons prélevés en 1996 (GEOMER, 1996).

Ces échantillons ont été prélevés le 23 avril 1996, à partir des berges ou des ouvrages par raclage du fond à l'aide d'un cône en acier inoxydable. Ils sont postérieurs à une période de calme hydrologique de plusieurs mois, la dernière crue d'importance ($104 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ à St Eulalie) ayant eu lieu le 26 janvier 1996. La fraction limoneuse est importante pour tous les sites de prélèvements, hormis pour les sites 1 et 8 (tableau 45). Le site 1, situé en amont du barrage anti-sel présente sans doute une part importante de sables en relation avec la présence du barrage anti-sel, qui retient les matériaux les plus grossiers. Sur le site 8, les dépôts ont deux origines, fluviale et marine, les dépôts de matériaux marins étant néanmoins dominants. Les sites 1 et 8 se caractérisent par des sables vaseux, les sites 3, 5, 6 et 7 par des vases sableuses et les sites 2 et 4 par des vases.

L'influence du coin salé est responsable de la floculation des éléments les plus fins provoquant un envasement du chenal (Castaing, 1981). Les analyses granulométriques semblent démontrer l'importance de celui-ci dans l'embouchure du Gapeau, essentiellement lors des étiages estivaux. D'où la nécessité de la mise en place du barrage anti-sel afin d'empêcher les intrusions salines, qui peuvent être responsables d'un colmatage du plancher alluvial et entraîner une mauvaise alimentation de la nappe phréatique voire sa contamination (S.C.P., 1973, SAFEGE, 2007).

En direction du large, la plage immergée au niveau du prodelta est constituée de galets (Photo 12) puis passe progressivement à des sables qui viennent recouvrir ces sédiments grossiers. La limite galets/sables est fonction des conditions hydrodynamiques, donc variable dans le temps. En période de calme hydrodynamique la limite se situe à environ 70 m du trait de côte, puis elle s'éloigne progressivement lorsque les conditions météorologiques deviennent agressives. Sur ce secteur il n'existe pas de plage émergée mais une digue frontale sur environ 500 m (Figure 106).

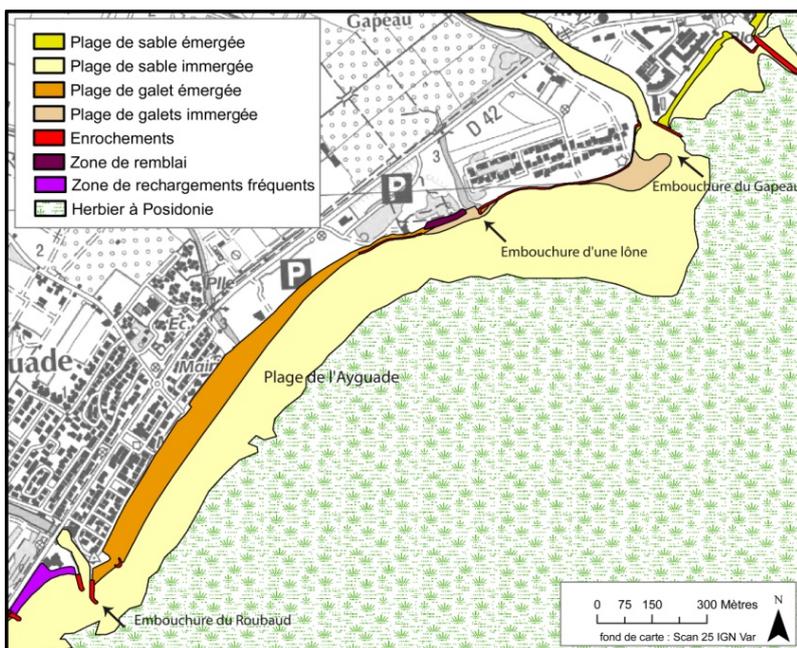


Figure 106 : Croquis géomorphologique de l'embouchure du Gapeau à celle du Roubaud.
Photo 12 : Banc de galets émergeant par marée basse au droit de l'embouchure du Gapeau.

A l'ouest de l'embouchure et du prodelta la limite galets/sables est également variable et fonction des conditions d'agitation du plan d'eau. Lorsque l'agitation est importante, un mince cordon de galets, large de quelques mètres, est présent en pied de digue frontale et laisse rapidement place à des sables qui semblent recouvrir cette formation grossière (Profil 1, figure 107). Avec l'augmentation de l'agitation, cette limite migre vers le large et les galets apparaissent sur une dizaine de mètres en direction du large. Après une crue du Gapeau toute cette zone est recouverte par des apports sableux. Ceux-ci seront ensuite repris par les courants de dérive qui dégageront plus ou moins rapidement la formation grossière sous-jacente en relation avec l'intensité des conditions hydrodynamiques. De l'embouchure du Gapeau à l'embouchure de la lône nous sommes donc en présence d'une plage immergée constituée essentiellement par des sables recouvrant une formation plus grossière (galets), alimentée et dégagée en fonction des crues et des événements météo-marins.

2.2.2. *Le secteur de la lône*

Au niveau de l'embouchure de la lône le même phénomène apparaît. En effet, après une crue du Gapeau, les sédiments fins (sables) recouvrent intégralement les fonds marins. Ces sables seront ensuite repris progressivement par les courants (dérive littorale), laissant réapparaître un fond de galets et d'autres matériaux grossiers issus du démantèlement du remblai présent au droit de l'embouchure de la lône et mis en place dans un souci de protection d'un espace récréatif (pinède) (Photos 13 et 14) (Profil 2, figure 107).



Photo 13 : Remblai au droit de l'embouchure de la lône



Photo 14 : Remblai au droit de l'embouchure de la lône après la tempête de décembre 2008.

Immédiatement en aval dérive du remblai, la protection du trait de côte se matérialise par la mise en place d'une digue frontale sur plus de 150 m, destinée à protéger un centre nautique. La plage immergée face à cet ouvrage est composée uniquement de sable, comme celle de l'Ayguade, située dans son prolongement.

2.2.3. *La plage de l'Ayguade*

Bien que celle-ci soit caractérisée par une plage émergée constituée en majorité de sédiments grossiers (galets), sa plage immergée est sableuse dès le jet de rive. Il semble, en effet, que le peu de sédiments grossiers parvenant à ce secteur le soient par mouvements longitudinaux sur la berme, avec notamment des apports en provenance de la zone du remblai.

Il est également fortement probable que des galets en provenance de l'embouchure et de la zone de remblai transitent sur les petits fonds, lors des évènements tempétueux et qu'ils soient rapidement projetés sur la berme par les vagues. Sur la plage émergée, le profil du haut de plage est en pente régulière ou plus ou moins convexe jusqu'à un bourrelet de plage constitué d'un mélange de débris de posidonies et de sédiments grossiers (Profil 3, figure 107). Certaines formes peuvent se développer (croissants de plage, banquettes de posidonie) en relation avec les dynamiques météo-marines (Photos 15 et 16).



Photo 15 : Plage de l'Aiguade et laisse de tempête

Photo 16 : Formation de croissants de plage en fin de tempête sur la plage de l'Aiguade

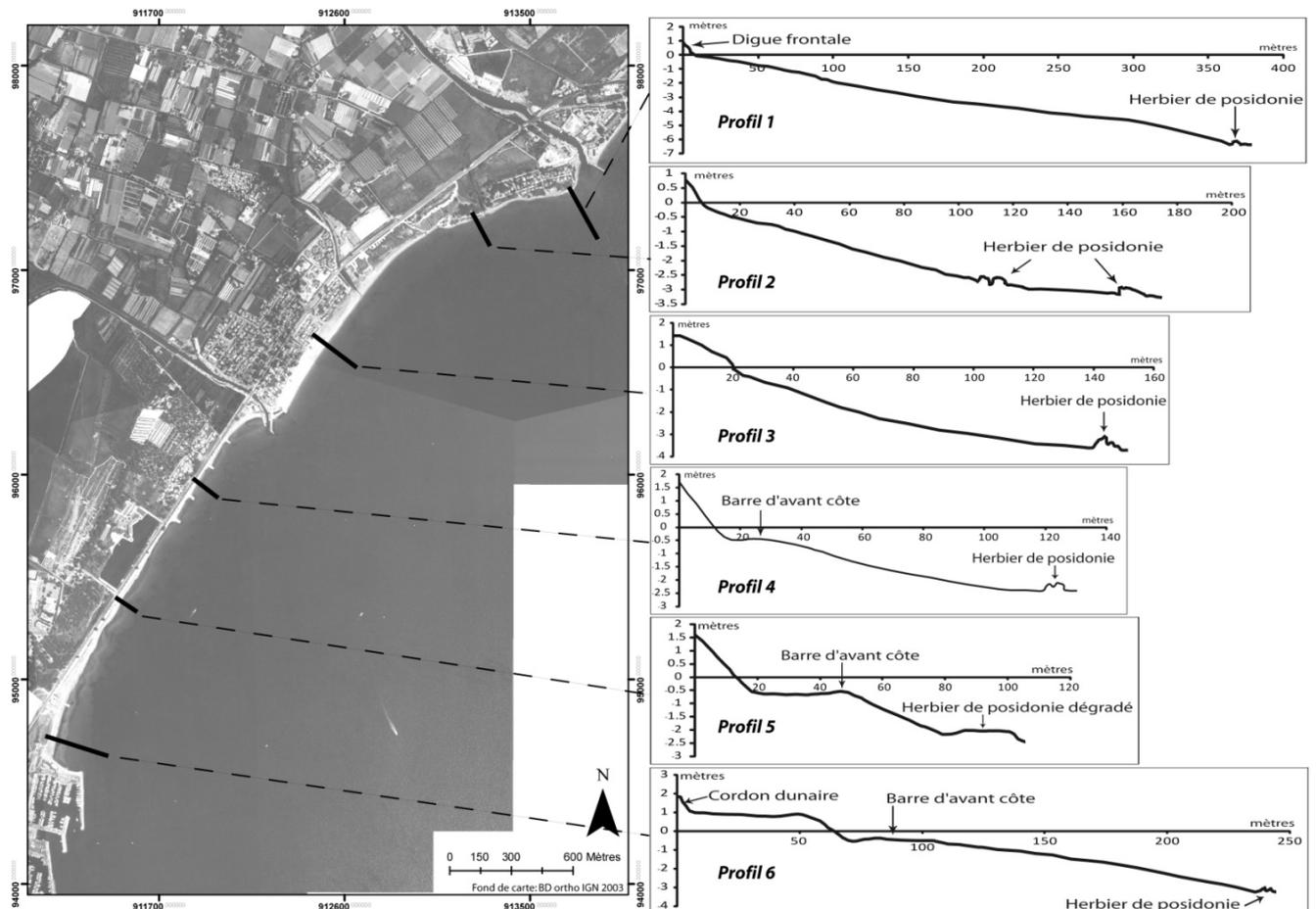


Figure 107 : Exemple de profils de plage (secteur situé entre l'embouchure du Gapeau et le port d'Hyères).

2.2.4. Le secteur des épis

Au sud-ouest du port du Roubaud la plage émergée est régulièrement rechargée (une à deux fois par an) avec les matériaux extraits dans le chenal d'accès au port qui se colmate rapidement avec des sédiments sableux. La plage sous-marine est également sableuse, une grande partie des matériaux de rechargement étant reprise par les dynamiques marines qui les exportent en direction de l'avant côte. Au sud-ouest, entre les épis (Photo 17), la plage émergée est constituée de matériaux grossiers, la plage immergée par des sables. Il s'opère néanmoins un grano-classement depuis la zone du jet de rive (sables et graviers) en direction du haut de plage (galets) (Photo 18).

Sur ces plages très étroites, aucune forme littorale « classique » ne semble se développer et il est presque impossible de distinguer le haut de plage du bas de plage. Le profil est régulier, souvent en pente assez forte (> 10 %) lorsque celles-ci sont constituées en majorité de galets (Profil 4, figure 107). La plage immergée présente désormais une barre d'avant côte, jusqu'au port d'Hyères, dont la position fluctue avec l'intensité des dynamiques météo-marines.

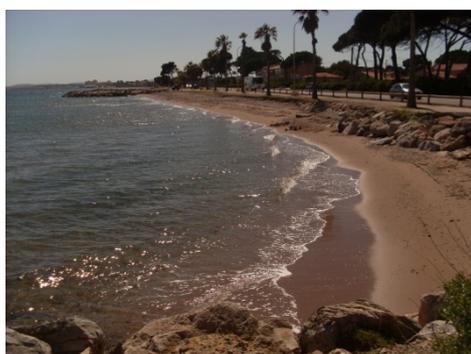


Photo 17 : Plage entre les épis du Ceinturon.



Photo 18 : Matériaux grossiers sur la berme entre les épis du Ceinturon.

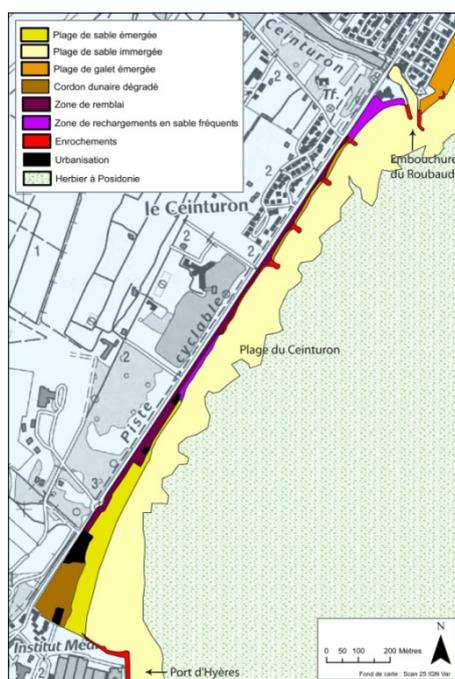


Figure 108 : Croquis géomorphologique de l'embouchure du Roubaud au port d'Hyères.

2.2.5. La plage du Ceinturon

Au sud des épis commence le cordon de sable fin, qui se poursuit, dans le sens de la dérive littorale dominante, orientée NNE-S, presque sans interruption jusqu'à la base du tombolo. Seule une petite portion du littoral, en aval immédiat de la batterie d'épis et de la digue frontale présente une plage immergée dont les premiers mètres sont caractérisés par des matériaux grossiers (Photo 20), provenant en grande partie des remblais successifs au Ceinturon afin de diminuer le risque de submersion marine (Photos 19 et 21), mais également de la détérioration de la digue frontale et de son remblai (Profil 5, figure 107). Ces aménagements fournissent une quantité non négligeable de matériaux, dont une partie est exportée par la dérive et alimente majoritairement le haut de plage à l'ouest du Ceinturon (Photo 22).



Photo 19 : Remblai du Ceinturon.



Photo 20 : Matériaux grossiers sur le haut de plage en aval du Ceinturon.



Photo 21 : Le remblai du Ceinturon.



Photo 22 : Démantèlement du remblai après un épisode tempétueux.

En aval dérive du Ceinturon la plage immergée est donc en quasi-totalité constituée par des sables et ce jusqu'au terme du transit littoral au niveau de la plage de la Badine.

2.2.6. La plage en amont du port d'Hyères

Au niveau de la plage au nord du port d'Hyères le profil est régulier, avec une pente inférieure à 10 %, et il n'existe pas ou peu de bourrelet de plage séparant le haut du bas de plage (Profil 6, figure 107) ; les sédiments sont fins et assez bien triés.



Photo 23 : Plage en amont du port d'Hyères

Photo 24 : Plage en amont du port d'Hyères en fin de tempête.

2.2.7. Le secteur compris entre le port d'Hyères et le Port de la Capte

La digue du port d'Hyères forme une barrière difficilement franchissable par les sables et impossible pour les galets, provoquant par conséquent un déficit sédimentaire important à l'aval dérive du port, qui a conduit la municipalité à mettre en place une série d'épis afin de freiner l'exportation des matériaux par la dérive littorale (Figure 109). Mais ces ouvrages ne sont pas suffisants et obligent actuellement la municipalité à effectuer des rechargements réguliers. Plusieurs d'entre eux ont d'ailleurs consisté en un dépôt de matériaux grossiers visant à stabiliser la plage à plus long terme. Ils sont ensuite « recouverts » par des matériaux plus fins de rechargement (sables issus de l'amont du Port d'Hyères) avant la saison estivale.

Le linéaire côtier en aval des épis est moins marqué par ce phénomène d'érosion. La présence de la digue de calibration au niveau du Port de la Capte crée en effet une barrière au transit sédimentaire, une quantité non négligeable de sable restant bloquée en amont de celle-ci (figure 109). Nous ne disposons pas de données topographiques concernant la plage émergée, par conséquent nous ne présenterons pas de profils type des plages jusqu'au sud du tombolo.

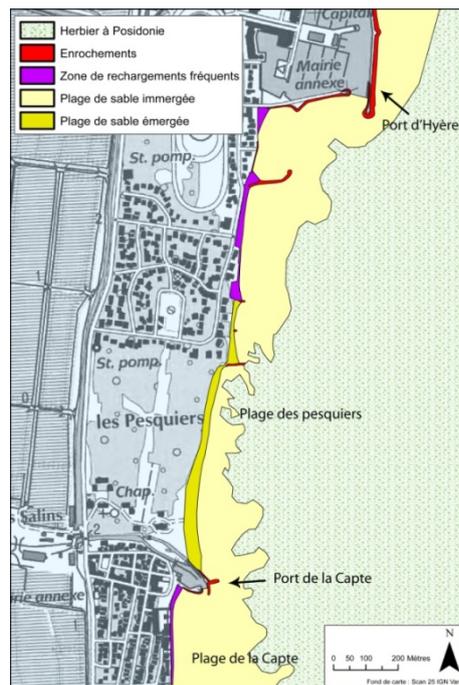


Figure 109 : Croquis géomorphologique du Port d'Hyères au port de la Capte.

2.2.8. Le secteur compris entre le port de la Capte et la limite du tombolo

En aval dérive du port de la Capte, la plage émergée et la plage immergée sont toutes deux sableuses. Il est néanmoins important de noter qu'au sud immédiat du port la plage émergée, fortement érodée sur 300 m, ne subsiste que grâce à des travaux de rechargements réguliers (Photos 25 et 26).



Photo 25 : La plage de la Capte avant rechargement.

Photo 26 : La plage de la Capte après rechargement.

Au-delà, la plage émergée, très étroite, s'élargit progressivement en direction du sud et de la Badine (Figure 110, photo 27).

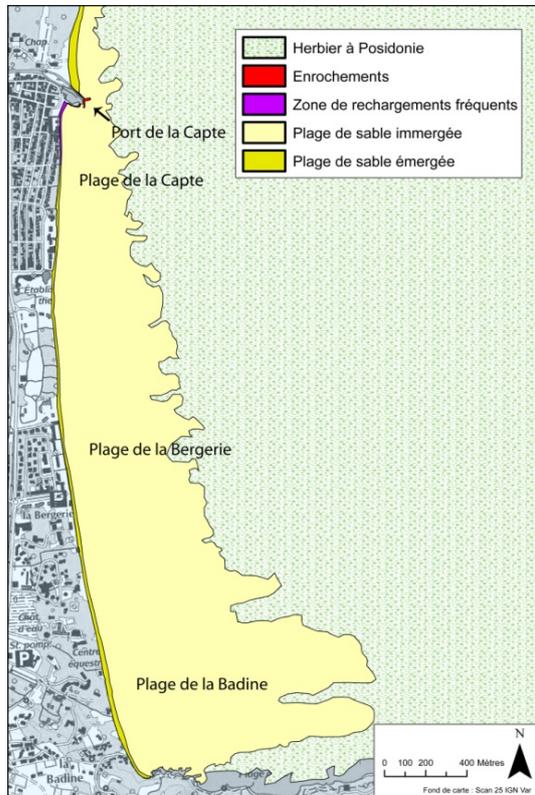


Figure 110 : Croquis géomorphologique du Port de la Capte à la Badine.

Photo 27 : Plage de la Badine

Le secteur de la Badine est marqué par une sédimentation active, au terme du transfert sédimentaire le long du tombolo oriental, et présente un important herbier en voie de surélévation (Blanc, 1958). Ces constatations effectuées par Blanc à la fin des années 1950 ne peuvent être remises en cause aujourd'hui. Les observations actuelles de la limite supérieure de l'herbier de posidonie démontrent que sa position n'a pas ou peu évolué depuis 1896 (cf. Chapitre 2).

2.3. Les aménagements

Les dragages

L'ensablement régulier des ports (de la Capte, du Roubaud et du Gapeau) a conduit la municipalité à entreprendre de nombreuses et régulières opérations de dragage. En effet, les jetées portuaires se prolongent au large jusqu'à des profondeurs inférieures à -2 m et n'arrêtent donc que partiellement le transit sédimentaire. Il en résulte un contournement de l'ouvrage par les sables et un dépôt de matériaux dans les chenaux de navigation. Il est, comme souvent, impossible de connaître la chronique de ces travaux, ni même une estimation des volumes, ni même une preuve que les sédiments extraits aient été réinjectés sur le littoral. En effet, durant notre étude, plusieurs opérations ont eu lieu, sans qu'il soit possible d'être prévenu par les services municipaux concernés, eux même semblant ne pas connaître la tenue de tels travaux.

Nous avons néanmoins voulu essayer d'évaluer les volumes prélevés et extraits sur chaque site. Nous avons également tenté de comprendre comment ces sédiments sont réutilisés.

Le Port du Gapeau

A l'embouchure du Gapeau, des dragages sont régulièrement réalisés, environ 2 fois par an, quelle que soit la saison, afin de maintenir un tirant d'eau suffisant pour la navigation (Photos 28 et 29). Il est en effet récurrent que des sédiments d'origine fluviale et littorale viennent colmater le chenal en rive droite à l'exécutoire, après une longue période de mistral (vent de nord-ouest), qui entraîne un afflux de sédiment grossier (sables et graviers) provenant de la barre d'embouchure, à l'intérieur du chenal. Les particules fines qui flocculent à l'approche de l'embouchure semblent également participer à l'envasement de la partie aval du chenal.



Photos 28 et 29 : Dépôts de dragage au droit de l'embouchure du Gapeau (février 2008).

Nous estimons que les volumes dragués représentent environ 100 à 200 m³. Ces volumes sont relativement faibles car la zone concernée par cette extraction de matériaux est réduite. Elle correspond à l'embouchure proprement dite, soit environ une centaine de mètres carrés, qui connaissent des taux d'accumulation importants en relation avec les conditions hydrodynamiques. Compte tenu de la faiblesse des volumes dragués, nous considérons que ces opérations ne perturbent pas réellement nos estimations du bilan sédimentaire global qui portent sur des volumes plus conséquents. De plus, nos observations nous amènent à penser que ces matériaux ne sont exclus du système que momentanément. En effet, ils sont déposés à proximité immédiate du trait de côte, au sommet de la digue frontale, en rive droite. Ils sont donc facilement remobilisables lors d'évènements météo-marins d'importance mais également lors d'épisodes pluvieux, avec un ruissellement qui participe au retour de ces matériaux dans l'embouchure. Lors des tempêtes, les vagues passent par-dessus la digue et provoquent une érosion de la partie sommitale de celle-ci, entraînant une partie du sédiment érodé en direction des fonds proches. La quasi-totalité du sédiment extrait à l'exutoire du Gapeau est donc réinjectée dans le système sans grande perturbation de notre analyse du bilan sédimentaire.

Le port du Roubaud

Tout comme au niveau de l'embouchure du Gapeau, à l'embouchure du Roubaud les sédiments ont tendance à colmater l'exutoire, obligeant donc à de réguliers travaux de dragage afin de maintenir un chenal praticable pour la navigation (Photos 30 et 31). Courtaud (2000) estime à environ 2 000 à 3 000 m³ les volumes de matériaux extraits et il semble que cette estimation soit correcte. Contrairement à l'embouchure du Gapeau, où les produits de dragage sont systématiquement réinjectés dans le système, ici il est plus difficile de comprendre la logique mise en œuvre. En effet, sur notre période d'étude, nous avons assisté à plusieurs scénarios. Le premier, et celui qui doit normalement être réalisé, consiste en un dépôt de ces matériaux sur la plage située en aval du port et de la dérive dominante, afin de ne pas soustraire ces sédiments à la dynamique littorale. Le secteur situé en aval dérive du port du Roubaud est nettement déficitaire et les dynamiques érosives ont obligé à la mise en place d'une batterie d'épis durant les années 1970. Par conséquent, l'introduction de ces sédiments en amont de ce secteur permet à celui-ci de mieux résister à l'agression des dynamiques météo-marines. Mais cela n'est pas toujours le cas, nous avons en effet assisté à l'évacuation de ces matériaux par des camions dont la destination ne nous a pas été communiquée.



Photos 30 et 31 : Dragage et dépôt des matériaux en aval de l'embouchure du Roubaud.

Le port d'Hyères

Les opérations de dragage dans le port d'Hyères concernent l'entrée du port et l'amont de la digue qui ceinture le port. Contrairement aux débouchés du Roubaud et du Gapeau, où les produits de dragage peuvent être utilisés pour du rechargement, dans le port d'Hyères les sédiments sont trop pollués, notamment et principalement par des hydrocarbures, et ne peuvent donc être réinjectés sur le littoral. C'est donc en amont dérive du port d'Hyères que les opérations de dragage sont réalisées, afin d'obtenir des matériaux utiles au rechargement de plusieurs secteurs de la branche orientale du tombolo (Figure 111, photos 32 et 33). La digue nord du port forme en effet une barrière à la dérive littorale et au transit sédimentaire, entraînant un important stockage de sédiment. Chaque année au printemps, de 3 000 à 5 000 m³ de sable sont donc extraits de cette zone et stockés sur la plage émergée (Courtaud, 2000). Nous avons voulu, dans le cadre du suivi topo-bathymétrique du littoral, estimer précisément les volumes dragués. Le différentiel de MNT révèle ainsi un volume extrait d'environ 4000 m³ (figure 111), en accord avec les renseignements obtenus par Courtaud (2000), auprès de la municipalité. Les sédiments issus de ces opérations sont ensuite expédiés par camion sur les secteurs déficitaires, des plages du Ceinturon et de la Capte.

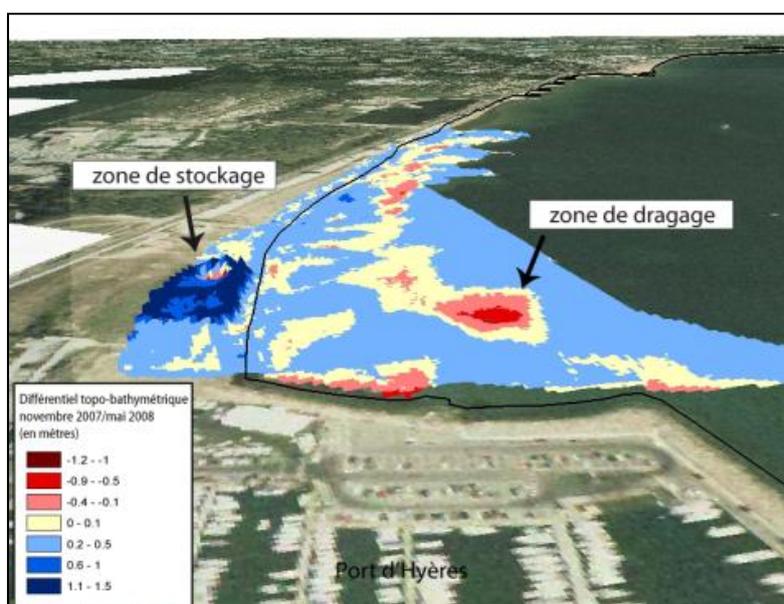


Figure 111 : Différentiel topo-bathymétrique illustrant la zone de dragage et la zone de dépôt.



Photos 32 et 33 : Dragage et dépôt sur la plage en amont du port d'Hyères.

Le port de la Capte

Le port de la Capte est soumis au même phénomène que les autres ports (Gapeau et Roubaud). Les courants longeant la branche orientale du tombolo dans le sens nord-sud créent des cellules tourbillonnaires en aval des jetées servant à protéger le port des tempêtes. Ces cellules tourbillonnaires entraînent une chute des vitesses du courant et un dépôt de sédiment dans l'exutoire de ces cours d'eau. Ils nécessitent donc un entretien régulier qui passe par un enlèvement de ces matériaux. Contrairement à l'exutoire du Roubaud où le matériel prélevé est déposé en aval dérive, ici le matériel est déposé en amont de la dérive et du port de la Capte (Photo 34). Les volumes sont très faibles et estimés à quelques centaines de mètres cubes. Ces dépôts sont rapidement repris par les dynamiques météo-marines et réinjectés dans le système.



Photo 34 : Dépôt des matériaux extraits du chenal d'entrée du port de la Capte en amont de la digue.

Les rechargements

La municipalité hyéroise procède à des rechargements réguliers en matériaux divers depuis de nombreuses années pour répondre à des problèmes d'érosion localisée. Comme nous l'avons vu précédemment, les rechargements actuels sont réalisés avec des matériaux qui proviennent des dragages effectués en amont du port d'Hyères, dans le port du Roubaud et de la Capte, et sont principalement destinés aux plages du Ceinturon (Photos 35 et 36) et de la Capte (Photos 37 et 38). Selon Courtaud (2000) les volumes de ces rechargements seraient de l'ordre de 5 000 à 8 000 m³/an selon les années ce qui semble être une estimation correcte. En effet, les mesures topographiques réalisées en amont du port d'Hyères révèlent un volume de sable déposé sur la plage d'environ 4 000 m³. A cela doivent s'ajouter les volumes extraits à l'embouchure du Roubaud et de la Capte, que nous n'avons pas mesurés. Courtaud (2000) indique que des analyses granulométriques ont été réalisées sur ces sédiments extraits et que la fraction de sables fins (< 0.25 mm) atteint en moyenne 85 % pour le port du Roubaud et 95 % pour le port d'Hyères et de la Capte.

Ces matériaux sont ensuite déposés le long de la branche orientale du tombolo, sur des secteurs en déficit sédimentaire. Les localisations précises et les quantités déversées sur chaque secteur ne sont pas connues. Ces matériaux étant rapidement repris par les dynamiques marines, notamment longitudinales, il est difficile de délimiter les secteurs rechargés.



Photos 35 et 36 : Plage du Ceinturon avant et après rechargement.



Photos 36 et 37 : Plage de la Capte avant et pendant le rechargement.

La méthode utilisée pour ces dragages est l'aspiration des matériaux à partir d'une embarcation ; ils sont ensuite rejetés à terre par des drains flexibles. L'eau de mer qui est également aspirée est évacuée par capillarité et par un tuyau de vidange dans la zone réceptrice (photo 38).



Photo 38 : Vidange du bassin de réception en amont du port d'Hyères.

Les plages du Ceinturon et de la Capte sont particulièrement sensibles à l'érosion et nécessitent d'être rechargées chaque année avant la saison estivale, afin de recréer une plage sableuse, nécessaire pour l'accueil des vacanciers, très nombreux. Récemment, le rechargement de la plage de la Capte s'est accompagné de la mise en place d'un Géotube (photo 39), immergé à environ 4m de profondeur en face de la plage. Un suivi est toujours en

cours pour déterminer son efficacité (Samuel Meulé, Aix-Marseille Université). Les premières constatations font état du maintien d'une plage émergée durant l'hiver, ce qui n'était plus arrivé depuis quelques années. En effet, avant la mise en place du Géotube, la plage émergée disparaissait chaque hiver sous l'impact des tempêtes (photo 36).



Photo 39 : Géotubes mis en place au large de la plage de la Capte.

Par le passé de nombreux rechargements ont été réalisés à partir de sédiments allochtones. Les quantités réelles de ces différents rechargements ainsi que leur localisation ne sont malheureusement pas précisées. S.O.G.R.E.A.H. (1988) mentionne néanmoins l'existence de divers rechargements en 1985 le long du littoral de la rade d'Hyères avec notamment un rechargement en ballast de 2 à 8 cm de diamètre au niveau de la plage de l'Ayguade (15 000 m³), mais sans plus de précision, tout comme un rechargement en gravillons de 6 à 14 mm à la Capte (5 000 m³).

2.4. Synthèse des connaissances sur la dynamique sédimentaire en rade d'Hyères

Les courants de dérive sont responsables du transit sédimentaire littoral, en provoquant l'entraînement des sédiments entre la côte et la zone de déferlement. Une modélisation de la courantologie en rade d'Hyères a récemment été réalisée par un bureau d'étude (Océanide, 2001), nous permettant d'affiner nos interprétations des mouvements sédimentaires (localisation, intensité et direction) enregistrés durant notre période d'étude.

L'estimation du transit en rade d'Hyères a également fait l'objet de plusieurs études globales (Blanc, 1975 ; Jeudy de Grissac, 1975 ; L.C.H.F, 1983 ; S.O.G.R.E.A.H., 1988) et ponctuelles, notamment lors de phases d'extension portuaire (GEOMER, 1996).

Les volumes du transport sédimentaire proposés par le L.C.H.F. (1983) et par S.O.G.R.E.A.H (1988) sont estimés à partir de la formule du Laboratoire Central d'Hydraulique de France pour les matériaux sableux :

$$Q = k_t \frac{gTHb^2t}{X_0} f(\alpha)$$

Avec :

Q = débit solide (m³)

K = coefficient adimensionnel égal à : $1.8 \times 10^{-6} \times \frac{1}{\sqrt{d}}$ où d est le diamètre moyen des grains (mm).

g = accélération due à la pesanteur

T = période de la houle (s)

H = hauteur de la houle au déferlement (m)

T = temps d'action (s)

X₀ = cambrure des vagues au large, égale à $\frac{H_0}{\lambda_0}$ où H₀ est la hauteur et λ₀ la longueur d'onde de la houle en m.

f(α) = une fonction de l'obliquité de la houle, égale à sin2α pour α < 50°.

D'après cette formule, le transport sédimentaire a été estimé entre 5 000 et 10 000 m³/an sur le secteur allant de l'embouchure du Gapeau à la Capte. Ces valeurs sont très nettement inférieures à celles obtenues par Blanc (1975) à partir de la formule de Larras (1957) qui permet de calculer la vitesse moyenne du transfert latéral :

$$V = K^3 \sqrt{\frac{gh^2}{T}} i \times \sin 2\alpha$$

Avec :

h = amplitude des lames déferlantes

T = période des lames

i = pente de la plage entre la ligne de rivage et la première ligne de rouleaux

α = angle des vagues, avant réfraction, avec la ligne de rivage

g = accélération de la pesanteur

K = coefficient adimensionnel dépendant de la turbulence générale, de la quantité d'énergie de la houle et de la rugosité des fonds.

Blanc (1975) détermine ainsi un transport d'environ 25 000 m³/an entre le port d'Hyères et la plage de la Capte.

Ces différents résultats démontrent qu'il est très difficile d'appliquer des formules empiriques dans un environnement spécifique et d'en interpréter les résultats. En effet, ces équations ont été établies en supposant le trait de côte rectiligne, sans obstacle et avec des fonds sableux relativement réguliers.

Or ces conditions sont très loin d'être respectées en rade d'Hyères :

- La ligne de rivage n'est pas rectiligne, elle est segmentée par de nombreux ouvrages transversaux qui modifient le transit sédimentaire (sens, intensité).

- Le grain moyen des sédiments dans la zone du déferlement est d'une grande hétérométrie spatiale et temporelle ; le transport des graviers et galets étant différent de celui des sables.
- La topographie très chaotique de l'herbier de posidonie rend l'estimation de la hauteur du déferlement problématique, notamment dans le cas où la limite supérieure de l'herbier est proche du trait de côte, ce qui est le cas dans le nord de la rade d'Hyères.

Les études antérieures visant à quantifier le transit littoral reposent donc sur l'utilisation de formules, dont les paramètres sont particulièrement difficiles à définir. En effet, le littoral de la rade d'Hyères est relativement abrité, et aucune donnée concernant la houle à proximité du rivage n'est disponible. L'hétérométrie des sédiments présents sur les différents secteurs complique encore grandement l'application des formules et les résultats obtenus sont par conséquent largement discutables.

2.5. Objectifs et plan

Nous venons donc de voir que les plages de la rade d'Hyères sont particulièrement touchées par l'érosion (cf. chapitre 2), comme en témoignent le nombre important d'aménagements en dur mis en place antérieurement et les nombreuses opérations de rechargement actuelles. Dans ce contexte, nous avons donc voulu connaître quel était le rôle du Gapeau dans la dynamique sédimentaire de ce littoral, dont il est le principal fournisseur. Nous avons également étudié les mouvements sédimentaires littoraux en l'absence d'apports sédimentaires fluviaux, afin de définir le fonctionnement sédimentaire de cette côte sous l'unique influence des dynamiques météo-marines.

L'objectif de cette partie est donc d'estimer les mouvements sédimentaires littoraux en fonction d'événements d'origine fluviale (crues) et météo-marine (tempêtes), à partir de mesures de terrain. Une série de relevés topo-bathymétriques sur les plages et les fonds mobiles proches permet de rendre compte des phénomènes de transfert sédimentaire entre les différents secteurs du littoral étudié, délimités ici par les aménagements.

Les conséquences morphologiques de 3 types de forçages sont analysées :

- Les différentiels topo-bathymétriques encadrant une période de forte activité hydrologique du Gapeau renseignent sur les apports sédimentaires fluviaux.
- Les différentiels encadrant des événements météo-marins permettent d'analyser la redistribution de ce matériel.
- L'étude des différentiels topo-bathymétriques n'encadrant pas d'événements hydrologiques ou météo-marins importants permet de rendre compte des mouvements sédimentaires affectant le littoral durant la période estivale.

Les données obtenues seront comparées avec l'érosion annuelle moyenne enregistrée sur le littoral depuis 1896 (cf. chapitre 2), ainsi qu'avec le transport sédimentaire actuel mesuré dans le Gapeau.

3. Evolution morphologique littorale à court terme (02/2007-04/2009)

L'étude des modifications de l'environnement littoral à court terme (2007-2009), permet la mise en évidence de processus morphologiques locaux importants dans le cadre d'une gestion appropriée de l'espace côtier. En effet, il apparaît essentiel de connaître précisément les modalités de l'évolution littorale à l'échelle annuelle ou celle de l'évènement, dans le cadre d'une lutte contre l'érosion, problématique majeure sur le littoral de la rade d'Hyères. Il était donc indispensable d'effectuer une étude approfondie de l'évolution à court terme, en fonction des évènements météo-marins et des évènements hydrologiques sur le Gapeau, principal pourvoyeur de matériaux nécessaires au maintien des constructions littorales. Par conséquent, et sur la base de 9 relevés topo-bathymétrique, une étude détaillée secteur par secteur, de l'embouchure du Gapeau au port d'Hyères a été réalisée. Nos mesures vont également concerner le segment aval du cours d'eau, afin de mettre en évidence les processus relatifs aux crues et aux apports sédimentaires qu'elles engendrent.

3.1 Méthode d'analyse de l'évolution littorale à court terme

L'analyse de l'évolution littorale repose sur des relevés topo-bathymétriques réalisés entre février 2007 et avril 2009 (figure 114). Les mesures bathymétriques ont été réalisées au sondeur à ultrason (Tritech 500) couplé à un DGPS (Trimble 5800) en mode cinématique (RTK), embarqués à bord d'un zodiac (Photos 40). Les mesures de topographie de la plage émergée, effectuées le lendemain des mesures bathymétriques, sont réalisées au DGPS (Photo 41). 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 un point géoréférencé, situé sur le toit de la capitainerie du port d'Hyères (Photo 42).

Un ensemble de points de calage (ne connaissant pas de variations significatives) a été également réparti sur notre secteur d'étude et a 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 des points de calage ont été mesurés.



Photo 40 : Matériel embarqué (Sondeur Tritech 500 et DGPS couplés à la centrale d'acquisition Hypack).

Photo 41 : Arpenteur équipé d'un DGPS TRIMBLE 5800 RTK.



Photo 42 : Base du DGPS positionnée sur un point géoréférencé (toit de la capitainerie).

Figure 112 : Relevé topo-bathymétrique, exemple de la plage de l'Aiguade (17 et 18 novembre 2007).

Les semis de points enregistrés lors des campagnes de mesures bathymétriques sont denses (un point de sonde tous les 5m en moyenne) et couvrent l'ensemble de la plage depuis le rivage (0,30 m de profondeur) jusqu'à la limite des sables au large (environ 5m de profondeur maximum). La marge d'erreur verticale est liée à la marge d'erreur du sondeur, considérée proportionnellement à la profondeur (données Tritech 500 : marge d'erreur d'environ 2%), soit +/- 5 cm. L'interpolation des points de sonde est effectuée par triangulation (tin : triangulation network) afin d'obtenir un modèle numérique de terrain (MNT). Chaque « tin » est ensuite converti en raster avec une taille de cellule dépendant de la densité du levé (Samat, 2007). La taille des cellules est de 5 m au niveau de l'embouchure du fait d'un levé très dense, de 10 m sur le reste de la zone d'étude. Elle est également de 5 m, voire de 2 m sur certains secteurs de plage émergée, où la topographie relativement accidentée nécessitait un maillage plus dense. Le calcul des volumes est ensuite réalisé par soustraction de 2 MNT.

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 planimétrique (X,Y) à ± 2 cm et en vertical (Z) à +/- 2 cm pour la topographie et +/- 7 cm pour la bathymétrie (+/- 5 cm de marge d'erreur liée au sondeur). Nous obtenons la même incertitude que Brunel (2010), qui utilise le même matériel et la même méthode sur les plages de Porquerolles.

En conclusion et par souci de ne pas surestimer ou sous-estimer les mouvements sédimentaires, la marge d'erreur totale comprend l'erreur liée à la mesure et l'erreur liée à l'interpolation. L'erreur globale est donc fixée à ± 10 cm (Tönis et al., 2002). L'analyse détaillée des bilans sédimentaires entre chaque date s'appuie également sur une sectorisation de la zone d'étude (figure 113).

Il existe également quelques erreurs dans les résultats des différentiels de MNT, liées à plusieurs paramètres, dont nous avons tenu compte dans l'interprétation. Il existe un biais lié à la mesure elle-même, notamment lorsque le plancher sous-marin est accidenté (présence de roches ou de mattes d'herbier dégradé), ce qui provoque une interpolation aléatoire étant donné l'espacement des points de mesure. Les zones à la limite de l'herbier de posidonie qui

présentent des mouvements sédimentaires sont également exclues des calculs de volumes, tout comme les zones présentant des enrochements sous-marin.

Dans le chenal du Gapeau, la présence de nombreux bateaux amarrés empêche le relevé bathymétrique sur l'intégralité de la largeur du chenal. Certaines altitudes sont donc extrapolées et conduisent à un certain biais.

Il existe également un problème caractéristique de notre zone d'étude que constituent les dragages et les rechargements. Leur localisation et le moment de leur mise en œuvre est très aléatoire et impossible à prévoir ; il est donc possible que certaines erreurs concernant les volumes sédimentaires en mouvement leurs soient imputables.



Figure 113 : Sectorisation de la zone d'étude.

Les changements morphologiques littoraux sur notre période d'étude ont donc été estimés à partir des différentiels des relevés topo-bathymétriques. Les positions du trait de côte et les mouvements sédimentaires ont ainsi pu être évalués. Les variations en volumes sont exprimées en fonction des secteurs (figure 113) et les différentiels de MNT et de profils permettent de mettre en évidence les processus sédimentaires et leur spatialisation.

L'analyse du comportement sédimentaire de ce littoral va ainsi s'articuler autour des différents secteurs et des perturbations susceptibles d'avoir engendré des mouvements. Sur chaque secteur l'évolution topo-bathymétrique est analysée en fonction des événements météo-marins et des crues dont la chronologie est représentée sur la figure 114.

Au total, 9 campagnes de levés ont été effectuées afin de quantifier les mouvements sédimentaires liés aux variations saisonnières et exceptionnelles (figure 114). Notre période d'étude (02/2007-04/2009) est marquée par plusieurs événements météo-marins d'importance (vents >25 m/s) ainsi que par plusieurs crues de différentes intensités, de Q1 à Q20. Nous étudions ainsi 8 périodes présentant des forçages hydrologiques et météo-marins différents (Figure 114).

Toutefois, certaines missions n'ont pas concerné la totalité du secteur étudié. Après des périodes de calme des dynamiques météo-marines, il n'a pas été considéré comme nécessaire de réaliser des mesures sur certains secteurs qui n'ont vraisemblablement enregistré aucun mouvement sédimentaire.

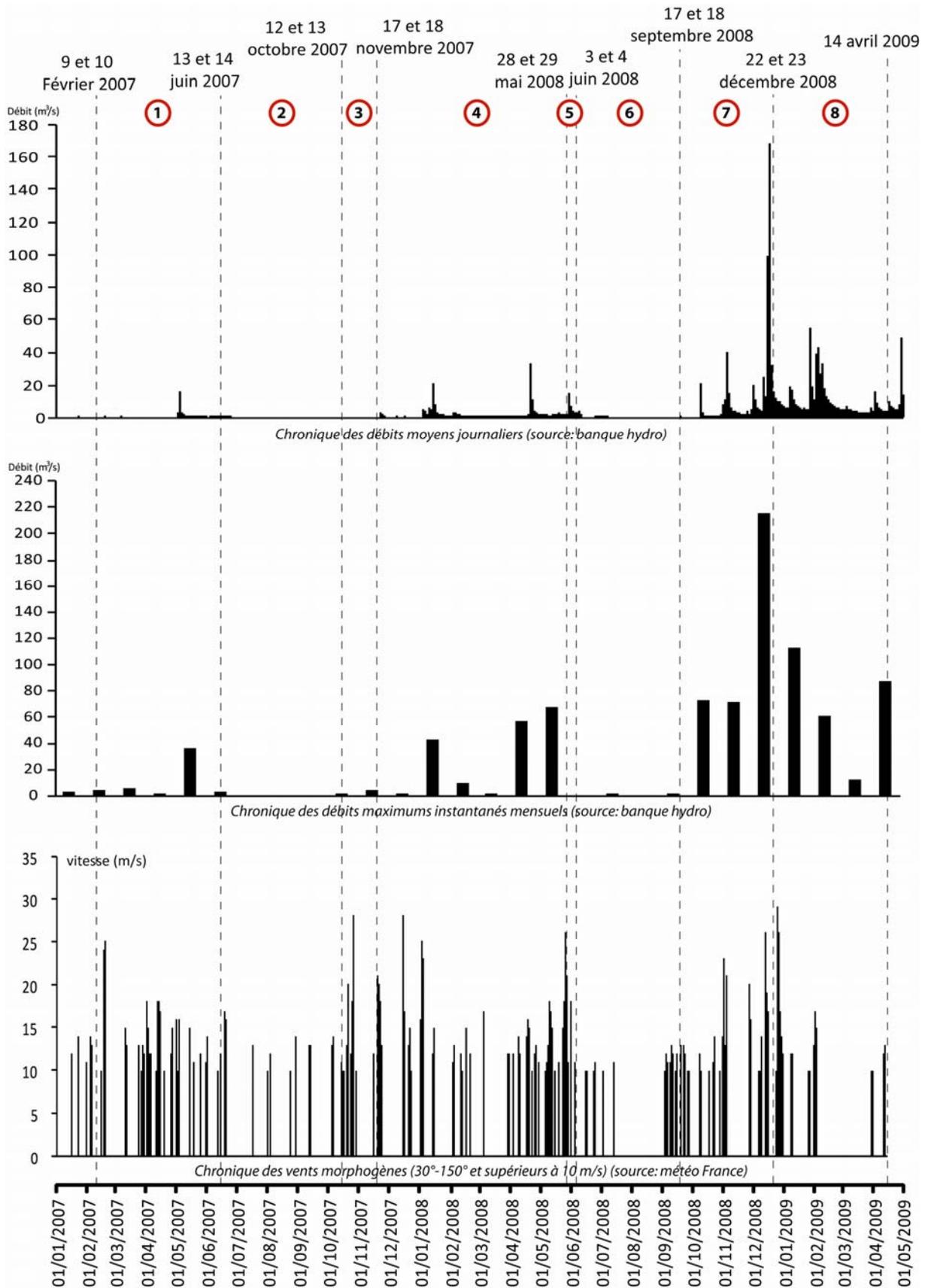


Figure 114 : Chronologie des relevés topo-bathymétriques en fonction des conditions hydrologiques (station de Ste Eulalie) et météo-marines (station de la B.A.N.) (Sources : Banque Hydro et Météo France).

3.2. Résultats

3.2.1. Mouvements sédimentaires observés après le passage d'une tempête et l'occurrence d'une crue annuelle (Période 1).

La période comprise entre février 2007 et juin 2007 (Période 1) est marquée par une crue annuelle d'environ $40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (5 mai 2007) (Figure 114), mais qui n'a pas engendré d'apports sédimentaires significatifs au littoral (cf. chapitre 3). Cette période est également marquée par un épisode tempétueux important (durée 48h) avec des vents jusqu'à 25 m/s^{-1} , d'orientation moyenne 90°N les 17 et 18 février. L'orientation générale de ces vents, comprise entre 70 et 110°N , génère des houles peu agressives pour le littoral étudié (Figure 115). De plus, la mesure de juin 2007 survient 4 mois après la tempête mais seulement 1 mois après la crue. Les conséquences morphologiques de la crue devraient ainsi être plus visibles que celles de la tempête. Par conséquent, cette période est considérée comme relativement calme sur le plan des dynamiques fluviales et météo-marines.

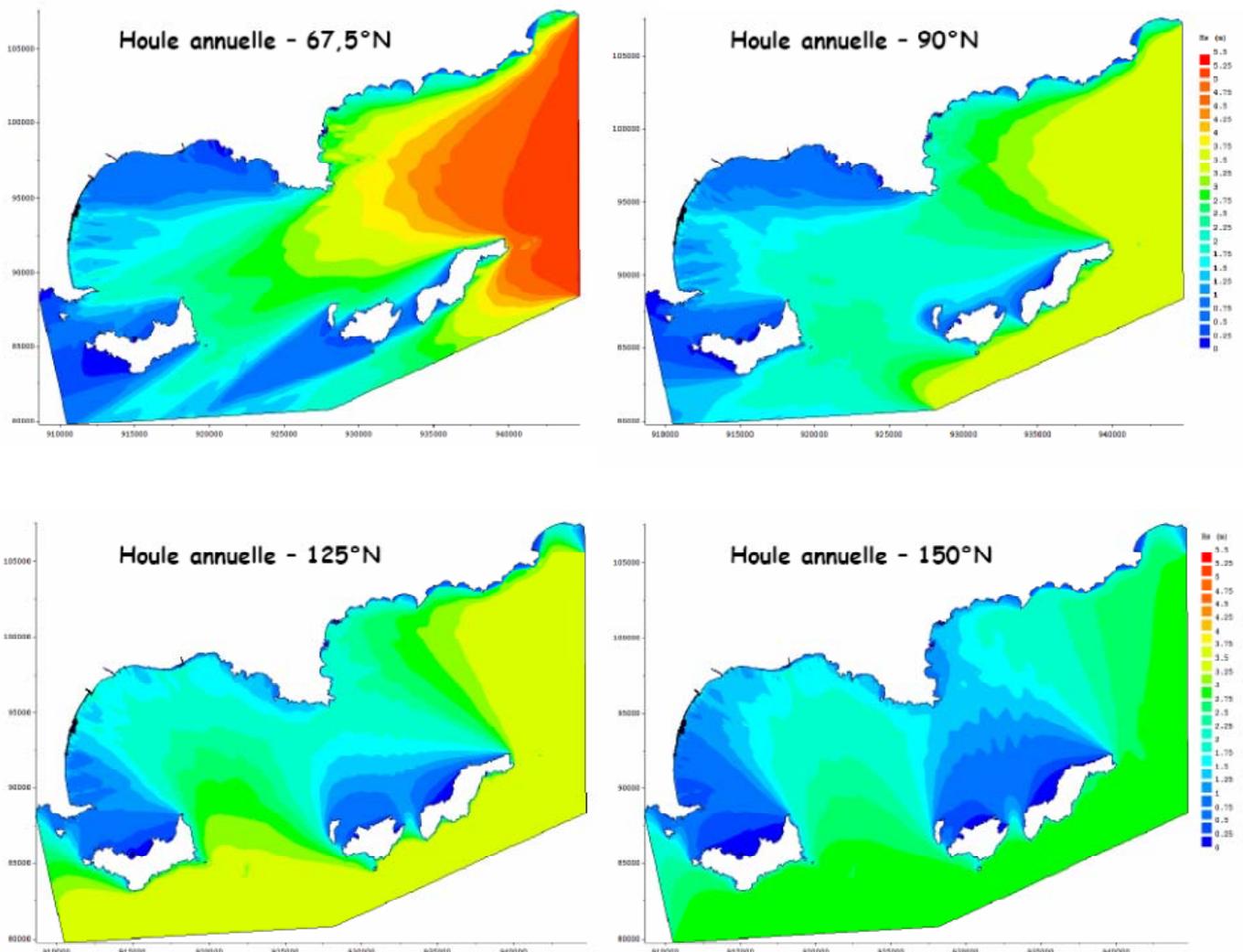


Figure 115 : Simulation de propagation de la houle en rade d'Hyères (Oceanide, 2001).

L'analyse du bilan sédimentaire entre ces deux dates révèle un système littoral en quasi-équilibre (Figures 116 et 117), le bilan net étant évalué à $-2\,000\text{ m}^3$ (érosion $-7\,100\text{ m}^3$ /accrétion $+5\,100\text{ m}^3$).

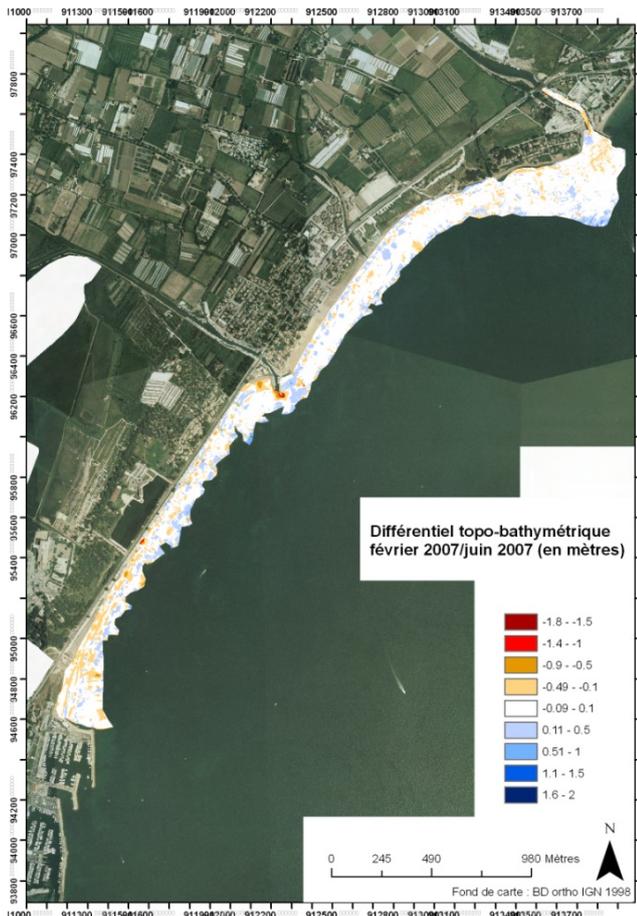


Figure 116 : Différentiel topo-bathymétrique entre février et juin 2007 sur l'ensemble du secteur d'étude.

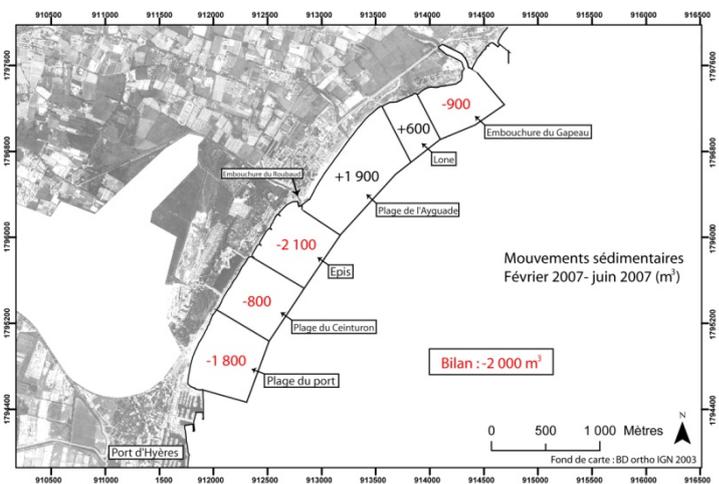


Figure 117 : Bilan sédimentaire entre février et juin 2007 sur l'ensemble du secteur d'étude.

3.2.1.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre février et juin 2007.

Le secteur du chenal et de l'embouchure est marqué principalement par l'érosion (figure 118) : perte $-1\,300\text{ m}^3$ et gain $+400\text{ m}^3$, soit un bilan net de -900 m^3 . L'érosion se localise principalement dans le chenal du Gapeau (-600 m^3) dont -500 m^3 par incision du plancher alluvial, au niveau de la fosse à proximité de l'exutoire (figure 120). Au niveau de la barre d'embouchure et de sa pente externe (-300 m^3), ainsi qu'au droit de l'embouchure en pied de digue frontale (environ -400 m^3) (figure 119). L'accrétion ne concerne que très localement le chenal ($+100\text{ m}^3$), essentiellement en rive gauche, ainsi qu'au droit immédiat de l'exutoire ($+300\text{ m}^3$).

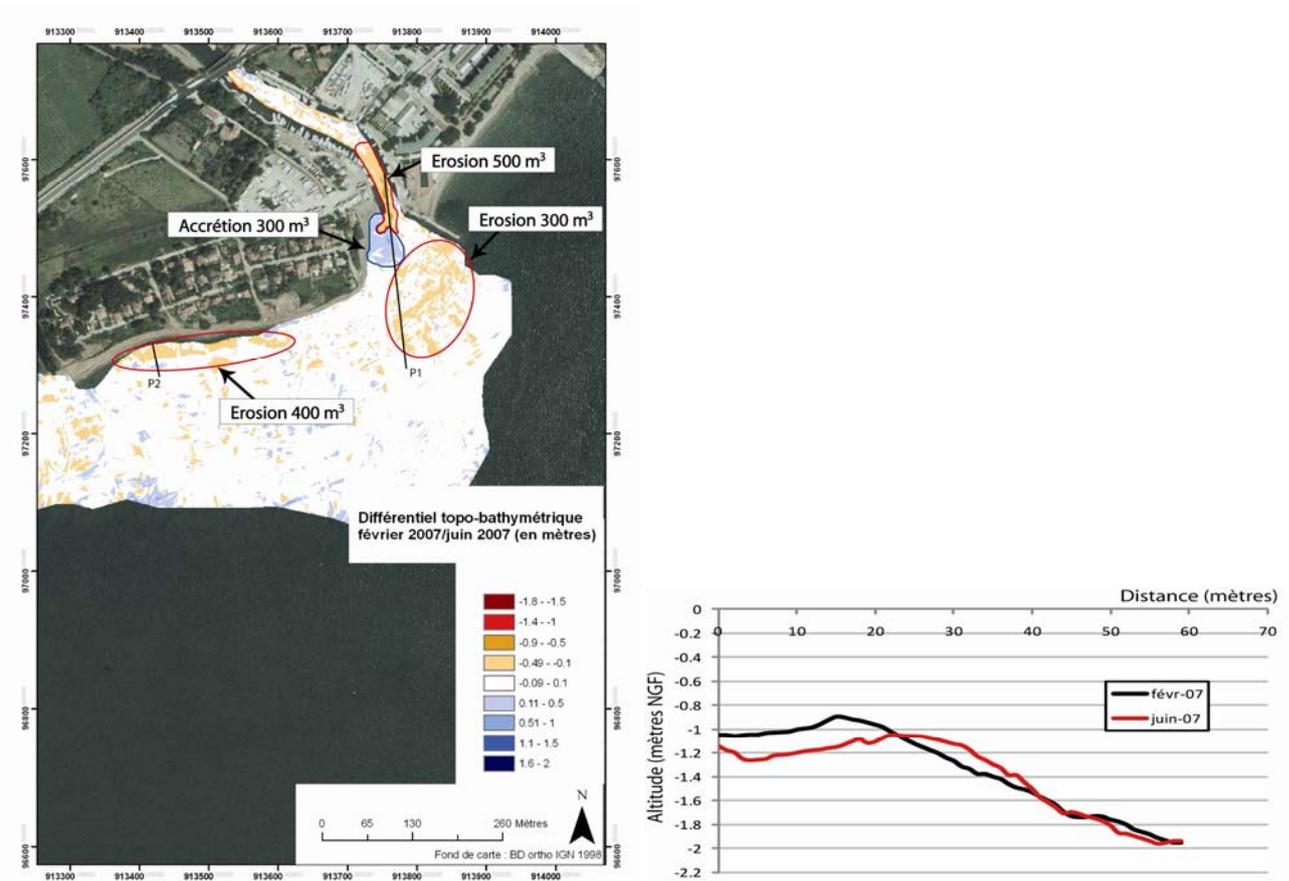


Figure 118 : Différentiel topo-bathymétrique février 2007 / juin 2007

Figure 119 : Profil P2 au niveau de la digue frontale en février et juin 2007.

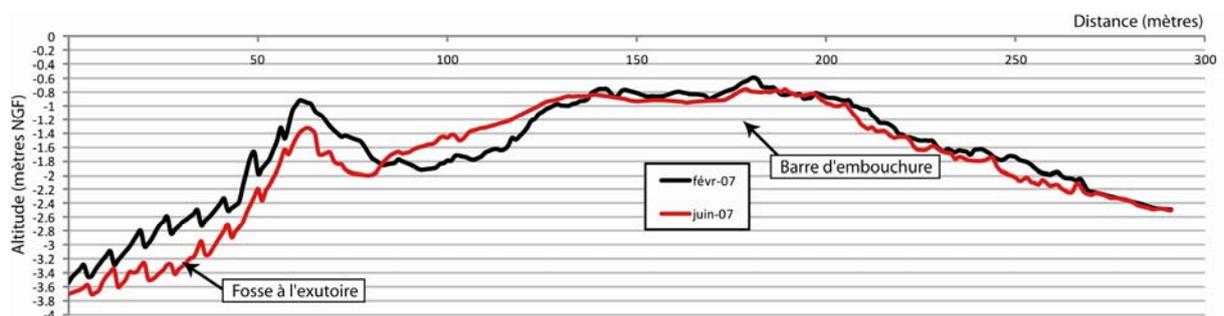


Figure 120 : Profil P1 au niveau de l'embouchure en février et juin 2007.

La figure 120, qui présente un profil recoupant le chenal et la barre d'embouchure, exprime les mouvements sédimentaires qui caractérisent cette période. On observe d'abord une forte incision au niveau du chenal ainsi qu'au niveau de la fosse qui précède le débouché. Une partie des matériaux érodés s'est déposée directement au droit de l'embouchure, le reste ayant probablement été exporté, soit en direction des plages du sud-ouest de la rade, soit en direction du large. En considérant la courantologie modélisée pour des conditions relativement similaires à celle de l'évènement du 21/02/2007 (figure 121) le transit longitudinal est privilégié.

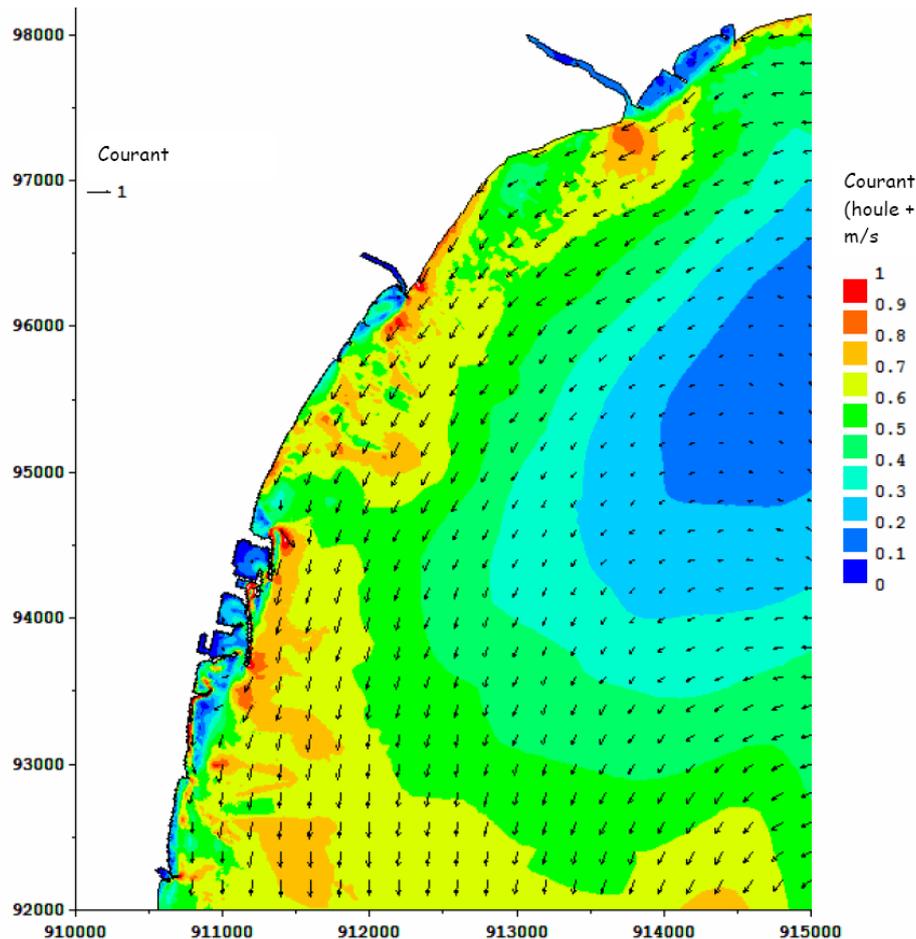


Figure 121 : Modélisation de la courantologie avec : vent= 27m/s^{-1} orientation 80°N et houle : $H_s=3,2\text{m}$ et $T=8\text{s}$ (Océanide, 2011).

L'érosion dans le chenal résulte de la crue survenue au mois de mai, entraînant un effet de chasse et expulsant une partie des sédiments accumulés sur le plancher alluvial durant la période de calme hydrologique précédent l'évènement. Le profil P1 présente donc l'érosion dans le chenal, l'accumulation au droit de l'embouchure, ainsi que la faible érosion qui a touché la barre d'embouchure jusqu'à environ $-2,2\text{ m}$. Des mouvements sédimentaires sont également observés au niveau du pied de la digue frontale (figure 118). On mesure une érosion de -20 cm en pied de digue, sur environ 20 m en direction du large (soit -400 m^3), qui s'accompagne sur certains secteurs d'une accrétion au-delà de la zone d'érosion. Néanmoins, ceci ne s'observe que localement, au niveau du profil P2 et peut caractériser des mouvements transversaux locaux. En revanche, la majorité du secteur face à la digue frontale présente une érosion avec une perte nette des sédiments, vraisemblablement entraînés longitudinalement par la dérive littorale.

En conclusion, l'érosion dans le chenal est vraisemblablement provoquée par un effet de chasse engendré par la crue et celle sur la face externe du pro-delta semble être une conséquence de l'évènement tempétueux, tout comme l'érosion en pied de digue. En revanche, l'origine des sédiments responsables de l'accrétion au droit immédiat de l'embouchure est difficile à déterminer. Il pourrait s'agir d'une conséquence de la tempête qui aurait remobilisé des sédiments de la barre ou le résultat de la crue qui aurait chassé des sédiments du chenal. La crue étant plus récente que la tempête, la seconde hypothèse est privilégiée.

3.2.1.3. Evolution du secteur de la lône entre février et juin 2007.

Dans le secteur de la lône, le bilan sédimentaire est positif + 200 m³ (érosion -400 m³/accrétion +600 m³) (figure 122). Mais cette dynamique n'est pas naturelle car cet engraissement est le résultat de travaux de rechargement du remblai en aval immédiat la digue frontale et de l'embouchure de la lône (figure 122b). Les dynamiques marines ont sans doute repris une partie de ce dépôt artificiel pour les exporter vers l'ouest. Devant la digue frontale (figure 121c), les dynamiques érosives issues de l'accélération des courants, induite par la réflexion des houles sur l'ouvrage, favorisent l'entraînement des sédiments vers le large ainsi que vers l'ouest, dans le sens de la dérive dominante. Sur le profil P2, l'érosion en pied de digue est associée à une accrétion à partir d'une dizaine de mètre en direction du large. Les mouvements sédimentaires cross-shore semblent privilégiés.

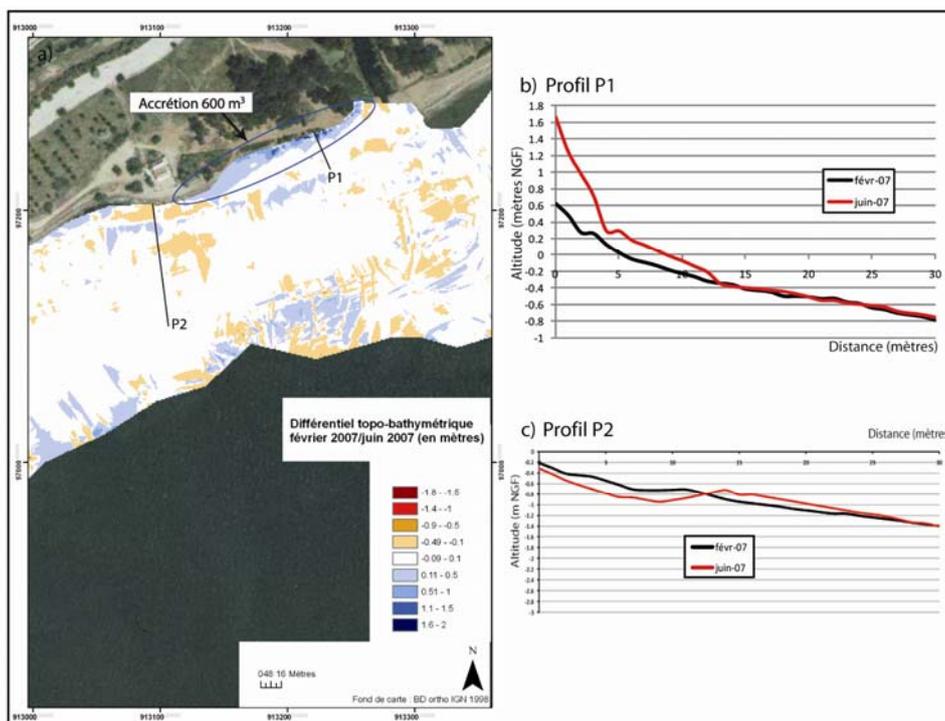


Figure 122 : a) Différentiel topo bathymétrique février 2007/juin 2007 au niveau de la lône
b) Profil P1 au niveau de la lône, c) Profil P2 au niveau de la lône.

3.2.1.3. Evolution de la plage de l'Ayguade entre février et juin 2007.

Sur la plage de la plage de l'Ayguade (Figure 123), le bilan sédimentaire est positif (+1 900 m³) (érosion -500 m³/accrétion +2 400 m³). L'accumulation principale se situe en amont dérive de la digue de calibration du débouché du Roubaud (+1 200 m³). Mais l'estimation précise des volumes sur ce secteur est difficile, la présence d'enrochements tapissant les fonds proches étant responsable d'un biais dans les mesures. Néanmoins, il est certain que ce secteur présente un phénomène d'accrétion, en relation avec les enrochements immergés et la digue qui crée un obstacle à la dérive littorale dominante et provoquant vraisemblablement une zone de dépôt. Une partie des matériaux transportés par la dérive littorale, principalement durant la tempête de février, est sans doute restée piégée dans ce secteur.

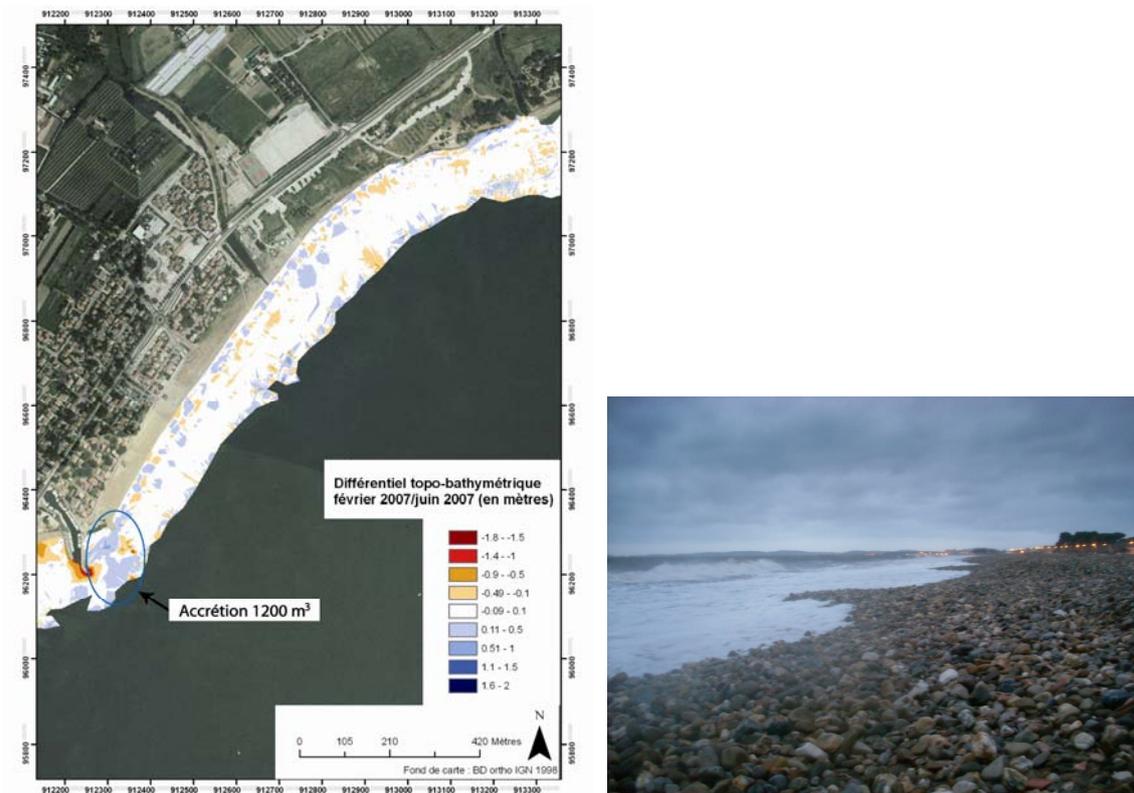


Figure 123 : Différentiel topo-bathymétrique février 2007/juin 2007 (plage de l'Ayguade).
 Photo 43 : Croissants sur la plage de l'Ayguade pendant la tempête de février 2007.

En amont dérive de cette zone de dépôt une accrétion de +1 200 m³ est associée à une érosion de -500 m³, soit un bilan net de +700 m³. Les mouvements sédimentaires touchent principalement la berme ainsi que les fonds proches (<1m). Les variations observées sont essentiellement le résultat d'un déplacement des croissants de plage, souvent de taille importante sur cette plage après une tempête, provoquant ainsi une succession de zones d'érosion et d'accumulation que représente bien le différentiel (Photo 43). Mais le bilan sédimentaire positif laisse envisager un apport en sédiments grossiers en provenance de l'amont : une partie des matériaux grossiers mis en mouvement au niveau de l'embouchure est vraisemblablement venue engraisser la berme. La présence d'une grande quantité de débris de posidonie jonchant la plage au moment des mesures topographiques a pu cependant fausser l'estimation des volumes. Les mouvements sédimentaires sur ce secteur sont donc difficiles à analyser du fait d'une part de la perturbation créée par les banquettes de posidonies, difficilement évitables lorsque l'on relève la topographie de la plage émergée et d'autre part du fait de la présence d'une large zone d'enrochement sous-marin en amont de la digue du Roubaud, difficilement mesurable. Néanmoins, il apparaît que la plage de l'Ayguade bénéficie d'apports sédimentaires durant cette période, sans doute en relation avec les pertes enregistrées au niveau de l'embouchure et de la lône.

3.2.1.4. Evolution du secteur des épis entre février et juin 2007.

Au niveau des épis en aval du port du Roubaud, le bilan sédimentaire est largement déficitaire (Figure 124), avec une érosion de -2 750 m³ pour une accrétion de +600 m³, soit une perte nette de -2 150 m³. Dans le détail, l'érosion est forte aux abords de la digue du

Roubaud et immédiatement en aval. Mais il ne s'agit pas, ici aussi, de mouvements sédimentaires « naturels ». Une opération de dragage a en effet été réalisée à l'entrée du chenal d'accès au port ainsi qu'autour de la digue et ce sont au minimum 2 100 m³ de sédiments qui ont été extraits de ce secteur. Ces matériaux, principalement destinés à recharger les plages en aval du port d'Hyères, sont tout d'abord déposés en aval de la digue, sur la berme. Une partie de ce sédiment est par conséquent reprise par les dynamiques marines et participe à l'accumulation enregistrée en amont du premier épi (+200 m³) (Figure 124 et photo 44).

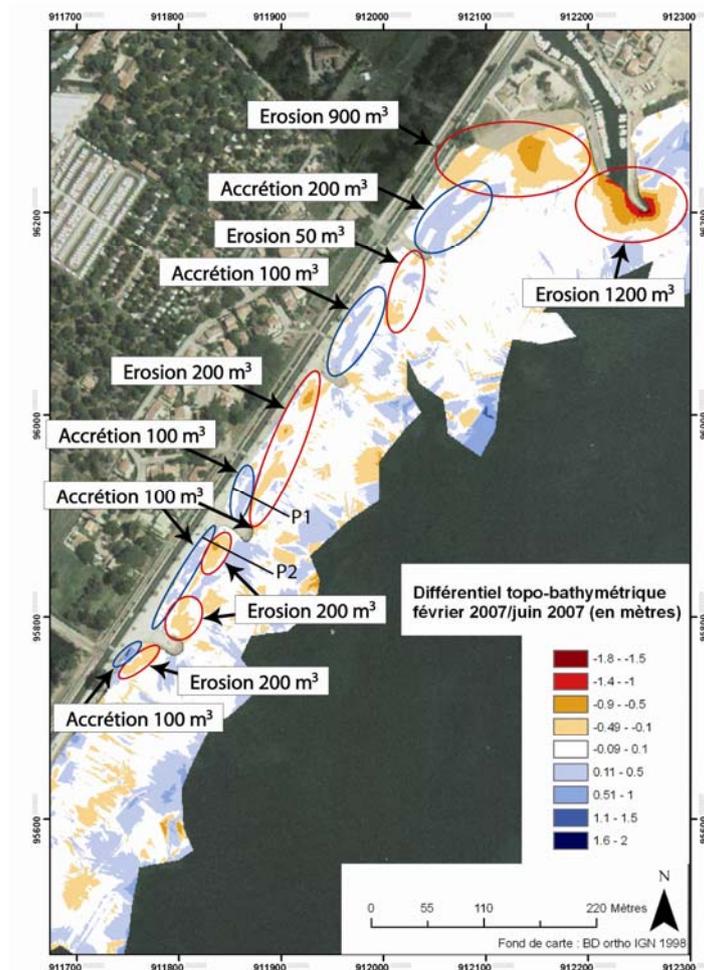


Figure 124 : Différentiel topo-bathymétrique entre février et juin 2007 au niveau de la batterie d'épis.

Le secteur autour de l'embouchure du Roubaud est donc marqué par d'importantes extractions. En revanche en aval, entre les épis, le bilan sédimentaire est équilibré (accrétion +600 m³ et érosion -650 m³). Il semble que ce secteur présente uniquement des mouvements longitudinaux, localisés entre les épis. Il est en effet difficile de conclure sur les mouvements mesurés au large des épis car la présence de tâches d'herbier dégradé perturbe les mesures. Les variations observées entre les épis sont en revanche clairement identifiables avec un phénomène d'érosion en aval des ouvrages s'accompagnant d'un dépôt en amont (figures 124 et 125). Néanmoins, ce schéma n'est pas partout respecté et il semble que ce phénomène soit couplé à une migration de la barre d'avant côte, présente sur ce secteur à très faible distance du trait de côte. Il semblerait que celle-ci se rapproche de la côte, entraînant localement la

présence de zones d'érosion en amont des ouvrages. Nous observons également un dépôt dans le prolongement de l'extrémité aval des épis, visible sur tous les épis dans le sens de la dérive littorale. Le profil P2 (Figure 126) présente ainsi l'érosion observée en aval des épis ainsi qu'une accumulation dans le prolongement de l'extrémité de l'épi. Il semblerait qu'une partie des produits de l'érosion en amont soit piégée sur ces secteurs. Entre les deux premiers épis l'érosion est faible (-50 m³), ce qui semble coïncider avec un faible dépôt en aval du deuxième épi. En revanche, entre le deuxième et le troisième épi, l'érosion est plus importante (-200 m³), conduisant vraisemblablement à la constitution d'une zone de dépôt plus importante en aval de l'extrémité du troisième épi. C'est également le cas en aval du quatrième épi.

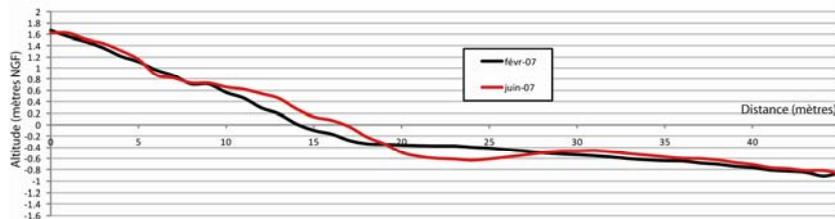


Figure 125 : Profil P1 entre les épis.

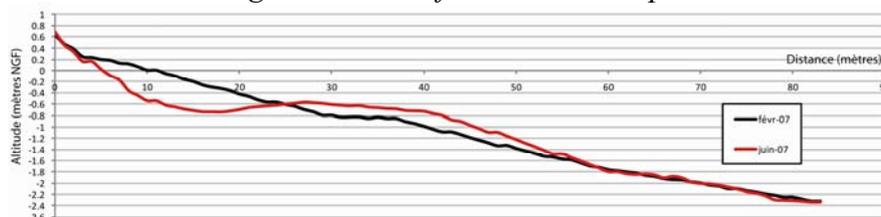


Figure 126 : Profil P2 entre les épis.



Photo 44 : Opération de dragage à l'embouchure du Roubaud et dépôt sur la plage en aval du port. Au premier plan, l'érosion du dépôt.

En conclusion, il est relativement difficile de mettre en évidence les mouvements sédimentaires sur un secteur aussi perturbé par les aménagements. Néanmoins, le bilan sédimentaire durant la période d'étude est équilibré, ce qui semble en accord avec la courantologie, qui décrit un secteur présentant de faibles dynamiques, contrairement au secteur situé en aval de la batterie d'épis (Figure 121).

3.2.1.5. Evolution de la plage du Ceinturon entre février et juin 2007.

Au niveau de la plage du Ceinturon, le bilan sédimentaire est largement déficitaire (Figure 127) (érosion de -1 000 m³ pour une accrétion de +200 m³). L'érosion touche

principalement la plage émergée et le talus de protection mis en place pour limiter les submersions marines (Figures 127a et 127c). Le démantèlement de cet ouvrage temporaire produit des matériaux qui sont ensuite exportés par la dérive littorale. Mais le remblai contient des éléments grossiers (galets), dont le déplacement est limité (Figure 127c). Il se forme ainsi des zones de dépôt de ces matériaux en pied de talus ou dans les fonds proches. En observant la figure 126a, on constate que l'érosion du talus procède essentiellement par écroulement de petits pans, de façon irrégulière. Généralement, ces effondrements par sapement basal dûs à l'impact des vagues engendrent des zones d'accumulation, constituées par les matériaux grossiers du remblai.

En aval du remblai l'érosion domine et s'accroît. Celle-ci résulte en partie des travaux de nettoyage de la plage ; les services municipaux aplanissent la berme avant la saison estivale et procèdent à l'enlèvement des débris de posidonie, présents en grande quantité à cette époque de l'année. De plus, il semblerait que le restaurant installé sur la plage soit à l'origine d'une avancée artificielle du trait de côte. Les tempêtes survenues durant la période d'étude auraient ainsi provoqué une régularisation du trait de côte. Ce secteur correspond à une accentuation du courant de dérive qui est vraisemblablement à l'origine des différences dans l'intensité de l'érosion entre l'amont et l'aval (Figure 121).

En conclusion, ce secteur est marqué par une érosion du talus de protection ainsi que par une érosion de la plage reconstituée en face du restaurant. L'étude des mouvements sédimentaires et la lecture du différentiel de MNT sur ce secteur est néanmoins rendue difficile par la présence de matériaux très grossiers issus du démantèlement du remblai (parfois de gros blocs), par la présence de mattes d'herbier dégradées isolées, mais également par la présence d'un herbier de posidonie très proche du trait de côte et possédant des indentations prononcées.

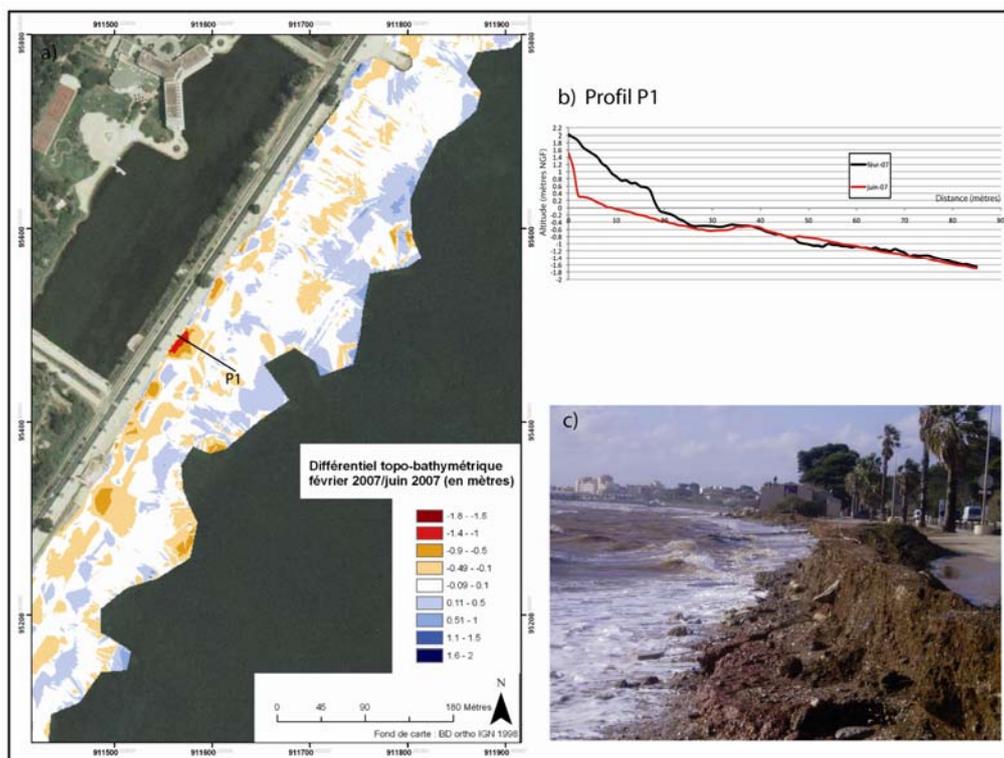


Figure 127 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre février 2007 et juin 2007 au niveau de la plage du Ceinturon, b) Profil P1, c) Remblai de protection en fin de tempête.

3.2.1.6. Evolution de la plage en amont du port d'Hyères entre février et juin 2007.

Au niveau de la plage en amont du port d'Hyères, le bilan sédimentaire est également déficitaire ($-1\ 800\ \text{m}^3$) (Figure 128) (accrétion $+900\ \text{m}^3$ /érosion $-2\ 700\ \text{m}^3$). L'érosion concerne principalement la plage émergée. Celle-ci était recouverte par des débris de posidonie en février 2007 (Photo 45), dont l'enlèvement par les services municipaux est responsable d'une partie de l'érosion. Lorsque les banquettes de posidonie sont enlevées, une certaine quantité de sédiment l'est également. Néanmoins, ce phénomène n'est pas seul responsable des mouvements observés. Le profil P1 (Figure 129) présente ainsi une importante érosion au niveau de la berme qui se poursuit jusqu'à une profondeur d'environ 1 m. La formation d'une barre d'avant côte est sans doute bénéficiaire des matériaux érodés sur le talus pré-littoral et les fonds proches ou bien des matériaux en provenance du Ceinturon.

Au niveau du profil P2 (Figure 130), on observe clairement un arasement du talus, constitué de débris de posidonie en février et une avancée de ce même talus, qui profite des apports sédimentaires en provenance de l'amont. En revanche, la barre d'avant côte est érodée, sans doute au profit du talus pré-littoral.

En conclusion, l'érosion constatée sur ce secteur relève d'une part de l'enlèvement des banquettes de posidonie et d'autre part des dynamiques météo-marines, responsables d'une importante érosion en amont de la zone, les produits de cette érosion participant à la construction d'une barre d'avant-côte en amont dérive (profil P1) (accumulation de $+900\ \text{m}^3$).

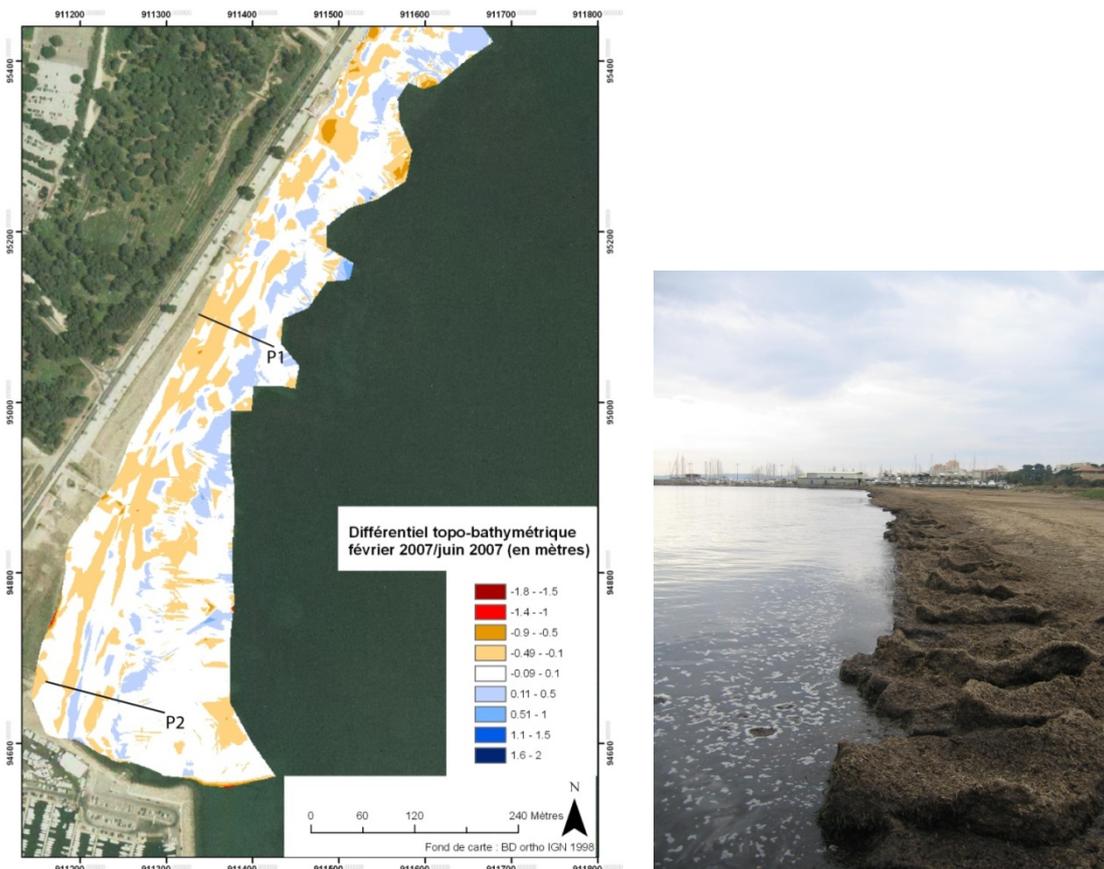


Figure 128 : Différentiel topo-bathymétrique entre février 2007 et juin 2007 au niveau de la plage en amont du port d'Hyères.

Photo 45 : Banquettes de posidonie en amont du port d'Hyères en février 2007.

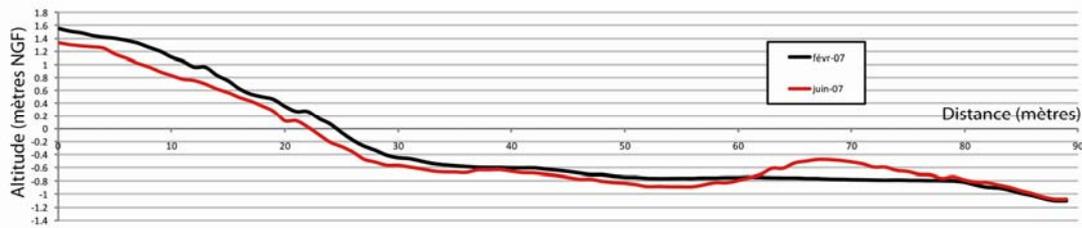


Figure 129 : Profil P1 en amont du port d'Hyères.

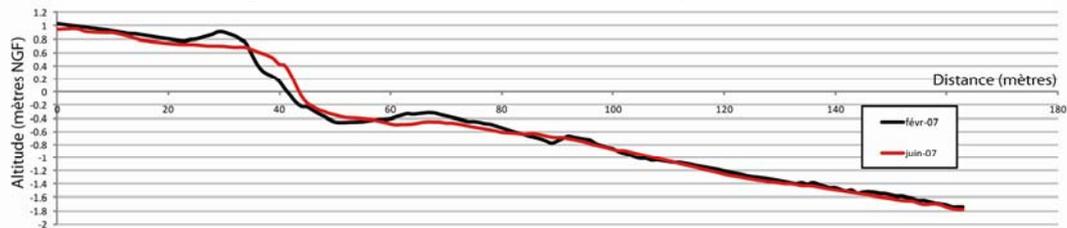


Figure 130 : Profil P2 en amont du port d'Hyères.

Nous enregistrons également une érosion plus marquée en amont du secteur qui s'atténue à l'approche de la digue du port d'Hyères. Ce phénomène est semble-t-il en relation avec les vitesses du courant qui diminuent sensiblement à l'approche du port (figure 120).

En conclusion, entre février et juin 2007, notre secteur d'étude n'a pas enregistré d'importants mouvements sédimentaires. La crue survenue en mai n'a pas engendré d'apports sédimentaires significatifs et la tempête majeure ainsi que les petits événements météo-marins n'ont pas bouleversé la morphologie des plages de l'ouest de l'embouchure du Gapeau. Seuls quelques réajustements sont identifiables, les opérations d'entretien, de dragage et de protection étant en grande partie responsables des mouvements observés.

3.2.2. Mouvements sédimentaires observés sur une période sans crue ni tempête (Période 2)

La période comprise entre juin 2007 et octobre 2007 n'est marquée ni par des événements hydrologiques intenses, ni par des événements météo-marins exceptionnels (aucun événement avec des vents supérieurs à 20 m/s^{-1}). Cette période est néanmoins marquée par un épisode de 4 heures avec des vents de 17 m/s^{-1} et dont l'orientation est comprise entre 110 et 140°N . Sachant que le vent d'occurrence décennale d'orientation 150°N est de 15 m/s^{-1} (Oceanide, 2011), il apparaît que cet événement est supérieur en intensité à un événement décennal. Les houles générées par ces vents sont ainsi susceptibles d'être morphogènes (figure 115). Les courants générés par les vents et houles d'orientation 150°N sont représentés sur la figure 131. Par conséquent, nous tiendrons compte de cette courantologie pour expliquer certains mouvements sédimentaires observés. Toutefois, cette période est également caractérisée par l'occurrence de vents de secteur est (70 - 110°N) entre 10 et 15 m/s^{-1} (figure 114), qui ont pu compenser les mouvements sédimentaires engendrés par les vents de secteur sud-est (120 - 150°N). L'interprétation des mouvements sédimentaires durant cette période s'avère par conséquent compliquée.

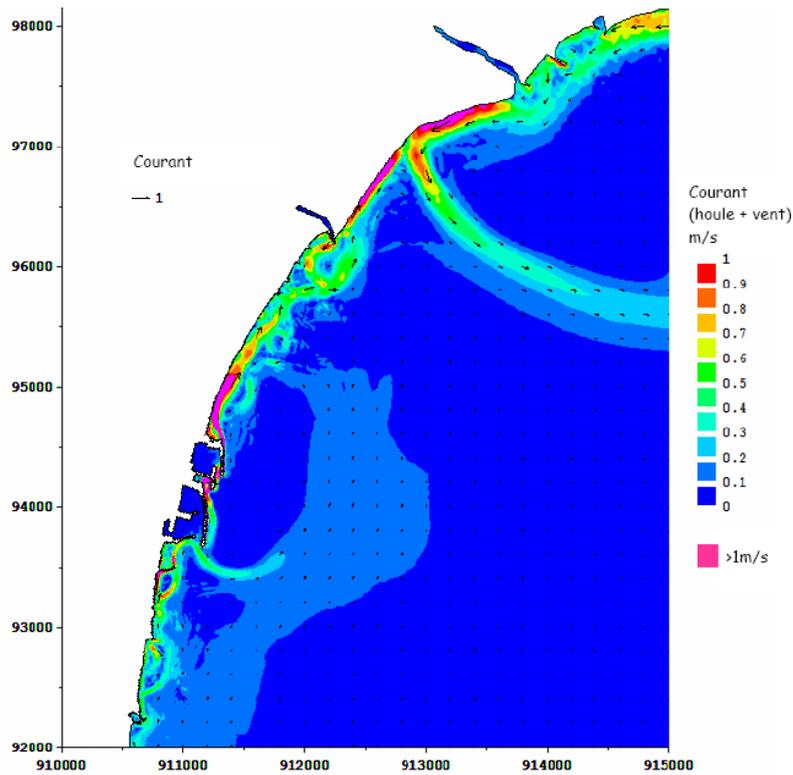


Figure 131 : Modélisation de la courantologie avec : vent=10m/s⁻¹ orientation 150°N et houle : Hs=2,5m et T=8s (Océanide, 2011).

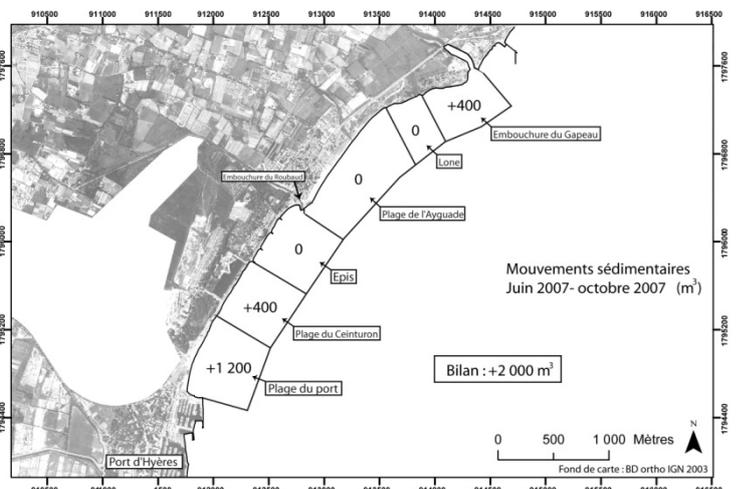
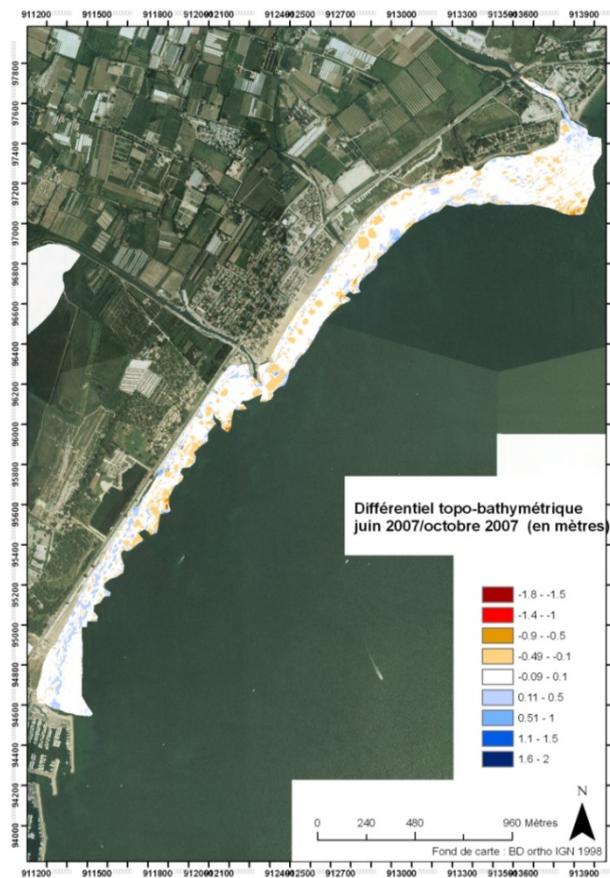


Figure 132 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin 2007 et octobre 2007.

Figure 133 : Bilan sédimentaire entre juin 2007 et octobre 2007.

L'ensemble du secteur d'étude durant cette période ne présente que de faibles mouvements sédimentaires (érosion $-1\ 600\ \text{m}^3$ /accrétion $+3\ 600\ \text{m}^3$) (Figure 132). Le bilan sédimentaire global est donc excédentaire avec un gain net de $+2\ 000\ \text{m}^3$ (Figure 133). Nous verrons par la suite que l'ensemble des secteurs présente un équilibre sédimentaire relatif et que les gains enregistrés sont essentiellement provoqués par des opérations de rechargement.

3.2.2.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre juin et octobre 2007.

Le secteur du chenal et de l'embouchure est marqué par un léger gain sédimentaire (figure 134). On mesure une accrétion d'environ $+400\ \text{m}^3$ dans le chenal et une accrétion d'environ $+200\ \text{m}^3$ sur la barre d'embouchure. Seul le secteur au droit de l'embouchure présente une érosion de $-200\ \text{m}^3$. Le bilan sédimentaire sur ce secteur est donc légèrement positif avec une accrétion nette de $+400\ \text{m}^3$.

Nous supposons que des matériaux déposés au droit de l'embouchure lors de la crue de mai 2007 ont été repris par les dynamiques marines et qu'ils ont participé à l'accrétion dans le chenal et sur la barre d'embouchure (Figures 134 et 135). Il semble également qu'une partie des $400\ \text{m}^3$ de sédiment accumulé sur ce secteur alors qu'il n'y a pas eu de crue durant cette période est le résultat de la floculation d'éléments fins en suspension en provenance du cours d'eau et qu'une partie de l'accumulation mesurée soit en réalité un dépôt de matière organique, la production d'algues dans le fleuve en été étant extrêmement importante. De plus, à la date du relevé, les arbres sur le bassin-versant ont commencé à perdre leurs feuilles. Il est donc probable qu'une quantité non négligeable de matière organique est piégée à l'exutoire.

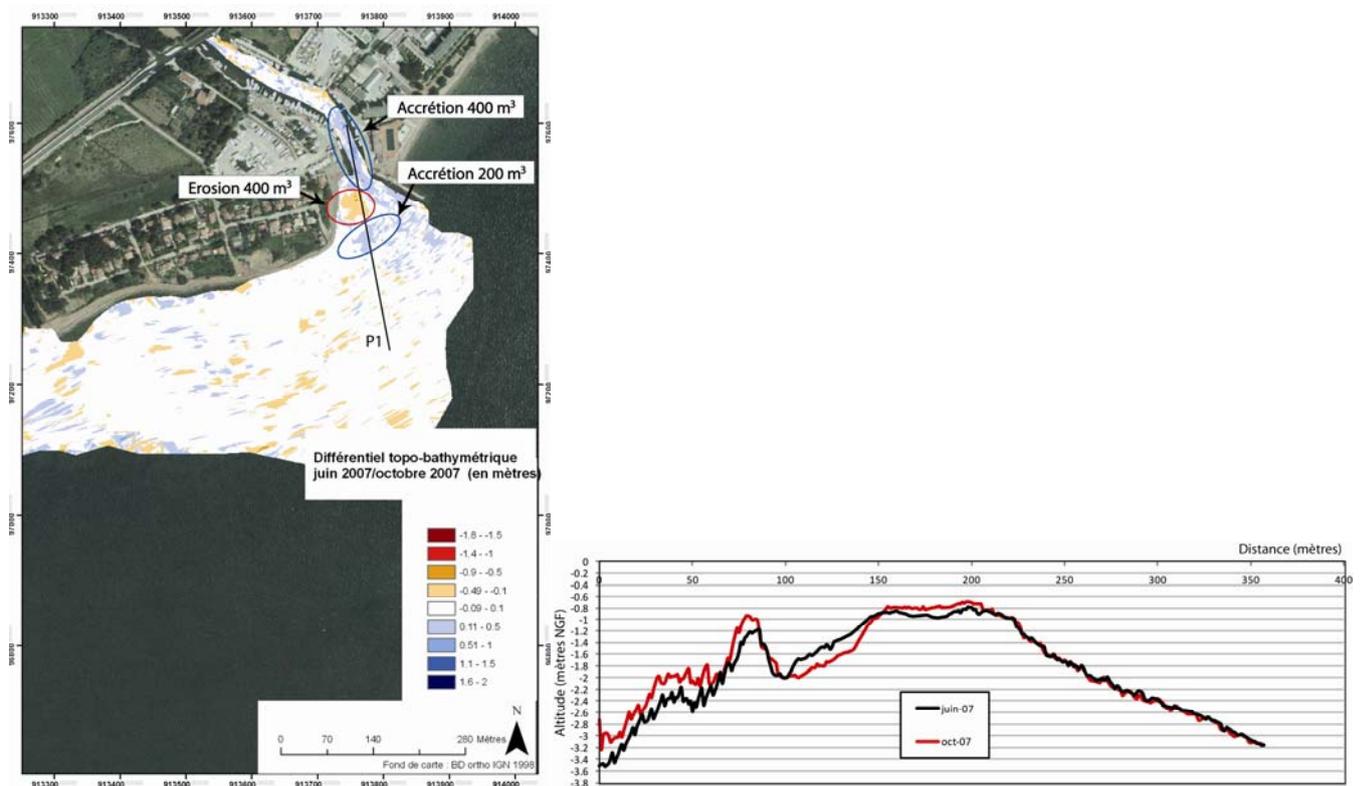


Figure 134 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 (embouchure).

Figure 135 : Profil P1 à l'embouchure.

3.2.2.2. Evolution du secteur de la lône entre juin et octobre 2007.

Au niveau de la lône, le bilan sédimentaire est équilibré (Figure 136a) (érosion du remblai -100 m^3 , érosion de la barre d'avant côte -100 m^3 et accrétion face à la digue frontale $+200 \text{ m}^3$). Il est donc probable que le sédiment en provenance du remblai participe à l'accrétion face à la digue frontale et à la régularisation du profil, avec la disparition de la barre d'avant côte (figure 136b). La figure 131, qui présente la courantologie avec un flux de sud-est (150°N), montre le départ d'un courant dirigé vers le large, qui prend naissance en aval du secteur de la lône. Le bilan sédimentaire démontre que, pour ces conditions, il n'y a pas eu de sorties sédimentaires en dehors de notre zone d'étude (au-delà de l'herbier de posidonie). En revanche, il est possible que l'accrétion mesurée entre -1 et -2m au niveau du profil P2 (Figure 136c) soit le résultat d'un transport de sédiment par ce courant dirigé vers le large mais sans sortie de la zone d'étude. Les vents responsables de ce courant n'ont vraisemblablement pas soufflé suffisamment longtemps (4 heures).

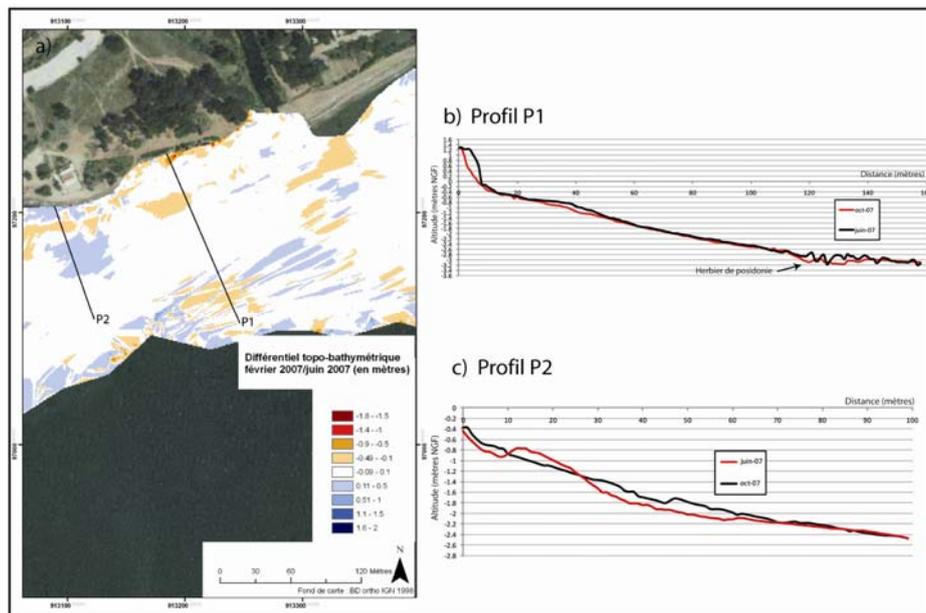


Figure 136 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône.

3.2.2.3. Evolution de la plage de l'Ayguade entre juin et octobre 2007.

Sur la plage de l'Ayguade le bilan sédimentaire est également équilibré (érosion -300 m^3 /accrétion $+300\text{m}^3$) (Figure 137). L'érosion des petits fonds proches ($<2 \text{ m}$) s'accompagne d'une accrétion au niveau de la berme et du talus pré-littoral (figure 138). Les houles de beau temps estival sont certainement responsables de ce phénomène, provoquant un engraissement de la plage émergée.

En amont de la digue du port du Roubaud l'érosion domine. Même si les mesures sont compliquées par la présence de blocs immergés il semble que ce secteur déstocke. En conclusion, ce secteur n'enregistre aucun apport sédimentaire de l'amont et n'a pas non plus exporté de sédiments en direction du large. Les mouvements transversaux dominant, caractéristiques des périodes de beau temps, avec un engraissement de la partie aérienne de la plage.

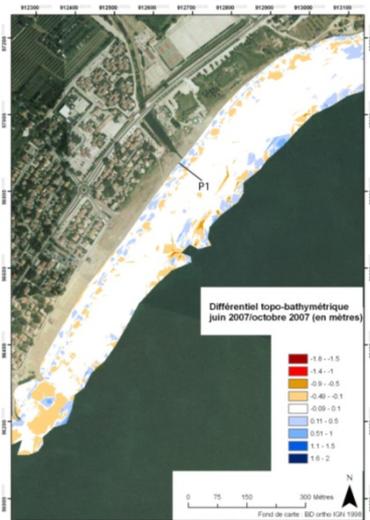


Figure 137 : Différentiel topographique entre juin et octobre 2007 (plage de l'Ayguade).

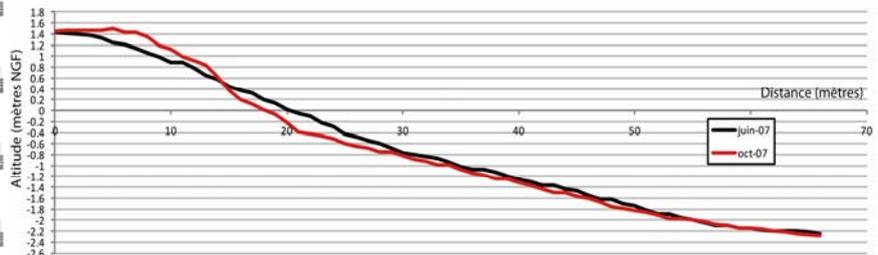


Figure 138 : Profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade.

3.2.2.4. Evolution du secteur des épis entre juin et octobre 2007.

En aval du port du Roubaud, le bilan sédimentaire est ici aussi équilibré (érosion -350 m³/accrétion +350 m³) (Figure 139). Il semble que ce secteur ait fonctionné de la même manière que le secteur précédent, avec des mouvements sédimentaires uniquement transversaux. Il apparaît ainsi que les dépôts hivernaux formant une accumulation dans le prolongement longitudinal des têtes d'épis ont été érodés, les matériaux qui en résultent servant à la construction d'une barre d'avant côte, plus proche du rivage et à une accrétion au niveau du talus pré-littoral (figure 140). Les houles de beau temps semblent ici aussi responsables de l'augmentation de la surface de plage émergée en période estivale. La totalité des mouvements sédimentaires observés se produit donc à l'intérieur des épis, par mouvement transversal, le bilan sédimentaire étant équilibré. L'érosion mesurée correspond toujours à l'accrétion mesurée, aucun export de sédiment vers le sud-ouest n'est enregistré, tout comme aucun apport en provenance du nord-est de la rade.

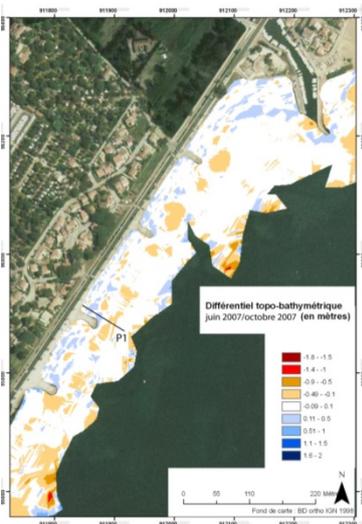


Figure 139 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 secteurs des épis.

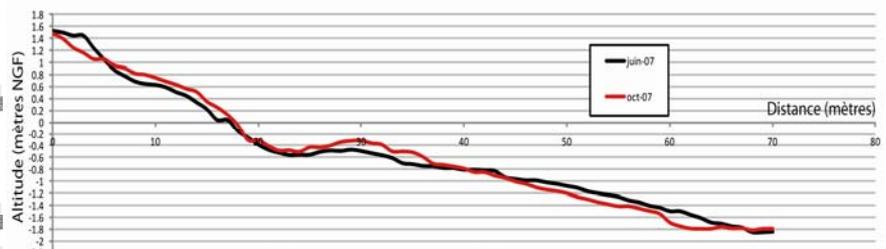


Figure 140 : Profil P1 au niveau des épis.

3.2.2.5. Evolution de la plage du Ceinturon entre juin et octobre 2007.

Sur la plage du Ceinturon, le bilan sédimentaire est positif (érosion -300 m^3 /accrétion $+700 \text{ m}^3$) (Figure 141). Comme aucun apport de l'amont n'est enregistré, ce bilan s'explique par le rechargement de la plage aérienne. Celle-ci enregistre en effet une accrétion d'environ $+350 \text{ m}^3$, issue en quasi-totalité du rechargement. Sur le profil P1 (figure 142), le mouvement observé précédemment (érosion au large de -200 m^3) s'accompagne d'un engraissement de la barre d'avant côte ($+350 \text{ m}^3$) et d'une érosion de la fosse de lévigation (-100 m^3). Le profil, régularisé durant l'hiver retrouve sans doute sa morphologie estivale avec la présence d'une barre d'avant côte, construite à partir de matériaux exportés vers le large durant les tempêtes hivernales et piégés au niveau de la fosse. En conclusion, il semble que le fonctionnement sédimentaire de ce secteur soit similaire à celui des secteurs précédents, avec un équilibre sédimentaire relatif et des mouvements essentiellement transversaux, excepté pour la plage aérienne, engraisée artificiellement.

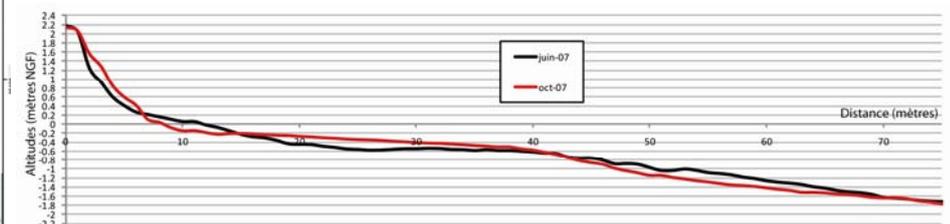
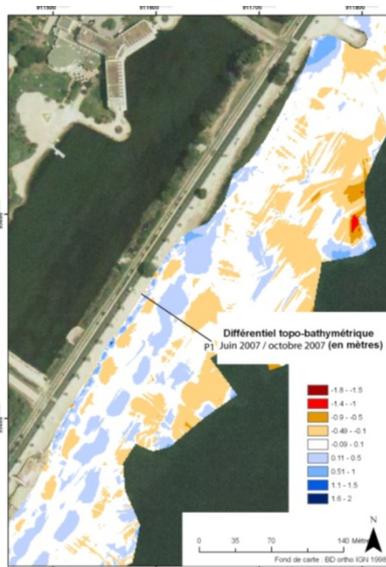


Figure 141 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 (plage du Ceinturon).

Figure 142 : Profil P1 au niveau du Ceinturon.

3.2.2.6. Evolution de la plage en amont du port d'Hyères entre juin et octobre 2007.

Sur la plage en amont du port d'Hyères, le bilan sédimentaire est positif (érosion -300 m^3 /accrétion $+1500 \text{ m}^3$) (figure 143). Contrairement aux autres secteurs, il semble que celui-ci ait bénéficié d'apports en provenance de l'amont et donc du secteur du Ceinturon, qui a été rechargé, ou du large. Une grande partie des matériaux déposés au niveau du Ceinturon a été repris par la dérive et se sont accumulés au niveau de la ou des barres d'avant côte (Profils P1 et P2), deux barres en amont du secteur passent progressivement à une seule en aval. En amont du secteur (profil P1), l'érosion de la fosse en pied de talus pré-littoral s'accompagne d'une légère accrétion de ce dernier. On observe également le comblement de la fosse entre les 2 barres et une accrétion de celles-ci, sans déplacement apparent. Il semble que les barres d'avant côte sur ce secteur présentent toutes ce phénomène d'accrétion, puisqu'elles enregistrent la quasi-totalité de l'excédent sédimentaire ($+1 300 \text{ m}^3$).

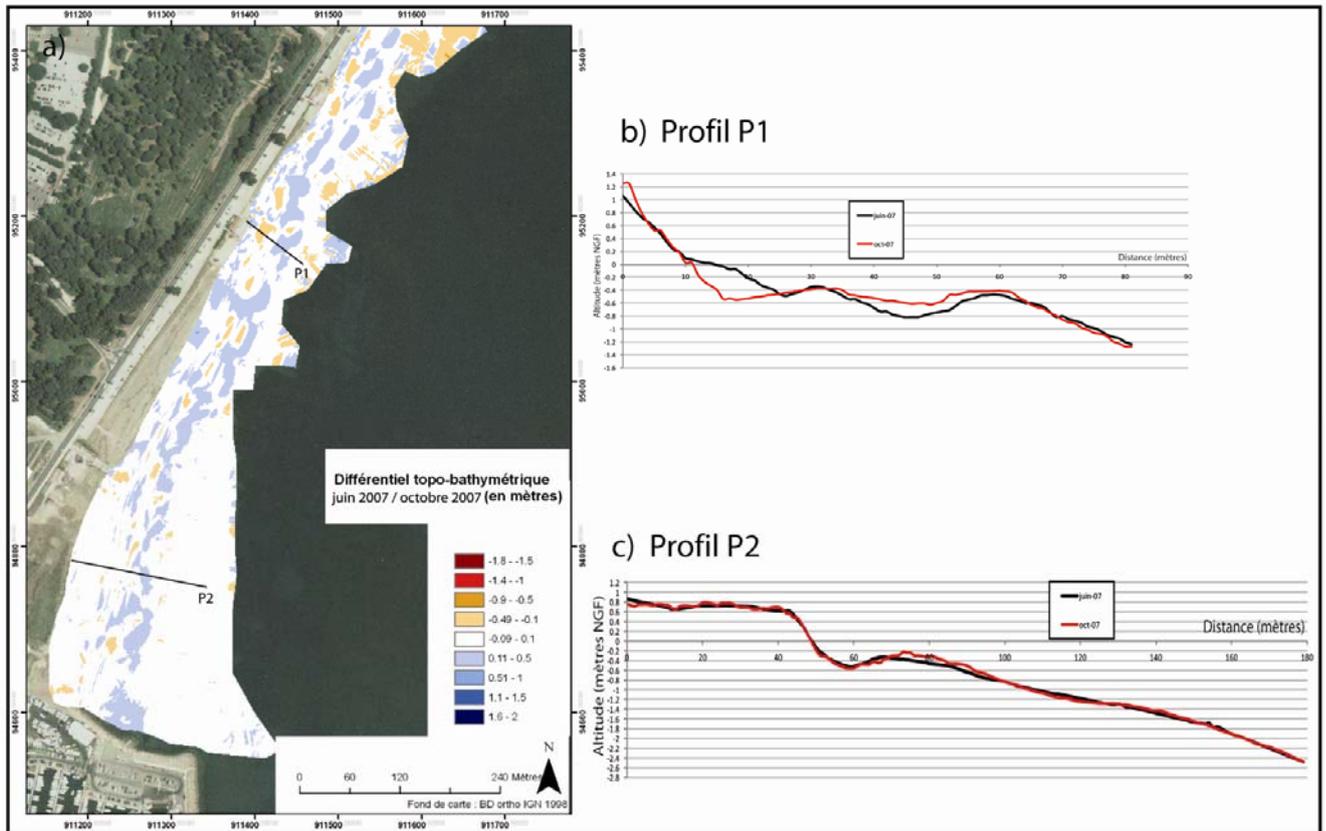


Figure 143 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 en amont du port d'Hyères, b) Profil P1, c) Profil P2.

En conclusion, ce secteur est essentiellement marqué par un exhaussement des barres d'avant côte, sans doute en relation avec des apports en provenance de l'amont, ayant comme origine principale le rechargement de la plage du Ceinturon. Mais en considérant la courantologie présentée sur la figure 130, il est possible que cette accréation soit le résultat d'un apport depuis le large, l'herbier déstockant une partie des matériaux qui s'y sont accumulés durant l'hiver.

Pour conclure, le fonctionnement sédimentaire de notre secteur d'étude sur cette période estivale est essentiellement marqué par des mouvements transversaux, faisant intervenir uniquement les matériaux mobilisables du prisme littoral proche, sans apport extérieur (apports fluviaux), sans apport du large et sans export vers le sud. Le bilan sédimentaire est donc équilibré, hormis sur les secteurs bénéficiant de rechargements. Il est en effet réalisé plusieurs rechargements durant la période d'étude, rendant le bilan sédimentaire excédentaire sur certains secteurs.

3.2.3. Mouvements sédimentaires observés sur une période marquée par une importante tempête (Période 3).

Durant la période comprise entre octobre 2007 et novembre 2007 aucune crue n'est enregistrée mais un évènement tempétueux est caractérisé par plus de 40 heures avec des vents supérieurs à 10 m/s^{-1} et comprenant des vents jusqu'à 28 m/s^{-1} , d'orientation moyenne 90°N les 25 et 26 octobre 2007 (Figure 114). La courantologie engendrée par cet évènement est considérée comme proche de celle de l'évènement du 21/02/2007 et présentée sur la figure 121.

Les 2 relevés topo-bathymétriques encadrant cet évènement révèlent une importante érosion sur l'ensemble du secteur d'étude avec une perte nette de $-10\,000 \text{ m}^3$ (érosion $-12\,000 \text{ m}^3$ /accrétion $+2\,000 \text{ m}^3$) (Figures 144 et 145).

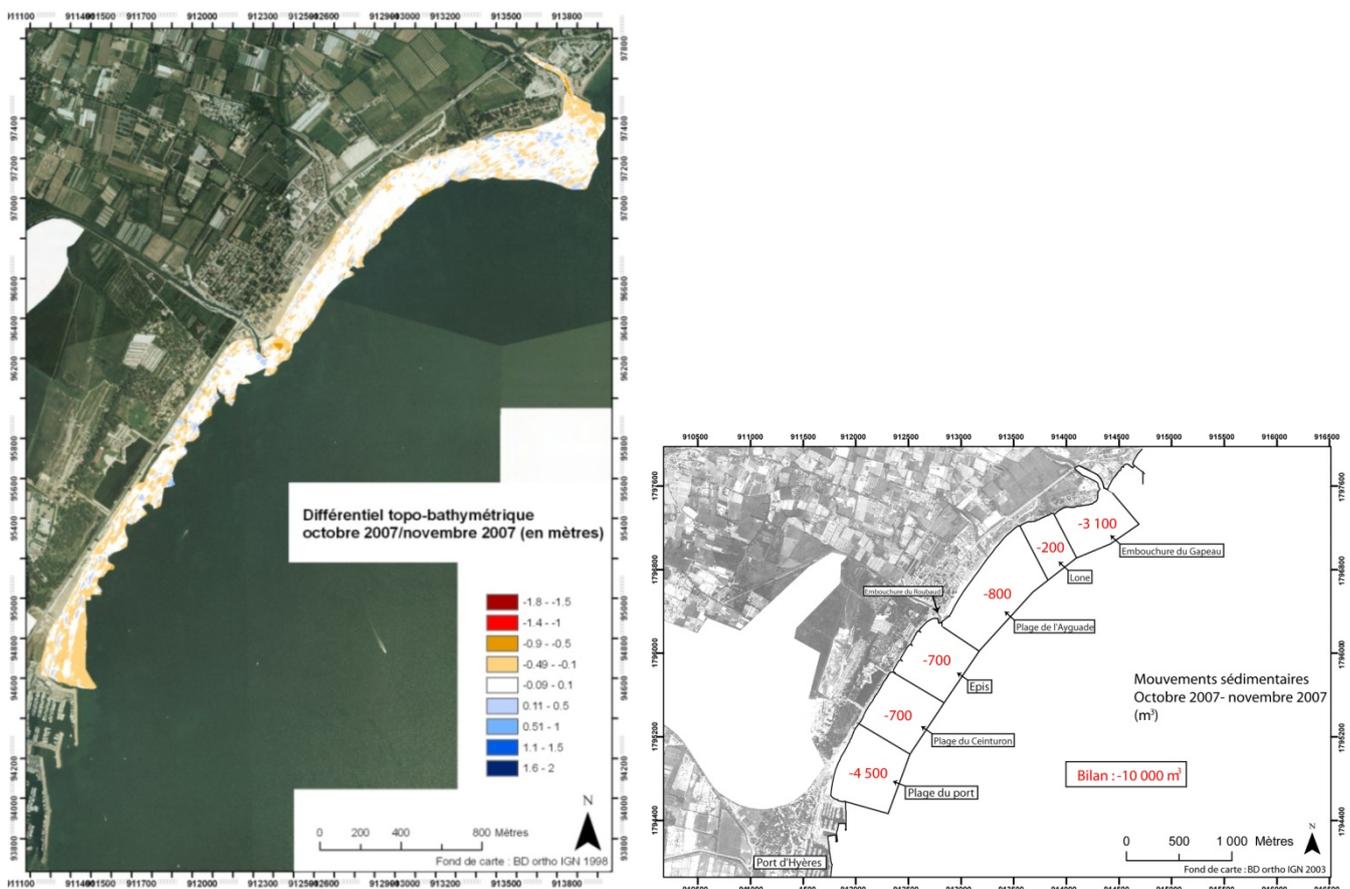


Figure 144 : Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 sur l'ensemble du secteur d'étude.

Figure 145 : Bilan sédimentaire entre octobre 2007 et novembre 2007.

3.2.3.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre octobre et novembre 2007

Le secteur du chenal et de l'embouchure est marqué par une érosion de $-4\,000 \text{ m}^3$ pour une accrétion de $+900 \text{ m}^3$, soit un bilan sédimentaire déficitaire de $-3\,100 \text{ m}^3$ (Figure 146). L'érosion est de $-1\,200 \text{ m}^3$ dans le chenal (pour une accrétion de $+100 \text{ m}^3$), de $-1\,800 \text{ m}^3$ devant l'embouchure (figure 146b), de -300 m^3 au pied de la digue frontale (Figure 146c) et

de -700 m^3 sur le reste du secteur. L'accrétion est de $+400 \text{ m}^3$, en amont de la digue de calibration de la lône.

L'érosion totale dans l'embouchure et à l'est est de $-1 800 \text{ m}^3$. Dans le chenal du Gapeau, les sédiments et autres débris végétaux accumulés durant l'été semblent avoir été remis en mouvement puis exportés. Des observations de terrain montrent, en effet, que les houles de tempête pénètrent dans le chenal et sont capables de mettre en mouvement les matériaux fins et débris végétaux déposés durant les périodes de beau temps.

L'érosion en pied de digue frontale (-300 m^3) est caractéristique des phénomènes de réflexion sur ce type d'ouvrage (Figure 146c).

En conclusion, ce secteur est fortement déficitaire : $3 100 \text{ m}^3$ de matériaux sont exportés, soit vers le large, soit dans le sens de la dérive littorale. Néanmoins, en considérant la courantologie (figure 121), il est probable que la majorité des sédiments aient été exportés vers l'ouest puis vers le sud de la rade par la dérive littorale.

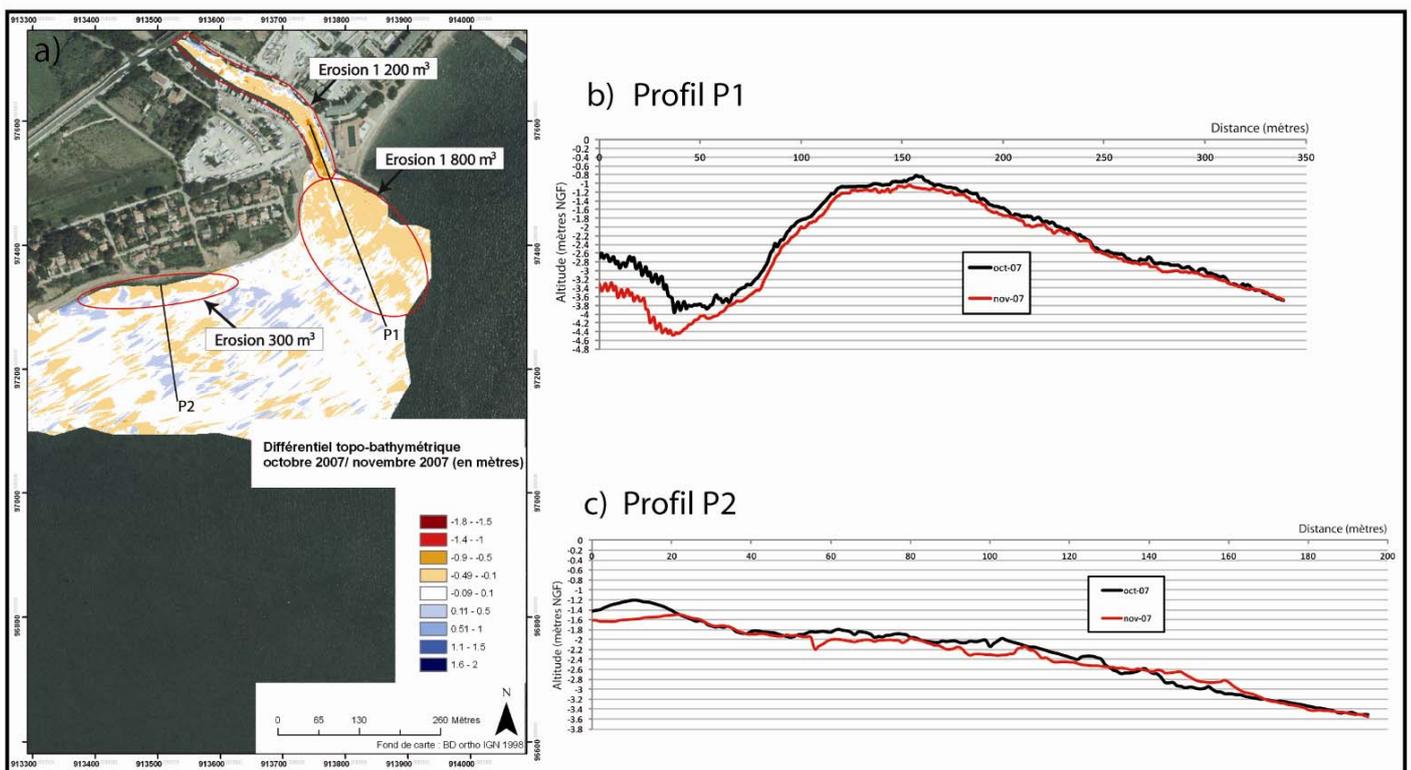


Figure 146 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de l'embouchure, b) profil P1, c) Profil P2.

3.2.3.2. Evolution du secteur de la lône entre octobre et novembre 2007.

Au niveau de la lône, le bilan sédimentaire est déficitaire (érosion -250 m^3 /accrétion $<+50 \text{ m}^3$) (Figure 147). Le remblai de protection est érodé (Photo 46) mais également les fonds jusqu'à environ -2 m , essentiellement en amont du secteur, en aval de l'épi de calibration de la lône (Figure 147b).

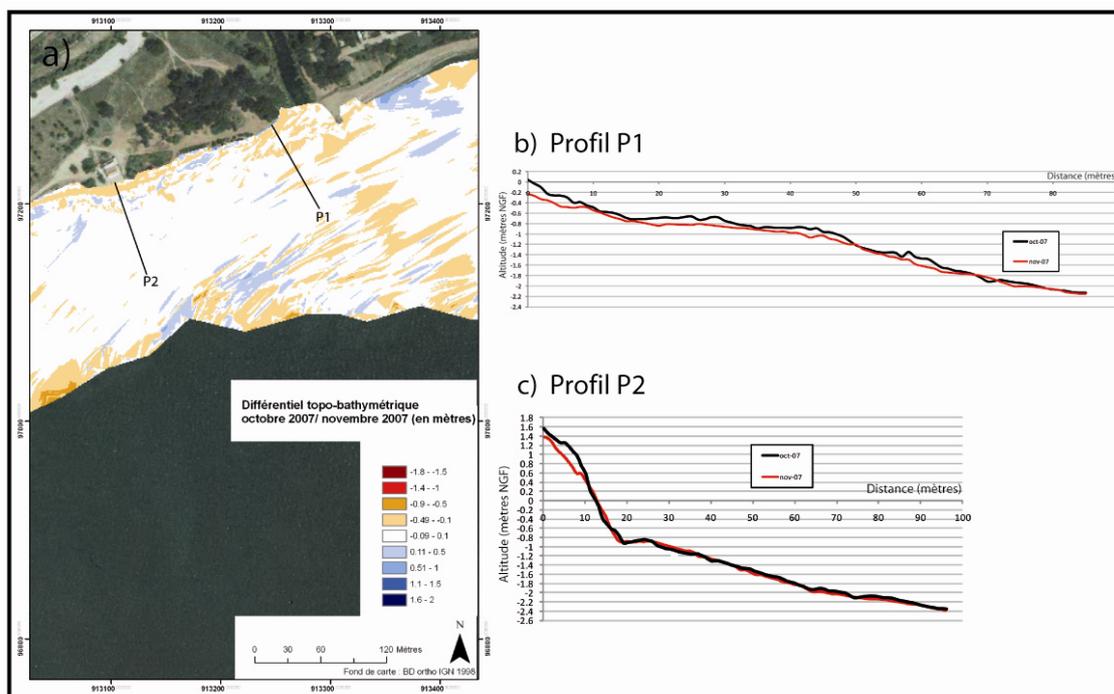


Figure 147 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) Profil P2 face à la digue frontale.

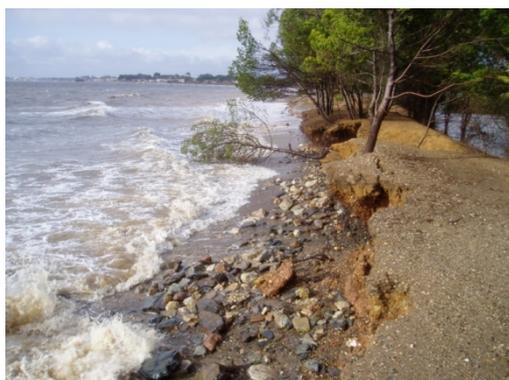


Photo 46 : Erosion du remblai en aval de la lône.



Photo 47 : Erosion de la plage en arrière de la digue frontale du centre nautique.

En aval, dans le prolongement du remblai et au niveau de la digue frontale, de très faibles mouvements sur le profil sous-marin sont enregistrés (Figure 147c), sans doute en relation avec les apports en provenance du remblai et du secteur de l'embouchure. En revanche, la plage de galets située en arrière de la digue a subi une importante érosion (Figure 147a et photo 47). Les quelques zones d'accumulation sont représentées par des croissants de plage, constitués de galets, en partie en provenance du démantèlement du remblai et situés juste en amont de la digue frontale.

3.2.3.3. Evolution de la plage de l'Ayguade entre octobre et novembre 2007.

Sur la plage de l'Ayguade, le bilan sédimentaire est également déficitaire (érosion -1 100 m³/accrétion +300 m³) (Figure 148). L'érosion est localisée au niveau du talus pré-littoral, entraînant une régularisation du profil (Figure 148c). D'un talus pentu et marqué par une

rupture de pente importante au niveau du swash, on est passé à un talus moins pentu et régularisé (Photo 48). L'accrétion enregistrée (+300 m³), provient de la régularisation du profil, avec la disparition de cette rupture de pente. Mais ce cas de figure n'est pas général sur la plage de l'Ayguade. Ainsi le profil P1 (Figure 148b) présente une évolution différente avec le passage d'un profil plus ou moins régulier à un profil contrasté, marqué par la présence de croissants de plage. Il semble donc que la partie amont de la plage de l'Ayguade évolue de façon différente. L'érosion y est en effet plus importante et on observe de fortes pertes sédimentaires sur le haut de la berme (Figure 148b). Une partie du matériel se retrouve piégée dans les dépressions situées en arrière plage et non mesurées (overwashes). Sur la partie amont, la majorité des mouvements sédimentaires est donc localisée au niveau de la plage émergée. En revanche, sur la partie aval, l'érosion touche principalement la plage immergée, jusqu'à des profondeurs de -2 m environ. Il est probable que la présence de la digue frontale en amont du secteur participe à l'accentuation des dynamiques érosives en amont de la plage de l'Ayguade, mais il est également possible que l'orientation du trait de côte soit un des facteurs responsables de cette différence de comportement sédimentaire par une accentuation des vitesses de courant en aval du secteur (figure 121).

Le secteur en amont immédiat du port du Roubaud est marqué par une importante érosion mais difficilement quantifiable, la présence d'enrochements sous-marins biaisant fortement la mesure.

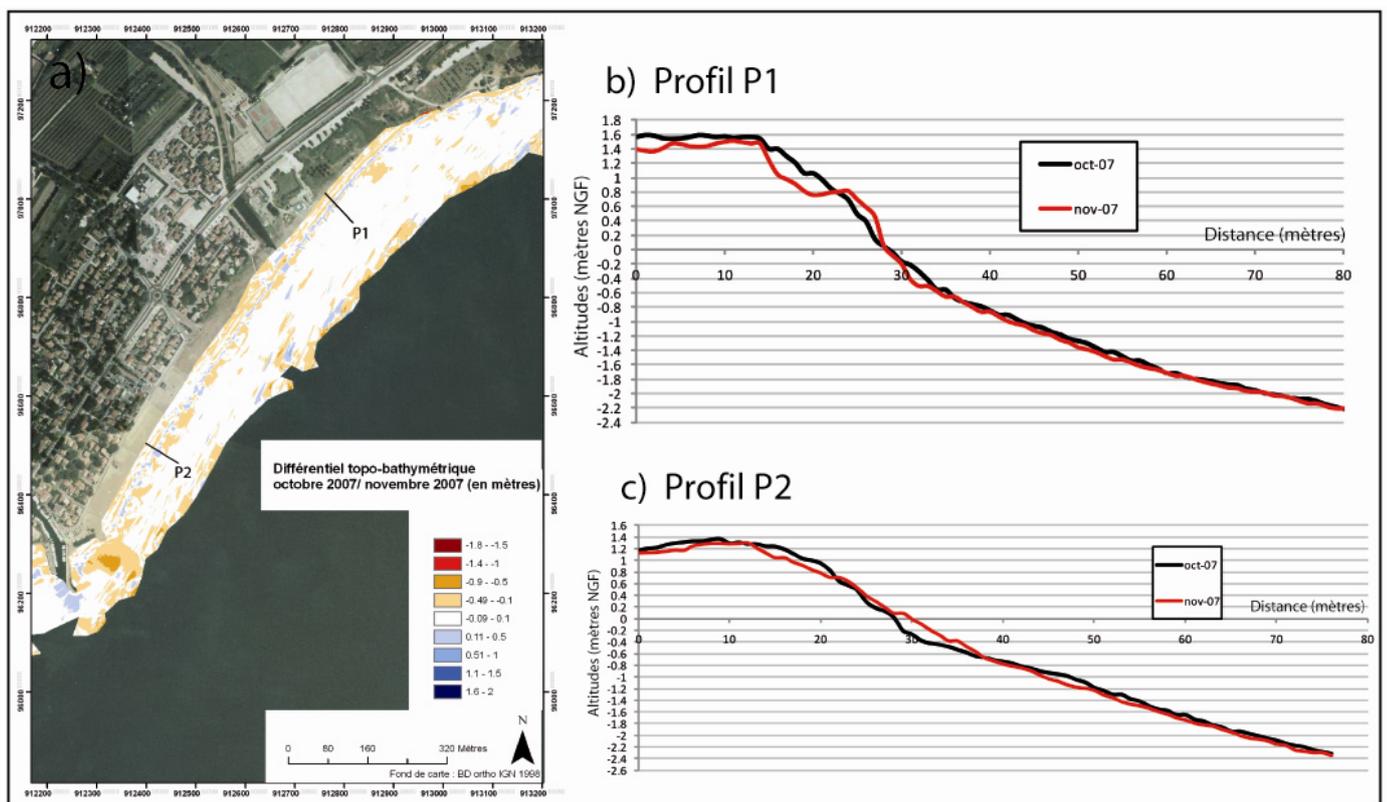


Figure 148 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de la plage de l'Ayguade b) profil P1, c) Profil P2.



Photo 48 : Plage de l'Aiguade après la tempête des 25 et 26 octobre 2007.

3.2.3.4. Evolution du secteur des épis entre octobre et novembre 2007.

Au niveau des épis en aval du port du Roubaud, le bilan sédimentaire est là aussi déficitaire (érosion $-1\ 000\ m^3$ /accrétion $+300\ m^3$) (Figure 149). Si des transferts longitudinaux existent depuis l'Aiguade en direction du sud, le secteur des épis n'est pas une zone de dépôt mais une zone de transit, comme l'atteste le bilan sédimentaire.

En amont de la zone, au niveau de la digue du Roubaud, une accrétion inférieure à $100\ m^3$ est considérée comme non significative. En aval immédiat du port une perte d'environ $-300\ m^3$ s'accompagne d'une très légère accrétion au niveau de la fosse de lévigation, phénomène que nous retrouvons sur l'ensemble du secteur (Figure 150). On constate en effet une régularisation du profil, avec l'effacement de la barre d'avant côte (érodée) et le comblement de la fosse de lévigation (profil P1). Mais les volumes en jeu dans le comblement de cette fosse ($300\ m^3$), sont très inférieurs aux volumes érodés sur l'ensemble de la zone ($-1\ 000\ m^3$). Il se produit donc vraisemblablement un export de matériel en direction du secteur du Ceinturon ; mais il est également possible qu'une partie du matériel érodé soit exportée en direction du large et piégée dans l'herbier, très proche du trait de côte sur ce secteur. Néanmoins, la courantologie semble démontrer une organisation des transferts essentiellement longitudinale (Figure 121).

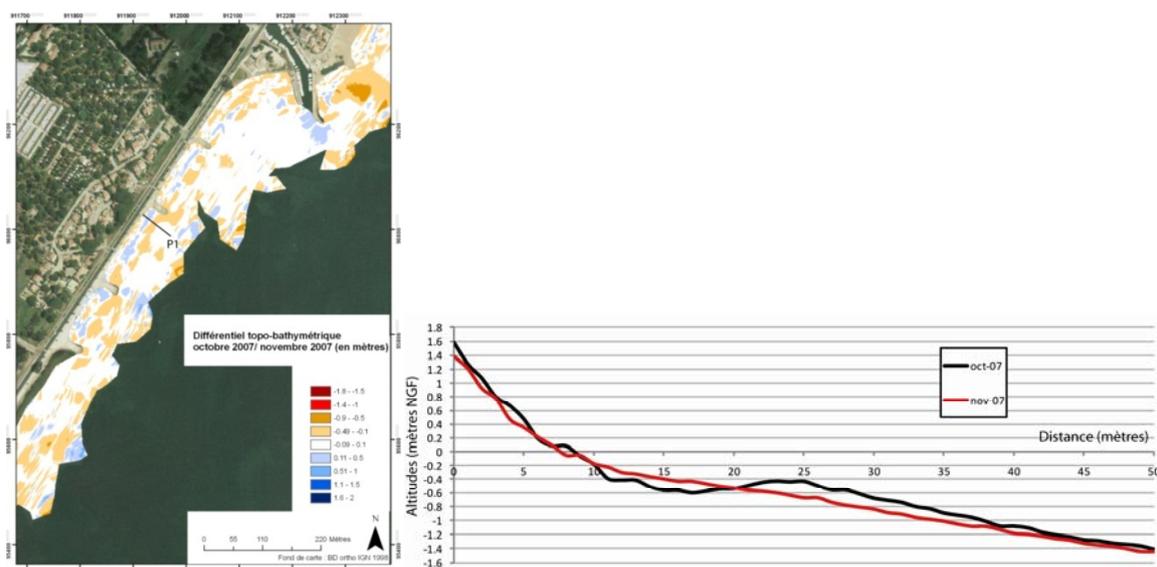


Figure 149 : Différentiel topo-bathymétrique entre oct. et nov. 2007 au niveau des épis.

Figure 150 : Profil P1 au niveau des épis.

3.2.3.5. Evolution de la plage du Ceinturon entre octobre et novembre 2007.

Sur la plage du Ceinturon, le bilan sédimentaire est également déficitaire. (érosion - 900 m³/accrétion +150 m³) (Figure 151). Comme sur le secteur des épis nous assistons à une régularisation du profil. La barre d'avant côte est plus ou moins gommée et la fosse de lévigation comblée (Figure 152). L'importante érosion du talus de protection (-300 m³), conduit à un dépôt de matériaux grossiers en pied de talus (Photo 49). Ce secteur est donc très déficitaire, tant au niveau de la plage émergée qu'immergée.

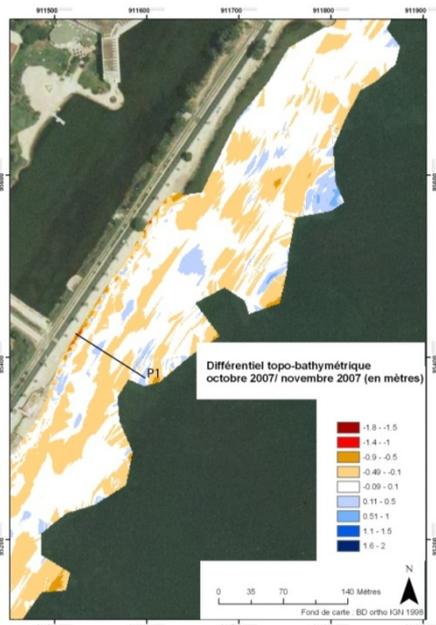


Figure 151 : Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de la plage du Ceinturon.

Photo 49 : Erosion du talus de protection au Ceinturon.

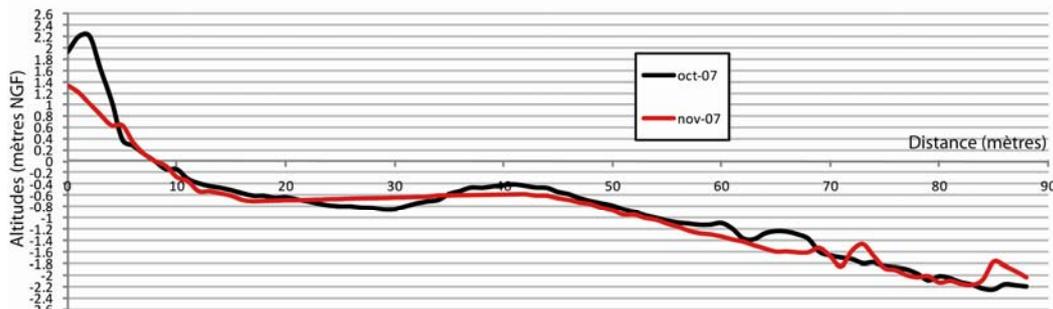


Figure 152 : Profil P1 au niveau du Ceinturon.

3.2.3.6. Evolution de la plage en amont du port d'Hyères entre octobre et novembre 2007.

Au niveau de la plage en amont du port d'Hyères, le bilan sédimentaire est là encore très nettement déficitaire (érosion -4 800 m³/accrétion +300 m³) (Figure 153). Nous sommes ici dans le prolongement de la plage du Ceinturon et nous y observons le même phénomène, à savoir une régularisation du profil avec une quasi disparition des barres d'avant côte. En amont du secteur (profil P1, figure 153a), les deux barres présentes en octobre 2007 ont laissé

place à une seule barre située dans l'ancienne fosse entre les deux barres. L'érosion est forte au niveau de la berme, généralisée à l'ensemble du secteur.

Ce secteur est donc fortement marqué par l'érosion et ce sont près de 4 400 m³ de sédiment qui sont exportés, soit vers le large, soit en direction du sud. Les 2 profils (figures 149b et 149c) présentent une érosion prononcée jusqu'à la limite de l'herbier et jusqu'à -5m de profondeur sur le profil P2. Il est possible que les produits de cette érosion soient exportés vers le large et piégés dans l'herbier, mais il est également possible que ces matériaux, ainsi que ceux piégés antérieurement dans l'herbier soient mis en mouvement et transportés vers le sud par la dérive.

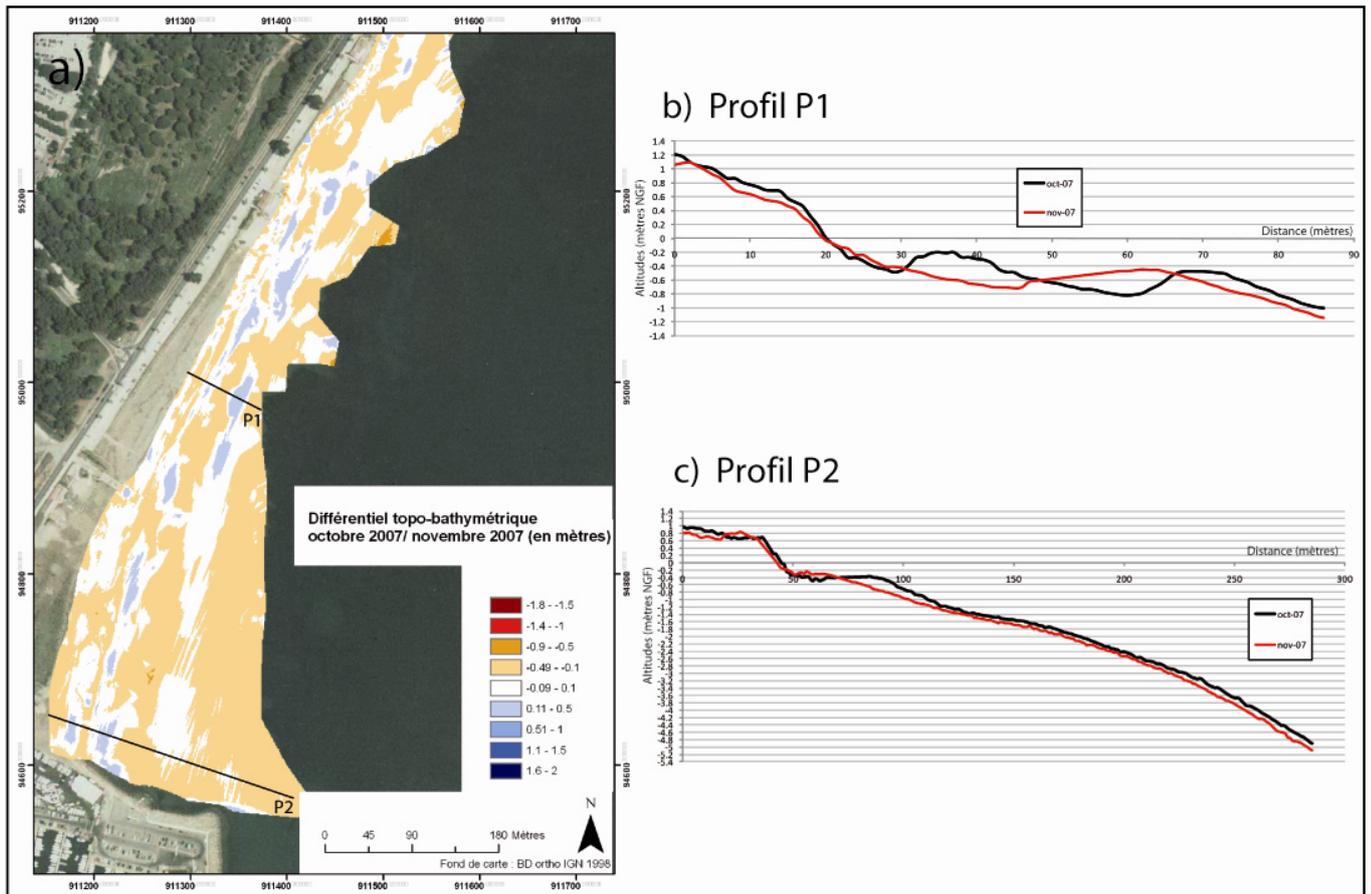


Figure 153 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau du port d'Hyères b) profil P1 en amont du port d'Hyères en oct. 2007 et nov. 2007, c) profil P1 en amont du port d'Hyères en oct. 2007 et nov. 2007.

En période de forte tempête il semble donc que le secteur du port, avec sa digue qui s'avance fortement sur la mer, ne provoque pas de blocage au transit sédimentaire et ne constitue plus une zone de stockage. Lorsque les dynamiques météo-marines sont suffisamment agressives ce secteur déstocke, la zone sédimentaire active s'avançant très loin en mer et englobant vraisemblablement une partie de l'herbier. La courantologie (figure 120) semble confirmer le transit des sédiments vers le sud dans de telles conditions et le fait que l'herbier déstocke.

En conclusion, le bilan sédimentaire sur la totalité du secteur d'étude après cette tempête est fortement déficitaire (érosion -12 000 m³/accrétion +2 000 m³). Ce sont donc 10 000 m³ de sédiment qui sont exportés, soit vers le sud de la rade soit vers le large. Sans doute une partie s'est-elle retrouvée piégée dans l'herbier, entraînée par des courants de retour localisés qui empruntent les chenaux d'érosion à travers l'herbier et qui sont difficilement modélisables. Mais il semble toutefois, en considérant la courantologie, que la majeure partie ait été exportée en direction du sud, dépassant le port d'Hyères pour aller alimenter les plages du sud de la rade.

3.2.4. Mouvements sédimentaires enregistrés sur une période marquée par plusieurs crues et tempêtes (Période 4).

La période comprise entre novembre 2007 et mai 2008 est marquée par 3 crues supérieures à 40 m³/s⁻¹ (>Q1) (respectivement en janvier, 42 m³/s⁻¹, avril, 57 m³/s⁻¹ et mai 2008, 68 m³/s⁻¹), ainsi que par plusieurs tempêtes avec des vents supérieurs à 20 m/s⁻¹ dont une avec des vents supérieurs à 25 m/s⁻¹ en janvier 2008 et une avec des vents de 25 m/s⁻¹ qui s'est produite 3 jours avant le relevé des 28 et 29 mai (Figure 114). Tous ces événements météo-marins ont une orientation moyenne 90°N, induisant la courantologie représentée sur la figure 121. Toutefois, 2 événements d'orientation 130-150°N avec des vents supérieurs à 10 m/s⁻¹ ont également participé aux mouvements sédimentaires (les 14 et 15 janvier 2008 et le 4 février 2008). L'épisode de janvier a duré 11 heures et celui de février 7 heures. Il est donc probable que ces 2 événements aient participé aux mouvements sédimentaires enregistrés durant cette période ; nous considérerons également la courantologie modélisée pour une orientation 150°N dans nos interprétations (Figure 131). Les autres vents supérieurs à 10 m/s⁻¹ et d'orientation 120-150°N, enregistrés durant cette période correspondent à des événements d'une durée inférieure à 2 heures et considérés comme non significatifs.

Il est important de noter que la campagne de mesures réalisée en mai 2008 avait pour objectif d'établir la situation topo-bathymétrique avant un événement de crue (survenu le 30 mai 2008), anticipé grâce aux modèles météorologiques. Malheureusement, la topographie de la plage émergée n'a pu être relevée sur certains secteurs.

Le bilan sédimentaire sur l'ensemble du secteur d'étude est largement excédentaire (érosion -3 000 m³/accrétion +22 000 m³, soit un gain net d'environ +19 000 m³) (Figures 154 et 155).

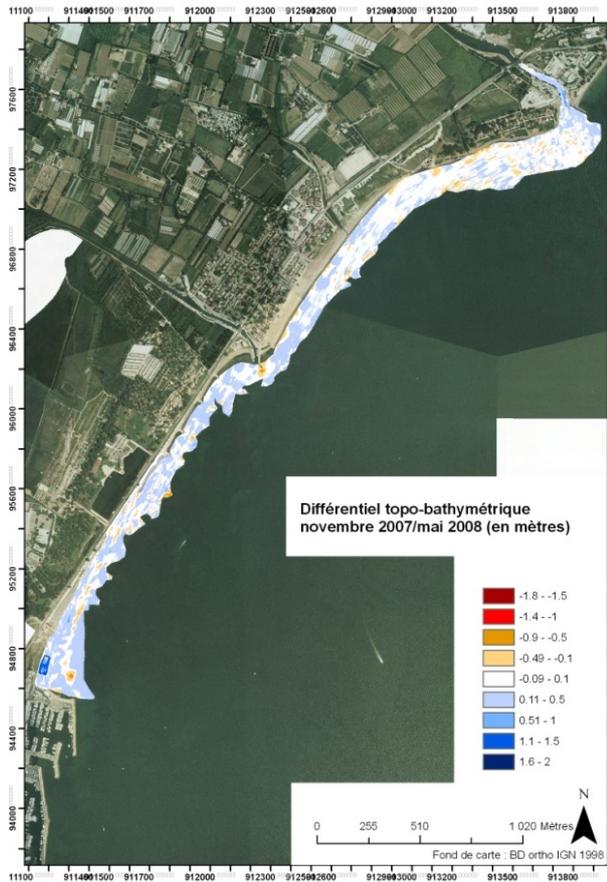


Figure 154 : Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 sur l'ensemble du secteur d'étude.

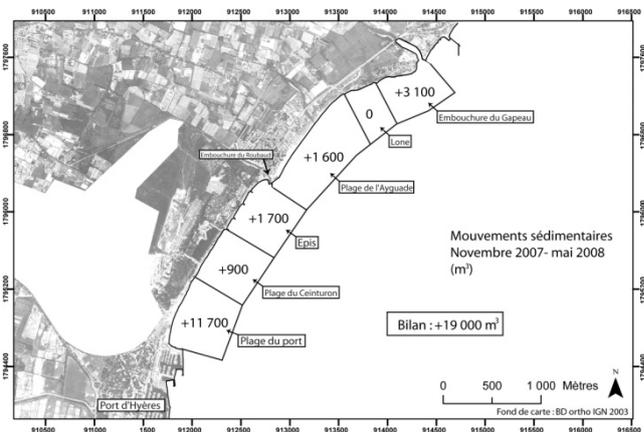


Figure 155 : Bilan sédimentaire entre novembre 2007 et mai 2008.

3.2.4.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre novembre 2007 et mai 2008.

Au niveau du chenal et de l'embouchure, le bilan sédimentaire est largement positif (accrétion +1 600 m³ dans le chenal du Gapeau/érosion non significative, accrétion +2 200 m³ au niveau de l'embouchure/érosion -700 m³) (Figure 155). Ces mouvements sédimentaires sont essentiellement localisés dans le chenal et sur la proche embouchure (profil P1, figure 156b). Le reste du secteur d'étude présente néanmoins quelques variations (profil P2, figure 156c) mais relativement faibles.

Le bilan sédimentaire du secteur est donc positif (+3 100 m³) et il est possible que les crues aient participé à ces apports. Néanmoins, l'estimation du transport sédimentaire dans le Gapeau pour des événements de cette importance révèle des volumes mobilisés extrêmement faibles. Par conséquent, nous considérerons que les dynamiques fluviales n'interviennent pas dans le bilan sédimentaire durant cette période, même si une partie de l'accrétion mesurée dans le secteur amont de l'embouchure pourrait résulter d'apports fluviaux, essentiellement du secteur situé immédiatement en amont. Il semble plus vraisemblable qu'une partie du matériel qui aurait été exporté vers le large et stocké dans l'herbier durant l'hiver ait été remobilisé pour venir s'accumuler au niveau de l'embouchure, sur la barre et dans le chenal. Si les crues n'ont pas participé à l'accrétion, il s'agirait uniquement d'accumulations engendrées par les dynamiques marines, qui poussent du sédiment provenant du large dans l'embouchure.

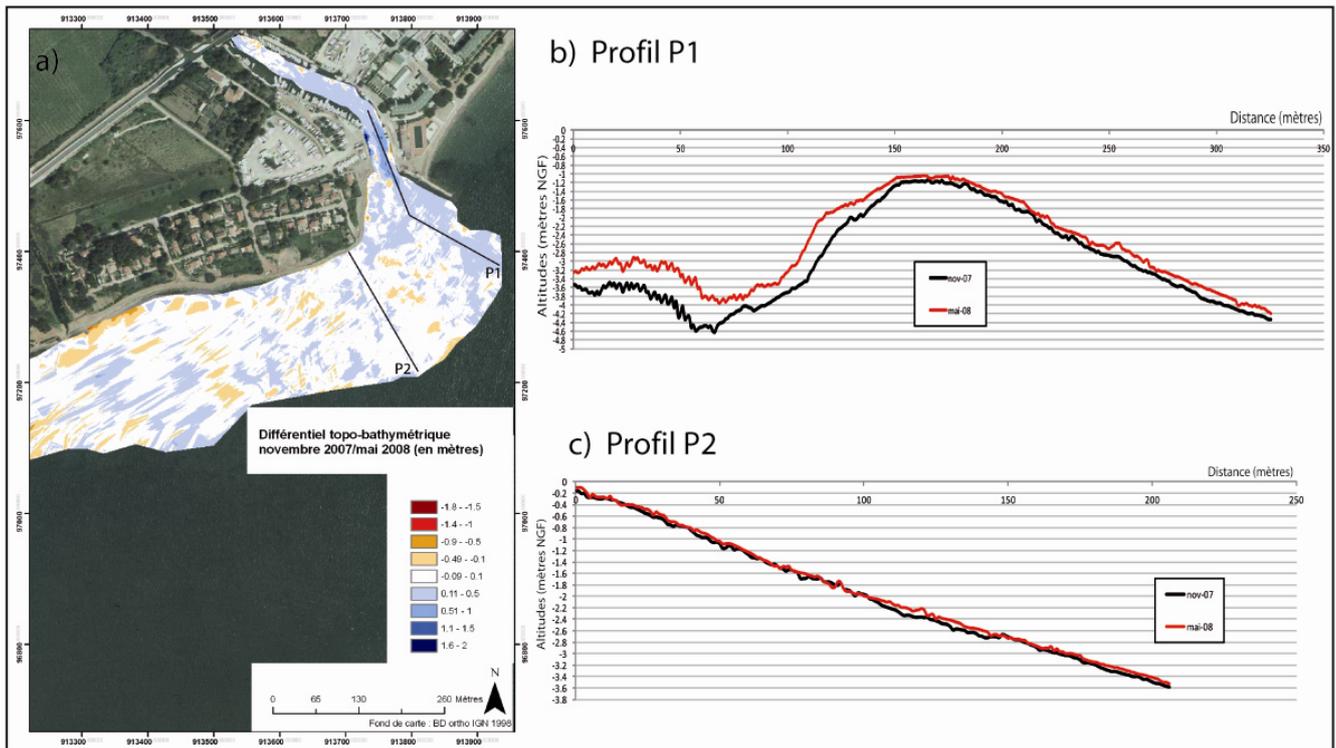


Figure 156 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 au niveau de l'embouchure, b) profil P1 au niveau de l'embouchure, c) profil P2 au niveau de l'embouchure.

3.2.4.2. Evolution du secteur de la lône entre novembre 2007 et mai 2008.

Dans le secteur de la lône, nous ne possédons pas de données concernant la plage émergée en mai 2008. Par conséquent, l'étude des mouvements sédimentaires n'a été réalisée qu'au niveau de la plage immergée (Figure 157). Le bilan sédimentaire est équilibré : érosion de -200 m^3 pour une accrétion équivalente. L'érosion au droit du petit épi de calibration de l'embouchure de la lône (profil P1, figure 157b) est suivie par une accrétion face au remblai (profil P2, figure 157c) et d'une érosion marquée en face de la digue frontale (Profil P3, figure 157d). Sans données concernant la plage émergée il est difficile de conclure sur la nature réelle des mouvements sédimentaire et l'origine des matériaux. Néanmoins, des observations de terrain (Photo 50) confirment que le remblai a subi une importante érosion durant cette période. L'accrétion au niveau du profil P2 pourrait ainsi en être le résultat.



Photo 50 : Erosion du remblai (secteur de la lône).

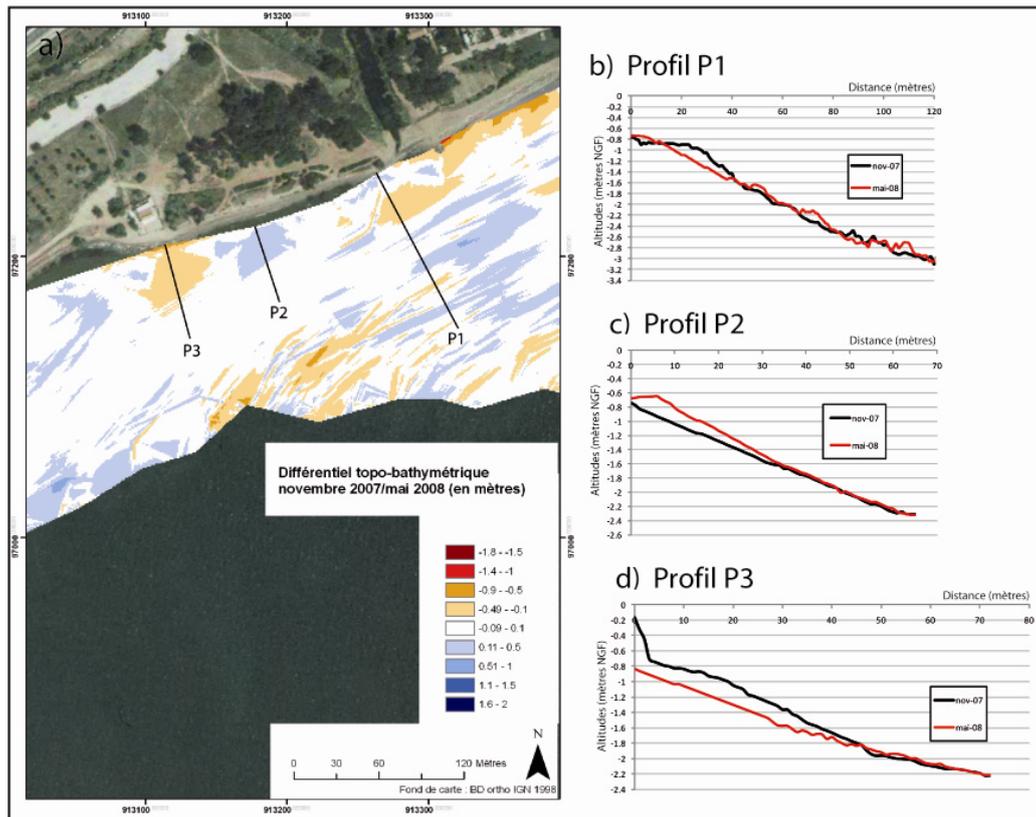


Figure 157 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône, d) profil P3 au niveau de la lône.

3.2.4.3. Evolution de la plage de l'Ayguade entre novembre 2007 et mai 2008.

Sur la plage de l'Ayguade, le bilan sédimentaire est positif (accrétion +2 000 m³/érosion -400 m³) (Figure 158). Dans le détail, on constate tout d'abord une érosion relativement importante en aval immédiat de la digue frontale du centre nautique (Profil P1, figure 158b). Il est probable, à la vue du profil, qu'une partie du matériel érodé ait été exportée en direction du large (Profil P1). Il est également possible que les matériaux constituant le dépôt enregistré depuis -2m de profondeur proviennent des secteurs amont.

Hormis ce secteur particulier, le reste de la zone est marqué par une homogénéité des mouvements sédimentaires : érosion quasi généralisé des petits fonds proches (jusqu'à environ -1m), puis accrétion sur le reste du profil en direction du large (Profil P2, figure 158c).

Nous n'avons pas de données sur la plage émergée et toute interprétation est donc difficile. Néanmoins, il semblerait que les tempêtes survenues durant cette période, et notamment la dernière en date, aient provoqué une érosion de la berme, du talus pré-littoral, des petits fonds et une accrétion au-delà, en direction du large. Ce secteur pourrait également avoir bénéficié d'apports sédimentaires en provenance soit de l'amont, soit du large, avec un déstockage en provenance de l'herbier.

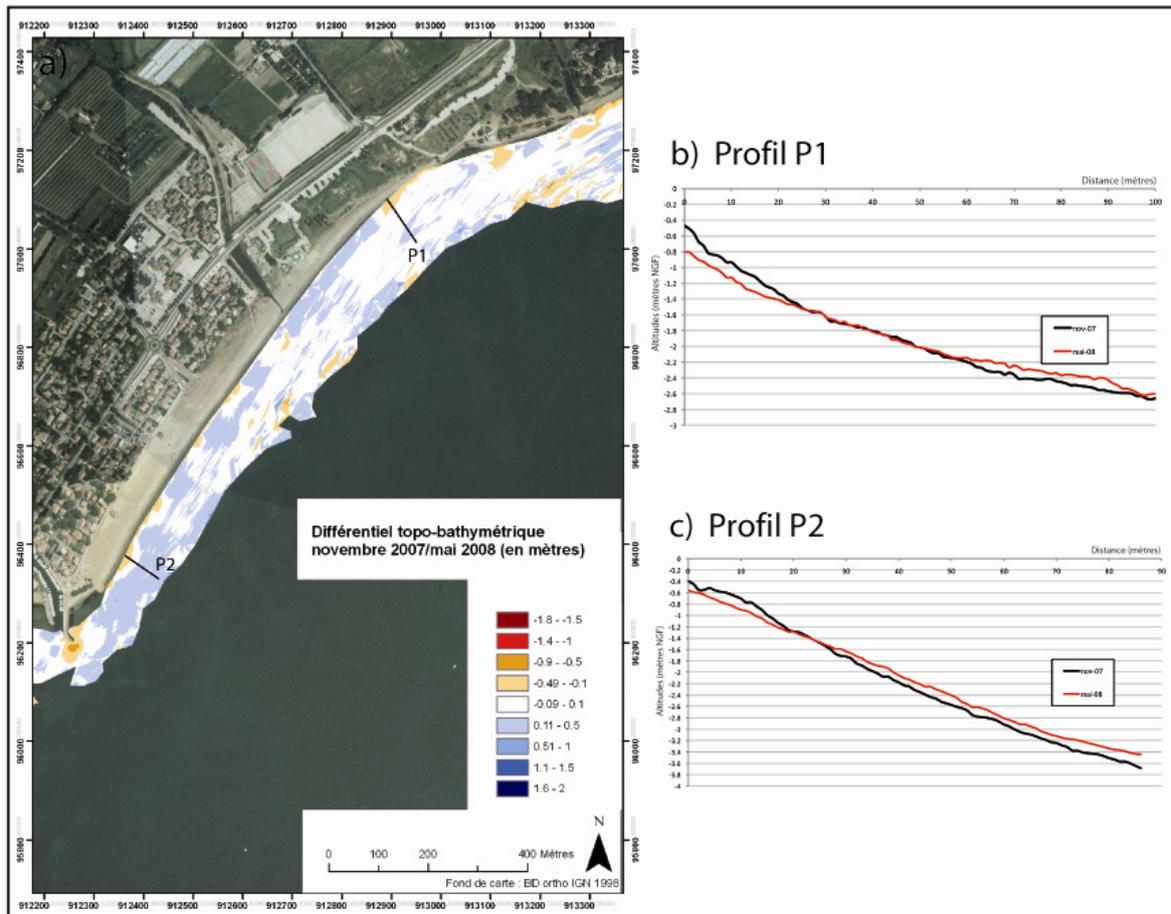


Figure 158 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 (Ayguade), b) profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade, c) profil P2 au niveau de la plage de l'Ayguade.

3.2.4.4. Evolution du secteur des épis entre novembre 2007 et mai 2008.

Au niveau des épis en aval du port du Roubaud, le bilan sédimentaire est également positif (accrétion $+2\ 100\ \text{m}^3$ /érosion $-400\ \text{m}^3$) (Figures 159 et 160). L'ensemble du secteur présente une accrétion, excepté le secteur en face de la digue de calibration de l'embouchure du Roubaud, où est enregistrée la quasi totalité de l'érosion sur ce secteur. Si le bilan sédimentaire est largement positif, il est néanmoins difficile de conclure sur les causes des mouvements sédimentaires, étant donné le manque de données concernant la plage émergée et les fonds proches, qui jouent un rôle fondamental dans les échanges sédimentaires. Les mêmes hypothèses qu'au niveau de la plage de l'Ayguade sont avancées, à savoir une érosion de la berme et du talus pré-littoral et une accrétion au-delà, en direction du large. Mais il est également possible que des matériaux stockés durant l'hiver dans l'herbier aient été restitué. Des courants orientés ouest-est et formés par un flux de sud-est (150°N) pourraient également être responsables d'un apport sédimentaire en provenance du sud-ouest.

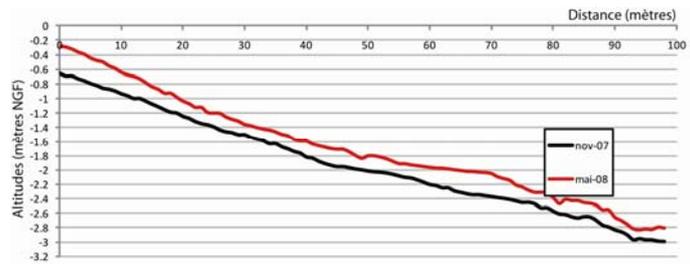
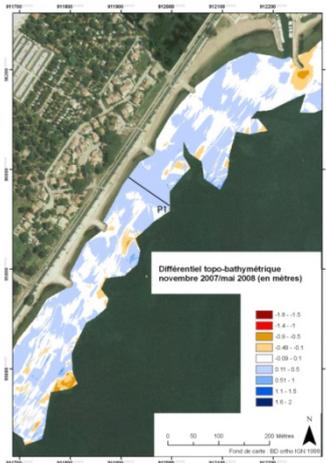


Figure 159 : Différentiel topo-bathymétrique entre nov. 2007 et mai 2008 (épis).

Figure 160. : Profil P1 au niveau des épis en nov. et mai 2008.

3.2.4.5. Evolution de la plage du Ceinturon entre novembre 2007 et mai 2008.

Sur la plage du Ceinturon, le bilan sédimentaire est là aussi positif (accrétion +1 200 m³/érosion -300 m³) (Figure 161). La moitié de cette érosion, soit 150 m³, concerne le talus de protection (Profil P1, figure 161b), tandis que l'autre moitié est issue du creusement d'une fosse face au talus (Profil P2, figure 161c) et du déplacement de la barre d'avant côte en direction du rivage (profil P2). En amont du secteur en revanche, on observe la construction d'une barre (profil P1). La disparition et l'apparition de barres s'expliquent vraisemblablement du fait de barres festonnées se déplaçant en fonction des dynamiques marines et des volumes de sédiment en transit. Au niveau du profil P2, il ne faut donc pas voir une ablation de la barre mais une translation en direction de la côte. L'accrétion enregistrée sur ce secteur semble résulter d'un apport sédimentaire du large et de l'herbier qui déstocke. Cette accrétion peut également provenir d'un mouvement sédimentaire engendré par un flux de sud-est, comme envisagé sur le secteur des épis.

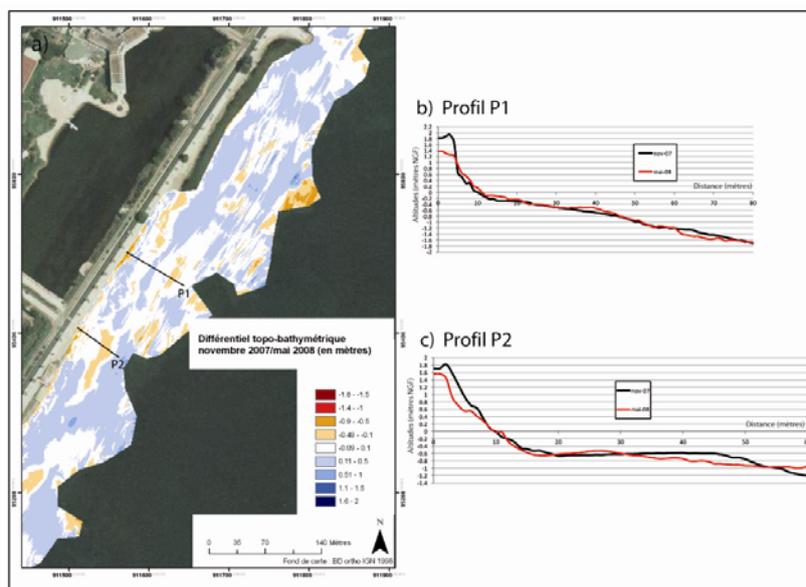


Figure 161 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 au niveau de la plage du Ceinturon, b) profil P1, c) profil P2.

3.2.4.6. Evolution de la plage en amont du port d'Hyères entre novembre 2007 et mai 2008.

Sur la plage en amont du port d'Hyères, le bilan sédimentaire est très largement positif (accrétion +12 700 m³/érosion -1 000 m³) (Figure 162). Dans le détail, on observe tout d'abord les conséquences d'opérations de dragage engendrant la création d'une fosse d'extraction au large (érosion d'environ -1 000 m³) ainsi que la présence d'un important dépôt sur la plage émergée (accumulation d'environ 4 000 m³) (figures 162a et 162c). Hormis ces mouvements nous constatons également un phénomène d'accrétion généralisé du plancher marin. Il semble que tout le secteur bénéficie d'apports en provenance du large et de l'herbier, redistribuant du matériel à la côte. Cette accrétion se manifeste également au niveau du talus pré-littoral, qui s'avance vers le large (Figures 162b et 162c). La plage émergée gagne donc en surface et nous assistons à une translation du système littoral vers le large, avec un déplacement conjoint de la berme, de la fosse et de la barre en direction du large (Profil P1).

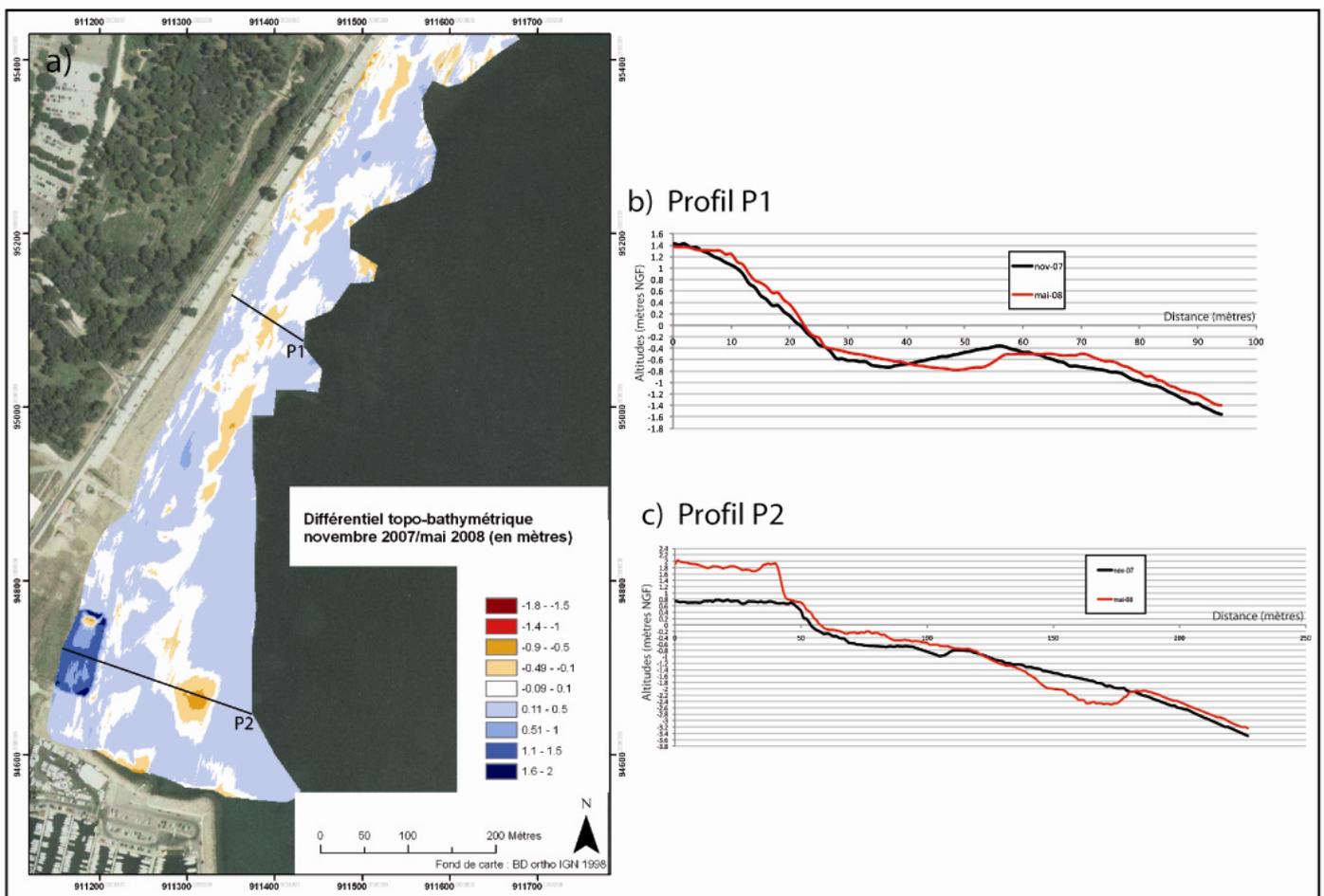


Figure 162 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre nov. 2007 et mai 2008 en amont du port d'Hyères, b) profil P1 en amont du port d'Hyères, c) Profil P2 en amont du port d'Hyères.

En conclusion, ce secteur est largement excédentaire sur la période d'étude mais il est toutefois difficile de conclure sur la provenance de ce matériel. En toute logique et étant donné les mouvements sédimentaires observés sur les autres secteurs, il semblerait qu'une majorité des sédiments déposés sur ce secteur proviennent de la zone de l'herbier.

En conclusion, le bilan sédimentaire enregistré durant cette période est largement positif. Même si des crues se sont produites, elles ne sont vraisemblablement pas la cause de cet important gain sédimentaire. L'hypothèse la plus probable serait donc une restitution de sédiments exportés vers le large, piégés dans l'herbier durant l'hiver et remobilisés. Ce phénomène est rendu possible du fait de la faible profondeur de l'herbier et de son état plus ou moins dégradé sur ce secteur. Constitué en maints endroits de tâches isolées, souvent ramifié de chenaux d'érosion et non mesuré pour causes d'impossibilité technique, l'herbier de posidonie pourrait vraisemblablement être la source de tels apports. Il est également possible qu'une partie des sédiments provienne du sud de la rade. La modélisation de la courantologie engendrée par des vents d'orientation 150°N, évoque un flux de sud devant le port d'Hyères, qui remonte le long du Ceinturon, des épis et jusqu'au milieu de la plage de l'Ayguade (Figure 131). Or, les vents d'orientation 120-150°N et supérieurs à 10m/s⁻¹ se sont produits pendant près de 50 heures et ceux supérieurs à 5 m/s⁻¹ se sont produits pendant plus de 250 heures. Par conséquent, il est fortement probable qu'ils aient engendré un courant côtier orienté sud-nord, susceptible de mettre en mouvement les sédiments du prisme littoral et d'alimenter les plages au nord du port d'Hyères.

3.2.5. Mouvements sédimentaires enregistrés après l'occurrence d'une crue biennale (Période 5)

La période comprise entre les 28/29 mai et les 03/04 juin 2008 est marquée par l'occurrence d'une crue d'environ 70 m³/s⁻¹ (Q2) (le 30/05/2008), ainsi que par un épisode tempétueux avec des vents de direction essentiellement 90°N compris entre 10 et 18 m/s⁻¹ qui ont soufflé pendant 12 heures (le 01/06/2008) (figure 114). Les mesures ne concernent la zone d'étude que jusqu'à la plage de l'Ayguade, ceci afin de cibler le secteur de l'embouchure et les apports fluviaux potentiels (Figure 163).

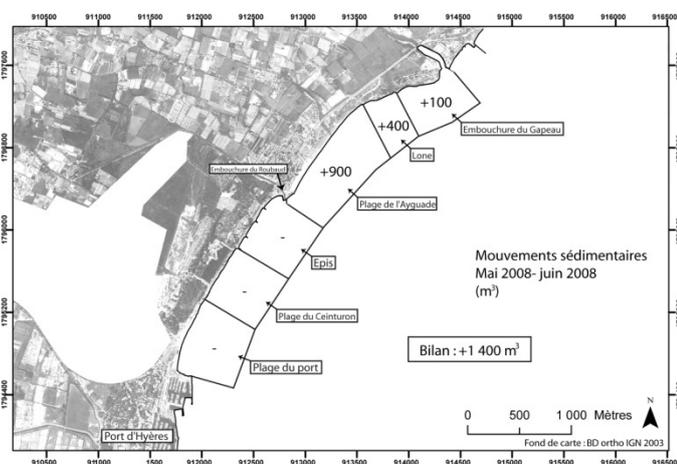
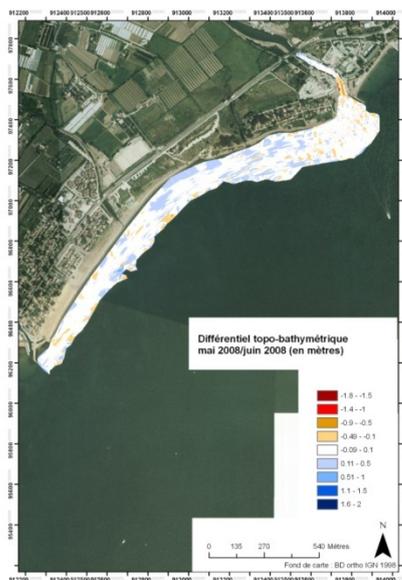


Figure 163 : Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008 de l'embouchure du Gapeau à celle du Roubaud.

Figure 164 : Bilan sédimentaire entre mai et juin 2008.

3.2.5.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre mai et juin 2008.

Dans le chenal du Gapeau et l'embouchure, le bilan sédimentaire est relativement équilibré (érosion $-1\ 100\ \text{m}^3$ /accrétion $+1\ 200\ \text{m}^3$) (Figure 164). Dans le détail, le chenal est d'abord soumis à un phénomène d'accrétion ($+200\ \text{m}^3$), essentiellement localisé en amont du tronçon fluvial étudié (Figures 165 et 167). L'élargissement du chenal en aval du pont de la D42 semble responsable de cette accumulation. Le reste du tronçon étudié est marqué un important phénomène d'érosion ($-700\ \text{m}^3$) (Figure 165). La crue a vraisemblablement provoqué un effet de chasse dans le chenal, expulsant une partie des sédiments accumulés pendant la période précédente.

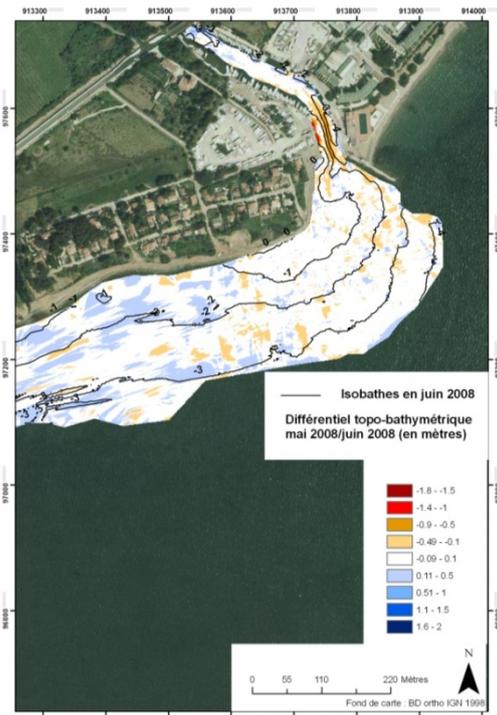
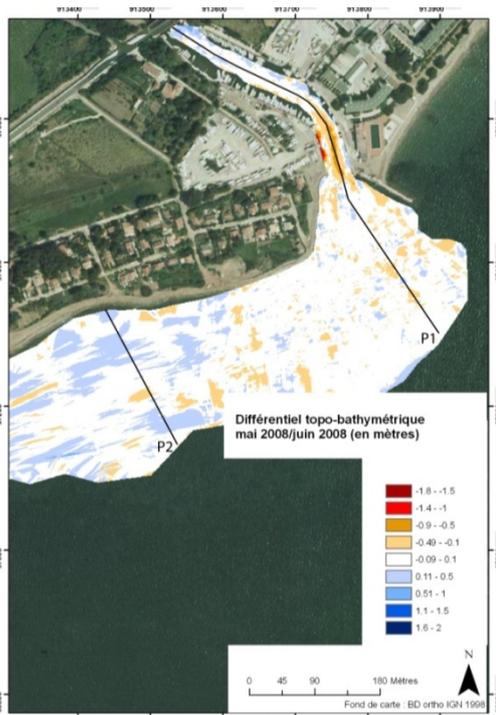


Figure 165 : Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008 (embouchure).

Figure 166 : Bathymétrie en juin 2008 au niveau de l'embouchure.

A l'embouchure nous enregistrons une accrétion de $+1\ 000\ \text{m}^3$ pour une érosion de $-400\ \text{m}^3$. Ce sont donc environ $600\ \text{m}^3$ de sédiment qui se sont déposés sur ce secteur, mais essentiellement en aval dérive de l'embouchure, face à la digue frontale (Profil P2, figure 168). Les faibles profondeurs sur le pro-delta et l'agressivité des dynamiques météo-marines au lendemain la crue ont sans doute entraînés un transport des matériaux en direction de cette zone plus profonde et moins agitée, au droit du pro-delta (figure 166).

Au final ce sont donc $500\ \text{m}^3$ de matériaux qui ont été expulsés du chenal et $600\ \text{m}^3$ qui ont été accumulés au droit de l'embouchure. Le bilan sédimentaire est donc équilibré : il semble donc que la crue n'ait pas engendré d'apports en provenance de l'amont du bassin versant, mais qu'elle ait seulement provoqué un effet de chasse dans le tronçon aval du Gapeau. L'estimation du transport sédimentaire dans le cours d'eau en amont confirme la faiblesse des apports sédimentaires au littoral de cette de crue (cf. chapitre 3).

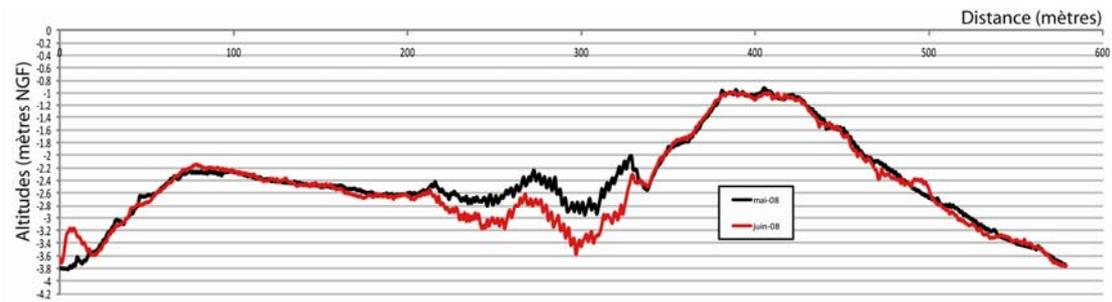


Figure 167 : Profil P1 au niveau de l'embouchure en mai et juin 2008.

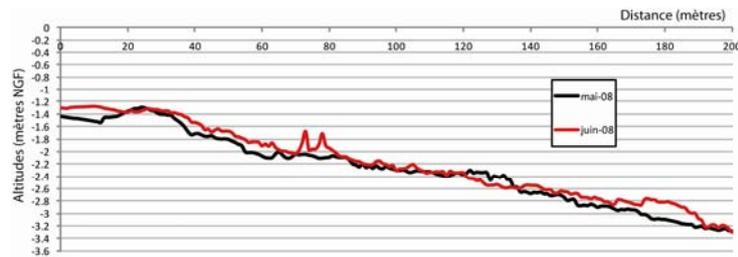


Figure 168 : Profil P2 face à la digue frontale en mai et juin 2008.

3.2.5.2. Evolution du secteur de la lône entre mai et juin 2008.

Dans le secteur de la lône, le bilan sédimentaire est positif (accrétion +400 m³/érosion non significative) (Figure 169).

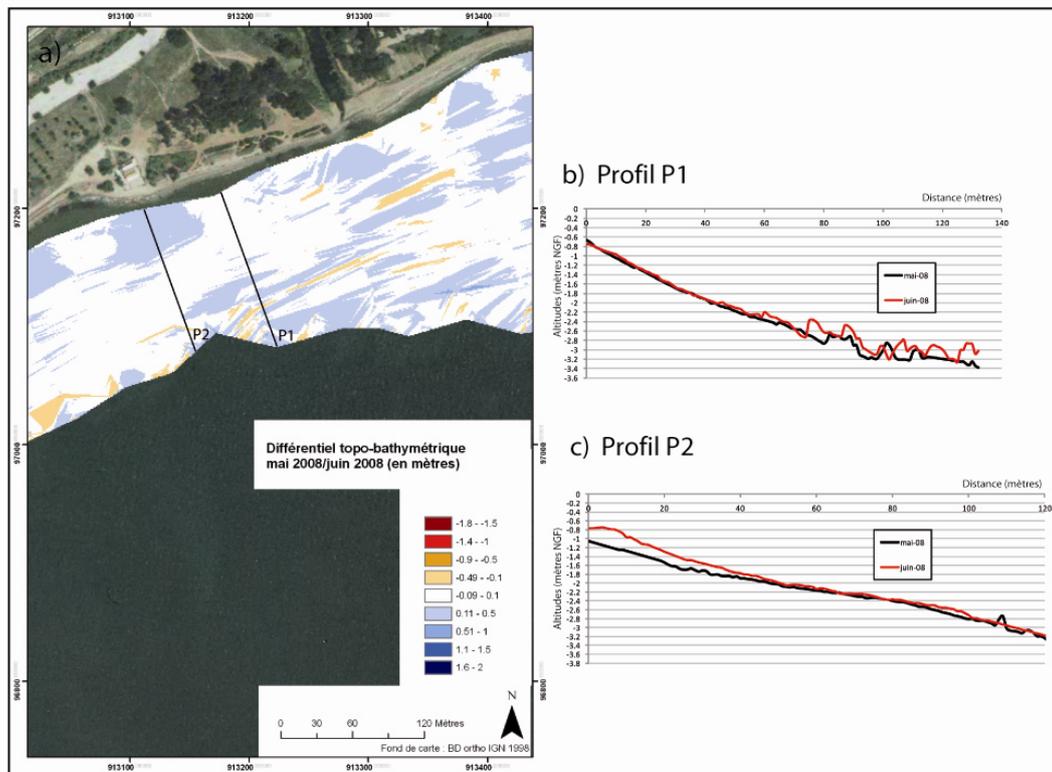


Figure 169 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 face au remblai, c) profil P2 face à la digue frontale du centre nautique.

Face au remblai (Profil P1, figure 169b), aucun mouvement sédimentaire n'est enregistré. En revanche, au niveau de la digue frontale du centre nautique, l'accrétion est relativement importante (+300 m³) (profil P2, figure 169c). Il semble que le profil se soit rééquilibré après le passage des tempêtes responsables d'une forte érosion. La provenance du matériel accumulé sur ce secteur est difficile à définir. En effet, en prévision de la crue, les services municipaux ont totalement éliminé le cordon sableux barrant l'exutoire de la lône ; les sédiments issus de ce démantèlement étant déposés au pied du remblai et sur les rives de la lône, ils sont facilement remobilisables. Il est donc probable qu'une partie de ces sédiments ait participé à l'accrétion mesurée sur ce secteur. Malheureusement, aucune donnée concernant la plage émergée à cette date n'ayant été acquise, le doute persiste sur l'origine de ces sédiments.

3.2.5.2. Evolution de la plage de l'Ayguade entre mai et juin 2008.

Au niveau de la plage de l'Ayguade, le bilan sédimentaire est également positif (accrétion +1 000 m³/érosion -100 m³) (Figure 170). Ce secteur ne subit que peu de mouvements sédimentaires et ceux-ci sont principalement localisés en amont, dans le prolongement de la digue frontale. Il y est d'ailleurs observé le même phénomène qu'au niveau de la lône, à savoir une accrétion (800 m³) jusque vers environ -2 m de profondeur (Profil P1, figure 171). La question de la provenance de ce matériel est là aussi problématique. Il est en effet difficile d'éliminer la cause anthropique.

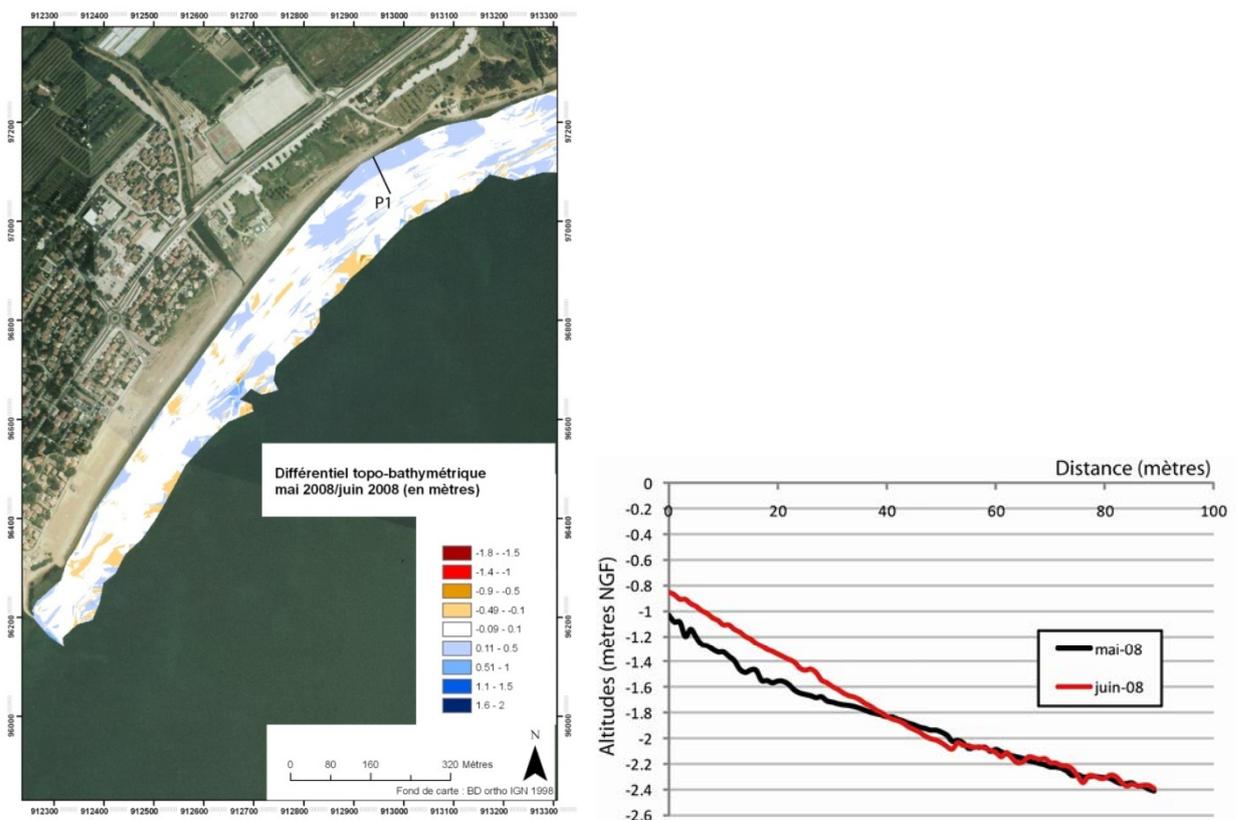


Figure 170 : Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008.

Figure 171 : Profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade en mai et juin 2008.

En conclusion, le bilan sédimentaire sur l'ensemble de la zone d'étude est positif. L'érosion (-1 200 m³), pour une accrétion de +2 600 m³, représente un gain net de +1 400 m³ de sédiments. Il est vraisemblable que la majeure partie soit le résultat d'aménagements, notamment au niveau de la lône. Il est en effet peu probable que les sédiments issus de la crue soient parvenu jusqu'au niveau de la plage de l'Ayguade durant cette période relativement peu dynamique sur le plan météo-marin. Nous avons vu que le bilan sédimentaire au niveau de l'embouchure est équilibré et qu'il est plus que probable que la crue n'ait entraîné qu'un phénomène de chasse, sans apport de l'amont. Une telle crue ne participe donc guère ou pas du tout à l'engraissement du littoral, comme le démontrent les mesures du transport solide dans le Gapeau (cf. chapitre 3).

3.2.6. Mouvements sédimentaires enregistrés durant la période estivale (Période 6)

La période comprise entre juin 2008 et septembre 2008 n'est marquée par aucun évènement hydrologique d'importance ainsi que par une absence totale de vents de direction morphogène supérieurs à 15 m/s⁻¹ (figure 114). Les mesures encadrant cette période ne concernent la zone d'étude que jusqu'à la plage de l'Ayguade. Sur cette période, calme au niveau des dynamiques fluviales et météo-marines, le bilan sédimentaire global est négatif (figure 173).

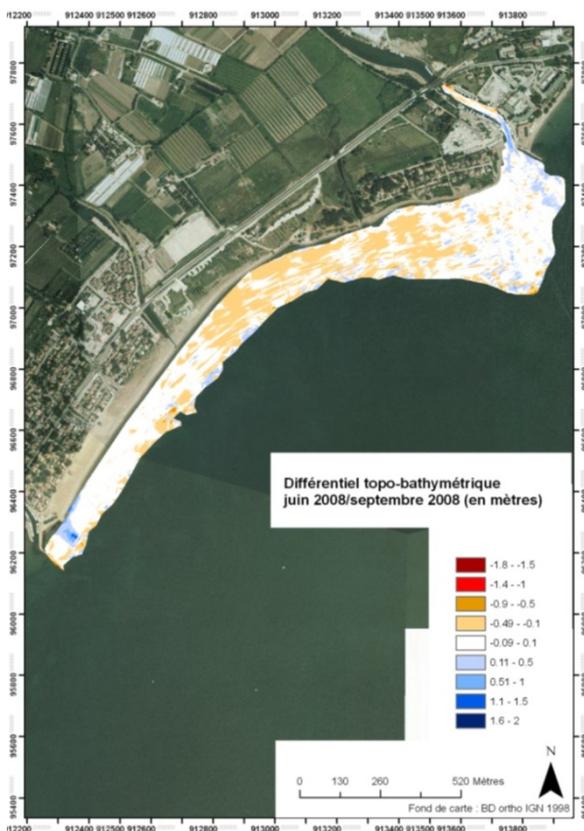


Figure 172 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 sur l'ensemble du secteur d'étude.

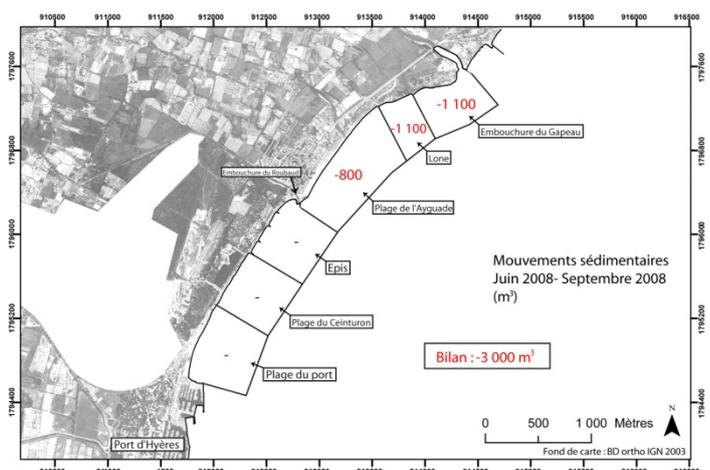


Figure 173 : Bilan sédimentaire entre juin et septembre 2008.

3.2.6.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre juin et septembre 2008.

A l'embouchure, le bilan sédimentaire entre juin et septembre 2008 est déficitaire (Figure 174). Dans le chenal l'érosion est de -300 m^3 pour une accrétion de $+600 \text{ m}^3$. Le bilan sédimentaire dans le chenal est donc positif ($+300 \text{ m}^3$). L'érosion en aval du pont de la D42 (-300 m^3) est suivie d'une accrétion au niveau de la fosse à l'exutoire ($+600 \text{ m}^3$) (Figure 175), au droit de l'embouchure ($+100 \text{ m}^3$) et enfin sur le pro-delta face à l'embouchure ($+300 \text{ m}^3$) (Figure 174). L'érosion se manifeste uniquement au droit du pro-delta ($-1 800 \text{ m}^3$). Le bilan sédimentaire est donc négatif (érosion $-2 100 \text{ m}^3$ /accrétion $+1 000 \text{ m}^3$).

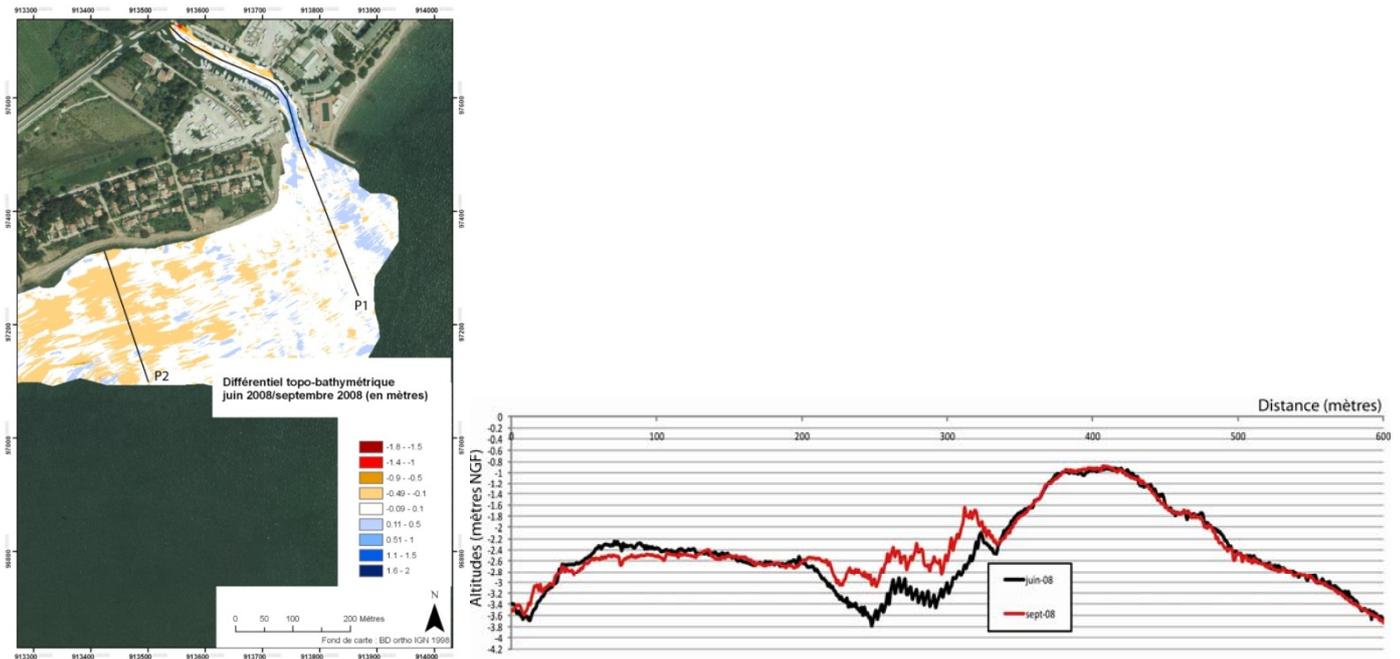


Figure 174 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 (embouchure).

Figure 175 : profil P1 au niveau de l'embouchure en juin et septembre 2008.

Le matériel érodé dans le chenal (-300 m^3) participe probablement au colmatage de la fosse (Figure 175). Il reste néanmoins 700 m^3 dont l'origine est à définir. Il est possible que l'amont du chenal, qui n'est pas étudié, participe à cet apport de matériel. La zone de rétrécissement du chenal en aval du pont de la D42, qui est érodée, pourrait vraisemblablement se poursuivre sur une certaine distance en direction de l'amont. Bien que cette période ne soit marquée par aucun évènement hydrologique d'importance, des mouvements sédimentaires sont observés dans le chenal du Gapeau : les nombreux navires de plaisance qui rentrent et sortent du chenal durant l'été sont peut être responsables d'une remise en suspension des matériaux les plus fins.

L'est de l'embouchure est donc marqué par l'accrétion. En revanche, l'ouest de la zone est en érosion (Profil P2, figure 176). Ce phénomène semble relativement nouveau en comparaison des mouvements sédimentaires observés durant la période juin 2007/octobre 2007, où aucune variation significative n'était constatée sur ce secteur. Nous observons bien le même phénomène dans le chenal et la proche embouchure (accrétion), mais le secteur à l'ouest de l'embouchure était stable. Il est probable que la situation sédimentaire antérieure à la période estivale soit à l'origine de ces différences de comportement. En effet, au printemps 2008, de l'embouchure du Gapeau à la plage de l'Ayguade, nous mesurons une forte

accrétion (+6 100 m³), tandis qu'au printemps 2007 celle-ci ne représentait que +1 200 m³. Sans doute ce stock sédimentaire a-t-il été repris par les dynamiques marines, sa destination ne pouvant être précisée par manque de données concernant la plage aérienne et le secteur en aval de la plage de l'Ayguade.

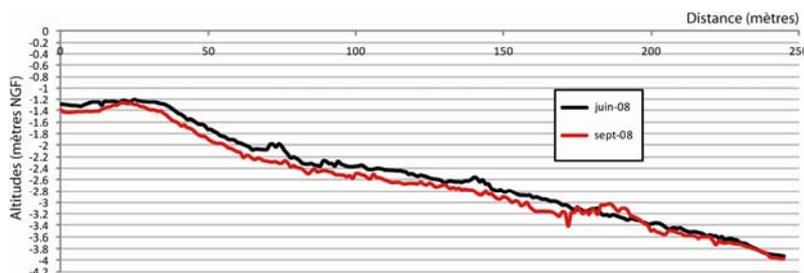


Figure 176 : Profil P2 face à la digue frontale en juin et septembre 2008.

3.2.6.2. Evolution du secteur de la lône entre juin et septembre 2008.

Dans le secteur de la lône, le bilan sédimentaire est également négatif (érosion -1 200 m³/accrétion +100 m³) (Figure 177). Le profil P1 (figure 177b) représente un plancher marin irrégulier, marqué par la présence de « tâches » d'herbier isolées, qui pourraient être à l'origine d'erreurs dans les mesures. En revanche, le profil P2 (Figure 177c) est bien plus régulier et l'érosion qui y est constaté semble significative. Nous remarquons également une accrétion (+100 m³) en pied de digue frontale. Malheureusement la topographie de la plage émergée n'a pas été relevée en juin 2008 et il est possible que le différentiel présente une accrétion équivalente à l'érosion de la plage immergée.

Ce secteur est donc vraisemblablement déficitaire durant cette période mais il est toutefois difficile de l'affirmer.

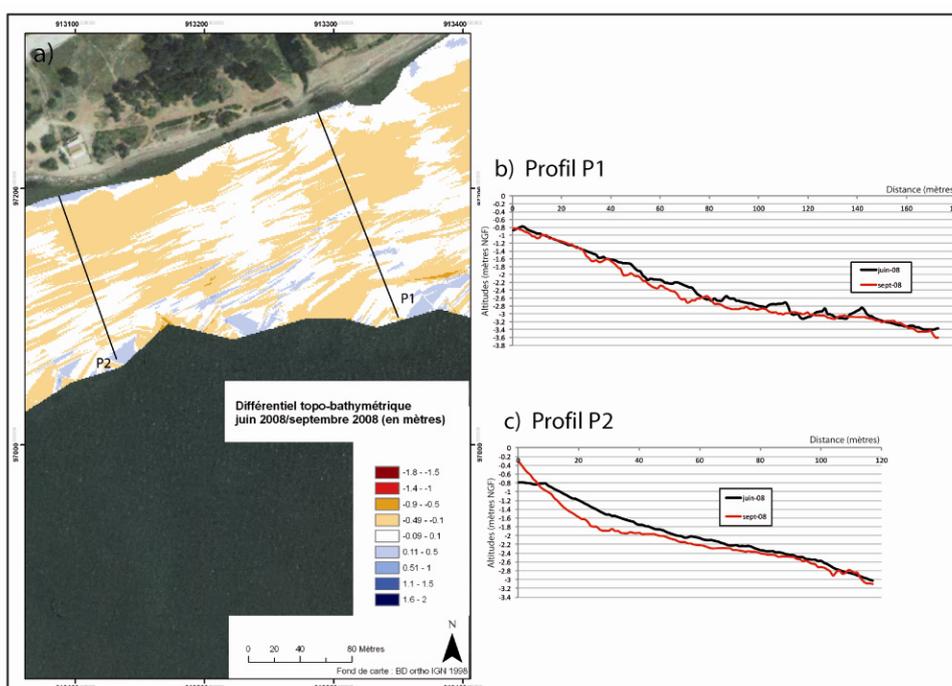


Figure 177 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône.

3.2.6.2. Evolution de la plage de l'Aiguade entre juin et septembre 2008.

Sur la plage de l'Aiguade (Figure 178), le bilan sédimentaire est là encore déficitaire (érosion $-1\ 200\ \text{m}^3$ /accrétion $+400\ \text{m}^3$). Malheureusement, des mesures topographiques de la plage émergée auraient peut être permis de constater un mouvement sédimentaire transversal associé à un mouvement longitudinal. Les $400\ \text{m}^3$ d'accumulation sont, en effet, uniquement localisés en aval du secteur, et proches du trait de côte. Les matériaux arrachés au plancher marin en amont (Profil P1, figure 178b) ont peut être été déposés sur la berme, et semble-t-il, dans la partie aval de la plage (Figure 178a).

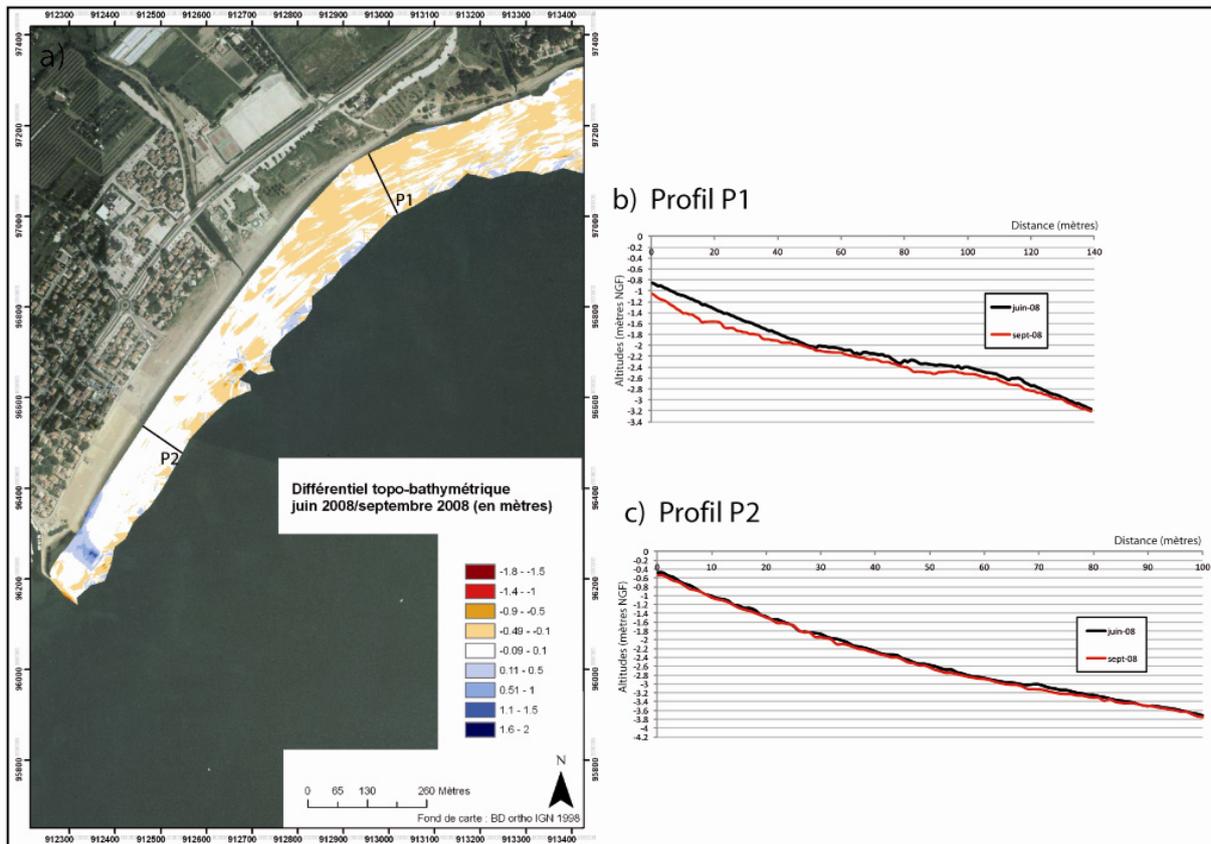


Figure 178 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 au niveau de la plage de l'Aiguade, b) profil P1 au niveau de la plage de l'Aiguade, c) profil P2 au niveau de la plage de l'Aiguade.

En conclusion, le bilan sédimentaire sur cette période estivale est négatif : érosion globale de $-4\ 500\ \text{m}^3$ pour une accrétion de $+1\ 500\ \text{m}^3$ (Figure 173). Malgré des conditions climatiques équivalentes, l'érosion du plancher sous-marin est active durant l'été 2008 contrairement à l'été 2007, durant lequel il n'y avait que de très faibles mouvements sédimentaires. Il semble que la situation sédimentaire antérieure à la période estivale considérée soit un élément déterminant des mouvements observés.

3.2.7. Mouvements sédimentaires enregistrés suite à une crue vicennale du Gapeau (Période 7).

Les mesures topo-bathymétriques, réalisées en septembre et décembre 2008, encadrent une période de forte activité hydrologique avec plusieurs crues et la persistance de forts débits. On observe en effet 2 crues avec des débits maximums instantanés supérieurs à $70 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ le 8 octobre et le 4 novembre ainsi qu'une très forte crue les 14, 15, 16 et 17 décembre, avec un pic à environ $220 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ le 16 décembre (Figure 114). Cette intense activité hydrologique coïncide avec des événements météo-marins de forte intensité, dont un avec des vents qui dépassent 20 m/s^{-1} d'orientation moyenne 90°N le 4 novembre et l'autre 25 m/s^{-1} d'orientation moyenne 140°N le 14 décembre. Les relevés topo-bathymétriques réalisés en septembre et décembre 2008 couvrent la totalité de la zone d'étude, de l'embouchure du Gapeau au port d'Hyères.

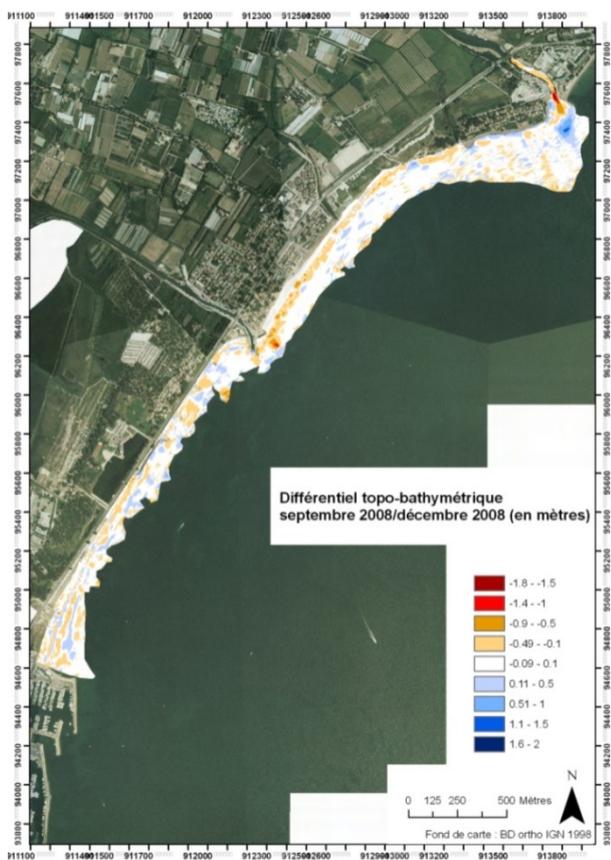


Figure 179 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 sur l'ensemble de la zone d'étude.

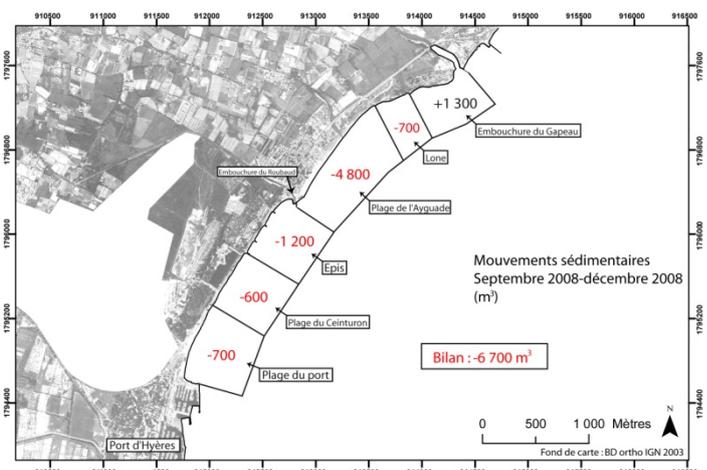


Figure 180 : Bilan sédimentaire entre septembre et décembre 2008.

3.2.7.1. Evolution du secteur de l'embouchure entre septembre et décembre 2008.

On observe une importante érosion dans le chenal du Gapeau de $-2\,600 \text{ m}^3$, principalement localisée en rive droite à l'exutoire (Figure 181). La crue a donc provoqué un effet de chasse, entraînant une érosion du plancher alluvial, de plus en plus importante en direction de l'embouchure (Profil P1, figure 181). Néanmoins, l'érosion en aval immédiat du pont de la D42 est supérieure à celle constatée un peu plus en aval, du fait de la retraction du chenal engendrée par la présence du pont, qui provoque une accentuation des vitesses du

courant. L'élargissement de la section en aval du pont (de 30 m à 50 m) réduit ensuite ce phénomène, l'érosion y est moins importante. A l'embouchure, la réduction de la largeur du chenal (50 m à 30 m) provoque un important effet de chasse, accentué en rive gauche par la présence d'un quai maçonné accélérant le flux. Au final, l'ensemble de la section du chenal étudiée perd $2\,600\text{ m}^3$, dont $1\,300\text{ m}^3$ dans la partie amont et $1\,300\text{ m}^3$ dans la partie aval, au niveau de la fosse (Profil P1, figure 181b).

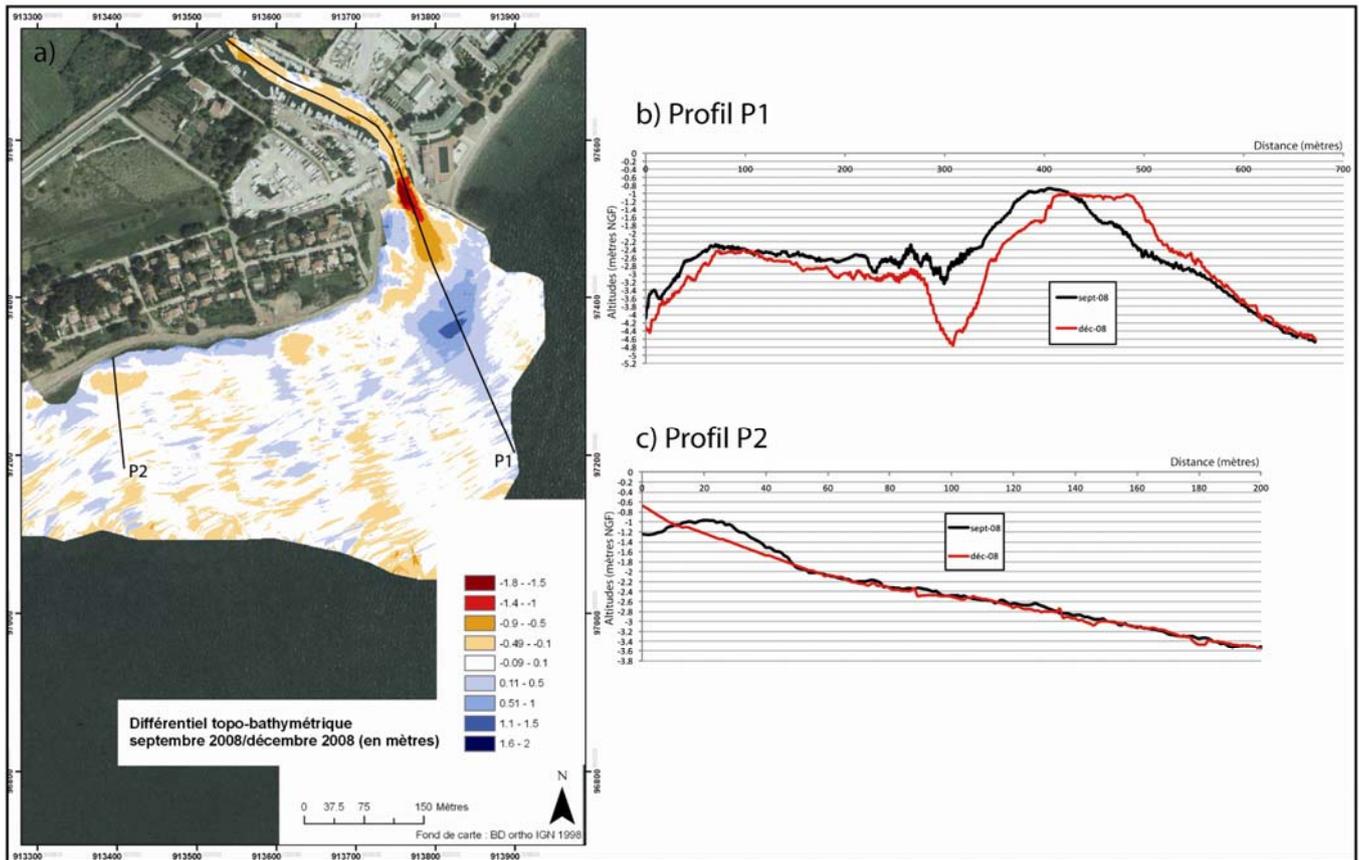


Figure 181 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau du chenal et de l'embouchure.

L'érosion se poursuit ensuite dans l'embouchure, dans le prolongement de l'incision du chenal. La barre d'embouchure est ainsi affectée par une importante érosion ($-1\,500\text{ m}^3$) (Profil P1). Le sédiment chassé du chenal et érodé sur la barre d'embouchure représente donc un volume de $4\,100\text{ m}^3$ (Figure 182).

L'accumulation affecte plusieurs secteurs. Un dépôt au droit immédiat de l'embouchure ($+200\text{ m}^3$) semble constitué par des débris de posidonie associés à des débris végétaux en provenance du bassin-versant (Photo 51). Un volume non négligeable de sédiment ($+1\,000\text{ m}^3$) s'est également déposé le long de la digue frontale (Profil P2 et photo 52) et semble reconstituer un talus pré-littoral sableux. Devant l'embouchure, l'accrétion forme un prisme deltaïque estimé à $+4\,200\text{ m}^3$ (Figure 182) dont une partie sera sans doute ensuite remaniée et réintroduite dans le chenal par les dynamiques marines ou permettra la reconstruction de la barre d'embouchure. Mais il est certain qu'une autre partie va permettre l'alimentation du littoral connexe.

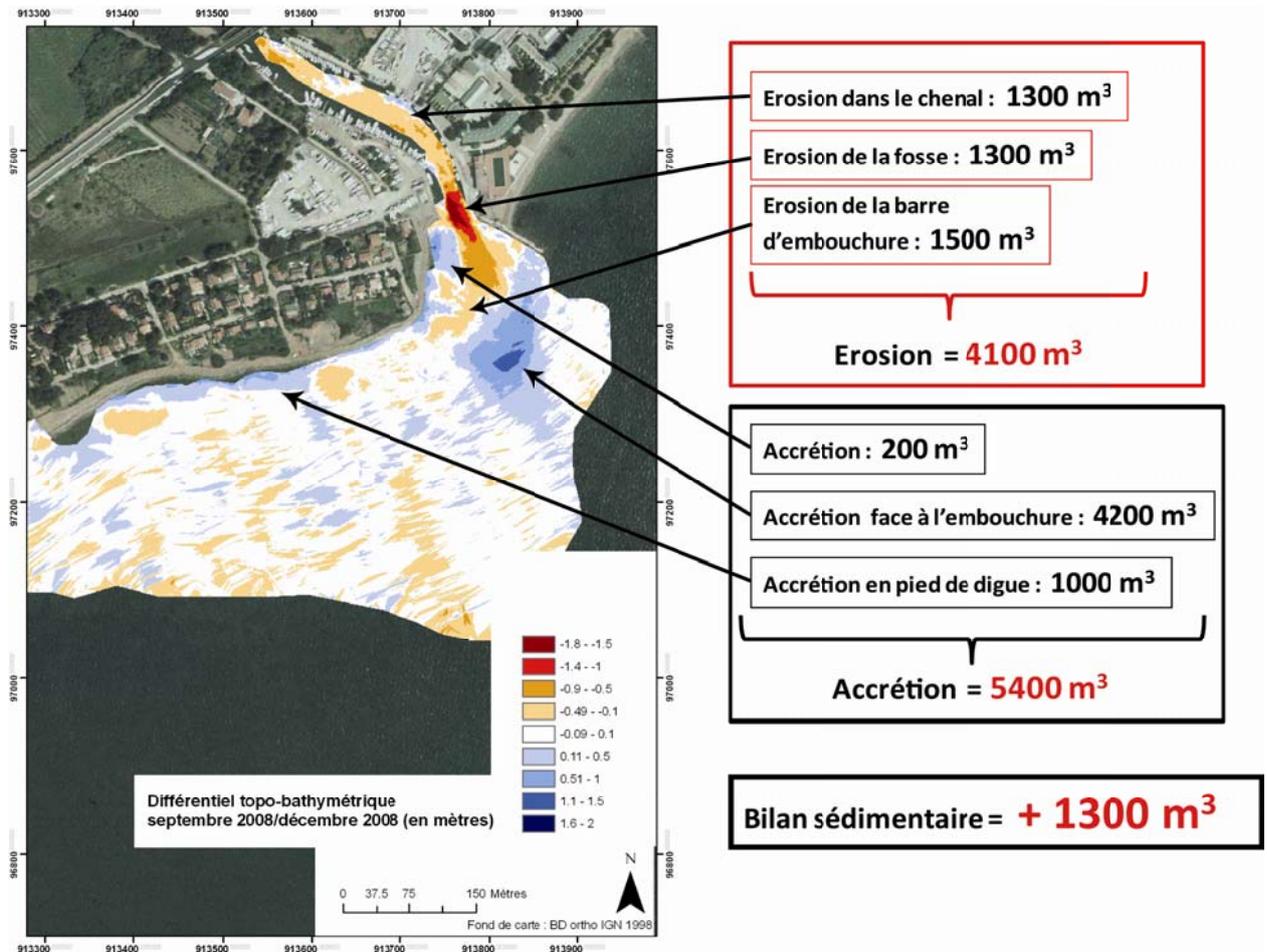


Figure 182 : Bilan sédimentaire sur le secteur du chenal et de l'embouchure entre septembre et décembre 2008.



Photo 51 : Accumulations au droit de l'embouchure.

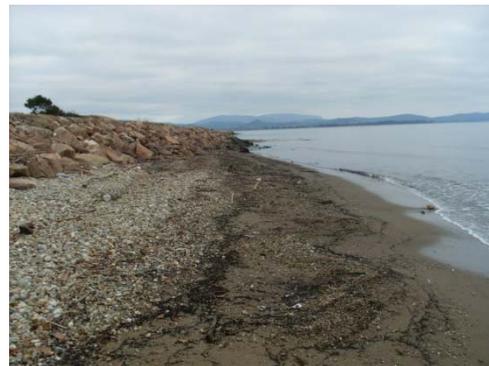


Photo 52 : Accumulation devant la digue frontale.

L'accumulation totale sur le secteur de l'embouchure est donc de +5 400 m³ tandis que l'érosion du chenal et de la barre d'embouchure est de -4 100 m³ (figure 182). On peut donc en conclure qu'au moins 1 300 m³ de sédiments ont été apportés par le Gapeau au littoral. Etant donné le caractère vaseux des sédiments présents dans le chenal, une partie des matériaux érodés dans le chenal a pu être exportée en suspension vers le large. Le volume de sédiment en provenance du bassin-versant pourrait être supérieur à 1 300 m³.

Un dépôt de matériaux grossiers s'est également constitué en aval du barrage anti-sel (Photos 53 et 54), confirmant ainsi le rôle du fleuve dans l'alimentation sédimentaire du littoral en galets, dont est constituée la plage aérienne de l'Aiguade.



Photos 53 et 54 : Dépôt en rive gauche en aval du barrage anti-sel.

Le transport solide du fleuve a donc participé à l'engraissement du littoral. La mesure du transport solide dans le Gapeau pour la crue de décembre 2008 (565 m³) (cf. Chapitre 3) est toutefois inférieure au bilan sédimentaire net accumulé à l'embouchure (1 300 m³). Mais l'ordre de grandeur exprimé est acceptable étant donné la localisation du site de mesure, à 3 km de l'embouchure. Il est en effet fort probable que le tronçon situé à l'aval ait fourni une part non négligeable des sédiments présents à l'embouchure après la crue.

3.2.7.2. Evolution du secteur de la lône entre septembre et décembre 2008.

Dans le secteur de la lône, le bilan sédimentaire est négatif (érosion -800 m³/accrétion +100 m³) (Figure 183).

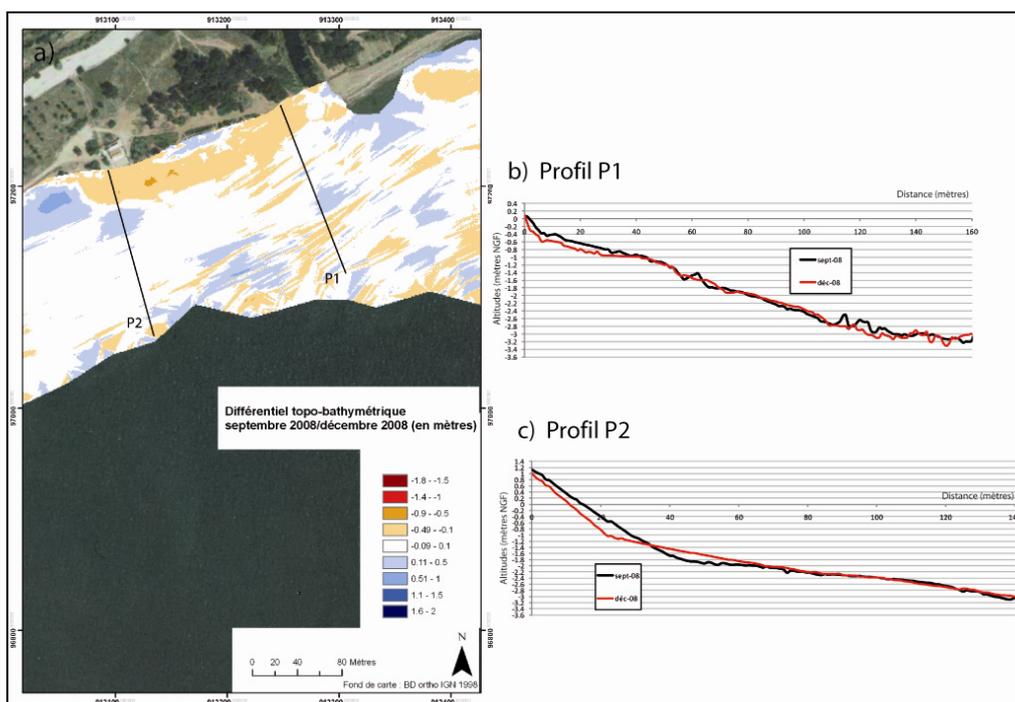


Figure 183 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône.

L'érosion concerne les petits fonds, jusqu'à -1m environ (Profil P1, figure 183b) ainsi que toute la plage émergée, notamment située en arrière de la digue frontale du centre nautique (Figure 183a). Une seule zone d'accrétion (+100 m³), se situe au niveau de la berme en amont immédiat de la digue (Photo 56), l'extrémité de celle-ci jouant vraisemblablement le rôle d'un épi. En revanche, en face de la digue, l'érosion est dominante, mais parfois un rééquilibrage du profil conduit à une faible accrétion (Profil P2, figure 183c).

En conclusion, ce secteur a subi de sérieuses pertes sédimentaires, notamment au niveau du remblai (Photo 55), ce qui accentue le risque de submersion de l'espace récréatif situé en arrière. Une opération de confortement de ce remblai a rapidement été menée.



Photos 55 et 56 : Erosion du remblai et accumulation sur la berme en aval.

3.2.7.2. Evolution de la plage de l'Aiguade entre septembre et décembre 2008.

Au niveau de la plage de l'Aiguade, le bilan sédimentaire est là aussi déficitaire (érosion -5 600 m³/accrétion +800 m³) (Figure 184).

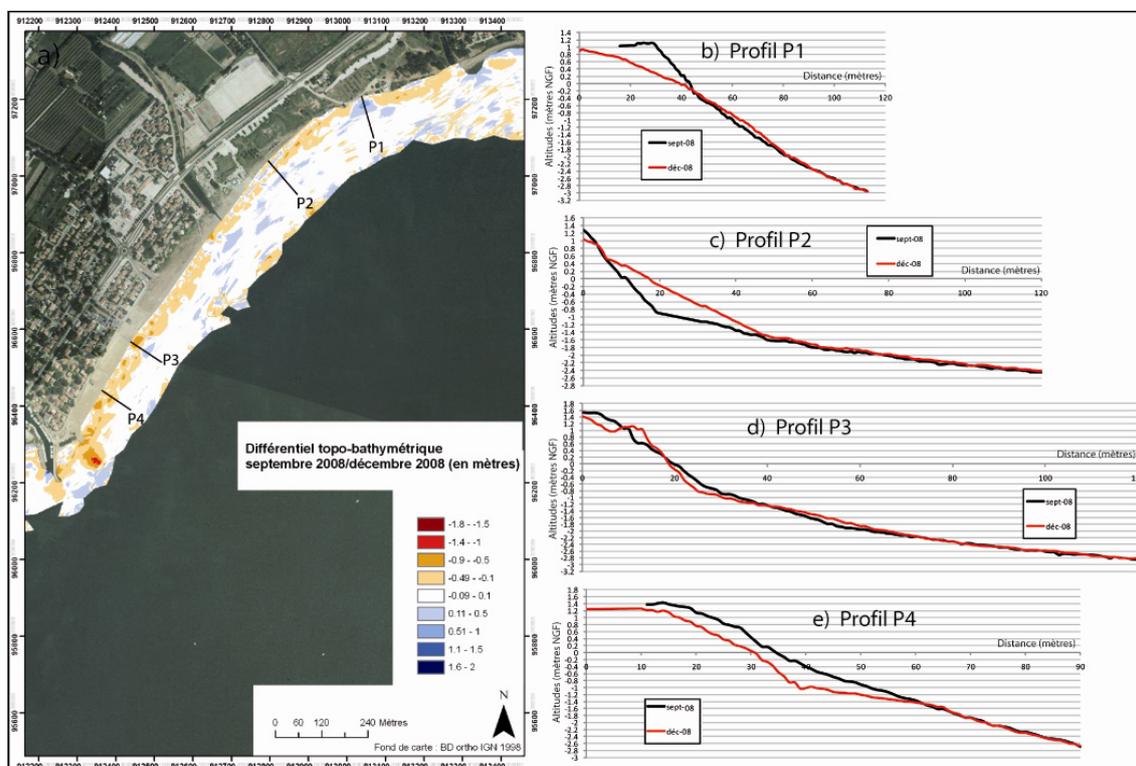


Figure 184 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau de la plage de l'Aiguade, b) profil P1, c) profil P2, d) profil P3, d) profil P4.

Dans le détail, une accrétion affecte l'aval immédiat de la digue frontale du centre nautique (Profil P1, Figure 184b). Il est possible que la rencontre des deux courants opposés représentés sur la figure 131, qui semblent caractériser la courantologie du secteur par régime de sud-est (Océanide, 2011), crée une zone de convergence où la vitesse du courant chute, provoquant ainsi un dépôt.

Il existe une dichotomie entre l'est et l'ouest de la plage. L'est présente une érosion des petits fonds jusqu'à environ -1 m de profondeur s'accompagnant d'une redistribution de matériaux (accrétion) sur le talus pré-littoral (Profil P2, figure 184c). Sur ce profil l'érosion touche le sommet du talus. Des observations de terrain permettent de constater qu'une partie des sédiments érodés sur la berme a été exportée au-delà de la zone instrumentée. Il est possible qu'une partie de l'érosion enregistrée ne soit en fait un mouvement transversal des sédiments (overwash) (Photo 57). Sur la partie est de la plage, la tempête a donc entraîné un faible recul du trait de côte, associé à la création de croissants de plage formés par des galets avec une part importante de macro-déchets, principalement organiques (Photo 58). Les croissants sont associés à une érosion qui semble antérieure car elle affecte une surface plus importante. La photo 59 présente la plage de l'Ayguade et la régularisation du profil durant un épisode tempétueux. Il semble ainsi que les croissants et les dépôts associés se forment au moment de la baisse d'intensité des dynamiques météo-marines.

Mais ce fonctionnement particulier est caractéristique de l'est de la plage. En effet, à l'ouest, seule l'érosion est présente (jusqu'à environ -1 m) (Profil P4, figure 184e), hormis à quelques endroits bien particuliers présentant une régularisation du profil (Profil P3, figure 184d). Ce fonctionnement caractéristique pourrait être dû à la convergence de deux courants de directions opposées (sud-est et nord-ouest) (Figure 131).

En conclusion, le bilan sédimentaire sur la plage de l'Ayguade est largement déficitaire. Néanmoins, le manque de mesures au niveau de l'arrière plage peut conduire à surestimer les exports de matériel en direction du large ou du secteur des épis. Mais les observations de terrain ne rendent compte que de volumes relativement réduits, certainement inférieurs à 1 000 m³. Il semble donc que la majorité de l'érosion constatée ait consisté en un export de matériaux, vraisemblablement en direction du large.

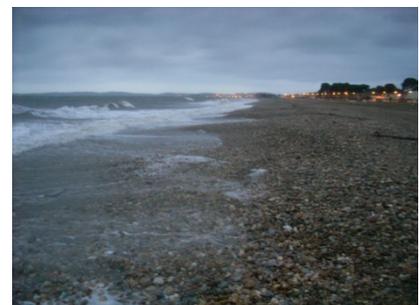


Photo 57 : Dépôts sédimentaires sur l'arrière plage (overwash).

Photo 58 : Débris végétaux et macro-déchets déposés sur la berme de la plage de l'Ayguade après la crue et la tempête de décembre 2008.

Photo 59 : Régularisation du profil de la plage de l'Ayguade durant la tempête du 3 janvier 2007.

3.2.7.3. Evolution du secteur des épis entre septembre et décembre 2008.

Au niveau des épis en aval du port du Roubaud, le bilan sédimentaire est ici aussi déficitaire (accrétion $+800 \text{ m}^3$ /érosion $-2 000 \text{ m}^3$) (Figure 185). Les mouvements sédimentaires sur ce secteur sont difficiles à analyser, car très hétérogènes entre les différents épis.

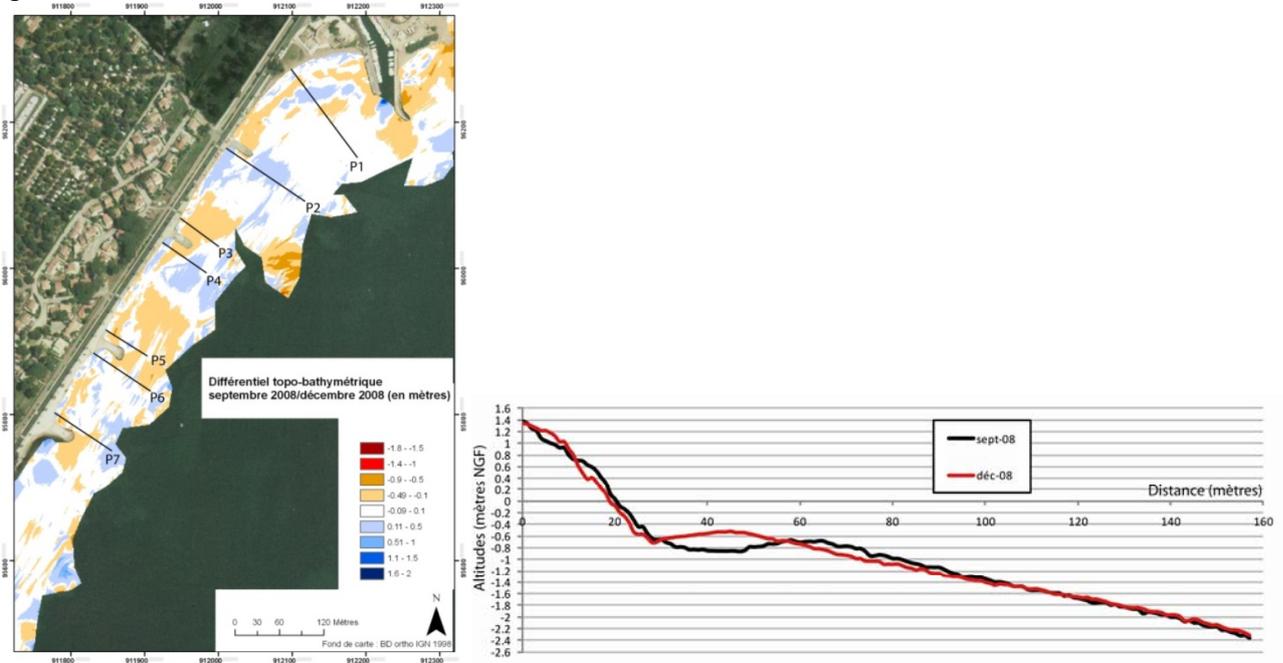


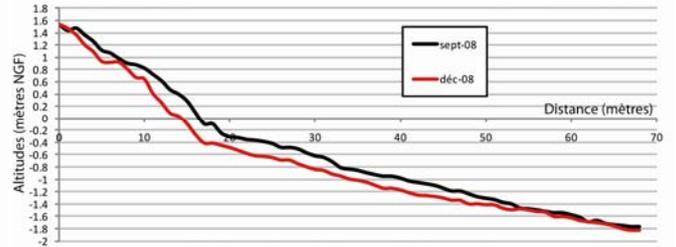
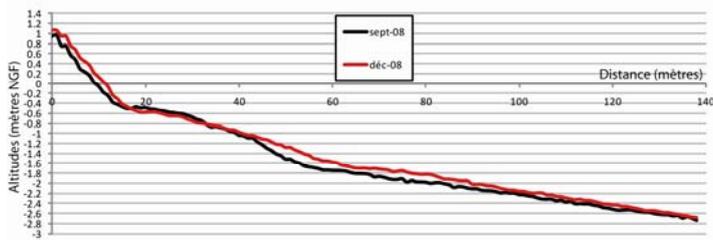
Figure 185 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 (épis).

Figure 186 : Profil P1 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.

L'érosion est relativement marquée à la pointe de la digue de calibration du port (-200 m^3) (Figure 185), certainement en relation avec l'accélération des courants au niveau du musoir, confirmée par la courantologie (Figure 131). Dans l'embouchure du Roubaud l'accrétion ($+150 \text{ m}^3$) est peut être due à la crue du Roubaud, concomitante de celle du Gapeau.

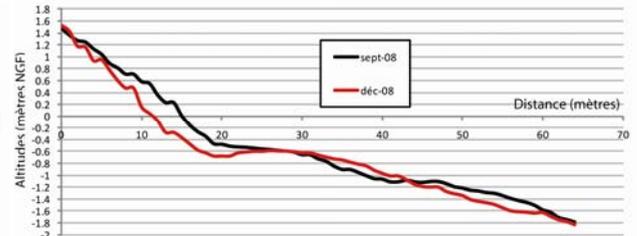
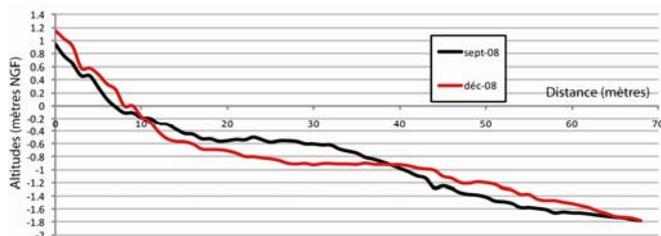
La plage située en aval immédiat du port du Roubaud présente un bilan sédimentaire déficitaire (érosion -600 m^3 /accrétion $+200 \text{ m}^3$). Dans le détail, on observe que la barre d'avant côte se rapproche du trait de côte, puis un faible dépôt de laisse de tempête en haut de plage (Profil P1, figure 186). Le secteur situé entre la digue du port et le premier épi est déficitaire et perd 450 m^3 de sédiment.

Le secteur compris entre le premier et le second épi est également déficitaire (accrétion face au premier épi $+100 \text{ m}^3$ et en aval $+100 \text{ m}^3$, érosion en amont du second -400 m^3). Le bilan net est donc de -200 m^3 . Le profil P2 (Figure 187), situé en aval du premier épi, présente une accrétion quasi-générale des fonds. Ce phénomène est toutefois paradoxal étant donnée la position de ce secteur, situé en aval d'un ouvrage, où il est généralement constaté une érosion engendrée par des courants tourbillonnaires. De même, en amont du deuxième épi il devrait exister un dépôt caractéristique de la diminution des vitesses de courants de dérive littorale qu'engendrent de tels équipements. Or nous observons sur ce secteur une érosion de -400 m^3 (Profil P3, figure 188), qui touche indifféremment la plage émergée et la plage immergée. Il est possible que ces mouvements s'expliquent par la courantologie « tourmentée » du secteur, comme le montre la figure 131.



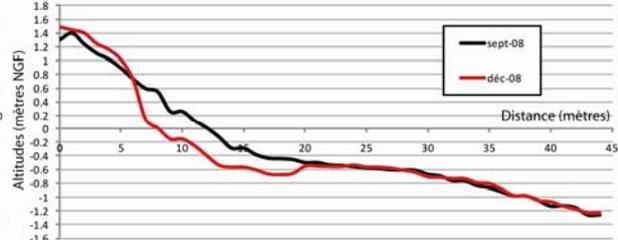
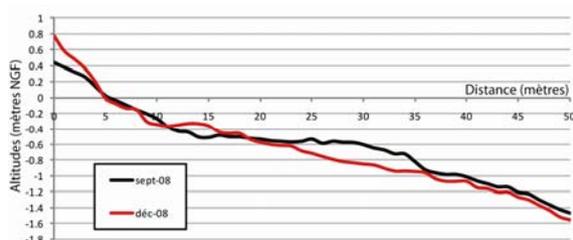
Figures 187 et 188 : Profils P2 et P3 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.

Entre le deuxième et le troisième épi, les mouvements sédimentaires sont quasiment identiques à ceux observés entre le premier et le deuxième épi. En aval du deuxième épi (Profil P4, figure 189), l'érosion est plus marquée au niveau des petits fonds (perte de 100 m³ jusqu'à environ -1 m de profondeur). Mais il existe toujours une accrétion au niveau de la berme (+50 m³) ainsi qu'une accrétion en face de l'épi (+100 m³). En amont du troisième épi (Profil P5, figure 190), la situation est également proche de celle observée en amont du deuxième épi : une accrétion semble être le résultat d'une régularisation du profil et de la disparition de la barre d'avant côte. Mais globalement ce secteur est en érosion (-400 m³).



Figures 189 et 190 : Profils P4 et P5 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.

Entre le troisième et le quatrième épi les mouvements sédimentaires enregistrés sont proches de ceux observés précédemment mais moins importants en volume. De faibles mouvements sont mesurés en aval immédiat du troisième épi (Profil P6, figure 191), avec une érosion de -50 m³ pour une accrétion équivalente. Une faible accrétion affecte le sommet de la berme et un léger remplissage de la fosse de lévigation est associé à une régularisation du profil (disparition de la barre). En amont du quatrième épi, une accrétion au sommet de la berme ainsi qu'une importante érosion des petits fonds sont constatés, comme en amont des autres épis (Profil P7, figure 192).



Figures 191 et 192 : Profils P6 et P7 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.

En conclusion, il semble que ce secteur ait un fonctionnement spécifique en période de forte tempête de sud-est. Les secteurs amonts des ouvrages étant censés s'engraisser tandis que les secteurs avals s'éroder, ce que nous avons précédemment observé ; nous estimons donc que la courantologie modélisée par Océanide (2001) est correcte et permet de rendre

compte d'un courant de dérive littorale inversé et orienté sud/nord, principalement entre le deuxième et le quatrième épi. Longeant la batterie d'épis dans le sens est-ouest pour des événements d'est, le courant de dérive littorale est ainsi orienté ouest-est pour des événements de sud-est. Néanmoins, il semble se former une cellule tourbillonnaire en aval de la digue du Roubaud avec une composante de courant orienté est/ouest près de la côte qui provoque ainsi une zone de convergence des masses d'eau et pourrait expliquer les mouvements sédimentaires entre le troisième et le quatrième épi, secteur sur lequel peu de mouvements sédimentaires sont observés.

3.2.7.4. Evolution de la plage du Ceinturon entre septembre et décembre 2008.

Sur la plage du Ceinturon, le bilan sédimentaire est là aussi déficitaire (érosion $-1\ 200\ \text{m}^3$ /accrétion $+600\ \text{m}^3$) (Figure 193). Il est néanmoins difficile de conclure sur les volumes réellement mis en jeu du fait d'un rechargement de la zone avant les tempêtes hivernales. Nous pouvons toutefois estimer que ce secteur a subi d'importantes pertes au niveau du talus de protection (Figures 193b et 193c et photo 60), se prolongeant au niveau de la plage immergée jusqu'à une profondeur d'environ $-1\ \text{m}$: disparition de la barre d'avant côte, régularisation du profil en amont du secteur (Profil P1), et recul de la barre d'avant côte sur le reste du secteur (Profil P2). Le sédiment arraché au talus et aux petits fonds aurait été pour partie exporté vers le large et aurait participé à l'accrétion de la partie externe de la barre d'avant côte. La barre aurait donc migré vers le large.

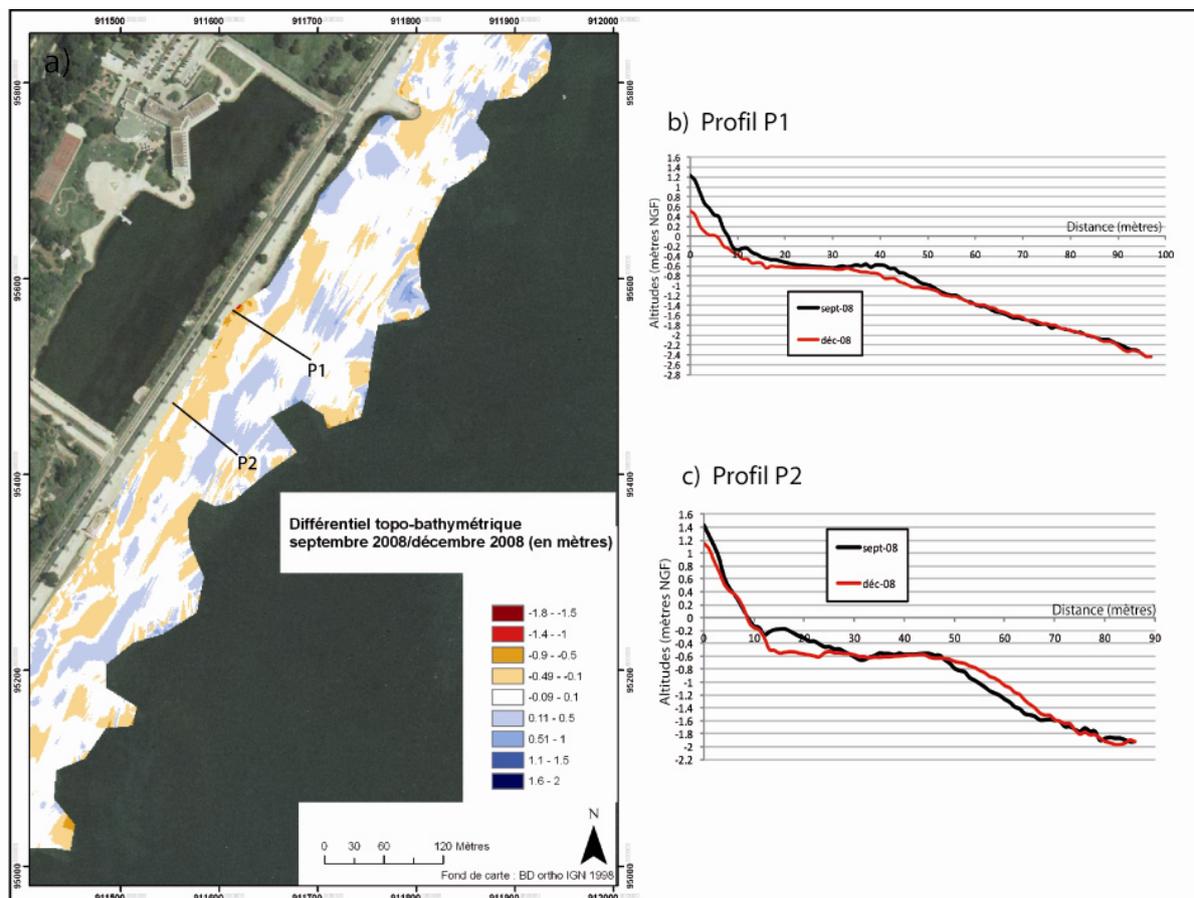


Figure 193 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau de la plage du Ceinturon, b) profil P1, c) profil P2.



Photo 60 : Erosion du talus de protection, conséquence de la tempête (décembre 2008).

3.2.7.3. Evolution de la plage en amont du port d'Hyères entre septembre et décembre 2008.

Sur la plage au nord du port d'Hyères l'érosion domine également, mais dans une moindre mesure (érosion -2 300 m³/accrétion +1 600 m³, soit une perte nette de -700 m³) (Figure 194).

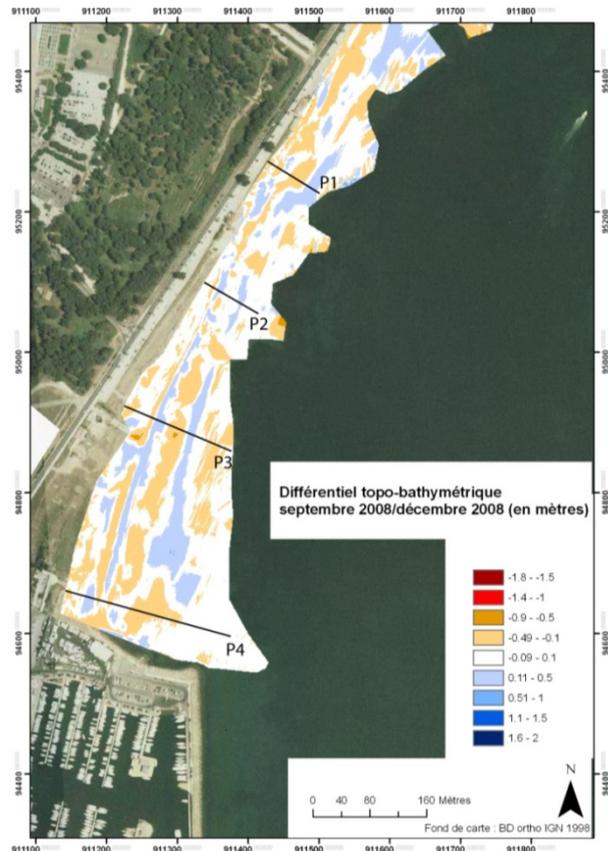
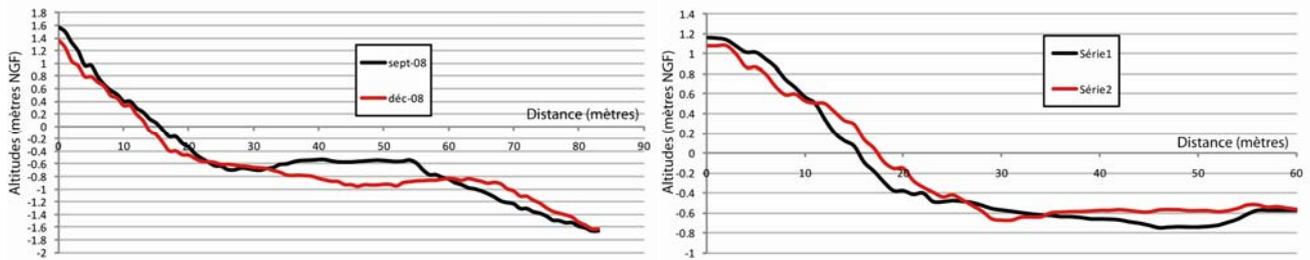


Figure 194 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau du port d'Hyères.

Dans le détail, on constate qu'en amont de la zone, les mouvements sédimentaires sont identiques à ceux observés précédemment au niveau du Ceinturon (Profil P1, figure 195) : érosion du talus pré-littoral et déplacement de la barre d'avant côte vers le large.



Figures 195 et 196 : Profils P1 et P2 en sept. et déc. 2008 en amont du port d'Hyères.

Plus en aval dérive, au niveau du profil P2 (Figure 196), l'accrétion du sommet de la berme est sans doute liée à des dépôts de laisses de tempêtes. Contrairement à la zone précédente (Profil P1), la zone du profil P2 semble plus marquée par l'accrétion que par de l'érosion : accrétion du talus pré-littoral et comblement de la fosse de lévigation. Cette zone bénéficie probablement des apports en provenance de l'amont dérive.

Au niveau du Profil P3 (Figure 197), on retrouve la configuration observée au niveau du profil P1 : érosion de la berme, puis un comblement des fosses de lévigrations liées à la présence de deux barres d'avant côte sur ce secteur, la première étant gommée. Le profil est régularisé : on passe de deux barres à une seule.

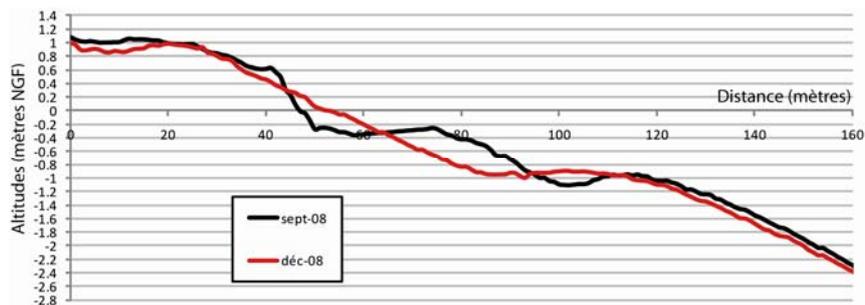


Figure 197 : Profil P3 en sept. et déc. 2008 en amont du port d'Hyères.

En aval dérive du secteur, au niveau du profil P4 (Figure 198), l'accrétion de la berme est liée en grande partie à des dépôts de débris de posidonie (Photo 61). La position du talus pré-littoral n'a pas évolué. En revanche, tout comme au niveau du profil P3, on constate une érosion des deux barres d'avant côte, celles-ci étant toujours présentes mais réduites en hauteur. La tempête a vraisemblablement provoqué une régularisation du profil.

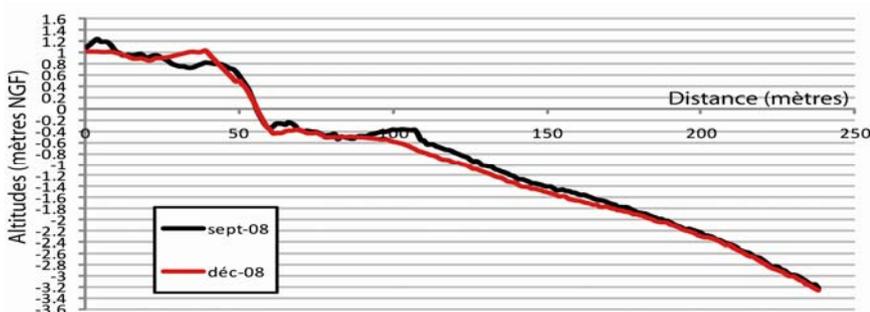


Figure 198 : Profil P4 en sept. et déc. 2008 en amont du port d'Hyères.

Photo 61 : Débris de posidonie déposés sur la berme en amont du port d'Hyères.

En conclusion, les mouvements sédimentaires sur la plage au nord du port d'Hyères sont importants mais les pertes nettes sont relativement faibles en comparaison des autres secteurs. Il semble que la digue du port d'Hyères ait joué son rôle de frein à la dérive littorale, permettant la rétention d'une certaine quantité de sédiments, et diminuant ainsi les exports en directions du sud de la rade. Les mouvements cross-shore semblent favorisés.

Pour conclure, l'ensemble du linéaire étudié enregistre une importante érosion sur cette période (-6 700 m³). Seul le secteur de l'embouchure présente une accrétion (+1 300 m³), liée aux apports sédimentaires du Gapeau. La tendance d'évolution sur la totalité du linéaire côtier étudié est à l'érosion des fonds proches, à la disparition ou au déplacement vers le large des barres d'avant côte. Les mouvements cross-shore semblent favorisés.

3.2.8. *Mouvements sédimentaires observés à l'embouchure 4 mois après la crue (Période 8)*

L'évolution topo-bathymétrique entre décembre 2008 et avril 2009 n'est étudiée qu'au niveau de l'embouchure, afin d'observer les mouvements sédimentaires qui ont affecté ce secteur après les apports de la crue de décembre 2008.

Durant cette période, nous enregistrons plusieurs crues, relativement importantes, avec des débits d'environ 100, 60 et 80 m³/s⁻¹ en janvier, février et avril et susceptible d'avoir engendré des apports sédimentaires au littoral. Mais étant donné les faibles volumes déposés à l'embouchure suite à une crue biennale (70 m³/s⁻¹) (cf. 3.2.5.), nous considérons que les mouvements sédimentaires observés sur la période 8 résultent seulement des actions des dynamiques marines sur un stock sédimentaire hérité de la crue de décembre 2008. Cette période est également marquée par un événement météo-marin exceptionnel qui a duré plusieurs jours (du 25 au 31 décembre) avec des vents jusqu'à 28 m/s⁻¹ et d'orientation moyenne 100°N. Un autre événement, les 1 et 2 février, est caractérisé par des vents jusqu'à 17 m/s⁻¹, d'orientation moyenne 90°N.

Dans ce contexte de débits fluviaux moyens et de tempêtes, la bathymétrie du chenal du Gapeau n'a pas significativement évolué. Seule la fosse à proximité de l'exutoire présente une accumulation (+1 300 m³) (figures 199 et 200). La barre d'embouchure est également caractérisée par une accrétion (+600 m³) qui s'étend sur sa face interne, mais la face externe et présente une érosion (-2 300 m³). L'accumulation qui touche le chenal, la fosse et la barre d'embouchure représente un volume total estimé à environ +1 900 m³ (Figure 200). Sur la même période l'érosion représente un volume estimé à -2 600 m³. Elle concerne la face externe de la barre d'embouchure (-2 300 m³) mais également le pied de digue frontale (-100 m³). L'érosion domine sur les processus d'accrétion et le bilan sédimentaire est donc négatif (-700 m³) (Figure 200). Il semble que durant cette période, les sédiments arrachés à la barre d'embouchure aient été poussés dans l'embouchure par les dynamiques marines.

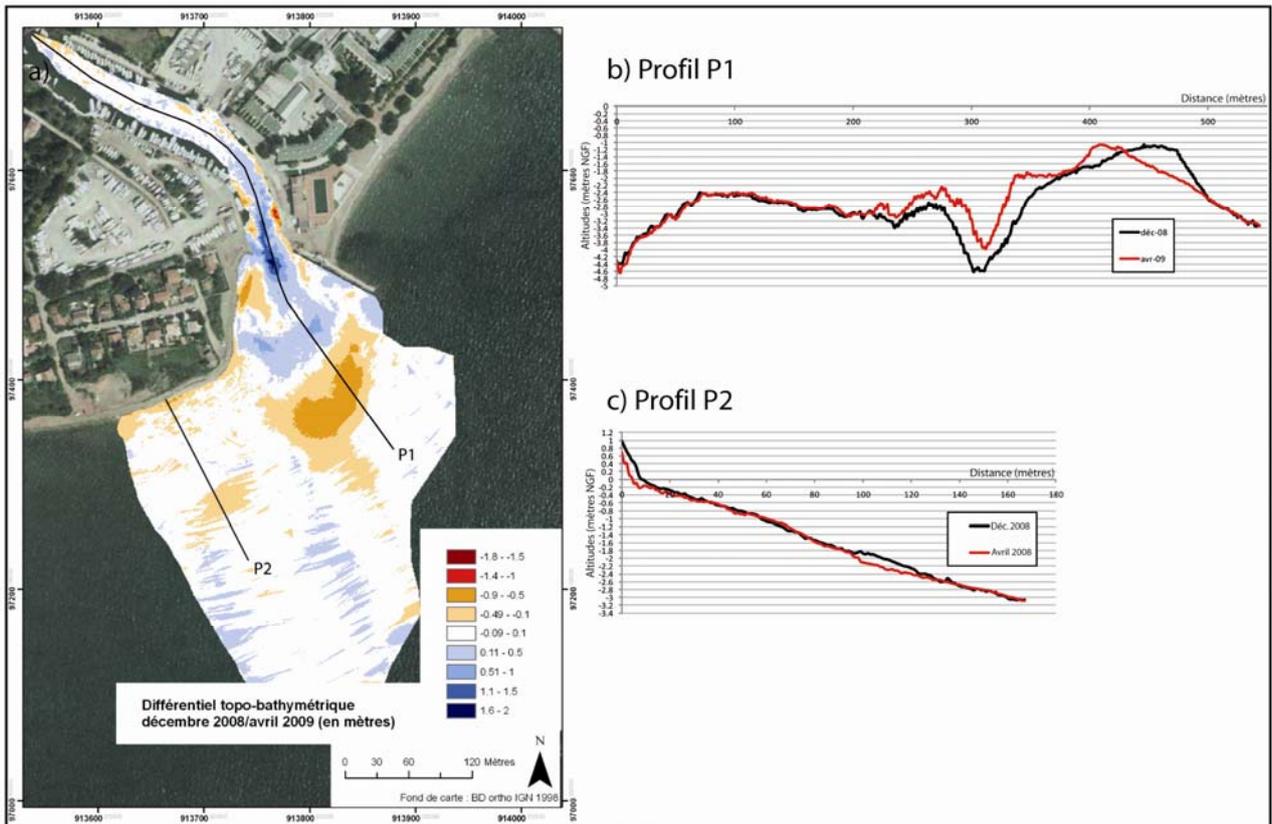


Figure 199 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre décembre 2008 et avril 2009 au niveau de l'embouchure, b) Profil P1, c) Profil P2.

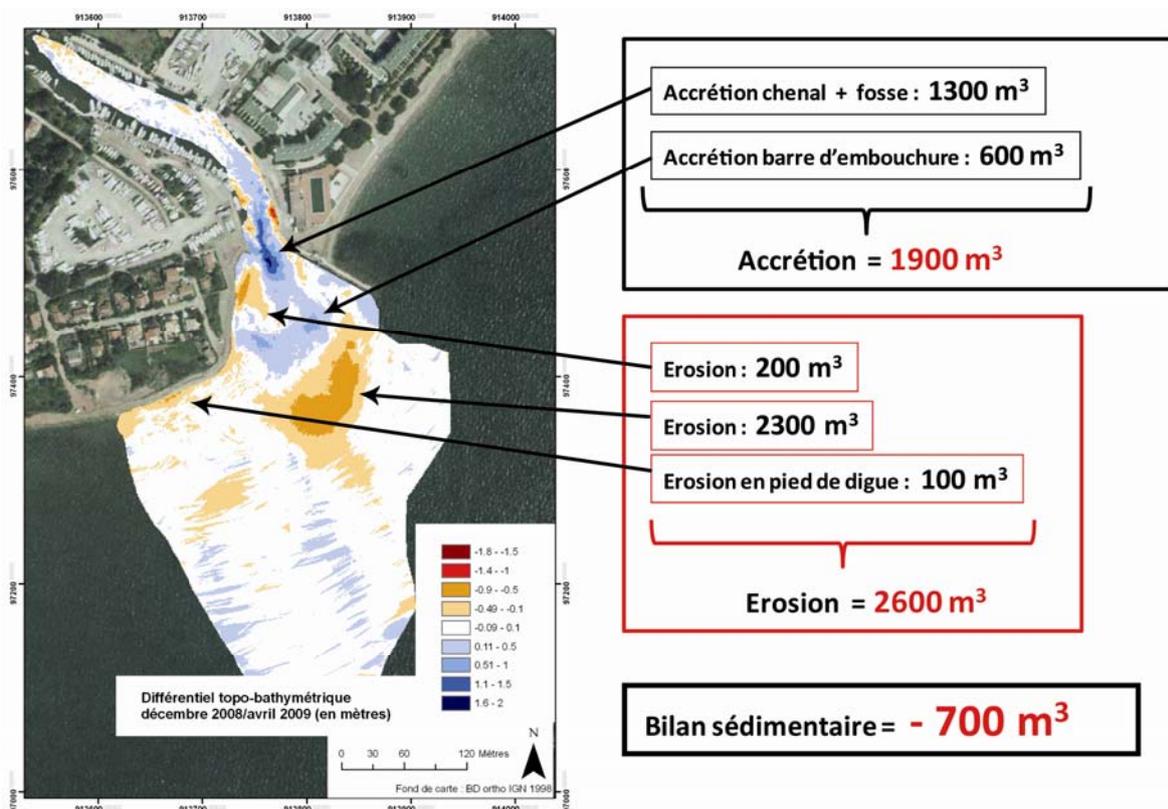


Figure 200 : Bilan sédimentaire sur le secteur du chenal et de l'embouchure entre décembre 2008 et avril 2009.

Si l'on considère les apports du Gapeau durant cette période comme nuls, ce qui semble le cas au regard de la stabilité observée dans le chenal du Gapeau, ce seraient donc environ 700 m³ de sédiment qui seraient exporté hors de la zone, soit vers le large, ce qui est peu probable compte tenu du différentiel bathymétrique qui ne montre pas de mouvements au-delà de -3m, soit en direction de l'ouest de la rade, ce qui est vraisemblablement le cas au regard de l'érosion constatée en pied de digue frontale et de la courantologie engendrée par les événements d'orientation 90/100°N qui caractérisent cette période (Figure 121).

4. Synthèse des mouvements sédimentaires littoraux observés durant notre période d'étude.

4.1. Synthèse des mouvements sédimentaires enregistrés à l'embouchure.

L'étude des différentiels-bathymétriques dans le chenal et l'embouchure du Gapeau a permis de rendre compte des apports sédimentaires du cours d'eau lors de plusieurs événements hydrologiques, compris entre la crue annuelle et la crue vicennale. Nous avons mis en évidence l'extrême faiblesse des apports sédimentaires lors des crues jusqu'à Q2, qui produisent au mieux un effet de chasse des sédiments du plancher alluvial dans le chenal, à proximité de l'embouchure, mais aucun apport en provenance de l'amont. Ce constat est en accord avec les mesures du transport sédimentaire réalisées sur le cours d'eau en amont (cf. chapitre 2), qui démontrent que ce type de crue n'engendre aucun transport (ou très faible, de l'ordre de quelques mètres cubes) et donc aucun apport au littoral.

En revanche, le différentiel bathymétrique à l'embouchure entre septembre et décembre 2008 indique qu'au minimum 1 300 m³ de sédiment ont été apportés au littoral par la crue vicennale survenue en décembre 2008. Ces sédiments n'ont pas été remaniés pendant la période séparant la crue (14 au 17 décembre 2008) et le relevé suivant (22 décembre 2008). On ne constate en effet aucune accrétion sédimentaire sur les plages en aval dérive, qui sont, au contraire, fortement érodées. On peut néanmoins faire l'hypothèse que les sédiments aient été déplacés jusque là, mais répartis sur une épaisseur trop faible pour qu'elle puisse être enregistrée par des bathymétries comparatives.

Lors des crues modérées (<100 m³/s¹, environ Q2) survenues entre décembre 2008 et avril 2009, la bathymétrie du chenal du Gapeau n'a pas évolué ce qui démontre, encore une fois, l'absence d'apports solides fluviaux dans ces conditions. Seule la fosse à proximité de l'exutoire ainsi que la barre d'embouchure présentent une accumulation sédimentaire, probablement en relation avec les houles de tempêtes. En effet, dans des conditions de débits moyens associés à des tempêtes, il semble que ces dernières refoulent les sédiments dans l'embouchure. Le bilan sédimentaire étant négatif, il est possible qu'une partie des sédiments ait été exportée soit latéralement vers le littoral connexe soit vers le large. Nous estimons que la majorité des sédiments fins a déjà été exportée durant la crue de décembre 2008. Le déficit correspondrait donc aux sables transportés par la dérive littorale, participant à l'engraissement des plages de la rade.

En conclusion, 700 m³ de sédiment auraient été exportés vers les plages de l'ouest de la rade de Hyères entre décembre 2008 et avril 2009 ; les apports de la crue étant estimés à 1300 m³ environ, il resterait donc environ 600 m³ de sédiment potentiellement mobilisables à destination des plages de la rade pour que l'embouchure retrouve la situation anté-crue. Le différentiel de profil (figures 201 et 202) suggère d'ailleurs qu'un certain stock sédimentaire est encore mobilisable avant de retrouver une topographie du pro-delta similaire à celle observée avant la crue.

La fourniture sédimentaire du Gapeau au littoral semble donc se réaliser en deux temps : un brusque stockage sur la barre d'embouchure et le prodelta lors d'une crue exceptionnelle, puis une redistribution lente par les houles pendant plusieurs mois.

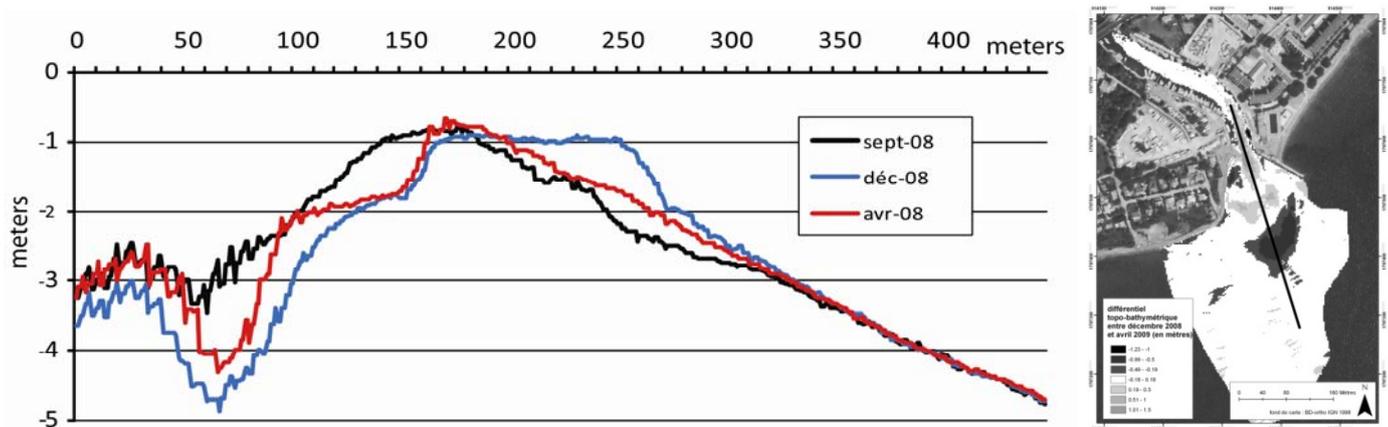


Figure 201: Profils aux trois dates au niveau de l'embouchure et localisation du profil.

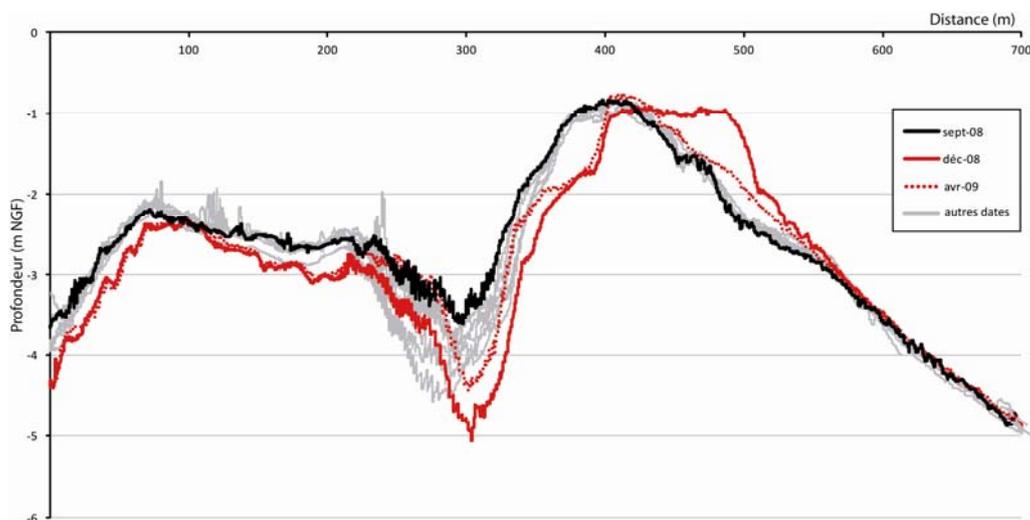
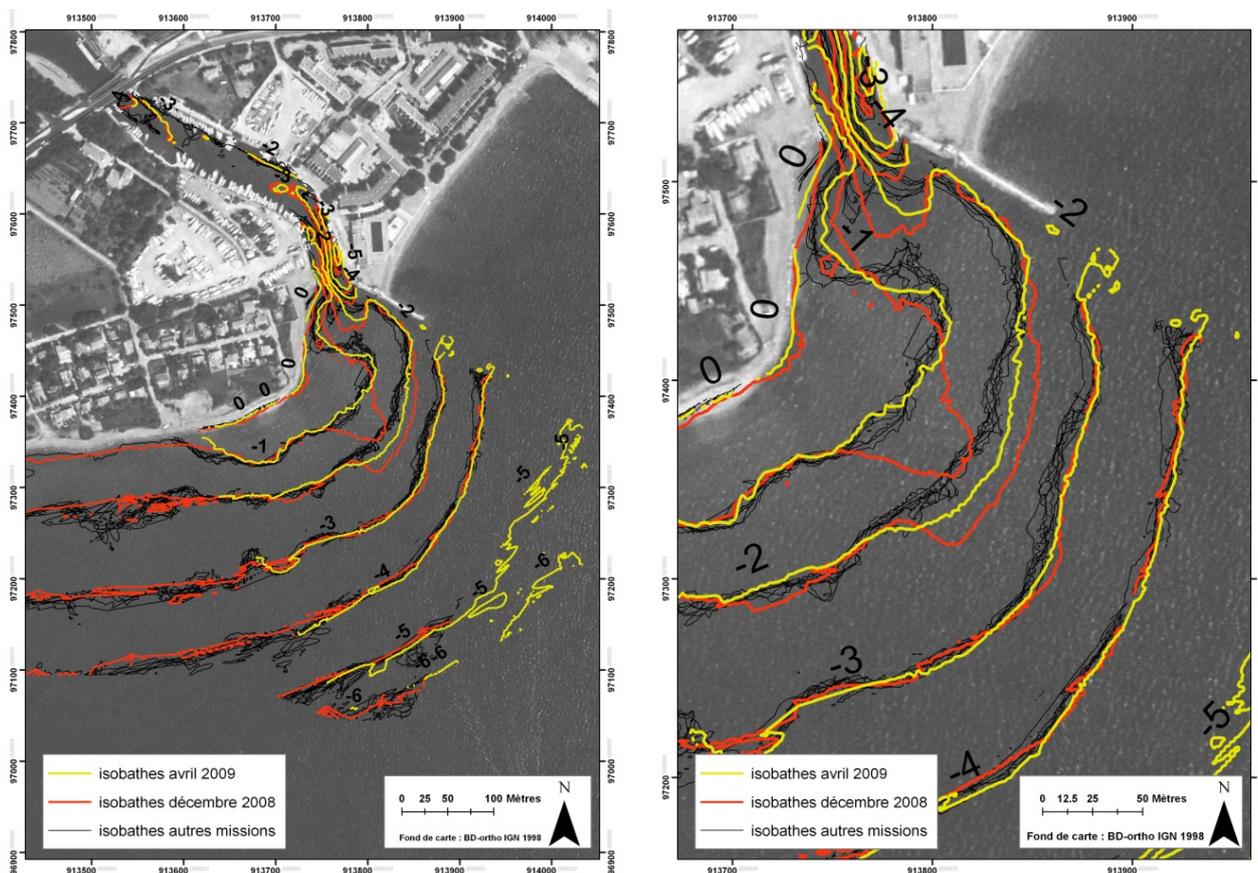


Figure 202 : Profils dans le chenal et l'embouchure à toutes les dates.

Les figures 203 et 204, représentant les mouvements des isobathes sur le secteur de l'embouchure durant toute notre période d'étude, montrent ainsi que quasiment aucun apport au littoral n'est enregistré sur notre période d'étude, hormis lors de la crue de décembre 2008. La figure 200 montre également qu'en avril 2009, il reste encore un certain volume de sédiments à remobiliser pour retrouver la situation antérieure à décembre 2008.



Figures 203 et 204 : Mouvements des isobathes au niveau de l'embouchure sur l'ensemble de la période d'étude.

4.2. Synthèse des mouvements sédimentaires enregistrés sur le littoral.

Nous allons maintenant conclure sur les mouvements sédimentaires observés sur le littoral de la rade d'Hyères, entre l'embouchure du Gapeau et le port d'Hyères. Le fonctionnement sédimentaire de chaque secteur puis de l'ensemble du littoral étudié est analysé en fonction des forçages météo-marins.

Le secteur de la Lône

Le secteur de la lône, situé en aval de la digue frontale au droit de l'embouchure du Gapeau, présente une tendance générale à l'érosion sur la totalité de la période d'étude. Même si des opérations de rechargement et de confortement du remblai sont entreprises régulièrement, ce qui perturbe le bilan sédimentaire, le trait de côte recule régulièrement, sous l'influence des dynamiques météo-marines, indépendamment des apports en provenance de l'embouchure. Même les événements météo-marins de faible importance, notamment estivaux, sont responsables d'une érosion du remblai par sapement basal. Le bilan sédimentaire de ce secteur est donc largement négatif, mais toutefois difficile à établir compte tenu des opérations de rechargement régulières.

La plage de l'Ayguade

Le fonctionnement sédimentaire de la plage de l'Ayguade est difficile à analyser du fait de mouvements complexes dépendants de l'orientation dominante des vents lors des événements météo-marins (Figures 120 et 130). Nous avons néanmoins mis en évidence un fonctionnement caractéristique des périodes de beau temps, avec des mouvements essentiellement cross-shore (engraissement de la berme et des fonds proches), mais associé avec une dynamique longshore, génératrice d'une érosion en aval de la digue du centre nautique, puis d'une accrétion en amont de la digue du Roubaud, sans pertes sédimentaire au niveau de la cellule. En revanche, en période de tempête, une érosion généralisée de la berme et des fonds proches est vraisemblablement associée à un transport des sédiments vers le sud et vers le large. Des déplacements sédimentaires en direction de l'herbier sont enregistrés, essentiellement pour des flux de sud-est (150°N) qui provoquent un courant inverse à la dérive littorale dominante.

Le secteur des épis

Le secteur des épis présente un fonctionnement sédimentaire proche de celui de la plage de l'Ayguade. Les périodes de beau temps sont caractérisés par des mouvements essentiellement cross-shore, traduisant un bilan sédimentaire équilibré sur le secteur. Ils génèrent un engraissement de la plage émergée et un déplacement des barres d'avant côte en direction du rivage. En période de tempête d'est (90°N), le secteur subit une importante érosion, qui entraîne un déplacement des sédiments vers le sud, mais aussi vraisemblablement en direction de l'herbier. Avec les tempêtes de sud-est (150°N), le bilan sédimentaire est à l'équilibre ou en accrétion, en fonction de l'intensité et de la durée des événements, mais des courants orientés ouest-est induisent une accumulation dans ce secteur.

La plage du Ceinturon

Le fonctionnement sédimentaire de la plage du Ceinturon est difficile à analyser du fait des nombreuses opérations de rechargement et de confortement du remblai qui sont réalisées chaque année. Néanmoins, la plage émergée est toujours en érosion, même durant les périodes de beau temps. En effet, le remblai et la plage aérienne s'érodent, mais le bilan sédimentaire reste équilibré ; l'érosion du remblai est associée à l'accrétion de la barre d'avant côte. En période de tempête, en revanche, le bilan sédimentaire est négatif. Les tempêtes d'est (90°N) entraînent de fortes pertes au niveau du remblai et de la barre et vraisemblablement un transfert des sédiments vers le sud. Les tempêtes de sud-est (150°N) provoquent, en revanche, différents phénomènes, vraisemblablement fonction de leur intensité : les fortes tempêtes entraînent une érosion au niveau du trait de côte, un recul de la barre et un export de sédiments vers le large ; les tempêtes de sud-est de plus faible intensité provoquent une érosion au niveau du trait de côte mais sans départ des sédiments vers le large, ceux-ci participant à l'accrétion de la barre d'avant côte.

La plage en amont du port d'Hyères

Le fonctionnement sédimentaire de ce secteur est rendu compliqué par les importantes quantités de posidonie qui s'y déposent après chaque événement météo-marin, mais

également par une opération de dragage qui a lieu chaque année au printemps. Néanmoins, nous avons mis en évidence un fonctionnement caractéristique des périodes estivales avec un engraissement de la berme et des fonds proches, associé avec un rapprochement de la/ou des barres d'avant côte et un engraissement de celles-ci. Ce phénomène est vraisemblablement lié à des apports en provenance de l'herbier. En période de tempête d'est, en revanche, ce secteur présente une forte érosion, avec vraisemblablement un transport sédimentaire dirigé vers le sud, mais sans doute également vers le large et l'herbier. Avec un flux de sud-est, l'érosion est limitée, il est possible que les courants orientés sud-ouest/nord-est remontent du sédiment en provenance du secteur du port.

Conclusion sur le fonctionnement sédimentaire du littoral étudié

En conclusion, les dynamiques sédimentaires sont difficiles à interpréter du fait de nombreuses perturbations anthropiques (dragages, rechargements, remblais, enlèvement des banquettes de posidonie), mais également du fait de la configuration de la plage immergée, qui présente une limite supérieure de l'herbier de posidonie extrêmement proche du rivage, réduisant la zone sédimentaire active. La mesure des mouvements sédimentaires dans l'herbier est techniquement impossible, mais les données obtenues au niveau du prisme sableux prouvent qu'il existe des mouvements entre l'herbier et ce dernier. En effet, plusieurs secteurs enregistrent une accrétion sans apports sédimentaires fluviaux et vraisemblablement sans ou peu d'apports du sud de la rade. Ces mesures attestent donc d'un déstockage à partir de l'herbier en période de beau temps. Les tempêtes, en revanche, entraînent une érosion de la berme, des petits fonds proches et des barres d'avant côte et un export de matériaux vers l'herbier, qui va stocker plus ou moins temporairement ces sédiments.

Nos bilans sédimentaires confirment ainsi les travaux de Jeudy de Grissac (1975), qui a analysé la courantologie au niveau du fond à partir de mesures granulométriques et démontré la présence de courants dirigés vers le large, dont les tracés sont visibles dans l'herbier de posidonie. Pour cet auteur, l'hypothèse de l'alimentation du prisme littoral sableux par l'herbier sous certaines conditions est confirmée par la présence de foraminifères et gastéropodes en provenance de l'herbier dans le détritique côtier.

Plusieurs zones de départ vers le large ont été identifiées par Jeudy de Grissac (1975). Notre bilan sédimentaire associé à la courantologie modélisée par Océanide (2011) permet de les préciser. Les mouvements sédimentaires s'effectuent vers le large sur la totalité du secteur étudié, mais surtout dans le secteur de la lône et en amont de la plage de l'Ayguade, puis sur le secteur entre le port du Roubaud et la plage du Ceinturon. La plage de l'Ayguade et celle au nord du port d'Hyères présentent des courants dirigés vers le large moins marqués, comme le suggèrent les chenaux d'érosion dans l'herbier visibles sur les photographies aériennes (Figure 67).

Notre étude a également permis de préciser les forçages principaux à l'origine de ces déplacements sédimentaires. Les tempêtes de sud-est (150°N) sont responsables de la majorité des mouvements sédimentaires vers le large tandis que les tempêtes d'est provoquent un transfert essentiellement longshore. Enfin, nous avons montré que les apports du Gapeau ne sont suffisants qu'à partir d'une crue vintennale. Leur remaniement vers les plages est différé dans le temps, à partir du remaniement des dépôts du prodelta. Leur apport ne dépasse pas les plages connexes.

Conclusion Générale

Le Gapeau est un organisme hydrologique représentatif des cours d'eau méditerranéens en terme de régime hydrologique, contrasté et marqué par le caractère soudain et brutal des évènements de crue et une variabilité intra et inter-annuelle forte. Sa particularité réside dans les caractéristiques géologiques de son bassin-versant, composé de deux sous-bassins aux caractéristiques géologiques spécifiques (calcaire et métamorphique), influençant la formation des flux liquides et solides. La morphologie du chenal dans la basse vallée, étroit et profond avec des berges hautes, et l'absence de lit moyen, sont favorables aux écoulements et au transit de la charge sédimentaire. Le fleuve est, de plus, artificiellement chenalisé sur plusieurs kilomètres. L'analyse du profil en long du Gapeau révèle également un cours d'eau extrêmement segmenté par de nombreux seuils.

Le littoral de la rade d'Hyères présente un prisme littoral « actif », comprenant la plage et les petits fonds jusque vers -2 à -3m au nord de la rade et jusque vers -5 à -6m au sud du tombolo. Les sédiments sont sableux, mais localement enrichis en galets et graviers. Sa limite au large est définie par la limite supérieure de posidonie. Le transit sédimentaire dominant est orienté nord-est/sud-ouest au nord et nord/sud au sud. Plusieurs ouvrages portuaires segmentent le littoral et sont responsables de variations dans la répartition des sédiments et des conditions de l'érosion.

Depuis le début du XX^{ème} siècle, les mutations du système fluvial dans le plan horizontal sont relativement faibles, mais parfois importantes dans le plan vertical, essentiellement en relation avec des extractions ou des aménagements. Cette faible évolution traduit une fermeture précoce des paysages, probablement dès le début du XIX^{ème} siècle. La déprise agricole, l'aménagement du chenal et, dans une moindre mesure, le forçage climatique (fin du Petit Age Glaciaire) pourraient expliquer une réduction de l'intensité de l'érosion dans le bassin-versant et donc une diminution de la fourniture sédimentaire au cours d'eau. Plus récemment, depuis les années 1970, la dynamique de fermeture des paysages est associée avec un important aménagement du cours d'eau dans la basse vallée et de nombreux prélèvements de sédiments dans le chenal ont probablement généré une incision. Le Gapeau est donc un cours d'eau qui a vraisemblablement connu des transformations précoces, mais avec une seconde phase depuis les années 1970, en lien avec une fermeture toujours plus importante du milieu ainsi qu'avec des extractions massives non compensées par les dynamiques naturelles du fleuve.

En parallèle, sur le littoral, le changement climatique provoque une élévation du niveau marin et une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes et des surcotes, ce qui accentue l'action érosive des dynamiques marines à l'échelle séculaire. Ce phénomène, conjugué à la réduction des apports sédimentaires fluviaux, provoque un déficit sédimentaire sur le littoral. Le recul du trait de côte est également amplifié par des interventions humaines, notamment par la construction d'ouvrages et l'extraction de matériaux sur les plages. Le trait de côte est passé d'un linéaire régulier avant 1950 à un linéaire compartimenté, formé de secteurs dissymétriques après 1950. Le fonctionnement hydrosédimentaire de la rade s'est trouvé modifié, avec la création d'une cellule sédimentaire

supplémentaire et l'apparition d'un courant dirigé vers le large au niveau du port d'Hyères, privant ainsi le sud de la rade d'une partie de ses ressources sédimentaires. Le bilan des cellules est largement déficitaire jusqu'à l'importante période d'aménagement des années 1970, qui a permis d'enrayer l'érosion par la mise en place de nombreux ouvrages. Même si certains secteurs présentent une avancée du trait de côte en relation avec ces derniers, l'érosion se poursuit au niveau de la plage émergée. Le bilan sédimentaire sur le littoral est relativement stable durant le XX^{ème} siècle, avec une érosion annuelle moyenne comprise entre -2 200 et -2 700 m³/an.

Le Gapeau est un cours d'eau, dont le fonctionnement hydrologique brutal et soudain, conditionne la dynamique sédimentaire. En effet, nous avons démontré que les crues peu importantes (annuelles à biennuelles) apportent peu de sédiments à l'embouchure et que ceux-ci sont en grande partie trop fins pour alimenter le cordon littoral. La fourniture sédimentaire au littoral est donc tributaire d'évènements extrêmes, qui sont seuls capables de réellement mobiliser la charge de fond et d'alimenter les plages de la rade. Le transport solide actuel dans le Gapeau, mesuré lors de cette étude, confirme la faiblesse des apports au littoral, même pour les évènements extrêmes. La crue de décembre 2008 (Q20), n'a ainsi apporté que 1 300 m³ de sédiments utiles pour les plages. Les apports sédimentaires de cette crue vicennale restent donc inférieurs à l'érosion annuelle moyenne sur le littoral. Par conséquent, ces évènements extrêmes sont trop rares ou ne transportent pas assez de sédiments pour compenser l'agressivité des dynamiques météo-marines, qui font reculer le trait de côte et accentuent les pentes de la plage immergée. L'écart entre la capacité de transport potentiel du cours d'eau et la faiblesse des apports mesurés à l'embouchure semble plus lié à la faible production des versants qu'à une incapacité du fleuve à faire transiter la charge sédimentaire. Le déficit trouverait ainsi son origine dans la stabilisation des zones sources du système fluvial.

L'étude du transport sédimentaire actuel a également permis de déterminer le rôle des seuils dans les transferts sédimentaires sur le Gapeau aval. Nous avons montré qu'ils n'entravent pas les flux sableux à l'échelle pluri-annuelle. En effet, les évènements hydrologiques de faible intensité stockent les sédiments en amont des ouvrages, mais les fortes crues les entraînent vers l'aval. Sur le Gapeau aval, les deux ouvrages importants que sont le seuil de Ste Eulalie et le barrage anti-sel ne perturbent pas les transferts sédimentaires, car une vidange s'opère naturellement lors des fortes crues. Néanmoins, le temps de résidence des matériaux grossiers en amont de ces ouvrages est vraisemblablement plus long que celui des matériaux fins : ils nécessitent de plus forts débits pour être transférés vers l'aval. La compétence, nécessaire au franchissement du seuil de Ste Eulalie par la charge de fond grossière (galets) reste encore à déterminer. Des sédiments grossiers parviennent toutefois jusqu'au littoral, comme nous l'avons constaté lors de la crue de décembre 2008.

Sur le littoral, l'étude des mouvements sédimentaires pendant les 3 ans de ma recherche a permis de mettre en évidence les conséquences de forçages météo-marins sur la morphologie des plages de la rade et de comparer le transport solide estimé dans le Gapeau et les volumes de sédiment apportés par les crues. Ils confirment que la crue de décembre 2008 est le seul évènement hydrologique ayant apporté des sédiments à l'embouchure. Déposés sur le prodelta, ils sont ensuite repris par les dynamiques marines. Sur le littoral de la rade, nous avons mis en évidence des mouvements sédimentaires spécifiques aux tempêtes d'est et de sud-est. Les flux de sud-est provoquent une inversion de la dérive littorale dominante orientée

NE-SW en un flux orienté SW-NE sur certains secteurs (Ayguade, épis, Ceinturon, amont du port d'Hyères). Les secteurs de la lône et du Ceinturon sont constamment en érosion, du fait de leur situation en aval d'ouvrages transverses (digue frontale et batterie d'épis) ; le bilan sédimentaire des autres secteurs évolue en fonction de l'orientation des flux de tempête.

Préconisations de gestion

Avec l'augmentation de la force des tempêtes et la lente montée de la mer, l'érosion et les inondations liées aux surcotes marines risquent d'augmenter au cours du XXI^{ème} siècle (Ullmann et al., 2009). Ces submersions temporaires se limitent à la plage lorsque celle-ci présente un bilan sédimentaire positif et que le cordon dunaire est suffisamment large pour assurer une protection des secteurs situés en arrière. Mais lorsque la plage est en érosion et que le cordon dunaire est mal développé (voire inexistant) ou interrompu par des brèches, comme c'est le cas en rade d'Hyères, la mer peut dépasser cette barrière lors des plus fortes tempêtes et provoquer des dégâts matériels et des pertes économiques préjudiciables. Afin de limiter les dégâts et les inondations marines lors des tempêtes, les plages doivent donc 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). En rade d'Hyères, la dégradation actuelle du cordon littoral s'avère problématique ; mais redonner un espace de liberté nécessaire à la fluctuation de la position du trait de côte est impossible sur la majorité du linéaire côtier du fait de son importante urbanisation. Par conséquent des aménagements sont nécessaires. Les ouvrages « en dur » ont prouvé leur inefficacité ou leur tendance à déplacer le problème d'érosion en aval dérive. Récemment un nouveau moyen de protection a été testé sur la plage de la Capte, avec l'immersion d'un géotube (brise-lame sous-marin). Cet ouvrage temporaire semble avoir un impact positif et permet le maintien d'une plage émergée sableuse même après les tempêtes hivernales. La mise en place de ce type d'équipement semble être une solution dont les exemples devraient se multiplier.

Néanmoins, si l'évolution climatique globale a tendance à provoquer une réduction des apports solides fluviaux et une accentuation de l'érosion des zones côtière, tous les littoraux ne sont pas en érosion, si les cours d'eau apportent les quantités suffisantes de sédiments pour compenser l'érosion liée à ces forçages. Dans le bassin-versant du Gapeau, ainsi que sur la plupart des cours d'eau du sud de la France, l'évolution globale du climat et de l'occupation du sol tendent à la fois à une accentuation de la fermeture des paysages et à l'élévation du niveau moyen des mers.

Mais, des politiques de gestion publique peuvent choisir de favoriser les flux sédimentaires, en ré-activant l'érosion sur les versants et/ou la reprise des sédiments stockés dans le chenal ou dans la plaine alluviale. Sur le Gapeau, il semble impossible de redonner un espace de liberté au chenal compte tenu de l'urbanisation et des surfaces cultivées qui bordent son cours. En ce qui concerne les ouvrages transversaux, susceptibles de bloquer le transit des sédiments, nous avons montré que leur blocage n'est que temporaire. Par conséquent, leur suppression ne semble pas suffisante pour alimenter de façon significative le littoral. Nous avons toutefois estimé les volumes de sédiment qui parviendraient au littoral si le seuil de Ste Eulalie était supprimé (Annexe 4) : cet apport ne compenserait l'érosion côtière qu'à court terme.

En conclusion, seules des opérations visant à introduire dans le système plus de sédiments semblent pouvoir assurer la stabilité littorale. Des études ont déjà été conduites concernant les effets hydrologiques et morphologiques des actions de boisement ou de déboisement sur les bassins-versants de la Drôme et de l'Ouvèze (Piégay et al., 2006). Mais est-ce que ce type d'intervention est acceptable dans le bassin-versant du Gapeau ? La balle est dans le « camp » des pouvoirs publics, dont on peut comprendre qu'ils reculent devant une perspective de ce type ! Resterait alors à développer les expériences antérieures (Lambert, 2007) ou actuelles sur les méthodes alternatives de protection côtière.

Références Bibliographiques

- Abdel-Fattah S., Amin A., Van Rijn L.C. (2004). Sand transport in Nile River, Egypt. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130, p 488-500.
- Abdelrhman M.A., (2003). Effect of eelgrass *Zostera marina* canopies on flow and transport. *Marine Ecology Process Series*, 248, p 67-83.
- Anfuso G., Dominguez L., Gracia F.J. (2007). Short and medium-term evolution of a coastal sector in Cadiz, SW Spain. *Catena*, 70, p 229-242.
- Anthony E.J., Julian M., (1999). Source-to-sink sediment transfers, environmental engineering and hazard mitigation in the steep Var river catchment, French Riviera, southeastern France, *Geomorphology*, 31, p 337-354.
- Antonelli C., (2002). Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval. Thèse, Université Aix-Marseille I, 279 p.
- Arcement G. J., Schneider Jr. and V. R., (1990). Guide for selecting manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains. Water supply paper 2339, U.S. Geol. Survey, Wash., D.C..
- Arnell, N.W., (2003). Effects of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff: a global perspective. *Hydrology and Earth System Sciences* 7 (5), p 619-641.
- Ashworth P.J., Ferguson R.I., (1989). Size-Selective Entrainment of Bed-Load in Gravel Bed Streams. *Water Resources Research*, 25, p 627-634.
- Assani A.A., Petit F., (2004). Impact of hydroelectric power releases on the morphology and sedimentology of the bed of the Warche River (Belgium). *Earth surf. Process. Landforms* 29, p 133-143.
- Asselman N.E.M., (1999). Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrol. Process.*, 13, p 1437-1450.
- Astier J.M., Tailliez P.e N. Vincente, (1983). Pour un plan d'occupation des fonds marins. Estimation de la superficie d'herbiers de Posidonies dans les eaux littorales des communes de La Ciotat a Ramatuelle. *Vie Marine*, 5, p 63-73.
- Aucelli P.P.C., Roskopf C., (2000). Last century valley floor modifications of the Trigno River (southern Italy): a preliminary report. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 23, p 105-115.
- Bagnold R.A., (1966). An approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. U.S. Geological Survey Professional Paper, 422-I, 37 p.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G.F., (1990). "U-Th Ages Obtained by Mass Spectrometry in Corals from Barbados - Sea-Level During the Past 130,000 Years." *Nature* 346 (6283), p 456 458.
- Barral M., (2002). État des Lieux de la Circulation piscicole sur les affluents de rive gauche du Rhône et les fleuves côtiers méditerranéens. Hiérarchisation des Priorités d'Aménagement et Intégration des Résultats dans le Volet B du Plan Migrateurs. Association Migrateurs Rhône-Méditerranée, 76 p.
- Batalla R.J., Kondolf G.M., Gomez C.M., (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin, NE Spain. *Journal of Hydrology*, 290, p 117-136.
- Bathurst J. C., (2007). Effect of coarse surface layer on bed-load transport. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., J. Hydraul. Eng.*, 133 (11), 1192-1205.
- Beauchamp J. (2005) Cours de sédimentologie - Université de Picardie.
- Beschta R.L., (1987). Conceptual models of sediment transport in streams. In *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*, Thorne CR, Bathurst JC, Hey RD (eds). Wiley, p 387-419.

- Bétouis A., Jean P., Cols S., (2009). Démographie et économie du littoral, INSEE, Observatoire du Littoral, Bordeaux.
- Bever A.J., Harris C.K., Sherwood C.R., Signell R.P., (2009). Deposition and flux of sediment from the Po River, Italy : An idealized and wintertime numerical modeling study. *Marine Geology*, 260, 1-4, p 69-80.
- Bijlsma, L., Ehler, C.N., Klein, R.J.T., Kulshrestha, S.M., McLean, R.F., Mimura, N., Nicholls, R.J., Nurse, L.A., Perez Nieto, H., Stakhiv, E.Z., Turner, R.K., Warrick, R.A., (1996). Coastal zones and small islands. In: Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (Eds.), *Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-technical Analyses*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 289–324.
- Billi P., Rinaldi M., (1997). Human impact on sediment yield and channel dynamics in the Arno River (central Italy). In *Human Impact on Erosion and Sedimentation*, Walling DE, Probst JL (eds). IAHS Publication no. 245. IAHS Press: Wallingford, p 301-311.
- Bird, E.C.F. (1980) Recent change on the world's sandy shorelines. 24e Congrès international de géographie, Commission de l'environnement côtier, Excursion C-15, Shimoda (Japon), 26 p.
- Bird, E.C.F. (1993) *Submerging coasts, the effects of a rising sea level on coastal environments*. John Wiley & Sons, Chichester, 174 p.
- Blanc J.J et Jeudy de Grissac A., (1978). Recherches de géologie sédimentaire sur les herbiers à posidonies du littoral de la Provence. C.N.E.X.O, 76/4043 et 77/4074 : 185 p.
- Blanc J.J., (1957). Etude sédimentologique de la presqu'île de Giens et de ses abords, revue de l'institut Français du Pétrole et Annales des combustibles liquides, Paris, vol. XII ; n°4, p 35-51.
- Blanc J.J., (1958). Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. Thèse de doctorat, Université de Paris, Masson, 141 p.
- Blanc J.J., (1960). Etude sédimentologique de la Presqu'île de Giens et de ses abords. *Rec. Trav. St. Mar. Endoume*, 20,33 : 35-52.
- Blanc J.J., (1971). Mouvements de la mer et notes de sédimentologie littorale, *Travaux du Laboratoire de Géologie de Luminy*, n°3, 131 p.
- Blanc J.J., (1973). Recherches sédimentologiques sur la protection du littoral de la presqu'île de Giens, C.N.E.X.O., 73/108, 36p.
- Blanc J.J., (1974). Phénomènes d'érosion sous-marine de la presqu'île de Giens (Var), C.R. Acad. Sci. Paris, 278 : 1821-1823.
- Blanc J.J., (1975). Recherches de sédimentologie appliquée au littoral de la Provence, aménagement et protection. Centre national pour l'exploitation des océans publ., Paris, 1-163.
- Blanc J.J., (1980). Sédimentologie dynamique des plages de Provence – Méthodologie et Etudes d'impacts, C.N.E.X.O., 79/4134, 30p.
- Blanc J.J., (1982). La dynamique littorale et ses applications sédimentologiques du Grand Rhône à la presqu'île de Giens, Université Marseille-Luminy, 23 p.
- Blanc J.J., Jeudy de Grissac A., (1978). Recherches de géologie sédimentaire sur les herbiers à Posidonies. Contrat CNEXO 76/4043, 77/4074. Centre nation. Exploit. Océans publ., Fr., p 1-185, i-vii, 42 pl. h.t.
- 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, p 109-122.
- Boateng I., Bray M., Hooke J., (2011). Estimating the fluvial sediment input to the coastal sediment budget : A case study of Ghana. *Geomorphology*, in press, p 11.

- Boix-Fayos C., Barbera G.G., Lopez-Bermudez F., Castillo V.M., (2007). Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology : Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology* 91, p 103-123.
- Boudouresque C.F., Gravez V., Meinesz A., Molenaar H., Pergent G., Vitiello P., (1995). L'herbier à *Posidonia oceanica* en Méditerranée : Protection légale et gestion. In: Pour qui la méditerranée au 21ème Siècle - Villes des rivages et environnement littoral en Méditerranée. Actes du colloque scientifique Okeanos, Maison de l'Environnement de Montpellier, publ. Fr., p 209-220.
- Boudouresque C.F., (2003). The erosion of Mediterranean biodiversity. In: Rodríguez-Prieto C., Pardini G. edits. *The Mediterranean Sea: an overview of its present state and plans for future protection*. Servei de Publicacions de la Universitat de Girona, p 53-112.
- Boudouresque C.F., Bernard G., Bonhomme P., Charbonnel E., Diviacco G., Meinesz A., Pergent G., Pergent-Martini C., Ruitton S., Tunesi L., (2006). Préservation et conservation des herbiers à *Posidonia oceanica*. Ramoge pub., p 1-202.
- Bouligand R, Pirazzoli P.A, (1999). « Les surcotes et décotes marines à Brest, étude statistiques et évolution ». *Oceanologica Acta*, 22, p 153-166.
- Bourrin F., (2007). Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers : cas du système Têt-littoral Roussillonnais dans le golfe du Lion. Thèse Université de Perpignan, 305 p.
- Bourrin F. et al., (2008). Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood : The Tête River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, 28, p 1895-1910.
- Bravard J.P., (1991). La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux: quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières ? *La Houille Blanche*, 7-8, p 515- 521.
- Bravard J.P., (1994). L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. *Revue géographique de Lyon*, vol 69, p 5-10.
- Bravard J.P., (2002). Les réponses des systèmes fluviaux à une réduction des flux d'eau et de sédiments sous l'effet du reboisement en montagne. *La Houille Blanche*, 3, p 68-71.
- Bravard J.P., et Petit F., (1997). Les cours d'eau : dynamique du système fluvial. Collection U, Armand Colin, Paris, 222 p.
- Bray D.I., and Church M., (1980). Armored versus paved gravel beds. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 106, p 1937-1940.
- Brochier, F., Ramieri, E., (2001). *Climate Change Impacts on the Mediterranean Coastal Zones*, FEEM Working Paper No. 27.2001, Fondazione Eni Enrico Mattei (Ed.), Milano (IT), 82 p.
- Brookes A., (1988). *Channelized rivers: perspectives for environmental management*, Wiley, Chichester. P 326.
- Brownlie R.W., (1981). *Prediction of Flow Depth and Sediment Discharge in Open Channels*. Report No. KH-R-43A, California Institute of Technology, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Pasadena, CA, 423 p.
- 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., Sabatier F., 2009. Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast, *Geomorphology*, 107, p 57-74.
- Brunel C., (2010). Evolution séculaire de l'avant-côte de la Méditerranée française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes. Thèse, Univ. Aix-Marseille I, p 470.
- Bruun P., (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division WW1*, p 117-130.

- Bruzzi C., (1996). Introduction méthodologique à l'étude des tempêtes. Exemple du littoral du delta du Rhône. *Méditerranée*, 4, p 51-54.
- 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.
- Bunte K. et Abt S., (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streambed monitoring. General Technical report RMRS-GTR-74. Fort Collin, CO: U.S. Department of agriculture, Forest service, Rocky mountain research station, 428 p.
- Bunte K., Abt S.R., (2005). Ground plates may improve accuracy of Helley-smith bedload samples. American Geophysical Union, Fall meeting.
- Bunte K., Abt S.R., Potyondy J., Swingle K., (2005). A Comparison of Coarse Bedload Transport Measured with Bedload Traps and Helley-Smith Samplers. *Geodinamica Acta*, 21, 1-2, p 53-56.
- C.E.R.C., (Coastal Engineering and Research Center) (1984). Shore protection manual, 4ème édition, US Army, Vicksburg, 2 volumes.
- Campbell, J.B., 2002. Introduction to Remote Sensing, 3rd edition. The Guilford Press, New York.
- Carling P.A., (1988). Channel changes and sediment transport in regulated UK rivers. *Regul. Rivers* 2 (3), p 369-387.
- Carling P.A., and Reader N.A., (1982). Structure, composition and bulk properties of upland stream gravels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, p 349-365.
- Carriquiry J. D., A. Sanchez, Camacho-Ibar V. F., (2001). Sedimentation in the northern Gulf of California after cessation of the Colorado River discharge, *Sediment. Geol.*, 144, 37-62.
- Carter R. and Woodroffe C. (1994). Coastal evolution : Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press.
- Castaing P., (1981). Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse, Sci. nat., Bordeaux I, 530 p + ann.
- Cazenave A., and Nerem R. S.n, (2004), Present-day sea level change: Observations and causes, *Rev. Geophys.*, 42.
- Cazenave A., Lombard A., Llovel W., (2008). Present-day sea level rise : a synthesis. *C.R. Geosciences*, 340, p 761-770.
- CEDRAT, (2001). Etude hydraulique sur la commune d'Hyères les Palmiers, Commune d'Hyères les Palmiers.
- Cencini C., (1998). Physical processes and human activities in the evolution of the Po Delta, Italy. *J. Coast. Res.* 14 (3), p 774-793.
- Certain, R. (2002). Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du lion (Languedoc- Roussillon). Thèse, Université de Perpignan, 209p.
- Cesaraccio M., Thomas Y.F., Diaw A.T., Ouegnimaoua L., (2004). Impact des activités humaines sur la dynamique littorale : prélèvements de sables sur le site de Pointe Sarène, Sénégal. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, p 55-64.
- 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.
- Chamley H., (1974). Considérations sur la sédimentologie des estuaires. *La Houille Blanche*, n° 1-2, p 123-128.
- Chang H.H., (1986). River channel changes: adjustments of equilibrium. *J. Hydraul. Eng.* 112 (1), p 43-55.
- Charbonnel E. & al., (1995). Surveillance de l'herbier à *Posidonia oceanica* du golfe de Giens (Var, France) – Second suivi – Contrat Syndicat Intercommunal Hyères Carqueiranne

- pour l'assainissement de la baie de Giens et GIS Posidonie Publ., Marseille, 106 p + annexes.
- Chen Z., Chen D., Xu K., Zhao Y., Wei T., Chen J., Li L., Watanabe M., (2007). Acoustic Doppler current profiler surveys along the Yangtze River. *Geomorphology*, 85(3-4), p 155-165.
- Church M., (1995). Geomorphic response to river flow regulation: case studies and time scales. *Regul. Rivers* 11, p 3-22.
- Church M.A., McLean D.G. and Wolcott J.F., (1987). Riverbed gravels: sampling and analysis. In: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers* (ed. by C.R. Thorne, J.C. Bathurst & R.D. Hey), Wiley, New York, p 43-88.
- Church, J. A., and White, N.J., (2006). 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33, L01602.
- Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., (2001). Changes in sea level: In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Linden, P.J. van der, Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A.(Eds.), *Climate Change, 2001: the Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 639-693. Cambridge University Press, Cambridge.
- Commission Environnement Littoral (CEL), (2002). Pour une approche intégrée de gestion des zones côtières. Initiatives locales, stratégie nationale. Ministère de l'Écologie et du Développement Durable (MEDD) / DATAR / IFREMER, Rapport au gouvernement, Paris, 82 p.
- Correggiari A., Cattaneo A., Trincardi F., (2005). The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology*, 222-223, 49-74.
- Courtaud, J., (2000). Dynamiques géomorphologiques et risques littoraux. Cas du Tombolo de Giens (Var, France méridionale), Thèse Université de Provence, Aix-en-Provence.
- Courtot R., 2005. Évolution de l'occupation du sol en Provence-Alpes-Côte d'Azur vue du ciel, Méditerranée, p 105-106.
- Cowell, P. J., D. J. Hanslow, et al., (1999). The Shoreface. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. A. D. Short. New York, Wiley, p 39-71.
- Croke B.F.W., Merritt W.S., Jakemana A.J., (2004). A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, 291, p 115-131.
- Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M., (1993). Shore-line change rate analysis: long term versus short term data. *Shore and Beach* 61 (2), p 13-20.
- Crowell, M., Leatherman, S.P. and Buckley, M.K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7, 839-852.
- Crowley T.J., (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, p 270-277.
- D'Agostino V., Lenzi M.A., (1999). Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon, Part II : Analysis of the bedload rate. *Catena*, 36, p 191-204.
- Dai S.B., Yang S.L., Cai A.M., (2008). Impacts of dams on the sediment flux of the Pearl River, southern China. *Catena*, 76, p 36-43.
- Dally, W.R., Pope, J., (1986). Detached breakwaters for shore protection. Technical Report. Coastal Engineering Research Centre, Waterways Experiment Station. CERC-86-1.
- Dalrymple R., Zaitlin B., Boyd R. (1992). Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6), p 1130-1146.
- De Roo A., Odjik M., Schmuck G., Koster E., Lucieer A., (2001). Assessing the effects of land use changes on floods in the Meuse and Oder catchment, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B – Hydrology, Ocean and Atmosphere*, 26, p 593-599.

- De Vries M., (1973). On Measuring Discharge and Sediment Transport in River Flow. Delft Hydraulics Laboratory, Publication No. 106, The Netherlands.
- Deboudt P., Dauvin J.C., Lozachmeur O., (2008). Recent developments in coastal zone management in France: The transition towards integrated coastal zone management (1973-2007). *Ocean & Coastal Management*, 51, p 212-228.
- Descroix L., Gautier E., (2002). Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms. *Catena*, 50, p 53-85.
- Dieckmann H., Motzer, J., Seuffert O., Harres H.P., (1989). Vegetation vs. erosion. The example of the Pixinamanna catchment in southern Sardinia. *GeoiSko Plus*, 2, p. II.
- Dinehart R.L. et Burau J.R., (2005). Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of Hydrology*, 314(1-4), p 1-21.
- Diplas P. and Sutherland A.J., (1988). Sampling techniques of gravel sized sediments. *J. Hydr. Engrg.*, ASCE, 114 (5), p 484-501.
- Dolan R., Fenster M.S., and Holme S.J., (1991). Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, 7, p 723-744.
- Donnelly J.P., Roll S., Wengren M., Butler J., Lederer R., Webb T., (2001). Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey. *Geological Society of America*, 29, 7, p 615-618.
- Douglas B.C., (2001). Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by B.C. Douglas, M.S. Kearney, and S.P. Leatherman, 37-64, Academic, San Diego, California.
- Droux J.P., Mietton M., Olivry J.C., (2003). Flux de matières en suspension en zone de savane soudanienne : l'exemple de trois bassins versants maliens représentatifs. *Géomorphologie*, n°2, p 99-110.
- Du Boys M.P., (1879). Etudes du régime et de l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, 5 (18), p 141-195.
- Durand P., (1999). L'évolution des plages de l'Ouest du Golfe du Lion au XXème siècle, thèse de doctorat, Université lumière Lyon 2.
- Durand P., (2001). Érosion et protection du littoral de Valras plage (Languedoc, France). Un exemple de déstabilisation anthropique d'un système sableux. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, p 55-68.
- EEA, (2006). The changing faces of Europe's coastal areas. European Environmental Agency, Report N°6, Luxembourg, 107 p.
- Einstein H.A., (1950). The bedload function for sediment transport in open channel flows. *Tech. Bull. 1026*, U.S. department of agriculture, Soil conservation service, Washington D.C., p 71.
- Eisma D., (1993). *Suspended matter in the aquatic environment*. Springer-Verlag, Berlin, 315 p.
- El Abdellaoui J.E., Ozer A., (2007). Etude diachronique et historique de l'évolution du trait de côte de la baie de Tanger (Maroc). *Revue Télédétection*, 7, p 157-171.
- El-Asmar H.M., White K., (2002). Changes in coastal sediment transport processes due to construction of New Damietta Harbour, Nile Delta, Egypt. *Coastal Engineering*, 46, p 127-138.
- Emery K.O., Aubrey D.G., Goldsmith V., (1988). Coastal Neo-tectonics of the Mediterranean from Tide-gauge Records. *Marine Geology*, 81, p 41-52.
- Ericson, J.P., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck, M., (2006). Effective sealevel rise and deltas: causes of change and human dimension implication. *Glob. Planet. Change* 50, p 63-82.

- EUROSION, 2004. Vivre avec l'érosion côtière en Europe. Espaces et sédiments pour un développement durable. Conclusion de l'étude EUROSION. Commission Européenne (CE), 38 p
- Farnsworth K.L., Milliman J.D., (2003). Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: the Salinas River example. *Glob. Planet. Change*, 39, p 53-64.
- Fiandino M., Martin C., (2004). Quantification des flux de matières en suspension de trois fleuves côtiers méditerranéens (bassin de l'Étang de Berre) : approche méthodologique. *Ét. Géogr. Phys.*, n° XXXI, p. 7186.
- Folk R.L., Ward W.C., (1957). Brazos river bar; a study of significant grain size parameters, *Journal of Sedimentology Petrology*, 27, 1, p 3-26.
- Forbes D.L., Parkes G.S., Manson G.K., Ketch L.A., (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St Lawrence. *Marine Geology*, 210, 1-4, p 169-204.
- Forterre Y., Pouliquen O., (2008). Flows of dense granular media. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 40, p 1-24.
- Frey P., Church M., (2009). How River Beds Move. *Science* 325, p 1509-1510.
- Frihy O.E., (1996). Some proposals for coastal management of the Nile delta coast. *OceanCoast. Manag.*, 30 (1), p 43-59.
- Furnans J., Austin B., (2008). Hydrographic survey methods for determining reservoir volume. *Environmental Modelling & Software*, 23, p 139-146.
- Gacia E., Duarte C.M., Marba N., Terrados J., Kennedy H., Fortes M.D., Tri N.H., (2003). Sediment deposition and production in SE-Asia seagrass meadows. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, p 909-919.
- Gaillot S., Chaverot S., (2001). Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas-de-Calais) en France. *Géomorphologie*, 1, p 47-54.
- Gaillot S., Piegay H., (1999). Impact of gravel mining on stream channel and coastal sediment supply: example of the Calvi bay in Corsica (France). *Journal of coastal research*, 15, p 174-788.
- 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., pp87-98.
- Garcia-Ruiz J. M., White S. M., Lasanta T., Marti C., Gonzalez C., Errea M. P., Valero B., et Ortigosa L., (1997). Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrennees, IAHS publ. no 245, proceedings of Rabat Symposium S6, April 1997, human impact on erosion and sedimentation, 151-158.
- Garcia-Ruiz J.M, Lasanta T., Ortigosa L., Ruiz-Flano P., Marti C., Gonzalez C., (1995). Sediment yield under different land-uses in the Spanish Pyrennees. *Mountain Research and Development*, 15, 229-240.
- Gartner J.W., (2002). Estimation of suspended solids concentration based on acoustic backscatter intensity: theoretical background, paper presented at turbidity and other sediment surrogates workshop, April 30-may 2, Reno, NV., 4 pp.
- Gartner J.W., (2004). Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California, *Mar. Geol.* 211, p 169-187.
- GéoMéditerranée, (2003). Analyse de l'évolution de l'occupation du sol à partir des données CORINE Land Cover (1988) et de la base de données d'occupation du sol (1999-2000), 61 p.

- GEOMER, (1996). Aménagement du littoral, Etude de faisabilité d'un port intérieur à l'embouchure du Gapeau : Etude courantologique et sédimentologique, Marseille, 2 rapports.
- Gilvear D.J., et Bravard J.P., (1993). « Dynamique fluviale » in : C. Amoros et G.E. Petts : chap. 4 - Hydrosystèmes fluviaux, éd. Masson, coll. D'écologie : 61-82.
- Giorgi F., Lionello P., (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63 (2-3), p 90-104.
- Giosan L., Bokuniewicz H., Panin N., Postolache I., (1999). Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast. *J. Coast. Res.* 15 (4), p 859-871.
- Gomez B., (1991). Bedload transport. *Earth Science Reviews*, 31, p 89-132.
- Gomez B., Church M., (1989). An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel-bed rivers. *Water Resources Research*, 25, p 1161-1186.
- Gordon E., Meentemeyer R.K., (2006). Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. *Geomorphology*, 82, p 412-429.
- Gordon R.L., (1989). Acoustic measurement of river discharge. *Journal of hydraulic engineering*, 115(7), p 925-936.
- Gordon R.L., (1996). Acoustic Doppler Current Profilers. Principles of Operation: A Practical Primer. Second Edition for Broadband ADCPs. RD Instruments.
- Gornitz V., Lebedeff S., Hansen J., (1982). Global Sea Level in the Past Century. *Science* 215, p 1611-1614.
- Gornitz, V., Lebedeff, S., (1987). Global sea level changes during the past century. In: Hammedal, H., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea Level Changes and Coastal Evolution*. SEPM Special Publication, 41.
- Gouvernet C., (1965). Le comblement alluvial de la basse-vallée du Gapeau à Hyères (Var), *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, n° 37/165, pp 195-210.
- Graf W.H., Altinakar M.S., (2000). *Hydraulique fluvial : Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. PPUR presses polytechniques, 627 p.
- Graf W.L., (2006). Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology*, 79, p 336-360.
- Gregory K.J., (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79, p 172-191.
- Grenier A. and Dubois J.J.M., (1990). Evolution littorale récente par télédétection: synthèse méthodologique. *Photo Interpretation*, 90-6, 3-7.
- Grove J.M., (1988). *The Little Ice Age*. Methuen: London.
- Guilcher A., (1958). *Coastal and Submarine Morphology*. Methuen and Co. Ltd., London, 274 p.
- Guillèn J., Bourrin F., Palanques A., Durrieu de Madron X., Puig P., Buscail R. (2006). Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology*, 234, 1-4, p 129-142.
- Guillèn J., Camp J. and Palanques A., (1994). Short-time evolution of a microtidal barrier-lagoon system affected by storm and overwashing: the Trabucador Bar Ebro Delta, NW Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie* 38, p 267-281.
- Guillèn J., Palanques A., (1997). A historical perspective of the morphological evolution in the lower Ebro river. *Environ. Geol.*, 30, 34, p 174-180.
- Gurnell A.M., (1987). Suspended sediment. In *Glacio-Fluvial Sediment Transfer*, Clark M.J (eds). Wiley: Chichester, p 305-354.
- Gurnell, A. M. (1997). Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers-Research & Management*, 13, 13-26.
- Gurnell, A. M., Downward, S. R., & Jones, R. (1994). Channel planform change on the River Dee meanders, 1876-1992. *Regulated Rivers-Research & Management*, 9, 187-204.

- Guyot J.L., Filizola N., Laraque A., (2005). Régimes et bilan du flux sédimentaire à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. In: Walling, D.E., Horowitz, A.J. (Eds.), *Sediment Budgets 1*, vol. 291. IAHS. Publ., p 347-354.
- Halouani N., Sabatier F., Gueddari M., Fleury J., (2007). Evolution du trait de côte de Tabarka-Bouterfess, nord-ouest de la Tunisie. *Méditerranée*, 108, p 131-137.
- Hassan M.A., Church M., (2001). Rating bed load transport in Harris Creek: seasonal and spatial variation over a cobble-gravel bed. *Water Resources Research*, 37, p 813–825.
- Hassan M.A., Woodsmith R.D., (2004). Bed load transport in a obstruction-formed pool in a forest, gravelbed stream. *Geomorphology*, 58, p 203-221.
- HGM, (1996). Le Gapeau, étude hydraulique, gestion des crues. Rapport technique, Ville de Hyères.
- HGM, (1999). Protection du quartier de l'Oratoire contre les crues du Gapeau, étude Hydraulique, ville d'Hyères.
- Hicks D.M., Gomez B., and Trustrum N.A., (2000). Erosion thresholds and suspended sediment yields, Waipaoa River basin, New Zealand. *Water Resources Research*, 36, p 1129-1142.
- Hjulström P., (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, 25, p 221-527.
- Hooke J.M., (2006). Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region (Invited paper for Binghamton Symposium. *Geomorphology*, 79, p 311-335.
- Hoozemans F.M.J., Marchand M., and Pennekamp H.A., (1993). Sea level rise: A global vulnerability assessment. 2nd revised edition. The Hague: Delft Hydraulics and Tidal Waters Division, Ministry of Transport, Public Works and Water Management.
- Hubbell D.W., Stevens H.H., Skinner J.V. and Beverage J.P., (1985). New Approach to Calibrating Bed Load Samplers. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.111, n° 4.
- Hughes M., McDowell P.F., Marcus W.A., (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74, p 1-16.
- IFEN, (2006). Risques : Fiche indicateur : érosion côtière sur le littoral métropolitain. Observatoire du Littoral, 5 p.
- IFEN, (2007). Le littoral, entre nature et artificialisation croissante. La lettre thématique mensuelle de l'Institut français de l'environnement, n°120.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (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. 124 pp.
- IPCC Fourth Assessment Report, (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report, Summary for Policymakers*. 23 pp.
- IPCC, (1996). *Climate change 1995, the sciences of climate change*. In: Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K. (Eds.), *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK., 572 p.
- IPCC, (1998). *The regional impacts of climate change: an assessment of vulnerability*. In: Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (Eds.), *IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 517 p.
- Jabaloy-Sánchez A., Lobo F.J., Azor A., Bárcenas P., Fernández-Salas L.M., Díaz del Río V., Pérez-Peña J.V., (2010). Human-driven coastline changes in the Adra River deltaic system, southeast Spain. *Geomorphology*, 119, p 9-22.

- Jackson C.W. and Beschta R.L., (1982). A model of two-phase bedload transport in an Oregon Coast Range Stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, p 517-527.
- Jackson B.M., Wheater H.S., McIntyre N.R., Chell J., Francis O.J., Frogbrook Z., Marshall M., Reynolds B., Solloway I., (2005). The impact of upland land management on flooding: insights from a multiscale experimental and modeling programme. *J Flood Risk Management* 1, 71-80.
- Jeftic, L., Keckes, S., Pernetta, J.C., (1996). Implications of future climatic changes for the Mediterranean coastal region. In: Jeftic, L., Keckes, S., Pernetta, J.C. (Eds.), *Climate Change and the Mediterranean*, vol. 2. Edward Arnold, London, pp. 1–25.
- Jeu de Grissac A., (1975). *Sédimentologie dynamique des rades d'Hyères et de Giens (Var). Problèmes d'aménagements*. Thèse, Université de Provence, 86 p.
- Jeu de Grissac & Tine J., (1980). *Géologie et sédimentologie littorale et marine de l'aire toulonnaise*, Marine Nationale-Bureau d'Etudes anti-pollution, Géomer, 2 tomes, 254 p.
- Jeu de Grissac A., Boudouresque C.F., (1985). Rôles des herbiers de phanérogames marins dans les mouvements des sédiments côtiers : les herbiers à *Posidonia Oceanica*. Coll. Fr-japon. *Oceanogr.*, Marseille 16-21 Sept 1985, p 143-151.
- Jiménez J.A., Sánchez-Arcilla, A., (1993). Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain. *Mar. Geol.* 114, p 105-118.
- Jimenez J-A., Bou J., Ortiz M.A., Sanchez-Arcilla A., (1995). Reliability of the use of aerial photographs to analyse short-term shoreline changes, *CoastGIS'95*, 231-254.
- 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, p 1256-1266.
- Journot C., (1948). Le couloir périphérique des Maures. *Annales de Géographie*, 57, 306, p 109-118.
- Jugaru Tiron L., Le Coz J., Provansal M., Panin N., Raccasi G., Dramais G., Dussouillez P., (2009). Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. *Geomorphology*, 106, 3-4, p 186-197.
- Keesstra S.D., Van Huissteden J., Vandenberghe J., Van Dam O., De Gier J., Pleizier I.D., (2005). Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. *Geomorphology*, 69, p 191-207.
- Knighton A.D., (1998). *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*, Arnold, London, 383 p.
- Komar P.D., (1996). The budget of littoral sediments: concepts and applications. *Shore and Beach* 64, p 18-26.
- Komar P.,D., (1998). *Beach processes and sedimentation*, 2nd édit., Prentice-Hall, 544 p.
- Kondolf G.M., (1997). Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channel. *Environmental Management*, 21 (4), p 533–551.
- Kondolf G.M., Piégay H., Landon N., (2002). Channel response to increased and decreased bedload supply from land-use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology*, 45, p 35-51.
- Koulinski V., (1993). *Etude de la dynamique d'un lit torrentiel par confrontation d'essais sur modèle réduit et d'observations de terrain*, Thèse UJF-CEMAGREF SOGREAH.
- Kosmas et al., (1996). The effect of land use on runoff and soil erosion under Mediterranean conditions. *Catena*, 29, p 45-59.
- Kostaschuk R., Best J., Villard P., Peakall J., Franklin M., (2005). Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. *Geomorphology*, 68, p 25-37.
- L.C.H.F., (1983). *Extension du port de plaisance de Miramar à La-Londe-Les-Maures : estimations des impacts hydrauliques et sédimentologiques*, 25 p.

- L'Homer A., Bazilen A., Thommeretn J., Thommeretn 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 : p 389-408.
- Lamarre H., MacVicar B., Roy A. (2005). Using Passive Integrated Transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of sedimentary research*, 75, p 736-741.
- Lambert A., (2006). Protection durable du littoral Varois : fonctionnement hydrosédimentaire de plages microtidales équipées de systèmes de drainages, Thèse de Doctorat, Université de Provence.
- Lane E.W., (1955). Design of stable channels. *Trans. Am. Soc. Civ.Eng.* 120, p 1234-1260.
- Lane L.J., Hernandez M., Nichols M., (1997). Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environmental Modeling & Software*, 12, 4, p 355-369.
- Lane, S.N., Richards, K.S., (1997). Linking river channel form and process: time, Space and Causality Revisited. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 (3), p 249-260.
- Large A.R.G., and Petts G.E., (1996). Historical channel-floodplain dynamics along the River Trent: implications for river rehabilitation. *Appl. Geogr.*, 16, p 191-201.
- Laronne J.B., Outhet D.N., Duckham J.L., McCabe T.J. (1992). Determining event bedload volumes for evaluation of potential degradation sites due to gravel extraction, N.S.W., Australia. Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins, *Proceedings of the oslo Symposium, IAHS Publ. n° 210*, p 87-94.
- Laronne J.B., Outhet D.N., Carling P.A., McCabe T.J., (1994). Scour chain employment in gravel bed rivers. *Catena*, 22, p 299-306.
- Larras J., (1957). *Cours d'hydraulique maritime et de travaux maritimes*. Dunod, Paris.
- Larras, J., (1979). *Physique de la houle et des lames*. Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France, Paris, 282 p.
- Larson M., and Kraus N.C., (1995). Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology*, 126, p 111-127.
- Le Coz J., Chastan B., Védié F., Dramais G., (2007). Emplois de l'aDcp en rivière : une revue de synthèse. *La Houille Blanche*, n° 04, p 119-130.
- Le Coz J., Pierrefeu G., Sayssset G., Brochot J.F., Marchand P., (2008). Mesures hydrologiques par profileur Doppler. Editions Quae, 164 p.
- Le Roy Ladurie E., (1983). *Histoire du Climat Depuis l'An Mil*. Flammarion: Paris.
- Leatherman S., Douglas B.C., LaBrecque J.L., (2003). Sea level and coastal erosion require large-scale monitoring. *Eos* 84(2), 13, 16.
- Lefrançois J., (2007). Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de doctorat, Univ. Rennes I, 280 p.
- Lejot J., Delacourt C., Piegay H., Fournier T., Trémélo M.L., Allemand P., (2007). Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, p 1705-1725.
- Lenzi M.A., D'Agostino V. and Billi P., (1999). Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon. Part I. analysis of bedload records, conditions and threshold of bedload entrainment. *Catena*, 36, p 171-190.
- Leys, K.F., Werrity, A., 1999. River channel planform change: software for historical analysis. *Geomorphology* 29, 107– 120.
- Liebault F., Piegay H., (2001). Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology*, 36, p 167-186.

- Liebault F., Piegay H., (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, p 425-444.
- Liebault F., (2003). Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massif du Dios et des Baronnies). Thèse de doctorat, Université Lyon 2, 357 p.
- Liébault F., (2005). Morphological response of an Alpine torrent to watershed reforestation (The Sure Torrent, Southern French Prealps). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 39, p 50-69.
- Ligon F., Dietrich W.E., Trush W.J., (1995). Downstream ecological effects of dams: a geomorphic perspective. *Bioscience*, 45 (3), p 183–192.
- Liquete C., *Canals M., Arnau P., Urgeles R., Durrieu de Madron X.*, (2004). *The impacts of humans on strata formation along Mediterranean Margins*. *Oceanography*, 17, 4, 79 p.
- Liquete C., Arnau P., Canals M., Colas S. (2005). Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology*, 222-223, p 471-495.
- Lombart A., (2005). Les variations actuelles du niveau de la mer : Observations et causes. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, p 159.
- Ludwig W., Dumont E., Meybeck M., Heussner S., (2009). River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades?. *Progress in Oceanography*, 80, p 199-217.
- Luqian L., Xixi L., Zhongyuan C., (2007). River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. *Geomorphology*, 85, p 185-196.
- Lutaud L., (1924). Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Revue et Géographique*, tome XII.
- Lvovich M.I., Karasik G.Y., Bratseva N.L., Medvedeva G.P. and Maleshko A.V., (1991). Contemporary Intensity of the world Land Intracontinental Erosion, USSR Academy of Sciences, Moscow, Russia.
- Maillet G., Vella C., Berné S., Friend P.L., Amos C.L., Fleury T.J., Normand A., (2006). Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Marine Geology*, 234, 1-4, p 159-177.
- Malavoi J.R., Bravard J.P., (2009). *Eléments d'hydromorphologie fluviale*. ONEMA, 228p.
- Malavoi J.R., Garnier C.C., Landon N., Recking A., Baran P., (2011). *Eléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*. Onema. p 216.
- Maraga F., (1989). Ambiente fluviale in trasformazione: l'alveo-tipo pluricursale verso un nuovo modellamento nell'alta pianura padana. In *Proceedings of the International Congress on Geoengineering "Suolosottosuolo"*, Torino, p 119-128.
- Margat J., Treyer S., (2004). L'eau des Méditerranéens: situation et perspectives. MAP Technical Report Series No. 158, 366 pp.
- Marston R.A., Bravard J.P., Green T., (2003). Impacts of reforestation and gravel mining on the Malnant River, Haute-Savoie, French Alps. *Geomorphology* 55, p 65-74.
- Martin C., (1975). L'érosion des sols sur roches métamorphiques en milieu méditerranéen provençal : les enseignements d'une station expérimentale, *Rev. Géomorph. dyn.*, t. XXIV, p 49-63.
- Martin C., (1986). Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques ; l'exemple du massif des Maures, thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris I : 935 p.
- Martin C., (1989). Erosion et altération chimiques actuelles sur roches métamorphiques dans le Massif des Maures (Var, France). *Sci. Géol. Bull.*, 42, 2, p 91-106.

- Martin C., Béguin E., Levant M., Quillard J., (1996). L'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle et d'un petit bassin versant après incendie de forêt dans le Massif des Maures. *Etudes et Gestion des sols*, 3, 3, p 179-192.
- Martin C., Decome A., Allée P., (2000). Essai d'évaluation des risques d'érosion hydrique après incendie de forêt dans la partie occidentale du massif des Maures (Var, France), *Bull. Réseau Érosion*, n° 20 (Influence de l'homme sur l'érosion, n° 2, bassins versants, élevage, milieux urbain et rural), p 440-451.
- Martin J.M., Meybeck M., (1979). Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Marine chemistry*, 7, p 173-206.
- Martin-Vide J.P., Ninerola D., Bateman A., Navarro A., Velasco E., (1999). Runoff and sediment transport in a torrential ephemeral stream of the Mediterranean coast. *Journal of Hydrology*, 225, p 118-129.
- Martin-Vide J.P., Ferrer-Boix C., Ollero A., (2010). Incision due to gravel mining : Modelling a cas study from the Gallego River, Spain. *Geomorphology*, 117, p 261-271.
- Masselink G. and Pattiaratchi C.B., (2001). Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Mar. Geol.*, 172, p 243-263.
- Masurel Y., (1953). Observations sur la structure et la morphologie des îles d'Hyères. *Annales de Géographie*, 62, 332, pp 241-258.
- Masurel Y., (1964). La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de Géographie Physique. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris, Édité. Ophrys (1965), Paris, 418 p.
- McLaughlin C.J., Smith C.A., Buddemeier R.W., Bartley J.D., Maxwell B.A., (2003). Rivers, runoff and reefs. *Global and Planetary Change* 39, p 191-199.
- Meinesz A., Lefevre J.R., (1984). Régénération d'un herbier à *Posidonia oceanica* quarante années après sa destruction par une bombe dans la rade de Villefranche (Alpes-Maritimes). In: Boudouresque C.F., Jeudy de Grissac A., Olivier J. edits. *International Workshop on Posidonia oceanica beds*, GIS Posidonie publ., Fr., 1, p 39-44.
- Meulé S., Paquier A-E., Certain R., Bouchette F., Gratiot J., Sabatier F., Robin N., (2010). Morphodynamique de la plage de la Capte, Hyères, Var, suite à la mise en place d'atténuateurs de houle en géotextile. XI^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Les Sables d'Olonne, p 10.
- Meur-Férec C., Morel V., (2004). « L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques », *Natures Sciences et Sociétés*, 12, p 263-273.
- Meybeck M., Laroche L., Durr H.H., Syvitski J.P.M., (2003). Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*, 39 (1-2), p 65-93.
- Meyer-Peter R., Müller R., 1948. Formulas for bedload transport. *Proceeding 2nd meeting international association of hydraulic research*, Stockholm, 39-64.
- Mikhailov V.N., Mikhailova M.V., (2003). Deltas as indicators of natural and human-induced changes in the regimes of rivers and seas. *Water Resour.*, 30, 6, p 655-666.
- Mikhailova M.V., (2003). Transformation of the Ebro River delta under the impact of intense human-induced reduction of sediment runoff. *Water Resour.*, 30, 4, p 370-378.
- Millar R.G., (2000). Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water Resources Research*, 36, 4, p 1109-1118.
- Milliman J.D., Meade R.H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.
- Milliman J.D., Syvitski J.P.M., (1992). Geomorphic/tectonic control of sedimentary discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100, 525- 544.

- Miramont C., Guilbert X., (1997). Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance (France du sud-est). *Géomorphologie : reliefs, processus et environnement*, 4, p 235-338.
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G., (1998). Evolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne: l'exemple de la moyenne Durance (France du SE). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52, p 381-392.
- Molinier R., Picard J., (1952). Recherches sur les herbiers de Phanérogames marines du littoral méditerranéen français. *Ann. Inst. océanogr.* 27(3), p 157-234.
- Moller I., (2006). Quantifying saltmarsh vegetation and its effects on wave height dissipation: Results from a UK East coast saltmarsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69, p 337-351.
- Monaco M., Flamini F., (2007). Evolution hydrodynamique du Gapeau dans sa basse vallée (1932-2006) et étude de cas sur un affluent : le torrent des Borrels. Mémoire de Master 1, université de Provence, U1, 53 p.
- Morton R., Sallenger A., (2003). Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 19, 3, p 560-573.
- Nerem, R., S., Leuliette, E., and Cazeanve, A. (2006). Present-day Sea Level Change: A Review, *Comptes rendus Geoscience*, 338, p 1077-1083.
- Nevin C., (1946). Competency of moving water to transport debris. *Geological Society of America Bulletin*, 57, p 651-674.
- Nicholls R.J., Hoozemans F.M.J., (1996). The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change, *Ocean and Coastal Management*, 31, 105-132.
- Nicholls, J.R., Mimura, N., (1998). Regional issues raised by sea-level rise and their policy implications. *Clim. Res.* 11, 5-18.
- Nicholls R.J., Stive M.J.F., (2004). Society and sea level rise requires modelling. *Sci E-letters* 303:5665.
- Nicod J., (1992). Recherches sur l'évolution du karst du massif de Montrieux (Basse Provence). *Z. Geomorph. Suppl Bd* 85.
- Ollero A., (2010). Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology*, 117, p 247-260.
- Orfor J.D., Jennings S.C., Forbes D.L., (2001). Origin, development, reworking and breakdown of gravel-dominated coastal barriers in Atlantic Canada: future scenarios for the British coast. In: Packam J.R., Randall R.E., Barnes R.S.K., Neil A., (eds), *Ecology and Geomorphology of Coastal Shingle*. Westbury, Otley, p 23-35.
- Orford J.D., Forbes D.L., Jennings S.C., (2002). Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48, p 51-85.
- Oudin L., Andréassian V, Lerat J, Michel C., (2008). Has land cover a significant impact on mean annual streamflow ? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of Hydrology*, 357, p 303-316.
- Paillard M., Gravez V., Clabaut P., Blanc J.J., Boudouresque C.F., Belsher T., Urscheler F., Poydenot F., Sinnassamy J.M., Augris C., Peyronnet J.P., Kessler M., Augustin J.M., Le Drezen E., Prudhomme C., Raillard J.M., Pergent G., Hoareau A., Charbonnel E., (1993). Cartographie de l'herbier de posidonies et des fonds marins environnants de Toulon à Hyères (Var, France). Reconnaissance par sonar latéral et photographie aérienne. Notice de présentation, IFREMER et GIS Posidonie Publ., 36p + 3 cartes annexes.
- Panin N., Jipa D., (2002). Danube River Sdiment Input and its Interaction with the North-western Black Sea. *Estuarine, coastal and Shelf Science*, 54, 3, p 551-562.
- Pardé M., (1933). Fleuves et rivières. 5ème édition. Lib. A. Colin. 241 p. PARIS.

- Parker G., (1990). The "ACRONYM" series of PASCAL programs for computing Bedload Transport in Gravel Rivers. External Memorandum n° M-220, St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, University of Minnesota, USA.
- Parker G., Klingeman P.C., McLean D.G., (1982). Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 108, p 544-571.
- Paskoff R., (1993). *Côtes en danger*. Masson, Paris, 250 p.
- Paskoff R., (2001). L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers, le mythe et la réalité. Paris, Institut Océanographique, 200 p.
- Pasqualini V., Pergent-Martini C., Pergent G., (1999). Environmental impacts identification along corsican coasts (Mediterranean Sea) using image processing. *Aquat. Bot.* 65, p 311-320.
- Passega R., (1957). Texture as characteristics of clastic deposition. *Bulletin, American Association of Petroleum Geologists*, 41, p 1952-1984.
- Pauc H., (2005). Formation of the Aude, Orb and Hérault prodeltas and their characterization using physicochemical and sedimentological parameters. *Mar. Geol.*, 222-223, p 335-343.
- Peiry J.L., Salvador P.G., Nougier F., (1994). L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question. *Revue de Géographie de Lyon*, 69, p 47-56.
- Pergent G., (1991). La protection légale de la Posidonie en France: Un outil efficace. Nécessité de son extension à d'autres pays méditerranéens. In : Boudouresque C.F., Avon M., Gravez V. edits. *Les Espèces Marines à Protéger en Méditerranée, Rencontres scientifiques de la Côte Bleue*. GIS Posidonie publ., Fr., 2, p 29-34.
- Pergent G., Kempf M., (1993). L'environnement marin côtier en Tunisie. 1. Rapport de synthèse. 2. Etude documentaire. 3. Ann. Agence Nationale pour la Protection de l'Environnement (Tunisie), Ifremer & GIS Posidonie, Fr., p 1-55 + 1-395 + 1-173.
- Pergent-Martini C., (2000). Protection des habitats d'herbiers de Phanérogames marines de Méditerranée. Les études d'impacts en milieu marin. CAR/ASP Tunis & EqEL publ., p 1-49 + Ann.
- Pethelet-Giraud E., Negrel P.-H., Cubizolles J., (2003). Flux exportés de l'Herault vers la Méditerranée et origine des masses d'eau. Rapport BRGM /RP-52748-FR.
- Petit, F. (1988). Phénomène influençant la mise en mouvement et le transport des particules en rivières naturelles. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, p 299-310.
- Petit, F. & Daxhelet C., (1989). Détermination du débit à pleins bords et de sa récurrence dans différentes rivières de Moyenne et de Haute Belgique. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 25, p 69-84.
- Petit F., Poinart D., Bravard J.P., (1996). Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhône river upstream of Lyon, France (« canal de Miribel »). *Catena*, 26, p 209-226.
- Petit F., Gob F., Houbrechts G., Assani A.A., (2004). Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Géomorphologie*, 69, p 92-101.
- Petts, G.E., (1989). Historical analysis of fluvial hydrosystems. In: Petts, G.E., Muller, H., Roux, A.L. (Eds.), *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. Wiley, Chichester, UK, pp. 1– 18.
- Petts G.E., Gurnell A.M., (2005). Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology*, 71, p 27-47.
- Pichard, G., (1995). Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée* 3–4, p 105– 116.

- Piégay H., Walling D.E, Landon N., He Q., Liébault F., Petiot R., (2004). Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *Catena* 55, p 183-212.
- Piégay H., Landon N., Liébault F., (2006). Rapport de la composante française : Synthèse des opérations de suivi des sites-pilotes de l'Ouvèze et de la Drôme, Programme Life, p 61.
- Pilkey O.H., (1991). Coastal erosion. *Episodes* 14, 46–51.
- Pirazzoli, P.A. (1986). Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide gauge records. *Journal of Coastal Research*, SI, 1, p 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.
- PNUE, (1999). Rapport de l'atelier sur le tourisme et le développement durable en Méditerranée. UNEP, MCSD - Blue Plan. MAP Technical Reports, 126, p 1-255 + Ann.
- PNUE, (2005). Projet de protocole sur la gestion intégrée des zones côtières de la Méditerranée. Réunion des plans d'action pour la Méditerranée, Athènes.
- Poesen J.W.A., Hooke J.M., (1997). Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography*, 21, p 157–199.
- Poulos S.E., Collins M.B., (2002). Fluvial sediment fluxes to the Mediterranean Sea: a quantitative approach and the influence of dams. In: Jones, S.J., Frostick, L.E. (Eds.), *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Special Publications, vol. 191. Geological Society, London, p. 227–245.
- Powell D.M., Brazier R., Parsons A., Wainwright J., Nichols M., (2007). Sediment transfer and storage in dryland headwater streams. *Geomorphology*, 88, p 152-166.
- Prieur M., (1999). Modèle de loi sur la gestion durable des zones côtières ; Sauvegarde de la nature. N°101, Éditions du Conseil de l'Europe, Strasbourg.
- Procaccini G., Buia M.C., Gambi M.C., Perez M., Pergent G., Pergent-Martini C., Romero J., (2003). Seagrass status and extent along the Mediterranean coasts of Italy, France and Spain. In: Green E.P., Short F.T., Spalding M.D. edits. *World Atlas of Seagrass: Present status and future conservation*. University of California Press publ.
- Pugh D.T., (1987). *Tides, surges and mean sea-level: a handbook for engineers and scientists*. Wiley, Chichester, 472 p.
- Pupier-Dauche S., (2002). Le rechargement sédimentaire : de la défense des côtes à l'aménagement du littoral (Analyse des pratiques sur la côte atlantique française). Brest : Université de Bretagne Occidentale, Thèse de doctorat de géographie, 2 tomes, 510 p.
- Raccasi G., (2007). Mutations géomorphologiques récentes du Rhône aval, recherches en vue de la restauration hydraulique et de la gestion des crues, Thèse de géographie, Université d'Aix-Marseille I, 334 p.
- Ramez P., (1995). Erosion et transport solide en rivière- tome 1 : Guide pour la compréhension des phénomènes. CEMAGREF, Série Gestion des milieux aquatiques n°8, p 130.
- RAMOGE, (2000). Espaces remarquables d'intérêt écologique dans la zone RAMOGE. GIS Posidonie & Ramoge Publ., p 1-58.
- Reid I., Laronne J., (1995). Bedload sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. *Water Resources Research* 31, p 773–781.
- Reid I., (2002). Sediment dynamics of ephemeral channels. In: Bull, L. J., Kirkby, M.J. (Eds.), *Dryland Rivers*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, p. 107–128.
- Reynaud L., Vincent C., (2002). Histoire des fluctuations des glaciers en remontant le Petit Age de Glace. *La Houille Blanche*, 8, p 4.

- Rhoades E., O'Neal M.A., Pizzuto J.E., (2009). Quantifying bank erosion on the South River from 1937 to 2005, and its importance in assessing Hg contamination. *Applied Geography*, 29, p 125-134.
- Richards, J.E., 1986. *Remote Sensing Digital Image Processing: An Introduction*. Springer, New York.
- Rinaldi M., Simon A., (1998). Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. *Geomorphology*, 22, p 57-71.
- Rinaldi M., (2003). Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, p 587-608.
- Robin J., (2007). *Etude de la plage du Ceinturon (Hyères) : Propositions de techniques de lutte contre l'érosion*. Mémoire de Master, 81 p.
- Rodier J., (1996). *Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer*. Dunod, Paris, 1384 p.
- Rollet A.J., (2007). *Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage: le cas de la basse vallée de l'Ain*. Thèse de Doctorat, Université Lyon 3, 305 p.
- Rollet A.-J., Macvicar B., Piégay H., Roy A., (2008). Utilisation de transpondeurs passifs pour l'estimation du transport sédimentaire : premiers retours d'expérience. *La Houille Blanche*, 4.
- Roussiez V., Ludwig W., Monaco A., Probst J.L., Bouloubassi I., Buscail R., Saragoni G. (2006). Sources and sinks of sediment-bound contaminants in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea): A multi-tracer approach. *Continental Shelf Research*, 26, 16, p 1843-1857.
- Rovira A., Batalla R.J., Sala M., (2005a). Fluvial sediment budget of a Mediterranean river: the lower Tordera (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Catena*, 60, p 19-42.
- Rovira A., Batalla R.J., Sala M., (2005b). Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). *River Research and Application*, 21, p 829-847.
- Rovira A., Batalla R.J., (2006). Temporal distribution of suspended transport in a Mediterranean basin: The lower Tordera (NE Spain). *Geomorphology* 79, p 58-71.
- Rowan J.S., Goodwill P., Greco M., (1995). Temporal variability in catchment sediment yield determined from repeated bathymetric surveys: Abbeystead reservoir, U.K. *Phys. Chem. Earth.*, 20, 2, p 199-206.
- Ryan S. E., Porth L. S., (1999). A field comparison of three pressure-difference bedload samplers. *Geomorphology*, 30, 4, p 307-322.
- S.C.P., (1973). *Protection contre les crues du bas Gapeau*, D.D.A., Mémoire général + annexes.
- S.I.E.E., (2004). *Elaboration d'un programme de restauration, d'entretien et de mise en valeur de la ripisylve du Réal Martin et du Réal Collobrier*. Rapport d'étude, Syndicat Mixte du Bassin-versant du Gapeau, 64 p.
- S.O.G.R.E.A.H. (1984), *Catalogue sédimentologique des côtes françaises*, Editions Eyrolles, 290 p.
- S.O.G.R.E.A.H. (1988). *Etudes sédimentologiques de la rade d'Hyères*. Rapport général, 5 tomes.
- Sabatier F., (2001). *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*, thèse de doctorat, Université d'Aix Marseille III.
- Sabatier F., Suanez S., (2003). Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Cinématique du littoral du delta du Rhône depuis la fin du XIXe siècle*. *Géomorphologie*, 4, p 283-300.

- Sabatier F., Maillet, G., Provansal M., Fleury T.J., Suanez S., Vella C. (2006). Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology*, 234, p 143–157.
- Sabatier F., Samat O., Ullmann A., Suanez S. (2009). Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology*, 107, 1-2, p 79-89.
- SAFEGE, (2007). Assistance à maîtrise d’ouvrage pour l’amélioration de la ressource en eau potable-Curage du Gapeau. Commune d’Hyères.
- Samat O., (2007). Efficacité et impacts des ouvrages en enrochement sur les plages micro tidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône. Thèse Université Aix Marseille I, 371 p.
- Sanchez-Arcilla A., Jimenez J. A., Valdemoro H. I. (1998). The Ebro Delta: Morphodynamics and vulnerability, *J. Coastal Res.*, 14, 754-772.
- Schilling K. E., Kung-Sik C., Hai L., You-Kuan Z., (2010). Quantifying the effect of land use land cover change on increasing discharge in the Upper Mississippi River. *Journal of Hydrology*, 387, p 343-345.
- Schoklitsch A., (1934). Der geschiebetrieb und die geschiebefracht. *Wasserkraft Wasserwirtschaft*, 4, p 1-7.
- Schumm S.A., (1977). *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New-York, 338 p.
- Sear, D.A., (1995). Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12 years of flow regulation for hydropower. *Regul. Rivers* 10, p 247-264.
- Sear D.A. (1996). Sediment transport processes in pool-riffle sequences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, p 241-262.
- Sear D.A., Lee M.W.E., Oakey R.J., Carling P.A., Collins M.B., (2000). Coarse sediment tracing technology in littoral and fluvial environments : a review, in Ian D.L. FOSTER (ed.), *Tracers in Geomorphology*, John Wiley and Sons, p 21-55.
- Serrat, P., 1999. Dynamique sédimentaire actuelle d’un système fluvial méditerranéen: l’Agly (France). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences Paris Série D* 329, p 189-196.
- Serrat P., Ludwig W., Navarro B., Blazi J.L., (2001). Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d’un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *Earth and Planetary Sciences*, 333, p 389–397.
- Shand R.D., Bailey D.G. and Sheperd M.J., (2001). Longshore realignment of shore parallel sand-bars at Wanganui, New Zealand. *Marine Geology*, 179, p 147-161.
- Shields A., (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26, p 5-24.
- 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, p 103-137.
- Short A.D., (1999). *Beach and Shoreface Morphodynamics*. J. Wiley and Sons. p 379.
- Shoshany M., and Degani A., (1992). Shoreline detection by digital image processing of aerial photography. *Journal of Coastal Research*, 8, p 29-34.
- Simeoni, U., Fierro, G., (2001). Le delta du Po et l’élévation du niveau de le mer. Le changement climatique et les espaces côtiers. L’élévation du niveau de la mer: risques et réponses. Actes du colloque d’Arles 12–13 Octobre 2000, Francia, pp. 62–65.
- Simeoni, U., Corbau, C., (2009). A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. *Geomorphology*, 107, p 64–71.
- Simons, Li, and Associates, (1984). Analysis of channel degradation and bank erosion in the lower Kansas River: MRD Sediment Series Report No. 35, for the US Army Corps of Engineers, Kansas City District, Kansas City, Missouri.

- Simpson M.R., (2001). Discharge measurements using a broad-band acoustic Doppler current profiler. Rapport technique USGS.
- Sinnassamy J.M., Pergent-Martini C., (1990). Localisation et étant de l'herbier de Posidonies sur le littoral PACA : Var. DRAE & GIS Posidonie, Fr, p 1-75.
- Sluse P., Petit F., (1998). Évaluation de la vitesse de déplacement de la charge de fond caillouteuse dans le lit de rivières ardennaises au cours des trois derniers siècles, à partir de l'étude des scories métallurgiques. *Géographie Physique et Quaternaire*, 52, 3, p 373-380.
- Soler M., Regüés D., Latron J., Gallart F., (2007). Frequency-magnitude relationship for precipitation, stream flow and sediment load events in a small Mediterranean basin (Vallecebre basin, Eastern Pyrenees). *Catena*, 71, p 164-171.
- Sonu C.J., James W.R., (1973). A Markov model for beach profile changes. *J. Geophys. Res.*, 78, p 1462-1471.
- Stanley D.J., (1996). Nile delta: extreme case of sediment entrapment on a delta plain and consequent coastal land loss. *Marine Geology*, 129, p 189-195.
- Stanley D.J., Warne A.G., (1998). Nile Delta in its destruction phase. *J. Coast. Res.* 14 (3), p 794-825.
- Stone G.W., Grymes J.M., Armbruster C.A., and Huh O.K., (1996). Overview and Impacts of Hurricane Opal on the Florida Coast. EOS, Trauaactions of the American Geophysical Union. 77551-77553.
- Stone G.W., Grymes J.M., Dingler J.W., and Pepper D.A., (1997). Overview and Significance of Hurricanes on the Louisiana Coast. USA. *Journal of Coastal Research*, 13(3), 656-669.
- Stone G.W., Oxford, J.D., (2004). Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics. *Marine Geology*, 210, 1-4, 15.
- Strahler A., Strahler A., (2006). *Introducing Physical Geography*, Boston, Wiley & Sons, 752 p.
- Strasser M.A., Vinzon S.B., Kosuth P., (2002). Bottom structures geometry of the Amazon river. *RiverFlow 2002*. Louvainla-Neuve, Belgium, 2, p 1185-1193.
- 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., Prosper-Laget, V., Provansal, M., (1997). Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille, implications tectoniques et/ou climatiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 324 (IIa), p 639-646.
- Suanez S. & Bruzzi C., (1999). Shoreline managements and its implications for the coastal processes on the eastern part of the Rhône delta. *Journal of Coastal Conservation*, 5, p 1-12.
- Summerfield M.A., (1991). *Global Geomorphology*. Pearson, 535 p.
- Surian N., Rinaldi M., (2003). An overview of morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50, p 307-326.
- Surian, N., 1999. Channel changes due to river regulation. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1135- 1151.
- Surian N., Ziliani L., Comiti F., Lenzi M.A., Mao L., (2009). Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravel-bed Rivers of north-eastern Italy: potentials and limitations for channel recovery. *River Research and Applications*.
- Syvitski J.P., Morehead M.D., (1999). Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154, p 13-28.

- Syvitski J.P.M., Peckham S.D., Hilberman R., Mulder, T., (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* 162, p 5-24.
- Syvitski J. P. M., Vorosmarty C. J., Kettner A. J., Green P., (2005). Impact of human on the flux of terrestrial sediment to the global ocean. *Science* 308, p 376-380.
- Syvitski J.P.M., Kettner A.J., (2007). On the flux of water and sediment into the northern Adriatic Sea. *Cont. Shelf Res.*, 27 (3–4), p 296–308.
- Syvitski J.P.M., Milliman J.D., (2007). Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*, 115, p 1-19.
- Tait J.F., and Griggs G.B., (1990). Beach response to the presence of a seawall, *Shore and Beach*, 58, (2), p. 11-28.
- Thieler E.R., Himmelstoss E.A., Zichichi J.L. and Miller T.L., (2005). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0; An ArcGIS© extension for calculating shoreline change. U.S. Geological Survey Open-File Report, 1304.
- Thom B.G., Hall W., (1991). Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, p 113-127.
- Thomas W.A., Copeland R.R., Mac Comas D.R., (2002). SAM Hydraulic design package for channel. USACE, Washington, 137 p.
- Thorne C.R., (1990). Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. In: Thornes, J.B., (Ed.), *Vegetation and L.A. McKergow et al. / Journal of Hydrology* 270 (2003) 253–272 271 *Erosion: Processes and Environments*, Wiley, New York, p 125-144.
- Thornes J.B., (1990). The interaction of erosional and vegetational dynamics in land degradation: spatial outcomes. In: Thornes, J.B. (Ed.), *Vegetation and Erosion*. Wiley, Chichester, p. 41–53.
- Toffaletti F.B., (1968). A Procedure for Computation of Total River Sand Discharge and Detailed Distribution, Bed to Surface. Committee on Channel Stabilization, U.S. Army Corps of Engineers, 187 p.
- Tönis I.E., Stam J.M.T., Van de Graaf J., (2002). Morphological changes of the Haringvliet estuary after closure in 1970. *Coastal Engineering*, 44, p 191– 203.
- Ullmann A. et Pirazzoli P.A., (2007). « Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion. Spatial characteristics of seasurges formation in the Gulf of Lions », *Cybergeo, Environnement, Nature, Paysage*, article 362.
- 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.
- Ulses C., Estournel C., Durrieu de Madron X., Palanques A., (2008). Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Méditerranéan) : Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research*, 28, p 2048-2070.
- Van der Wal D. and Pye K., (2003). The use of historical bathymetric charts in a GIS to assess morphological change in estuaries. *The Geographical Journal*, 169 (1), p 21-31.
- Van Rijn L. C., (1984) Sediment transport, part I: Bed-load transport. *J. Hydraul. Eng., Am. Soc. Civil Eng.*, 110, p 1431-1456.
- Van Rijn L.C., (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua publications, Amsterdam.
- Van Rijn L.C., (2011). Coastal erosion and control. *Ocean and Coastal management*, XXX, p 1-21.
- Vanoni V.A. (1975). *Sedimentation Engineering*. American Society of Civil Engineers, New York.

- 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.
- Verbunt M., Groot Zwaafink M., Gurtz J., (2005). The hydrologic impact of land cover changes and hydropower stations in the Alpine Rhine basin. *Ecological Modelling*, 187, p 71-84.
- Vericat D. and Batalla R.J., (2005). Sediment transport in a highly regulated fluvial system during two consecutive floods (Lower Ebro River, NE Iberia Peninsula). *Earth Surface and Landforms*, 30, p 385-402.
- Vericat D., Batalla R.J. (2006). Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79, 1-2, p 72-92.
- Vericat D., Batalla R.J., Garcia C., (2006). Breakup and reestablishment of the armour layer in a highly regulated large gravel-bed river: the lower Ebro. *Geomorphology*, 76, p 122–136.
- Vinchon C. et al., (2006). Response of the Coastline to Climate Change. Specific Report for the RESPONSE Project LIFE- Environment Programm : Evolution of coastal risk (erosion and marine flooding) on the Aquitaine and Languedoc Roussillon pilot regions. Final report, BRGM/RP-54718-FR. 153 p.
- Wainwright J., Thornes J.B., (2004). *Environmental Issues in the Mediterranean*. Routledge, London.
- Walling D.E., Webb B.W., (1981). The reliability of suspended sediment loads. *IAHS pub.*, 133, p 177-194.
- Walling D.E., Webb B.W., (1983). Patterns of sediment yield. In : *Background to Paleohydrology* (ed. By K.J. Gregory), Wiley, Chichester, UK, p 69-100.
- Walling D.E., Webb B.W., (1996). Erosion and sediment yield : a global overview. in : *Erosion and sediment Yield : global and regional perspectives*. Proc. of the Exeter Symposium, July 1996. *IAHS Publ.*, 236, p 3-19.
- Walling D.E., Owens P.N., Waterfall B.D., Leeks G.J.L., Wass P.D., (2000). The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *The Science of the Total Environment*, 251 252, p 205-222.
- Walling D. E. and Fang D., (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39, p 111-126.
- Walling D.E., (2006). Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*, 79, p 192-216.
- Warburton J., (1992). Observations of Bed-Load Transport and Channel Bed Changes in a Proglacial Mountain Stream. *Arctic and Alpine Research*, 24, p 195-203.
- Warner R.F., (1994). A theory of channel and floodplain responses to alternating regimes and its application to actual adjustments in the Hawkesbury River, Australia. In: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley, New York, p 173-200.
- Warner, R.F., (2000). Gross channel change along the Durance River, southern France, over the last 100 years using cartographic data. *Regulated Rivers: Research & Management* 16, p 141– 157.
- Warrick R., Oerlemans J., (1990). Sea level rise. In: Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J., (Eds.), *Climate Change*. IPCC, WMO/UNEP, Cambridge, p 257-281.
- Warrick J.A., George D.A., Gelfenbaum G., Ruggiero P., Kaminsky G.M., Beirne M., (2009). Beach morphology and change along the mixed grain-size delta of the dammed Elwha River, Washington. *Geomorphology*, 111, p 136-148.
- Williams G.P. and Wolman M.G., (1984). *Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers*. Professional Paper 1986. U.S. Geological Survey, Washington, USA.

- Williams G.P., (1989). Sediment concentration versus water discharge during simple hydrologic events in river. *Journal of Hydrology*, 111, p 89-106.
- Williams N.D., Walling D.E., Leeks G.J.L., (2007). High temporal resolution in situ measurement of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment. *Water Research*, 41, p 1081-1093.
- Willis C.M., Griggs G.B., (2003). Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability. *Journal of Geology* 111, p 167-182.
- Winterbottom S.J., (2000). Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology*, 34, p 195-208.
- Winterbottom, S. J., & Gilvear, D. J. (2000). A GIS-based approach to mapping probabilities of river bank erosion: regulated River Tummel, Scotland. *Regulated Rivers-Research & Management*, 16, 127–140.
- Wolman M.G., (1954). A method of sampling coarse river bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35 (6), p 951-956.
- Woodward J.C., (1995). Patterns of erosion and suspended sediment yield in Mediterranean river basins. In: Foster, I.D.L., Gurnell, A. M., Webb, B.W. (Eds.), *Sediment and Water Quality in River Catchments*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, p. 365–389.
- Woppelmann, G., (1997). *Marégraphie et géodésie spatiale : bilan d'un travail de recherche sur leur synergie*. Bull. Inform. IGN n° 69 .
- Wright L.D. & Short A.D., (1984), *Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis*, *Marine Geology*, 56, p 93-118.
- Yalin M.S. (1972), *Mechanics of Sediment Transport*, Pergamon, New York.
- Yang S.L., Zhang J., (2005). Impacts of dams on Yangtze River sediment supply to the sea and delta intertidal wetland response. *Journal of Geophysical research*, 110, 12 p.
- Yokoyama Y., Lambeck K., De Deckker P.P.J., Fifield L.K., (2000). Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima. *Nature* 406, p 713–716.
- Zhang K., Douglas B. C., and Leatherman, S. P., (1997). East coast storm surges provide unique climate record; *Eos*, 78, 37, p 389.

Liste des Figures :

Figure 1 : Carte de localisation du système Gapeau/rade d'Hyères et du secteur étudié.	8
Figure 2 : Géologie simplifiée du bassin versant du Gapeau (S.C.P., 1974 modifié).	9
Figure 3 : Comblement alluvial de la basse vallée du Gapeau (Gouvernet, 1965, modifié).	10
Figure 4 : Profil longitudinal du réseau hydrographique du Gapeau (Masurel, 1964, modifié).	10
Figure 5 : Comparaison des espaces boisés recensés en 1973 et 2006 sur le bassin-versant du Gapeau.	12
Figure 6 : Synthèse de l'état physique et des ouvrages hydrauliques sur le bassin-versant du Réal-martin (S.I.E.E,2004).	14
Figure 7 : Les ouvrages transversaux dans la basse vallée : a) Seuil de Ste Eulalie, b) Seuil de Ste Eulalie vu de l'aval c) Le barrage anti-sel dégonflé d) Le barrage anti-sel au module.	15
Figure 8 : Localisation de la station hydrométrique de Sainte Eulalie.	17
Figure 9 : Courbe des débits classés à la station de Ste Eulalie (source : Banque Hydro).	18
Figure 10 : Débits moyens mensuels (calculés sur la période 1961-2008) (source : Banque hydro).	18
Figure 11 : Chronique hydrologique du Gapeau à Ste Eulalie (débits moyens journaliers 1961-2009) (source: Banque hydro).	19
Figure 12 : Répartition des différentes morphologies sur le Gapeau aval.	20
Figure 13 : Exemples de géométries caractéristiques du chenal du Gapeau dans la basse vallée.	21
Figure 14 : Synthèse des conditions de la transmissivité sédimentaire dans le Gapeau aval.	22
Figure 15 : Rose des vents trihoraires à Hyères B.A.N. pour la période 1966-2006 (source : Météo France) et direction des vents morphogène.	15
Figure 16 : Plans de houle de secteur nord-est, est et sud-est ($T=7s$) et coefficients de réfraction (d'après Blanc, 1971), modifié par Courtaud (2000).	30
Figure 17 : Schéma général de l'hydrodynamisme au niveau du fond (d'après Jeudy de Grissac, 1975).	32
Figure 18 : Distribution temporelle des enregistrements des marégraphes de Cavalaire, Nice, Brégançon, Toulon, Monaco (CETE Méditerranée).	34
Figure 19 : Elévation marine d'après le marégraphe de Marseille (Brunel, 2010 modifiée).	36
Figure 20 : les ouvrages portuaires (localisation sur la figure 16).	38
Figure 21 : Les aménagements à l'embouchure du Gapeau.	40
Figure 22 : Chronologie et localisation des aménagements (Courtaud, 2000 modifié).	42
Figure 23 : Carte sédimentologique de l'ouest de la rade d'Hyères (d'après Blanc et Jeudy de Grissac, 1978, modifiée).	44
Figure 24 : Répartition des sédiments en rade d'Hyères (d'après Jeudy de Grissac, 1975).	45
Figure 25 : Répartition longitudinale des sédiments de la zone du swash en rade d'Hyères (Courtaud, 2000, modifié).	47
Figure 26 : Illustration du procédé de simplification des profils (Rollet, 2007).	55
Figure 27 : Evolution du profil en long, 1954-1973-1996-2007.	56
Figure 28 : Evolution du profil en long entre 1954 et 1973.	57
Figure 29 : Evolution du profil en long entre 1973 et 1996.	57
Figure 30 : Evolution du profil en long entre 1996 et 2007.	58
Figure 31 : Carte d'état major de 1850 (1/40 000ème) (source : Géoportail).	59
Figure 32 : Cadastre Napoléonien de 1828 (planche au 1/20 000 ^{ème} , source : archives départementales du Var).	59
Figure 33 : Présentation des profils générés sous DSAS et de la sectorisation du Gapeau.	60
Figure 34 : Variations de largeur de bande active du Gapeau entre 1932 et 2003.	61
Figure 35 : Graphe en boîte présentant les valeurs de largeur de bande active en fonction des différentes dates.	62
Figure 36 : Graphe en boîte présentant les valeurs de largeur de bande active en fonction des différentes dates et différents secteurs.	63
Figure 37 : Variations de la largeur de la bande active du Gapeau et du Réal-Martin en amont de la confluence entre chaque date.	63
Figure 38 : Variations de largeur de bande active du Gapeau entre chaque date.	64
Figure 39 : Mouvements de la bande active du Gapeau au niveau de l'embouchure (secteur5).	69
Figure 40 : Stockage et déstockage sédimentaire dans la basse vallée depuis 1932.	73
Figure 41 : Nombre de jours/an avec des débits supérieurs au débit morphogène ($Q_{1,5}$, Bravard et petit, 2000) de 1961 à 2006 (source : Banque Hydro).	76
Figure 42 : Localisation du déversoir.	79
Figure 43 : Représentation de la sectorisation actuelle du littoral en fonction des principales discontinuités, des cellules hydro-sédimentaires et représentation des profils générés pour l'étude des mouvements du trait de côte.	84
Figure 44 : Vitesses d'évolution du trait de côte entre 1896 et 2003, localisation des ouvrages et dates approximatives de construction.	85
Figure 45 : Représentation de l'évolution du trait de côte entre 1896 et 2003 en fonction des cellules hydro- sédimentaires définies en 2003.	86

Figure 46 : Evolution des surfaces de plage émergée en fonction des cellules hydro-sédimentaires sur le littoral de la rade d'Hyères pour la période 1896-2003.	87
Figure 47 : Vitesses d'avancée et de recul du trait de côte entre 1896 et 2003 (m/an).	88
Figure 48 : Semi de sondes de 1896 numérisées en rade d'Hyères (source : SHOM).	94
Figure 49 : Différentiel bathymétrique 1896-2005.	95
Figure 50 : Mouvements sédimentaires le long de la branche orientale du tombolo 1896- 2005.	95
Figure 51 : Mouvement dans le profil de plage entre 1896 et 2005 en aval du port de la Capte.	96
Figure 52 : Différentiel bathymétrique 1896-1974.	97
Figure 53 : Mouvements sédimentaires le long de la branche orientale du tombolo 1896- 1974.	97
Figure 54 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre l'embouchure du Gapeau et celle du Roubaud.	97
Figure 55 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre le débouché du Roubaud et le Port d'Hyères.	98
Figure 56 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre le Port d'Hyères et le Port de la Capte.	98
Figure 57 : Différentiel bathymétrique 1896-1974 entre le Port de la Capte et la limite du tombolo.	99
Figure 58 : Différentiel bathymétrique 1974-2005.	100
Figure 59 : Mouvements sédimentaires le long de la branche orientale du tombolo 1974-2005.	100
Figure 60 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre l'embouchure du Gapeau et celle du Roubaud.	101
Figure 61 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre le débouché du Roubaud et le Port d'Hyères.	102
Figure 62 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre le Port d'Hyères et le Port de la Capte.	102
Figure 63 : Différentiel bathymétrique 1974-2005 entre le Port de la Capte et la limite du tombolo.	102
Figure 64 : 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), dans Brunel (2010).	106
Figure 65 : Compilation des forçages hydrologiques et météo-marins.	108
Figure 66 : Limite supérieure de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères en 1924.	111
Figure 67 : Limite supérieure de l'herbier de posidonie en rade d'Hyères en 1998.	111
Figure 68 : Evolution de la limite supérieure de l'herbier de Posidonie au niveau de la plage de l'Ayguade.	111
Figure 69 : Evolution de la limite supérieure de l'herbier de Posidonie entre le port du Roubaud et le port d'Hyères.	112
Figure 70 : Evolution de la limite supérieure de l'herbier de Posidonie entre le port d'Hyères et le port de la Capte.	112
Figure 71 : Les différents modes de transport sédimentaire (Summerfield, 1991).	118
Figure 72 : Diagramme de Hjulström (Hjulström, 1935).	119
Figure 73 : Diagramme de Shields (Shields, 1936).	119
Figure 74 : Courbes d'hystérésis du transport de la charge de fond pour 2 crues instrumentées sur le Rio Cordon (D'Agostino et Lenzi, 1999).	120
Figure 75 : Les hystérésis d'évolution de la relation entre concentrations en MES et débits (Williams, 1989, modifié par Lefrançois, 2007).	121
Figure 76 : a) panache turbide de crue, b) Embouchure du Gapeau suite à la crue de 1999 (Courtaud, 2000), c) Plage de l'Ayguade suite à la crue de décembre 2008.	122
Figure 77 : Principaux organismes hydrologiques et caractéristiques sédimentaires associées (Courtaud, 2000).	123
Figure 78 : Carte de localisation des sites de suivi et chronique des relevés topographiques en fonction de l'hydrologie instantanée du Gapeau à Ste Eulalie (source : banque hydro).	125
Figure 79 : Méthode d'évaluation du volume de charge de fond transporté lors d'un évènement de crue (D'après Laronne et al., 1992, modifié par Rollet, 2007).	126
Figure 80 : a) Placette peinte avant et b) après une crue de 42 m ³ /s sur le site n°3, c) exemple de localisation des PIT tags après la crue de décembre 2008 sur le site n°4.	127
Figure 81 : Présentation du matériel (Lamarre et al., 2005).	128
Figure 82 : Granulométries de surface et granulométrie des traceurs sur les 4 sites.	128
Figure 83 : Diagramme de Yalin-Shields (Yalin, 1972).	132
Figure 84 : Distance moyenne de transport en fonction du débit maximum instantané sur les 4 sites.	135
Figure 85 : Distances de transport moyennes par rapport à la durée des crues sur les site 1, 3 et 4.	135
Figure 86 : Résultats obtenus à partir des profils en travers et des chaînes d'érosion.	137
Figure 87 : Transport solide estimé en fonction du débit maximum instantané sur les 4 sites.	139
Figure 88 : a) localisation du secteur étudié, b) présentation du matériel utilisé et c) principe de fonctionnement de l'ADCP.	142
Figure 89 : Exemple du relevé effectué en septembre 2007 et MNT associé.	142
Figure 90 : Chronique des débits maximums instantanés à la station de Ste Eulalie (données : SCP).	143

Figure 91 : Différentiels bathymétrique entre septembre 2007, mars 2008 et juin 2008.	144
Figure 92 : Intensité du signal rétrodiffusé corrigé (en db) (jaugeage SCP, 70 m ³ /s, le 16/12/2008 en aval du site n°4).	147
Figure 93 : a) Intensité du signal rétrodiffusé corrigé (en db) pour un débit de 4 m ³ /s le 30/05/2008 et b) pour un débit de 25,9 m ³ /s le 30/05/2008.	148
Figure 94 : Relation entre débits et concentrations en MES mesurées pour les 3 crues étudiées.	151
Figure 95 : Part des sables dans les échantillons prélevés en surface (%).	153
Figure 96 : D50 de tous les échantillons prélevés.	153
Figure 97 : Représentation schématique du piège Helley-Smith (Antonelli, 2004).	156
Figure 98 : Relation entre le transport sur le fond et le débit.	158
Figure 99 : Relation entre le Grain Moyen des échantillons prélevés au piège Helley-Smith et le débit.	158
Figure 100 : Etapes méthodologiques pour le calcul des capacités de transport.	159
Figure 101 : Les différents types d'environnements deltaïques suivant la dominance des vagues, du fleuve ou de la marée (d'après Galloway 1975).	172
Figure 102 : Echelles spatiales et temporelles des changements des processus côtiers (Komar 2000, modifié par Sabatier 2001).	172
Figure 103 : Carte de localisation et organisation des différentes unités paysagère (Courtaud, 2000, modifiée).	174
Figure 104 : Organisation du cordon dunaire simplifiée (Courtaud 2000, modifié).	175
Figure 105 : Localisation des prélèvements effectués par GEOMER en 1996.	177
Figure 106 : Croquis géomorphologique de l'embouchure du Gapeau à celle du Roubaud.	178
Figure 107 : Exemple de profils de plage (secteur situé entre l'embouchure du Gapeau et le port d'Hyères).	180
Figure 108 : Croquis géomorphologique de l'embouchure du Roubaud au port d'Hyères.	181
Figure 109 : Croquis géomorphologique du Port d'Hyères au port de la Capte.	183
Figure 110 : Croquis géomorphologique du Port de la Capte à la Badine.	184
Figure 111 : Différentiel topo-bathymétrique illustrant la zone de dragage et la zone de dépôt.	187
Figure 112 : Relevé topo-bathymétrique, exemple de la plage de l'Ayguade (17 et 18 novembre 2007).	194
Figure 113 : Sectorisation de la zone d'étude.	195
Figure 114 : Chronologie des relevés topo-bathymétriques en fonction des conditions hydrologiques (station de Ste Eulalie) et météo-marines (station de la B.A.N.) (Sources : Banque Hydro et Météo France).	196
Figure 115 : Simulation de propagation de la houle en rade d'Hyères (Océanide, 2001).	197
Figure 116 : Différentiel topo-bathymétrique entre février et juin 2007 sur l'ensemble du secteur d'étude.	198
Figure 117 : Bilan sédimentaire entre février et juin 2007 sur l'ensemble du secteur d'étude.	198
Figure 118 : Différentiel topo-bathymétrique février 2007 / juin 2007.	199
Figure 119 : Profil P2 au niveau de la digue frontale en février et juin 2007.	199
Figure 120 : Profil P1 au niveau de l'embouchure en février et juin 2007.	199
Figure 121 : Modélisation de la courantologie avec : vent=27m/s ⁻¹ orientation 80°N et houle : Hs=3,2m et T=8s (Océanide, 2011).	200
Figure 122 : a) Différentiel topo bathymétrique février 2007/juin 2007 au niveau de la lône b) Profil P1 au niveau de la lône, c) Profil P2 au niveau de la lône.	201
Figure 123 : Différentiel topo-bathymétrique février 2007/juin 2007 (plage de l'Ayguade).	202
Figure 124 : Différentiel topo-bathymétrique entre février et juin 2007 au niveau de la batterie d'épis.	203
Figure 125 : Profil P1 entre les épis.	204
Figure 126 : Profil P2 entre les épis.	204
Figure 127 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre février 2007 et juin 2007 au niveau de la plage du Ceinturon, b) Profil P1, c) Remblai de protection en fin de tempête.	205
Figure 128 : Différentiel topo-bathymétrique entre février 2007 et juin 2007 au niveau de la plage en amont du port d'Hyères.	206
Figure 129 : Profil P1 en amont du port d'Hyères.	207
Figure 130 : Profil P2 en amont du port d'Hyères.	207
Figure 131 : Modélisation de la courantologie avec : vent=10m/s ⁻¹ orientation 150°N et houle : Hs=2,5m et T=8s (Océanide, 2011).	208
Figure 132 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin 2007 et octobre 2007.	208
Figure 133 : Bilan sédimentaire entre juin 2007 et octobre 2007.	208
Figure 134 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 (embouchure).	209
Figure 135 : Profil P1 à l'embouchure.	209
Figure 136 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône.	210
Figure 137 : Différentiel topographique entre juin et octobre 2007 (plage de l'Ayguade).	211
Figure 138 : Profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade.	211
Figure 139 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 secteurs des épis.	211
Figure 140 : Profil P1 au niveau des épis.	211

Figure 141 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 (plage du Ceinturon).	212
Figure 142 : Profil P1 au niveau du Ceinturon.	212
Figure 143 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre juin et octobre 2007 en amont du port d'Hyères, b) Profil P1, c) Profil P2.	213
Figure 144 : Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 sur l'ensemble du secteur d'étude.	214
Figure 145 : Bilan sédimentaire entre octobre 2007 et novembre 2007.	214
Figure 146 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de l'embouchure, b) profil P1, c) Profil P2.	215
Figure 147 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) Profil P2 face à la digue frontale.	216
Figure 148 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de la plage de l'Ayguade b) profil P1, c) Profil P2.	217
Figure 149 : Différentiel topo-bathymétrique entre oct. et nov. 2007 au niveau des épis.	218
Figure 150 : Profil P1 au niveau des épis.	218
Figure 151 : Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau de la plage du Ceinturon.	219
Figure 152 : Profil P1 au niveau du Ceinturon.	219
Figure 153 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre octobre et novembre 2007 au niveau du port d'Hyères b) profil P1 en amont du port d'Hyères en oct. 2007 et nov. 2007, c) profil P1 en amont du port d'Hyères en oct. 2007 et nov. 2007.	220
Figure 154 : Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 sur l'ensemble du secteur d'étude.	222
Figure 155 : Bilan sédimentaire entre novembre 2007 et mai 2008.	222
Figure 156 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 au niveau de l'embouchure, b) profil P1 au niveau de l'embouchure, c) profil P2 au niveau de l'embouchure.	223
Figure 157 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône, d) profil P3 au niveau de la lône.	224
Figure 158 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 (Ayguade), b) profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade, c) profil P2 au niveau de la plage de l'Ayguade.	225
Figure 159 : Différentiel topo-bathymétrique entre nov. 2007 et mai 2008 (épis).	226
Figure 160 : Profil P1 au niveau des épis en nov. et mai 2008.	226
Figure 161 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre novembre 2007 et mai 2008 au niveau de la plage du Ceinturon, b) profil P1, b) profil P2.	226
Figure 162 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre nov. 2007 et mai 2008 en amont du port d'Hyères, b) profil P1 en amont du port d'Hyères, c) Profil P2 en amont du port d'Hyères.	227
Figure 163 : Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008 de l'embouchure du Gapeau à celle du Roubaud.	228
Figure 164 : Bilan sédimentaire entre mai et juin 2008.	228
Figure 165 : Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008 (embouchure).	229
Figure 166 : Bathymétrie en juin 2008 au niveau de l'embouchure.	229
Figure 167 : Profil P1 au niveau de l'embouchure en mai et juin 2008.	230
Figure 168 : Profil P2 face à la digue frontale en mai et juin 2008.	230
Figure 169 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 face au remblai, c) profil P2 face à la digue frontale du centre nautique.	230
Figure 170 : Différentiel topo-bathymétrique entre mai et juin 2008.	231
Figure 171 : Profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade en mai et juin 2008.	231
Figure 172 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 sur l'ensemble du secteur d'étude.	232
Figure 173 : Bilan sédimentaire entre juin et septembre 2008.	232
Figure 174 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 (embouchure).	233
Figure 175 : profil P1 au niveau de l'embouchure en juin et septembre 2008.	233
Figure 176 : Profil P2 face à la digue frontale en juin et septembre 2008.	234
Figure 177 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône.	234
Figure 178 : Différentiel topo-bathymétrique entre juin et septembre 2008 au niveau de la plage de l'Ayguade, b) profil P1 au niveau de la plage de l'Ayguade, c) profil P2 au niveau de la plage de l'Ayguade.	235
Figure 179 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 sur l'ensemble de la zone d'étude.	236
Figure 180 : Bilan sédimentaire entre septembre et décembre 2008.	236
Figure 181 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau du chenal et de l'embouchure.	237
Figure 182 : Bilan sédimentaire sur le secteur du chenal et de l'embouchure entre septembre et décembre 2008.	238
Figure 183 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau de la lône, b) profil P1 au niveau de la lône, c) profil P2 au niveau de la lône.	239

<i>Figure 184 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau de la plage de l'Ayguade, b) profil P1, c) profil P2, d) profil P3, d) profil P4.</i>	240
<i>Figure 185 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 (épis).</i>	242
<i>Figure 186 : Profil P1 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.</i>	242
<i>Figures 187 et 188 : Profils P2 et P3 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.</i>	243
<i>Figures 189 et 190 : Profils P4 et P5 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.</i>	243
<i>Figures 191 et 192 : Profils P6 et P7 au niveau des épis en sept. et déc. 2008.</i>	243
<i>Figure 193 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau de la plage du Ceinturon, b) profil P1, c) profil P2.</i>	244
<i>Figure 194 : Différentiel topo-bathymétrique entre septembre et décembre 2008 au niveau du port d'Hyères.</i>	245
<i>Figures 195 et 196 : Profils P1 et P2 en sept. et déc. 2008 en amont du port d'Hyères.</i>	246
<i>Figure 197 : Profil P3 en sept. et déc. 2008 en amont du port d'Hyères.</i>	246
<i>Figure 198 : Profil P4 en sept. et déc. 2008 en amont du port d'Hyères.</i>	246
<i>Figure 199 : a) Différentiel topo-bathymétrique entre décembre 2008 et avril 2009 au niveau de l'embouchure, b) Profil P1, c) Profil P2.</i>	248
<i>Figure 200 : Bilan sédimentaire sur le secteur du chenal et de l'embouchure entre décembre 2008 et avril 2009.</i>	248
<i>Figure 201 : Profils aux trois dates au niveau de l'embouchure et localisation du profil.</i>	250
<i>Figure 202 : Profils dans le chenal et l'embouchure à toutes les dates.</i>	250
<i>Figures 203 et 204 : Mouvements des isobathes au niveau de l'embouchure sur l'ensemble de la période d'étude.</i>	251
<i>Figure 205 : Morphologie du Secteur 1.</i>	290
<i>Figure 206 : Morphologie du Secteur 2.</i>	292
<i>Figure 207 : Morphologie du Secteur 3.</i>	294
<i>Figure 208 : Morphologie du Secteur 4.</i>	296
<i>Figure 209 : Morphologie du Secteur 5.</i>	298
<i>Figure 210 : Morphologie du Secteur 6.</i>	299
<i>Figure 211 : Changement de style fluvial sur le secteur 6.</i>	299
<i>Figure 212 : Morphologie du Secteur 7.</i>	300
<i>Figure 213 : Méthode d'estimation du stockage sédimentaire en amont du seuil.</i>	304

Liste des tableaux

Tableau 1 : Superficies des formations géologiques du bassin versant du Gapeau (SCP, 1973).	11
Tableau 2 : Données disponibles sur l'occupation du sol dans le bassin-versant du Gapeau.	12
Tableau 3 : Augmentation des surfaces boisées observées dans chaque étude.	13
Tableau 4 : Données climatiques à Hyères le Palyvestre (1959-2007) (données météo France), et à la station de Cuers (1975-2000), (source : SIEE 2004).	16
Tableau 5 : Caractéristiques hydrologiques (en m^3/s^{-1}) ; données calculées à partir des débits moyens journaliers sur 49 années de mesures (Banque Hydro, www.hydro.eaufrance.fr), données calculées à partir des débits instantanés sur 35 et 40 années de mesures (HGM, 1996 et CEDRAT, 2001).	17
Tableau 6 : Occurrence des forts débits en fonction des périodes.	19
Tableau 7 : Caractéristiques statistiques générales des vents trihoraires à la BAN d'Hyères (1966-2006).	25
Tableau 8 : Fréquence (en %) des classes des vents trihoraires seuillées par force et par direction pour la station de la B.A.N d'Hyères (1966-2006).	26
Tableau 9 : Le niveau marin et ses fluctuations à Hyères et à Toulon (CEDRAT, 2001).	35
Tableau 10 : Relation entre la vitesse des courants de marée et le diamètre des sables (S.O.G.R.E.A.H., 1988).	36
Tableau 11 : Synthèse et chronologie des aménagements (Courtaud, 2000 modifié).	42
Tableau 12 : Profils topographiques disponibles sur le Gapeau aval.	54
Tableau 13 : Variations verticales du plancher alluvial du Gapeau entre 1954 et 1973 en fonction des différents secteurs (en mètres).	57
Tableau 14 : Variations verticales du plancher alluvial du Gapeau entre 1973 et 1996 en fonction des différents secteurs (en mètres).	58
Tableau 15 : Variations verticales du plancher alluvial du Gapeau entre 1996 et 2007 (en mètres).	58
Tableau 16 : Caractéristiques des sources documentaires.	59
Tableau 17 : Evolution surfacique de la bande active du Gapeau entre chaque date.	62
Tableau 18 : Evolution surfacique de la bande active du Gapeau en amont de la confluence Gapeau/Real-Martin entre chaque date.	65
Tableau 19 : Evolution surfacique de la bande active du Réal-Martin entre chaque date.	65
Tableau 20 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 1 entre chaque date.	66
Tableau 21 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 2 entre chaque date.	66
Tableau 22 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 3 entre chaque date.	67
Tableau 23 : Evolution surfacique de la bande active sur le secteur 4 entre chaque date.	68
Tableau 24 : Evolution surfacique de la bande active du Gapeau entre le site du barrage anti-sel et l'embouchure (secteur 5) entre chaque date.	69
Tableau 25 : Synthèse des documents utilisés dans cette étude.	82
Tableau 26 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique entre 1896 et 2003.	86
Tableau 27 : Vitesses d'évolution moyenne par secteurs et évolution surfacique 1896-1924.	89
Tableau 28 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique 1924-1950.	90
Tableau 29 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique 1950-1972.	91
Tableau 30 : Vitesses d'évolution moyennes par secteurs et évolution surfacique 1972-2003.	92
Tableau 31 : Bilan des évolutions surfaciques en rade d'Hyères.	92
Tableau 32 : Caractéristiques des conditions de transport.	131
Tableau 33 : Résultats observés pour la détermination des débits-seuils de mise en mouvement et des distances de transport.	136
Tableau 34 : Transport solide estimé pour chaque crue et sur chaque site.	138
Tableau 35 : volume de charge de fond mobilisé durant la période d'étude (07/2007-04/2009).	140
Tableau 36 : Pourcentages de différence de concentrations en MES mesurées sur 3 verticales du profil durant la crue du 21/04/2008.	149
Tableau 37 : mesures événementielle des concentrations en MES (mesures instantanés et extrapolation à la totalité de la crue ; interpolation jusqu'aux valeurs maximums mesurées et extrapolation au-delà, sur la base des relations linéaires).	152
Tableau 38 : Estimation des volumes de MES annuels moyens apportés au littoral sur la période 1961-2009 et sur la période 07/2007-07/2009 en fonction des équations utilisées.	152
Tableau 39 : Estimation des volumes de sable annuels moyens apportés au littoral sur la période 1961-2009 et sur la seule année 2008 en fonction des équations utilisées.	153
Tableau 40 : Caractéristiques hydro-géomorphologiques du Gapeau et domaines d'application des équations sélectionnées (d'après Toffaleti, 1968 et Brownlie, 1981, dans Rollet, 2007). nr = non renseigné.	160
Tableau 41 : Caractéristiques des distributions granulométriques issues des volumétries sur chaque site.	161

<i>Tableau 42 : Comparaison des capacités de transport estimées à partir des équations avec le transport solide réel mesuré pour la crue de décembre 2008.</i>	162
<i>Tableau 43 : Capacités de transport solide totales, capacités de transport annuelles moyennes et capacités de transport sur la période d'étude, calculées à partir des équations de Meyer Peter Müller (MPM), Parker, Einstein et Schoklitsch et des chroniques hydrologiques disponibles (40 années de mesures sur le Gapeau en amont de la confluence (site 1), 44 années sur le Réal-Martin (site 2) et 48 sur le Gapeau en aval de la confluence (sites 3 et 4). Entre parenthèse le pourcentage de sables et graviers.</i>	163
<i>Tableau 44: Compilation des estimations du transport solide (en m³).</i>	165
<i>Tableau 45 : Texture des échantillons prélevés en 1996 (GEOMER, 1996).</i>	177
<i>Tableau 46 : Nombre de particules échantillonnées sur chaque site.</i>	302
<i>Tableau 47 : Pourcentages de particules calcaires et métamorphiques pour chaque classe granulométrique et pour chaque site d'étude.</i>	303

Liste des Photographies

<i>Photo 1 : Perré de la Capte.</i>	39
<i>Photo 2 : Enrochement des Cabanes du Gapeau.</i>	39
<i>Photo 3 : Autorisation d'extraction (Archives Hyères).</i>	41
<i>Photos 4 et 5 : Enrochements et blocs de béton destinés à limiter l'érosion des berges en aval du seuil de Ste Eulalie.</i>	78
<i>Photo 6 : Plaine d'inondation en arrière du déversoir (crue de février 2001, >150 m³/s⁻¹).</i>	79
<i>Photos 7 et 8 : Qliner en mode acquisition.</i>	147
<i>Photo 9 : Piégeage en flux lors de la crue du 15/12/2008.</i>	156
<i>Photo 10 : Banquettes de Posidonie sur la plage du ceinturon.</i>	175
<i>Photo 11 : Banquettes de Posidonie sur la plage de la Capte.</i>	175
<i>Photo 12 : Banc de galets émergeant par marée basse au droit de l'embouchure du Gapeau.</i>	178
<i>Photo 13 : Remblai au droit de l'embouchure de la lône.</i>	179
<i>Photo 14 : Remblai au droit de l'embouchure de la lône après la tempête de décembre 2008.</i>	179
<i>Photo 15 : Plage de l'Ayguade et laisse de tempête.</i>	180
<i>Photo 16 : Formation de croissants de plage en fin de tempête sur la plage de l'Ayguade.</i>	180
<i>Photo 17 : Plage entre les épis du Ceinturon.</i>	181
<i>Photo 18 : Matériaux grossiers sur la berme entre les épis du Ceinturon.</i>	181
<i>Photo 19 : Remblai du Ceinturon.</i>	182
<i>Photo 20 : Matériaux grossiers sur le haut de plage en aval du Ceinturon.</i>	182
<i>Photo 21 : Le remblai du Ceinturon.</i>	182
<i>Photo 22 : Démantèlement du remblai après un épisode tempétueux.</i>	182
<i>Photo 23 : Plage en amont du port d'Hyères.</i>	183
<i>Photo 24 : Plage en amont du port d'Hyères en fin de tempête.</i>	183
<i>Photo 25 : La plage de la Capte avant rechargement.</i>	184
<i>Photo 26 : La plage de la Capte après rechargement.</i>	184
<i>Photo 27 : Plage de la Badine.</i>	184
<i>Photos 28 et 29 : Dépôts de dragage au droit de l'embouchure du Gapeau (février 2008).</i>	185
<i>Photos 30 et 31 : Dragage et dépôt des matériaux en aval de l'embouchure du Roubaud.</i>	186
<i>Photos 32 et 33 : Dragage et dépôt sur la plage en amont du port d'Hyères.</i>	187
<i>Photo 34 : Dépôt des matériaux extraits du chenal d'entrée du port de la Capte en amont de la digue.</i>	188
<i>Photos 35 et 36 : Plage du Ceinturon avant et après rechargement.</i>	189
<i>Photos 36 et 37 : Plage de la Capte avant et pendant le rechargement.</i>	189
<i>Photo 38 : Vidange du bassin de réception en amont du port d'Hyères.</i>	189
<i>Photo 39 : Géotubes mis en place au large de la plage de la Capte.</i>	190
<i>Photo 40 : Matériel embarqué (Sondeur Tritech 500 et DGPS couplés à la centrale d'acquisition Hypack).</i>	193
<i>Photo 41 : Arpenteur équipé d'un DGPS TRIMBLE 5800 RTK.</i>	193
<i>Photo 42 : Base du DGPS positionnée sur un point géoréférencé (toit de la capitainerie).</i>	194
<i>Photo 43 : Croissants sur la plage de l'Ayguade pendant la tempête de février 2007.</i>	202
<i>Photo 44 : Opération de dragage à l'embouchure du Roubaud et dépôt sur la plage en aval du port. Au premier plan, l'érosion du dépôt.</i>	204
<i>Photo 45 : Banquettes de posidonie en amont du port d'Hyères en février 2007.</i>	206
<i>Photo 46 : Erosion du remblai en aval de la lône.</i>	216
<i>Photo 47 : Erosion de la plage en arrière de la digue frontale du centre nautique.</i>	216
<i>Photo 48 : Plage de l'Ayguade après la tempête des 25 et 26 octobre 2007.</i>	218
<i>Photo 49 : Erosion du talus de protection au Ceinturon.</i>	219
<i>Photo 50 : Erosion du remblai (secteur de la lône).</i>	223
<i>Photo 51 : Accumulations au droit de l'embouchure.</i>	238
<i>Photo 52 : Accumulation devant la digue frontale.</i>	238
<i>Photos 53 et 54 : Dépôt en rive gauche en aval du barrage anti-sel.</i>	239
<i>Photos 55 et 56 : Erosion du remblai et accumulation sur la berme en aval.</i>	240
<i>Photo 57 : Dépôts sédimentaires sur l'arrière plage (overwash).</i>	241
<i>Photo 58 : Débris végétaux et macro-déchets déposés sur la berme de la plage de l'Ayguade après la crue et la tempête de décembre 2008.</i>	241
<i>Photo 59 : Régularisation du profil de la plage de l'Ayguade durant la tempête du 3 janvier 2007.</i>	241
<i>Photo 60 : Erosion du talus de protection, conséquence de la tempête (décembre 2008).</i>	245
<i>Photo 61 : Débris de posidonie déposés sur la berme en amont du port d'Hyères.</i>	246
<i>Photo 62 : Photographie vers l'amont à l'emplacement du profil sur le secteur 1.</i>	291
<i>Photo 63 : Décharge sauvage dans le lit du Réal Martin en contrebas de la D 12.</i>	291
<i>Photo 64 : Dépôts sablo-limoneux en lit moyen au niveau du profil.</i>	291

<i>Photo 65 : Le Réal Martin à l'étiage au niveau du profil.</i>	291
<i>Photo 66 : Confluence Gapeau/Réal Martin.</i>	294
<i>Photo 67 : Elargissement du chenal en aval de la confluence.</i>	294
<i>Photo 68 : Le déversoir après la crue de février 2001 (source : archives Hyères).</i>	295
<i>Photo 69 : Inondation de la plaine en aval du déversoir en février 2001 (source : archives Hyères).</i>	295
<i>Photo 70 : Protection des berges (enrochements et perrés).</i>	295
<i>Photo 71 : Sinuosité avec enrochements bordant la D42.</i>	297
<i>Photo 72 : Vue vers l'aval depuis le seuil.</i>	298
<i>Photo 73 : Vue vers l'aval depuis la confluence avec le Borrel.</i>	298
<i>Photo 74 : Secteur en amont du pont de la D559a.</i>	299
<i>Photo 75 : Section canalisée (secteur 7).</i>	302
<i>Photo 76 : Stabilisation des berges par des techniques de génie végétal.</i>	302
<i>Photo 77 : Sédiments grossiers sur le plancher alluvial en aval du pont de la D559a, rendus visibles par l'effacement du barrage anti-sel suite à un problème technique.</i>	302
<i>Photos 78 et 79 : Granulométrie volumétrique</i>	303

Annexes

Annexe 1 : Caractéristiques morphologiques du tronçon fluvial étudié

Secteur 1

Le secteur 1, sur le Réal-Martin, est bordé de larges zones viticoles. Il se caractérise par une pente longitudinale moyenne relativement élevée (0,004 m/m) et une bande active large, généralement de plus de 50 m (figure 205), avec des faciès d'écoulement diversifiés (alternance seuils/mouilles bien marquée). Les seuils sont longs de ± 50 m et associés à des bancs de convexités (bancs de galets) (Photo 62), les mouilles sont peu profondes (moins d'1 mètre) et longues de ± 100 m. A l'intérieur de ces mouilles, les secteurs les moins dynamiques présentent des accumulations de sables et graviers, tandis que les secteurs plus dynamiques sont constitués par un fond de galets. Les berges portent des placages sablo-limoneux, piégés par l'importante végétation rivulaire.

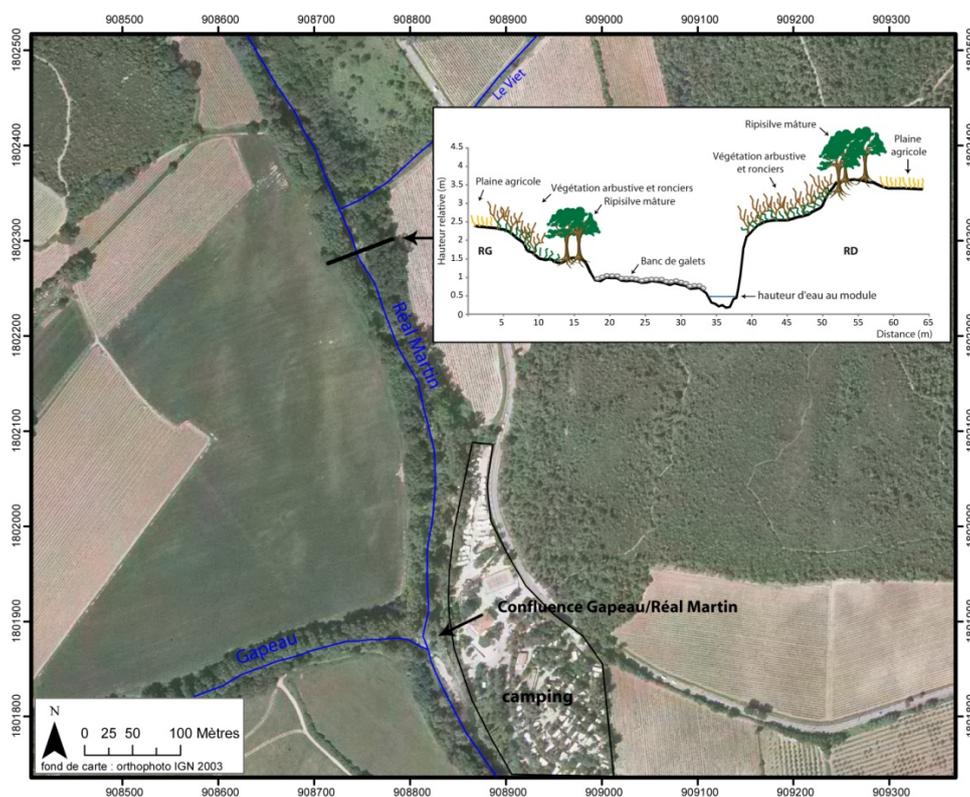


Figure 205 : Morphologie du Secteur 1.

Les dépôts en lit moyen et dans la plaine d'inondation sont également sablo-limoneux. La ripisilve est bien développée (strate arborescente) ; vieillissante et non entretenue elle recouvre parfois l'ensemble du lit en forêt galerie. Seules les berges verticales caractéristiques des extrados sont potentiellement érodables et capables de fournir du sédiment au cours d'eau ; elles comportent une part non négligeable de galets à la base, sur quelques décimètres.

Cette section est marquée par une dissymétrie notable des berges, hautes et pentues en rive droite et basses et faiblement pentues en rive gauche (Photo 64). Ce large lit dissymétrique se rétrécit ensuite progressivement en direction de l'aval à l'approche de la confluence avec le Gapeau et tend à devenir symétrique. Les berges deviennent alors hautes (4 à 5 mètres) sur les deux rives. Il semble que les aménagements et la stabilisation des berges au droit du camping du « Vert Gapeau » aient provoqué ce rétrécissement. Cette stabilisation semble également nécessaire du fait de la présence de la D42 à proximité de la bande active.

Le Réal-Martin connaît un phénomène d'eutrophisation marqué (développement d'algues filamenteuses), en période estivale, où les faibles débits (étiage naturel aggravé par les prises d'eau agricoles) limitent la capacité d'auto-épuration du milieu (Photo 65). On note la présence d'une décharge sauvage, essentiellement de matériaux de constructions, dans le lit (Photo 63).



Photo 62 : Photographie vers l'amont à l'emplacement du profil sur le secteur 1.

Photo 63 : Décharge sauvage dans le lit du Réal Martin en contrebas de la D 12.



Photo 64 : Dépôts sablo-limoneux en lit moyen au niveau du profil.

Photo 65 : Le Réal Martin à l'étiage au niveau du profil.

Secteur 2

Le secteur 2, situé sur le Gapeau en amont de la confluence Gapeau/Réal Martin est bordé de terres agricoles (cultures annuelles). Ce secteur se caractérise par une pente longitudinale moyenne relativement élevée (0,004 m/m), identique à celle du réal-Martin,

mais avec une bande active très étroite (10 à 20 m) et un faciès d'écoulement relativement homogène. L'alternance seuils/mouilles est très peu marquée. Les seuils sont courts (quelques mètres), les mouilles un peu plus longues (10 à 20 mètres) et peu profondes (maximum 1 mètre). Les dépôts de sables et galets en fin de mouille sont rares, le lit mineur étant principalement constitué de galets. Les bancs de galets émergés à l'étiage sont très rares excepté en rives convexes des quelques sinuosités, observables uniquement à faible débit. Une très légère augmentation du débit régularise en effet la section qui devient rectiligne, effaçant la présence de ces bancs de convexité.

Les berges sont hautes et très pentues et sur la quasi-totalité de cette section il n'existe pas de lit moyen (figure 206). Quelques portions du cours d'eau présentent néanmoins une esquisse de lit moyen lorsque le chenal s'élargit, mais celui-ci ne dépasse jamais 1m de large. Les berges sont sableuses et limoneuses avec la présence de dépôts de placage, piégés par une ripisilve dense, constituée d'une végétation majoritairement mature (dont des platanes) qui empêche toute divagation et qui est sans doute en partie responsable de l'enfoncement important du chenal. La qualité de l'eau est ici fortement dégradée de par l'importance des rejets domestiques des communes situées en amont, leurs stations d'épuration n'étant pas aux normes, lorsque celles-ci existent.

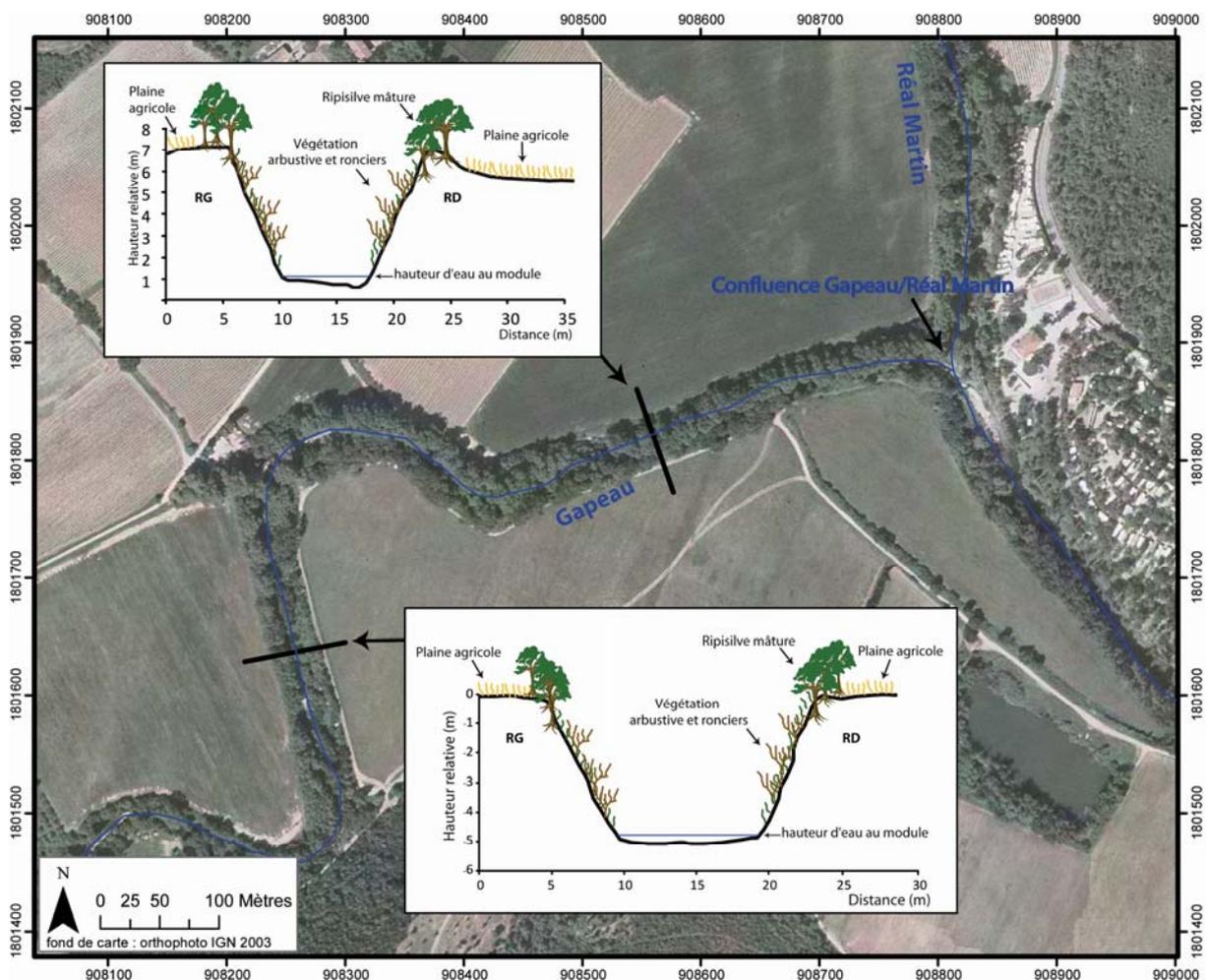


Figure 206 : Morphologie du Secteur 2.

Secteur 3

Le secteur 3 est compris entre la confluence Gapeau/Réal-Martin (Photos 66 et 67) et la limite d'influence du seuil de Ste Eulalie. Ce secteur est bordé en rive gauche sur environ 500 mètres par un camping, puis toujours en rive gauche par une alternance de vergers et de champs de vigne. En rive droite, sur environ 1 km, des champs à cultures annuelles, puis quelques propriétés (villas et jardins) sont implantées à proximité du cours d'eau. La pente du lit est ici réduite (décroissance de 0,004 à 0,0009 m/m) du fait de la présence du seuil de St Eulalie à l'aval.

Ce secteur présente une transition entre une morphologie du chenal caractérisée par une bande active large (environ 50 mètres) avec un lit moyen bien développé (essentiellement en rive droite) et une bande active plus étroite (environ 20 mètres), caractérisée par la quasi-absence de lit moyen. Il semble que le rétrécissement du chenal soit provoqué en partie par l'aménagement des berges (enrochements, blocs de béton) (Photo 70), essentiellement en rive droite, du fait de la présence de quelques habitations. Sur certaines sections ne présentant aucun équipement, l'emboîtement et l'élargissement des lits réapparaissent. La granulométrie des sédiments présente par conséquent une évolution progressive vers l'aval, avec une tendance à devenir plus grossière (la part des graviers diminuant fortement).

Ce tronçon présente donc une morphologie hétérogène en relation avec les aménagements qui conditionnent l'élargissement de la bande active et l'apparition d'un lit moyen. Sur l'ensemble du secteur l'alternance seuil/mouille est marquée par un espacement plus important qu'en amont (secteur 1 et 2). L'espacement entre 2 seuils est généralement compris entre 150 et 200 m et les mouilles sont profondes de 1 à 3 mètres. A l'intérieur de ces mouilles, les secteurs les moins dynamiques présentent des accumulations de sables et graviers tandis que les secteurs plus dynamiques sont constitués par un fond de galets. Les berges portent des placages sablo-limoneux, piégés ici aussi par une importante végétation rivulaire.

Les dépôts en lit moyen et dans la plaine d'inondation sont sablo-limoneux et la ripisilve bien développée, vieillissante et non entretenue recouvre parfois l'ensemble du lit en forêt galerie. Sur ce tronçon, la ripisilve est entretenue par la Société du Canal de Provence, essentiellement dans un souci d'esthétique vis-à-vis du camping. L'entretien est en effet réalisé sur une très petite section, celle longeant le camping. En aval aucun entretien.

Seules les berges verticales caractéristiques des extrados sont potentiellement érodables et capables de fournir du sédiment au cours d'eau ; elles comportent une part non négligeable de galets à la base, sur plusieurs décimètres jusqu'à 1 mètre.

Le tronçon situé à l'aval immédiat de la confluence présente donc une morphologie du chenal classique avec un emboîtement des lits. Mais cette morphologie s'observe uniquement en rive droite, la rive gauche étant aménagée pour l'activité du camping. Il en résulte une rive gauche plus haute que la rive droite afin d'éviter l'inondation du camping en cas de crue (figure 207). De plus, afin d'écarter les crues et de se prémunir contre les inondations à l'aval, un déversoir a été aménagé en rive droite, dans le premier méandre en aval de la confluence (Photos 68 et 69). Une partie du débit de crue est donc déversée dans la plaine, au-delà de Q3 (soit environ 110 m³/s.).



Photo 66 : Confluence Gapeau/Réal Martin
 Photo 67 : Elargissement du chenal en aval de la confluence

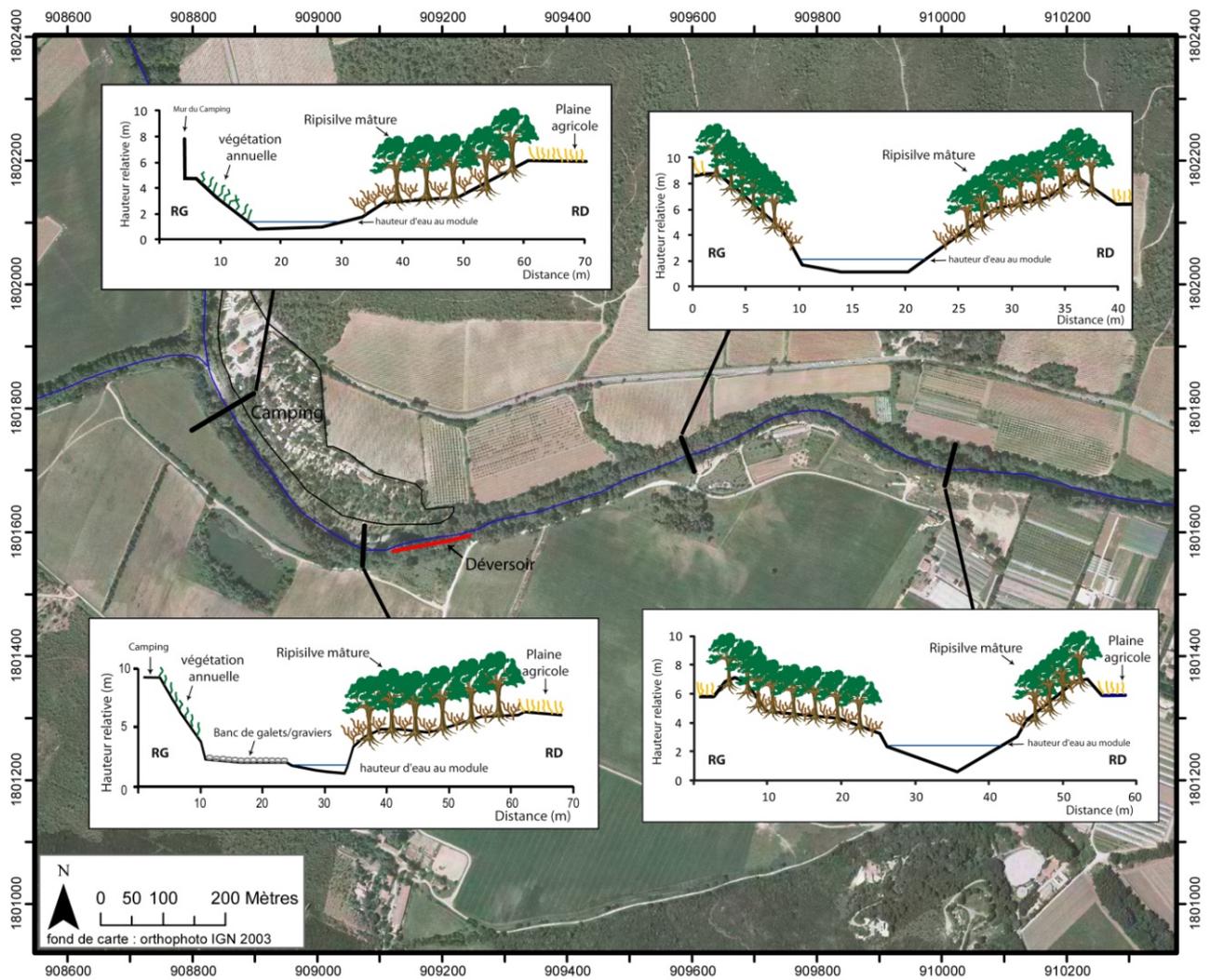


Figure 207 : Morphologie du Secteur 3.

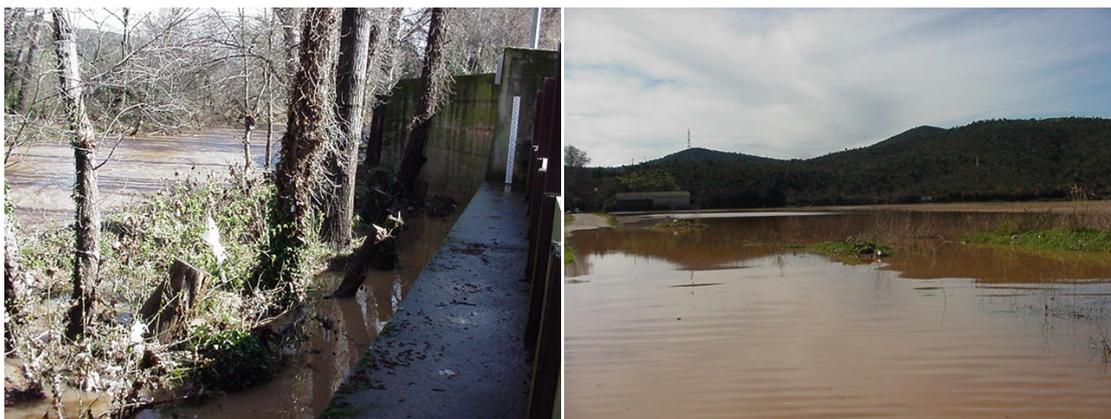


Photo 68 : Le déversoir après la crue de février 2001 (source : archives Hyères)

Photo 69 : Inondation de la plaine en aval du déversoir en février 2001 (source : archives Hyères)



Photo 70 : Protection des berges (enrochements et perrés)

Secteur 4

Le secteur 4 représente la zone marquée par l'influence du seuil de Ste Eulalie, celui-ci étant responsable de la création d'un secteur aux conditions hydrodynamiques particulièrement calmes. La longueur de ce secteur est fonction du débit, mais, au module il mesure environ 800 m. Il est bordé de part et d'autre par des champs de vigne et des vergers. Sa pente est très faible (0,0009 m/m).

Ce secteur est marqué par l'absence de lit moyen (Figure 208), seul l'amont immédiat du seuil présente un élargissement et l'apparition d'un lit moyen en rive droite avec des dépôts sablo-limoneux. La bande active est large de 20 à 30 m avec des berges abruptes et fortement végétalisées (notamment par la canne de Provence), ne présentant aucun phénomène d'érosion. Le chenal est profond, avec en moyenne 2 à 3 m pour un maximum de 6 m au module en rive gauche au niveau de la sinuosité bordant la D 42 (Figure 208). Les sédiments sur le plancher alluvial sont partout sablo-graveleux et le seul aménagement présent sur cette zone est l'enrochement de protection de la D42 (Photo 71). Le manque d'hydrodynamisme provoque ici une importante eutrophisation en été, responsable de l'apparition d'une très grande quantité d'algues.



Photo 71 : Sinuosité avec enrochements bordant la D42.

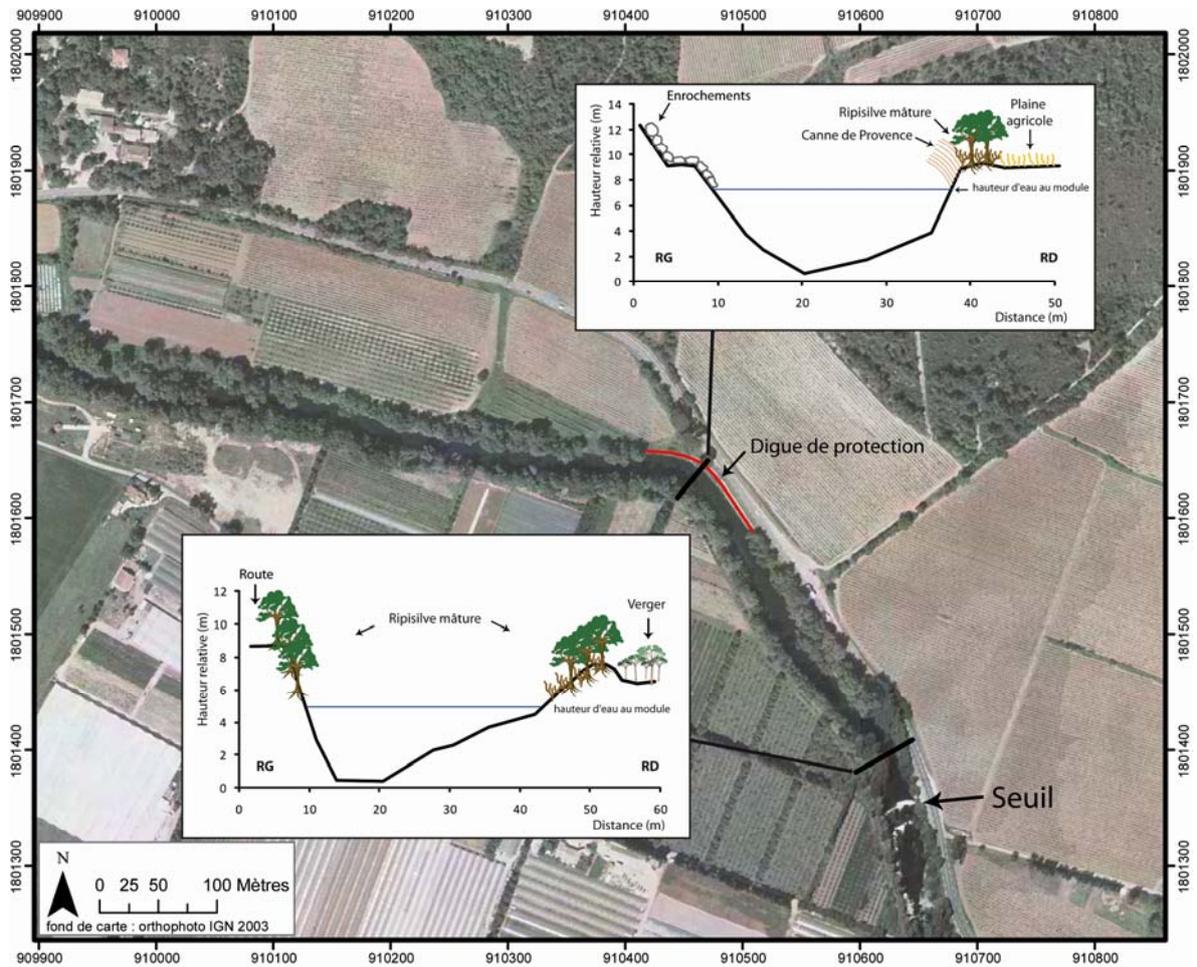


Figure 208 : Morphologie du Secteur 4

Secteur 5

Le secteur 5 est compris entre le Seuil de Ste Eulalie et la confluence avec le chenal de crue. Il est également bordé par des champs de vigne, des vergers, mais aussi par des serres dédiées à l'horticulture et par quelques habitations. Ce secteur est fortement marqué par la présence du seuil de Ste Eulalie à l'amont, responsable d'une importante incision qui s'est propagée vers l'aval, entraînant un encaissement du chenal (Figure 209) et une augmentation de la pente longitudinale (0.003 m/m).

La distance séparant seuils et mouilles est ici relativement réduite, 50 à 100 mètres, les mouilles étant peu profondes (maximum 1,5 mètre) et le chenal large d'environ 30 à 50 m. Les berges sont hautes et fortement végétalisées (faible entretien de la ripisilve) et souvent aménagées anarchiquement (présence d'enrochements, blocs de béton ou pylônes EDF) dans un but de protection vis-à-vis du sapement basal, déstabilisateur des berges, qui sont ici fortement occupées (habitations, cultures...). Par conséquent, sur ce secteur il n'existe pas de lit moyen ou alors celui-ci est très réduit (Photos 72 et 73).

La granulométrie du lit est grossière, que ce soit sur les seuils ou dans les mouilles et les berges présentent toujours des dépôts de placage sablo-limoneux. Ici aussi les extrados sont caractérisés par une fourniture sédimentaire potentielle avec la présence de galets à la base sur plusieurs décimètres. En ce qui concerne la qualité de l'eau, l'hydrodynamisme plus important qu'en amont du seuil tend à réduire l'impact visuel des pollutions mais il arrive que le plancher alluvial soit entièrement recouvert par les algues, masquant totalement les sédiments.



Photo 72 : Vue vers l'aval depuis le seuil

Photo 73 : Vue vers l'aval depuis la confluence avec le Borrel

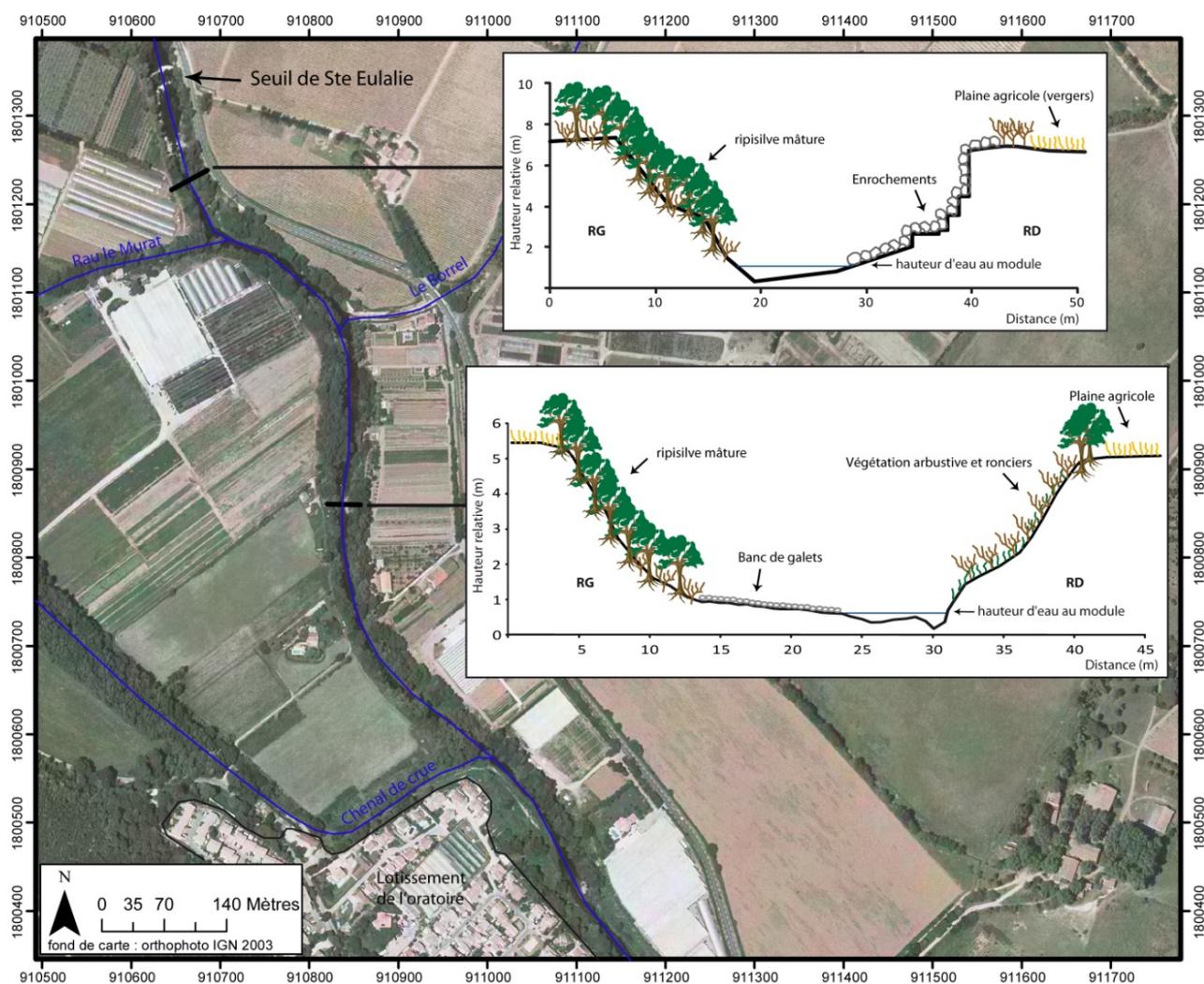


Figure 209 : Morphologie du Secteur 5.

Secteur 6

Le secteur 6 commence à la confluence avec le chenal de crue et se termine en amont du pont de la D559a. Le Gapeau traverse ici une zone mixte, où il est bordé en rive gauche par de la viticulture, de l'horticulture et du maraîchage et par l'urbanisation en rive droite (banlieue d'Hyères).

Ce secteur se caractérise par un élargissement du lit, avec l'apparition d'un lit moyen immédiatement en aval de la confluence avec le chenal de crue (figures 210 et 211). On passe d'une bande active étroite et encaissée à une bande active large (50 à 90 m) et moins encaissée, présentant un lit moyen (parfois large de plusieurs dizaines de mètres). La distance séparant seuils et mouilles s'est allongée, elle est d'environ 200 m. Les sédiments présents sur le plancher alluvial sont toujours grossiers sur les seuils (galets) mais deviennent plus fins dans les mouilles (galets, graviers et sables), en relation avec l'hydrodynamisme qui tend à diminuer, avec la pente (0,001 m/m). La ripisilve est un peu plus entretenue que sur les autres tronçons, en raison principalement de la présence du lotissement de l'oratoire en rive droite et du risque d'inondation associé. Le lit moyen ne présente donc que peu d'arbres matures, il est essentiellement colonisé par de la canne de Provence et quelques arbustes (Photo 74).

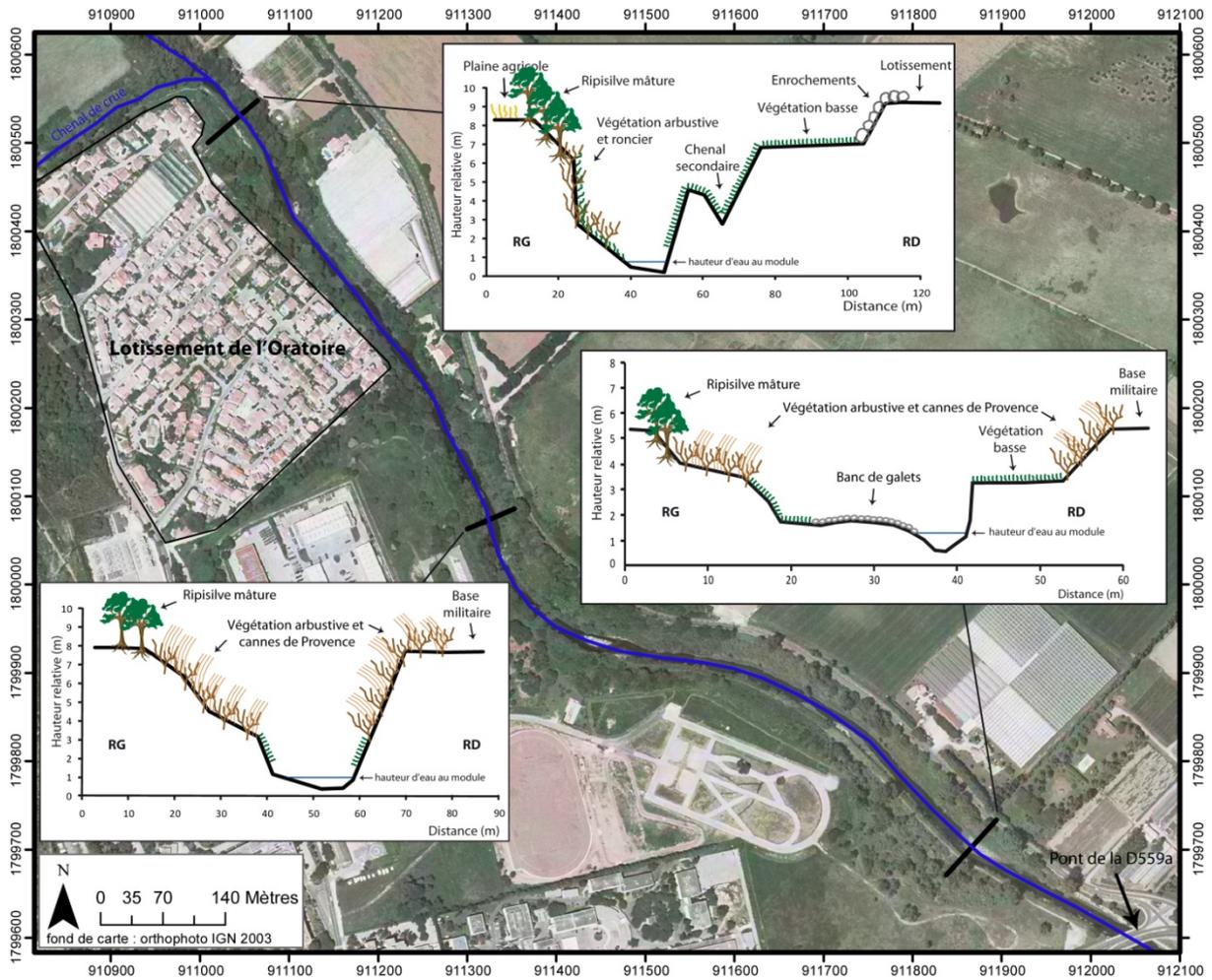


Figure 210 : Morphologie du Secteur 6.

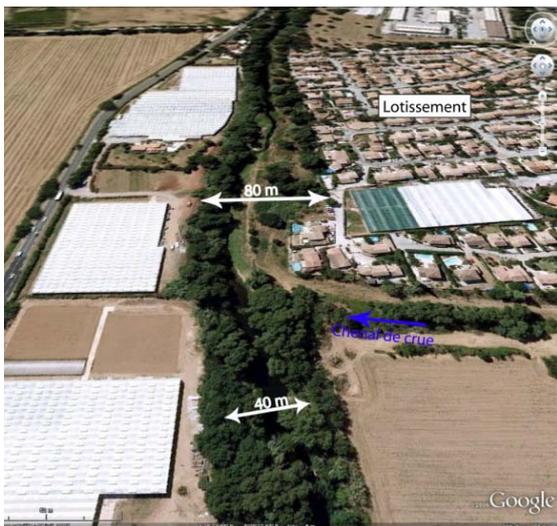


Figure 211 : Changeement de style fluvial sur le secteur 6
Photo 74 : Secteur en amont du pont de la D559a.

Secteur 7

Le secteur 7 marque une rupture nette dans la morphologie du Gapeau, correspondant désormais à un fleuve totalement anthropisé (Figure 212). Le cours d'eau est ici bordé par des terres agricoles (horticulture et maraîchage essentiellement) mais également par de nombreuses habitations, ainsi que par une base militaire.

Le chenal est totalement recalibré et endigué (Photo 75). Il se caractérise par une pente longitudinale faible (0,0007 m/m), une largeur moyenne de l'ordre de 30 à 60 m, un faciès d'écoulement essentiellement lentique (influence du barrage antisel sur près de 2 km) et des berges hautes en enrochements où seule la canne de Provence est présente, car elles sont régulièrement entretenues. En effet, les berges sont toutes en enrochements ou constituées de perrés ou palplanches, dans le but de stabiliser le fleuve et d'empêcher toute divagation, mais également dans un souci de maintenir une cubature suffisante pour autoriser le passage d'une crue d'environ 300 m³/s (supérieure à la crue cinquantennale) sans débordement. Surmontant ces ouvrages des techniques de génie végétal sont régulièrement employées dans la stabilisation des berges (Photo 76).

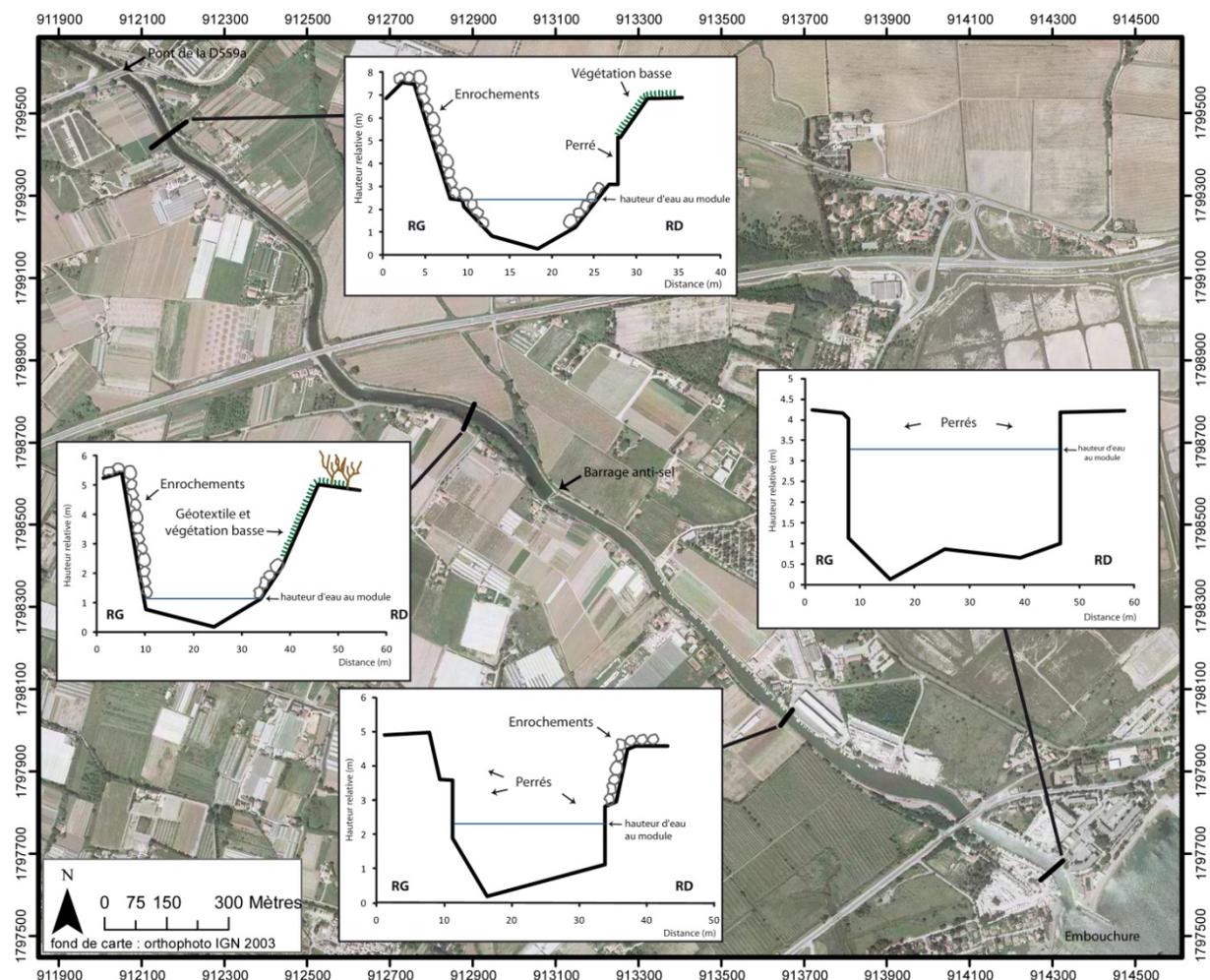


Figure 212 : Morphologie du Secteur 7.



Photo 75 : Section canalisée (secteur 7).

Photo 76 : Stabilisation des berges par des techniques de génie végétal.

La granulométrie des sédiments sur le plancher alluvial est fortement influencée par les conditions locales d'hydrodynamisme. A l'amont et à l'aval du pont de la D559a la granulométrie est grossière (galets et graviers), quel que soit le débit, puis le barrage anti-sel influence progressivement l'hydrologie, provoquant un dépôt de sédiments fins (sables, limons et argiles). Ces derniers, remobilisés à chaque crue, laisseront apparaître une granulométrie beaucoup plus grossière (galets, graviers) (Photo 77). C'est également le cas en aval du barrage anti-sel, où les sédiments fins tapissent le plancher alluvial à l'étiage et laissent place à des galets et graviers lorsque le débit augmente.

L'extrémité aval du Gapeau présente donc une configuration représentative de l'enjeu majeur qu'est la lutte contre les crues dans cette plaine inondable, où l'espace est partagé entre l'agriculture et l'urbanisation (banlieue d'Hyères, zone portuaire et touristique). Cette modification du milieu aquatique et des habitats s'accompagne enfin d'une mauvaise qualité de l'eau due notamment aux rejets domestiques de l'agglomération d'Hyères. La pollution en azote et phosphore sur ce tronçon provoque des phénomènes d'eutrophisation marqués avec notamment un colmatage algal et particulaire substantiel du substrat en période estivale (SAFEGE, 2007).



Photo 77 : Sédiments grossiers sur le plancher alluvial en aval du pont de la D559a, rendus visibles par l'effacement du barrage anti-sel suite à un problème technique.

Annexe 2 : Méthode d'analyse granulométrique des sédiments du Gapeau.

L'analyse granulométrique et le prélèvement des échantillons en surface sont basés sur la méthode dite de « Wolman » (Wolman, 1954). Il s'agit d'une méthode dérivée de la technique fondée sur l'échantillonnage par grille. Les particules sont sélectionnées par un opérateur qui parcourt la surface à échantillonner et collecte les particules désignées par la pointe de sa chaussure, ou localisées aux intersections d'une grille au sol définies par une grille physique ou par des décimètres (Bunte et Abt, 2001). Dans cette étude, nous avons choisi de suivre des lignes parallèles définies au sol par des décimètres et d'échantillonner les particules à intervalles réguliers. Cet intervalle entre deux échantillonnages est défini comme deux fois la valeur de l'axe b de la plus grosse particule présente (Bunte et Abt, 2001). Sur chaque site au moins 100 particules ont été échantillonnées (Tableau 46) ceci en fonction de la surface émergée du banc de galet (Koulinski, 1993).

Sites	1	2	3	4
Nombre de particules échantillonnées	192	192	221	206

Tableau 46 : Nombre de particules échantillonnées sur chaque site.

Des échantillonnages volumétriques ont également été réalisés sur les 4 sites. Ces échantillonnages sont couplés aux granulométries de surface afin de considérer la globalité de l'étendue granulométrique du site. Il a, en effet, été observé une différence notable entre les sédiments présents en surface et ceux constitutifs de la couche de sub-surface.

Les granulométries volumétriques ont été réalisées selon la méthode décrite par Church et al., (1987) et employée par Rollet (2007) sur l'Ain. Les particules dont l'axe médian était supérieur à 16 mm ont été pesées sur place au moyen d'un peson électronique suspendu (précision de l'ordre de la dizaine de grammes). La matrice (particules inférieures à 16 mm) a ensuite été sous-échantillonnée et près de 5 kg de ces sédiments ont été traités en laboratoire.



Photos 78 et 79 : Granulométrie volumétrique

Le sédiment de la matrice récolté est tout d'abord séché à l'étuve (42 °C) afin de pouvoir être pesé avant séparation des différentes fractions granulométriques. Le traitement granulométrique des échantillons est ensuite réalisé en deux étapes :

Dans un premier temps, un tamisage humide est réalisé sur l'échantillon préalablement pesé. Celui-ci permet de séparer le ballast (> 2 mm), les sables (0,5 < X < 2 mm) et la fraction fine (<0,5 mm). Le matériel nécessaire se compose de deux tamis superposés (mailles 2 mm et 0,5 mm) et d'un bac de tamisage avec une arrivée d'eau. L'échantillon est rincé à grandes eaux pour séparer ces différentes fractions. Le rinçage se poursuit jusqu'à ce que plus aucune particule visible à l'œil nu ne se trouve dans le jus en sortie de tamis. On collecte ensuite dans des béciers les refus de tamis qui donneront, après séchage, les volumes de sable et de ballast contenus dans l'échantillon. Le volume de la fraction fine est ensuite déduit par soustraction.

Dans un second temps, un tamisage à sec est réalisé, l'objectif étant de construire la courbe granulométrique de l'échantillon. Le matériel nécessaire se compose d'une colonne de tamisage constituée de 16 tamis (norme AFNOR) ayant une maille comprise entre 0,5 mm et 2 mm ainsi que d'une balance. Le refus du tamisage humide à 0,5 mm (sable) est tamisé par vibration dans la colonne pendant environ 15 minutes. Les refus de chaque tamis sont ensuite pesés, leur poids est reporté sur la courbe granulométrique de l'échantillon. Les sédiments ont été ensuite caractérisés selon la classification proposée par Folk et Ward (1957).

Annexe 3 : L'origine des sédiments

En ce qui concerne la source des sédiments, nous avons tenté de définir leur origine sur nos 4 sites d'étude, afin d'observer l'importance relative de chaque branche dans la fourniture sédimentaire du Gapeau aval et au littoral. Les 2 branches du cours d'eau (Gapeau et Réal-Martin) s'écoulant dans des bassins-versants de nature géologique différente (calcaire et métamorphique), il a semblé possible de déterminer la part de chacun dans le budget sédimentaire total du Gapeau aval.

Classes granulométriques (mm)	Site 1 (Gapeau amont)		Site 2 (Réal-Martin)		Site 3 (Gapeau aval 1)		Site 4 (Gapeau aval 2)	
	Calcaire	Métamorphique	Calcaire	Métamorphique	Calcaire	Métamorphique	Calcaire	Métamorphique
	16 à 22	87	13	32	68	23	77	29
22 à 32	97	3	35	65	37	63	43	57
32 à 45	100	0	40	60	27	73	43	57
45 à 64	93	7	50	50	23	77	43	57
64 à 91	95	5	33	67	47	53	50	50
91 à 128	80	20	17	83	6	94	-	-
128 à 181	-	-	0	100	43	57	-	-
% total	93.8	6.2	33.7	66.3	29.5	70.5	40	60

Tableau 47 : Pourcentages de particules calcaires et métamorphiques pour chaque classe granulométrique et pour chaque site d'étude.

Nous avons ainsi procédé à la sélection aléatoire de 30 particules par classes granulométriques lors des analyses volumétriques, que nous avons soumise à un test à l'acide chlorhydrique. Les parts de particules calcaires et métamorphiques pour toutes les classes granulométriques et pour tous les sites sont représentées dans le tableau 47.

Il ressort de ces résultats une prépondérance des particules calcaires (93.8 %) dans le cours du Gapeau à l'amont de la confluence (site 1) en accord avec la nature géologique du bassin-versant. Sur le site 2, nous nous attendions à obtenir une distribution équivalente, mais cette fois avec une large majorité de particules métamorphiques, ce qui n'est pas le cas. En effet, les particules métamorphiques représentent 66.3 % du total, il y a donc une part importante de particules calcaires dans le chenal du Réal-Martin. Il existe, en effet, des affluents de rive droites du Réal-Martin prenant leur source en milieu calcaire, qui semblent fournir une part non négligeable de sédiments au cours d'eau.

Avec un mélange lithologique aussi important il apparaît donc impossible de conclure sur l'alimentation sédimentaire préférentielle de telle ou telle branche. Nous constatons néanmoins que le rapport observé sur le site 2 (30 % calcaire et 70 % métamorphique) reste quasiment identique sur le site 3. En revanche, au niveau du site 4 on observe une part plus importante de particules calcaires (40 %) ; traduisant vraisemblablement un enrichissement en particules calcaires stockées dans les berges. Les apports sédimentaires au littoral sont donc de nature calcaire et métamorphique quasiment à parts égales, et il est impossible de conclure à partir de cette étude sur des apports privilégiés d'une branche par rapport à l'autre. Néanmoins, cette étude ne concerne que les particules d'un axe B supérieur à 16 mm. Il serait, par conséquent nécessaire d'effectuer une analyse minéralogiques des particules de taille inférieure afin de valider nos observations.

Annexe 4 : Le stockage sédimentaire en amont du seuil de Ste Eulalie

Afin de connaître la quantité de sédiments qui seraient évacués vers l'aval en cas d'enlèvement de l'ouvrage, nous allons estimer le volume de sédiments piégés par cette structure. Pour ce faire, nous avons prolongé vers l'amont le profil en long et la pente actuelle du cours d'eau en aval du seuil (figure 213).

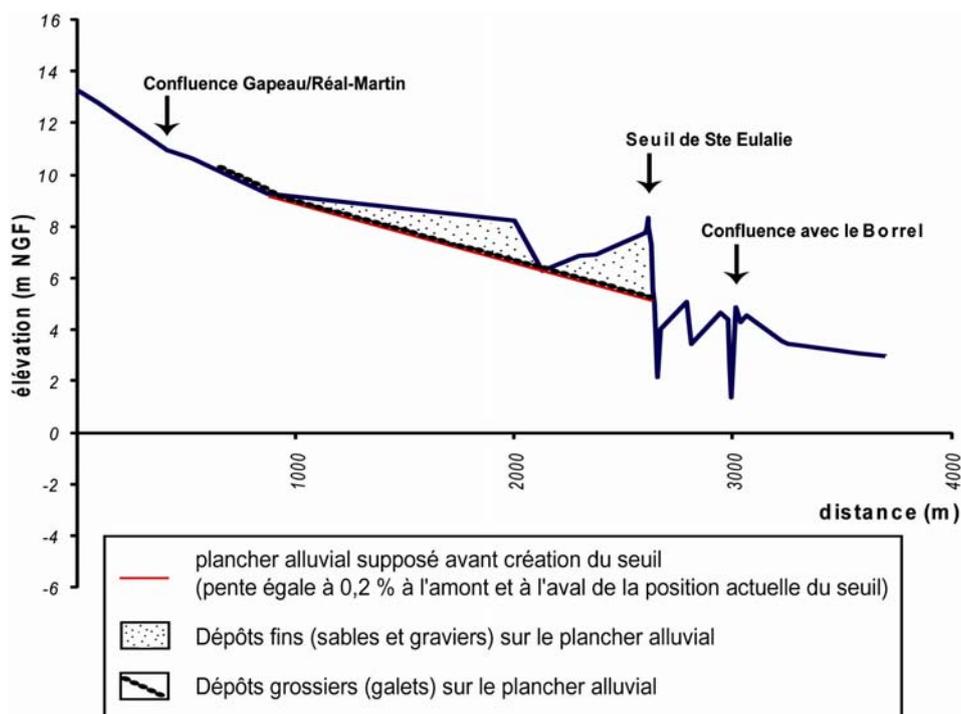


Figure 213 : Méthode d'estimation du stockage sédimentaire en amont du seuil.

Cette méthode comporte de nombreux biais. Il est en effet difficile de déterminer la limite amont de l'influence du seuil sur la sédimentation dans la bande active, de par un trop faible nombre de points de mesure dans la construction du profil en long. Il semble toutefois que cette limite se situe à environ 500 m en aval de la confluence Gapeau/Réal-Martin, où une rupture de pente dans le profil en long est observée (figure 213). Il est également difficile de déterminer quelle était l'altitude du plancher alluvial avant la construction de l'ouvrage. Néanmoins, nous avons estimé que ce niveau se situe dans la continuité de celui observé en aval de l'ouvrage, la pente étant conservée. Au final, environ 60 000 m³ de sédiments seraient piégés en amont de ce seuil. Il s'agit là de la valeur maximale estimée, car il est possible que la section influencée par le seuil soit plus réduite. Celle-ci a été estimée à 1 500 m mais pourrait être de 700 m, ce qui correspond à la limite amont d'influence du seuil sur les dynamiques hydrologiques à l'étiage (création du bassin de retenue). Dans notre calcul nous avons également considéré une valeur de largeur du lit de 30 m, qui est une estimation haute, certains secteurs étant plus proches de 20 m. En revanche, il semble que l'estimation de la position du plancher alluvial avant aménagement soit correcte, mais pourrait néanmoins être plus élevée, en relation avec le phénomène d'incision observé à l'aval du seuil. En prenant en compte toutes ces hypothèses, ce n'est plus 60 000 m³ de sédiments qui seraient piégés en amont de l'ouvrage mais plutôt 10 000 m³, soit 16 000 à 96 000 tonnes.

En conclusion, si l'on considère la valeur maximale estimée de ce stockage, ce ne sont que quelques dizaines de milliers de m³ de sédiments qui sont piégés par cet ouvrage. Sa destruction serait sans doute bénéfique pour la section aval, en termes de réduction des phénomènes d'érosion, mais négative en ce qui concerne la réduction de la débitance nécessaire au passage des crues. De plus, cet apport plus ou moins soudain, serait une ressource pour le littoral, mais ne serait vraiment profitable qu'à court terme.